

基于CMIP6模式对青藏高原冬季降雪 时空特征研究

焦瑞珠, 施红霞*, 唐海峰

成都信息工程大学大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室/气候与环境变化联合实验室, 四川成都

Email: *shx@cuit.edu.cn

收稿日期: 2021年8月26日; 录用日期: 2021年9月20日; 发布日期: 2021年9月27日

摘 要

本文利用5个国内的CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project in Phase 6)模式模拟及台站观测的1980~2014年逐月降雪数据, 评估了模式对青藏高原(下称高原)冬季降雪的模拟性能, 并分析了高原冬季降雪的时空变化特征。结果表明: 1) 与观测值相比, 5个模式模拟的冬季降雪的空间分布存在一定的差异, 但均能模拟出在高原东南部存在大值区, 其中FIO-ESM-2-0模式模拟值与观测值的偏差百分率相对较低, 表明该模式能够较好地模拟出高原冬季降雪; 2) 模拟值与观测值的空间相关系数、均方根误差及标准偏差比的结果不理想, 但多模式集合平均后的结果均有所改进, 意味着对区域性气候要素来说, 多模式集合平均能够提高模拟性能; 3) 空间分布趋势来看, 观测值表明高原大部分地区冬季降雪存在减少的趋势, 尤其在东南部减少更为显著, 在时间上也呈现出减少的特征。与其他模式相比, FIO-ESM-2-0模式能够较好地模拟出高原冬季降雪的空间、时间变化趋势。4) 多模式集合平均结果表明高原冬季降雪主要分布在高原东南部及西南部边缘, 且在高原东南部冬季降雪呈现出较为显著的减少趋势。

关键词

CMIP6模式, 青藏高原, 冬季降雪, 时空分布

Study on the Temporal and Spatial Characteristics of Snowfall in Winter over Tibetan Plateau Based on the CMIP6 Models

Ruizhu Jiao, Hongxia Shi*, Haifeng Tang

*通讯作者。

文章引用: 焦瑞珠, 施红霞, 唐海峰. 基于 CMIP6 模式对青藏高原冬季降雪的时空特征研究[J]. 自然科学, 2021, 9(5): 857-865. DOI: 10.12677/ojns.2021.95093

School of Atmospheric Sciences/Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province/Joint Laboratory of Climate and Environment Change, Chengdu University of Information Technology, Chengdu Sichuan
Email: *shx@cuit.edu.cn

Received: Aug. 26th, 2021; accepted: Sep. 20th, 2021; published: Sep. 27th, 2021

Abstract

Using the monthly snowfall data from five domestic models of CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project in Phase 6) and the observation during the period of 1980~2014, the performance of models for simulating the snowfall in winter over the Tibetan Plateau (TP) is projected, and the spatial and temporal characteristics of snowfall in winter over the TP are analyzed. The results show that: 1) Compared with the observation, there are some difference in simulating the snowfall in winter of the five models, however, all the five models can simulate that there is a high value of snowfall over the southeast of TP. Furthermore, FIO-ESM-2-0 model has lower bias percentage with observation, this implies that FIO-ESM-2-0 can better simulate the snowfall in winter; 2) the spatial correlation coefficients, root mean square error and standard deviation ration between the simulation and observation are not satisfactory, while the results are improved after multi-model ensemble mean, which can improve the simulation performance for a regional climatic element; 3) for the spatial distribution trend, the observation indicates that snowfall in winter has a decreasing trend over the most part of the TP, especially over the southeast part of the TP, the decreasing trend is more dramatic. The annual series also indicate a decreasing trend during 1980~2014. Compared with other models, FIO-ESM-2-0 model can better simulate the trend of snowfall in winter over the TP. 4) The multi-model ensemble mean suggests that the snowfall in winter is mainly distributed in the southeastern and southwestern margins of the TP, and it displays a significantly decreasing trend in the southeast part of the TP.

Keywords

Coupled Model Intercomparison Project in Phase 6 (CMIP6), Tibetan Plateau, Snowfall in Winter, Spatial and Temporal Distribution

Copyright © 2021 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

降雪指的是空气中的水汽凝结而形成的固体降水，在高纬度和高海拔地区，降雪落到地面容易累积形成积雪。积雪在冰冻圈系统中覆盖最广且季节性变化最为显著，是冰冻圈的主要存在形式之一[1]。积雪的高反照率特性可以使得地表反照率增加 30%~50%。积雪在消融的过程中需要消耗大量的热量，成为重要的季节性热汇，而它的不良热传导性又阻止了地表向大气的感热输送。因此，积雪由于其高反照率和不良热传导性，可以通过改变地表能量收支平衡和大气环流形势进而对全球气候产生重要影响。青藏高原(下称高原)是全球海拔最高、地形最为复杂的高原，其平均海拔高度在 4000 m 以上，被称为地球“第三极”，它既是我国独特天气系统产生的源地，也是外来天气系统的有效改造场所[2]。降雪是高原地区

水文系统中关键的组成要素,高原地区以及邻近山脉是众多大江大河的发源地,流域下游约 14 亿人口依靠这些江河为生[3]。因此,高原地区降雪累积形成的积雪融水对高原当地及周边地区非常重要,而降雪作为积雪的主要物质来源,也备受科学界关注。

近年来,张志富等[4]利用 1961~2012 年逐日降水量和天气现象资料研究了中国降雪的时空变化特征,结果表明在空间上中国降雪主要分布在青藏高原、东北以及新疆天山以北地区;时间变化上,除新疆北部地区降雪量和降雪日数为增加趋势外,高原在内的中国大部分地区降雪量和降雪日数均呈现显著减少趋势。除多等[5]利用 1981~2010 年高原降雪日数观测资料分析了高原降雪日数的时空变化特征,认为高原中东部、喜马拉雅山脉南部和祁连山脉附近降雪日数多,南部的河谷地区和北部的盆地地区降雪日数少;且 30 年内平均降雪日数逐年递减。这些研究都是基于气象台站观测数据进行研究,但是高原地形复杂,台站大都分布在高原的东南部地区,西部地区台站较少,数据有缺失,导致基于台站数据进行的相关研究不能很好地反映高原整个地区的降雪变化。

全球气候模式是研究气候系统变化的重要工具,已成为当代气候研究中不可缺少的一部分。目前,世界气候研究计划(WCRP)发起了新一轮的国际耦合模式比较计划(CMIP6),CMIP6 采用了一种新的、更具有联合特色的组织结构,以此来满足气候学界日益广泛的科学需要[6]。已有较多学者基于 CMIP6 多模式对全球、半球、区域等的气温、降水等气候要素的模拟性能进行了相关研究[7] [8] [9],但是对降雪的研究较少,尤其对高原冬季降雪的研究更少。因此,本文选用 CMIP6 中五个由我国开发的全球气候模式的模拟结果,对这五个模式在高原地区对冬季降雪的模拟能力进行验证,这对高原西北部降雪观测数据稀缺来说是一种补充,也可以用性能较好的模式对高原未来降雪的变化进行预估,可为高原周边地区水资源的利用和管控提供一定指导意见。

2. 资料与方法

资料介绍

本文选用 CMIP6 中 5 个国内耦合模式(BCC-ESM1、FGOALS-f3-L、FGOALS-g3、FIO-ESM-2-0、NESM3,具体信息如表 1 所示)在历史情景下模拟的 1850~2014 年逐月降雪通量资料。由于不同模式的分辨率存在较大差异,为了便于分析,本文运用双线性插值将 5 个模式数据统一插值到 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的网格上。

Table 1. The detail of five models from CMIP6

表 1. 5 个 CMIP6 模式的基本信息

模式名称	所属机构	格点数
BCC-ESM1	Beijing Climate Center	64×128
FGOALS-f3-L	Chinese Academy of Sciences	180×288
FGOALS-g3	Chinese Academy of Sciences	180×288
FIO-ESM-2-0	Chinese Administration of Ocean	128×64
NESM3	Nanjing University of Information Science & Technology	96×192

本文还采用了中国地面气候资料日值数据集提供的逐日气温和降水数据(台站分布如图 1 所示),利用温度阈值法[10]计算出降雪量,具体计算公式如下:

$$S = f(T)P \quad (1)$$

$$f(T) = \frac{1}{1.0 + 1.61 \times (1.35)^T} \quad (2)$$

其中 $f(T)$ 是降水(P)的分数, S 降雪量为(S), 由地表温度(T) 决定。

本文在分析 5 个 CMIP6 模式多高原冬季降雪的模式能力时, 运用了偏差百分率、空间相关系数、均方根误差、标准偏差比等统计方法, 具体计算公式可参考文献[11]。

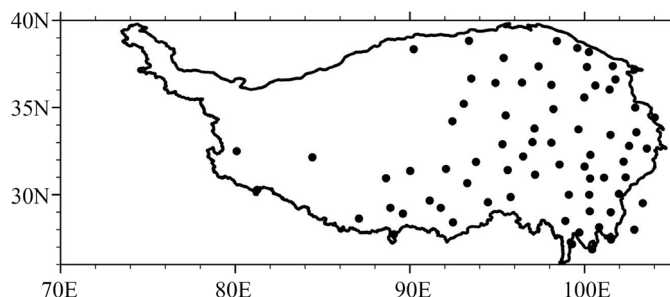


Figure 1. The distribution of stations over the Tibetan Plateau

图 1. 青藏高原气象台站分布

3. 青藏高原降雪的时空分布特征

3.1. 青藏高原冬季降雪的空间分布

图 2 给出了观测以及 5 个 CMIP6 耦合模式模拟的 1980~2014 年多年平均的冬季降雪的空间分布, 同时也给出了 5 个模式集合平均的结果。可以看出, 观测值由于受到青藏高原气象台站分布的影响, 降雪主要集中在高原东南部, 西部数据有缺失。高原东南部是降雪的大值区, 最大值在 50 kg/m^2 左右。

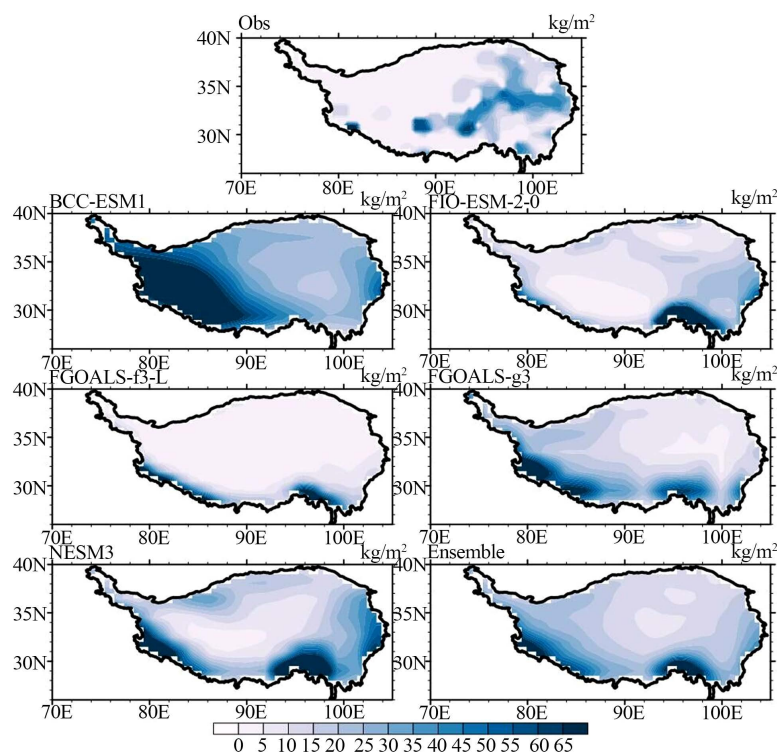


Figure 2. The distribution of average snowfall in winter from observation (Obs), individual model and multi-model ensemble mean (ensemble) over the Tibetan Plateau during 1980~2014

图 2. 1980~2014 年 CMIP6 各个模式、多模式集合平均(ensemble)及观测(Obs)的青藏高原多年平均冬季降雪的空间分布

CMIP6 各个模式模拟值与观测值之间存在一定的差异。BCC-ESM1 模式模拟的降雪主要集中在高原西南部,极大值出现在喜马拉雅山脉和冈底斯山脉附近,剩余地区均有降雪,和观测值相比,模拟值明显偏高。FGOALS-f3-L 模式模拟的降雪主要集中于高原南部的边界线附近,其它区域只有微量降雪。而 FIO-ESM-2-0、FGOALS-g3 和 NESM3 模式中降雪主要位于喜马拉雅山脉南侧、横断山脉北部和西北部地区。高原地区的地形复杂,模式本身目前对于复杂地形区域的模拟还不够完善。因此,导致各个模式模拟的高原冬季降雪与观测值在量值上相差较大。为了减小这种差异,对多模式进行集合平均。模式集合平均结果表明降雪极值出现在喜马拉雅山脉南部和横断山脉地区。总的来看,5 个 CMIP6 模式以及模式集合平均均能模拟出高原东南部的大值区,但是对高原西部地区,尤其是 BCC-ESM1 模式模拟出过强的大值中心。

为了更加直观的比较模式与观测值之间的差异,图 3 给出了 CMIP6 各模式、多模式集合平均结果与观测值的偏差百分率的空间分布图。可以看出,模拟值明显偏高,且模式模拟的大值区仍然是偏差百分率的大值区,主要在高原的南部和东南部的边界处。各模式模拟结果相差较大,尤其是 BCC-ESM1 模拟值偏大,模式集合平均之后偏差百分率有所降低,但就降雪大值区的偏差百分率来看,FIO-ESM-2-0 模式模拟效果较好。

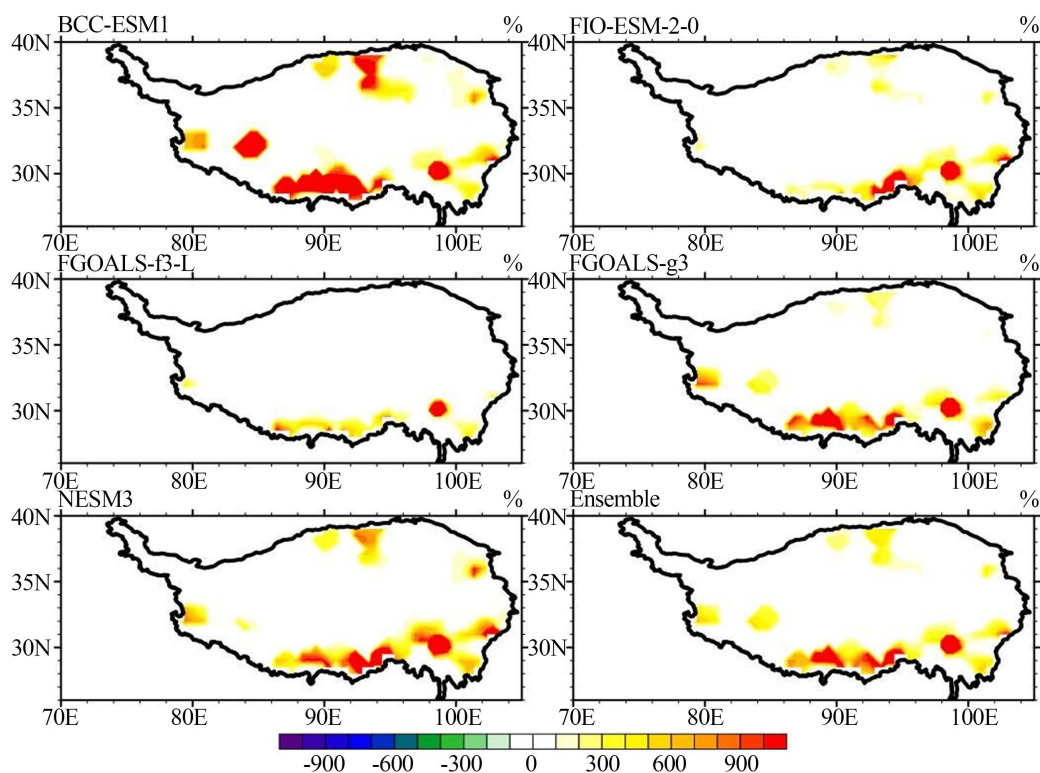


Figure 3. The distribution of bias percentage of snowfall in winter between the observation and the simulation from individual and multi-model ensemble over the Tibetan Plateau during 1980~2014

图 3. 1980~2014 年 CMIP6 各个模式、多模式集合平均与观测的青藏高原冬季降雪偏差百分率的空间分布

图 4 为 CMIP6 各模式、多模式集合平均及观测的 1980~2014 年高原冬季降雪的空间趋势分布。从观测值可以看出,除高原东北部降雪量有较弱的增加趋势外其余地区均为减少趋势。在 5 个模式中,BCC-ESM1 高原西北地区降雪量显著增加,东南地区降雪量显著减少;FIO-ESM-2-0 除高原东南部 and 北

部边界地区降雪量减少外,其余地区降雪量均为增加;FGOALS-f3-L 几乎与 FIO-ESM-2-0 模式呈现相反的空间趋势走向;FGOALS-g3、NESM3 模式高原地区降雪量大部分为增加的趋势,尤其是 NESM3 模式增加显著。多模式集合平均结果表明北部地区降雪量显著增加,东南部地区减少。总体来看,在高原东南部这一范围内,FIO-ESM-2-0 与模式集合平均模拟降雪空间趋势变化与观测最为相近。

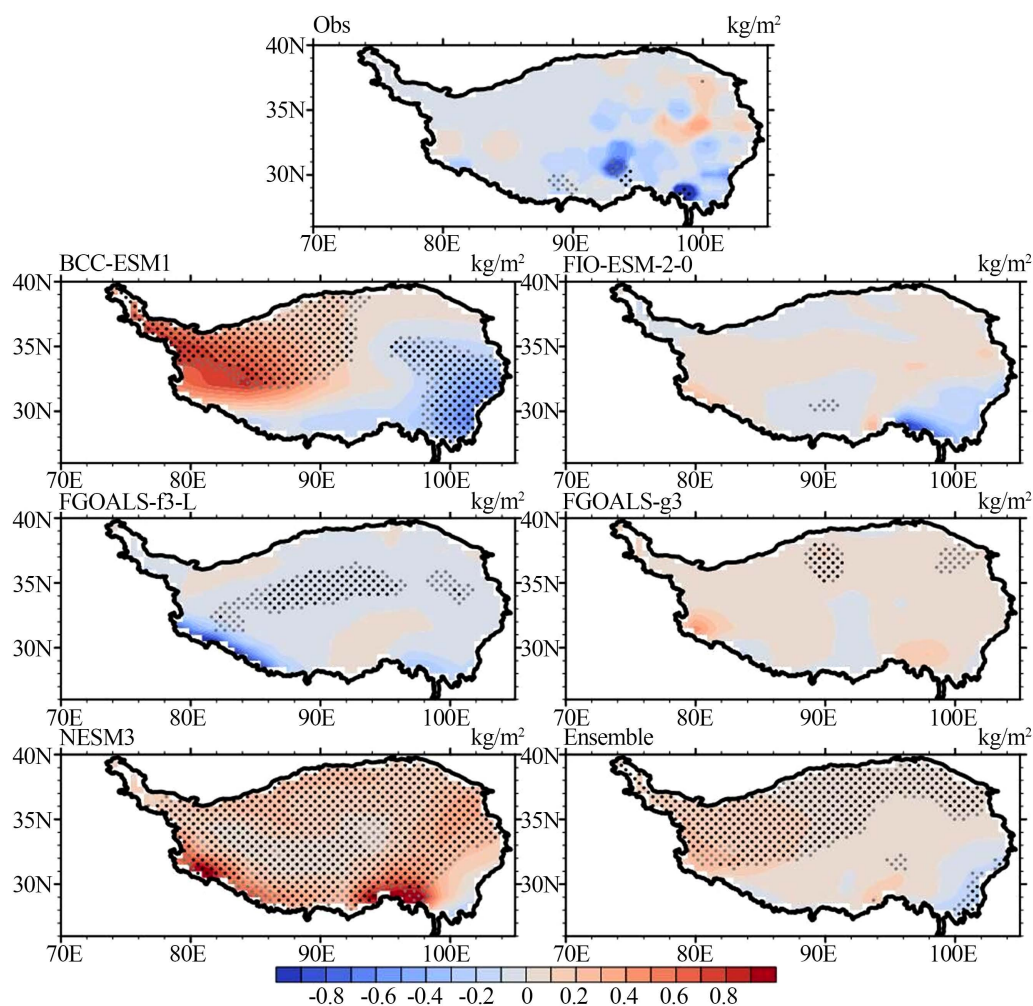


Figure 4. The distribution of trend of snowfall in winter from observation (Obs), individual model and multi-model ensemble mean (ensemble) over the Tibetan Plateau during 1980~2014 (shaded area demonstrates the trend passes the 95% significant level)

图 4. 1980~2014 年 CMIP6 模式模拟、多模式集合平均和观测的青藏高原冬季降雪空间趋势(阴影部分通过 95%显著性检验)

由于台站数据的有限性,高原冬季降雪多集中在东南部,为了更好地评估模式模拟结果,选取高原东部(92°~104°E、24°~40°N)这一区域作为主要研究区域。图 5 为高原东部冬季降雪量的多年平均值。可以看出,各模式之间存在一定的偏差,FGOALS-f3-L 模式模拟的高原冬季平均降雪量最小,约为 8 mm, NESM3 模拟的高原冬季平均降雪量最大,约为 30 mm, BCC-ESM1 与 FIO-ESM-2-0 两个模式模拟的高原冬季平均降雪量比较接近,约为 25 mm, FGOALS-g3 模式模拟高原冬季平均降雪量约为 14 mm,多模式集合平均值与观测值最为接近,约为 20 mm 左右。从空间平均值来看,相比单个模式,模式集合平均可以提高模拟效果。

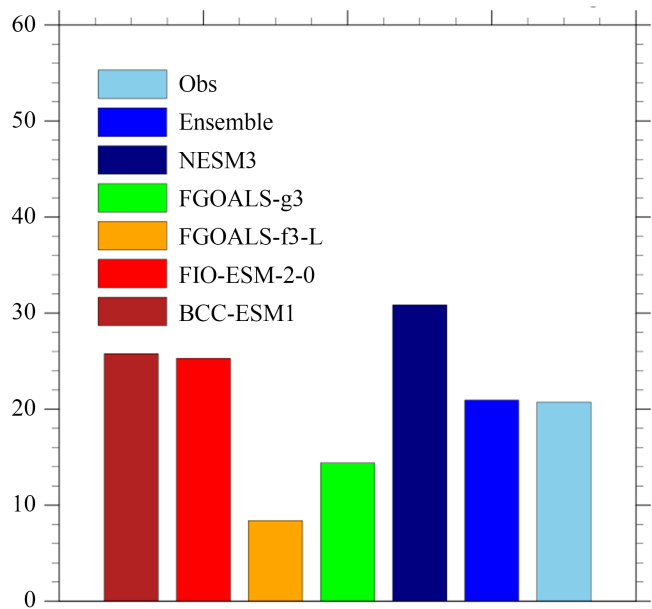


Figure 5. The mean value of snowfall in winter over the east part of the Tibetan Plateau (92°~104°E、24°~40°N) during 1980~2014
图 5. 1980~2014 年青藏高原东部(92°~104°E 及 24°~40°N)冬季降雪的平均值

表 2 中空间相关系数反映了模式对冬季降雪空间特征的模拟能力。可以看出，各个模式与观测值的空间相关系数都比较小。由于 5 个 CMIP6 模式及多模式集合的结果都在高原横断山脉有一个大值中心，而观测值的大值中心相对于模拟值更加偏北，所以导致空间相关系数较低，甚至出现负相关。从标准偏差比可以看出 FGOALS-f3-L 模式与观测值的标准偏差比是最接近 1 的。从均方根误差可以看出 BCC-ESM1 模式与观测值的均方根误差是最小的，相对单个模式来说，多模式集合后的空间相关系数，均方根误差及标准偏差比都有一定程度的改进。

Table 2. The spatial correlation coefficients, root mean square error and standard deviation between the CMIP6 models, multi-model ensemble mean and the observation of snowfall in winter over the east part of the Tibetan Plateau (92°~104°E, 24°~40°N) during 1980~2014

表 2. CMIP6 各个模式、多模式集合平均与观测的 1980~2014 年青藏高原东部(92°~104°E, 24°~40°N)的冬季降雪的空间相关系数、均方根误差及标准偏差比

模式名称	空间相关系数	均方根误差(RMSE)	标准偏差比(NSD)
BCC-ESM1	0.018	17.075	0.471
FGOALS-f3-L	0.016	23.299	1.009
FGOALS-g3	-0.143	21.754	0.887
FIO-ESM-2-0	0.000	29.348	1.997
NESM3	-0.116	29.913	1.764
集合平均(ensemble)	-0.059	20.994	1.092

3.2. 青藏高原冬季降雪的年际变化

图 6 给出观测、五个模式、多模式集合平均的 1980~2014 年高原冬季降雪的年际变化特征。从观测值可以看出，1980~2014 年冬季高原降雪量基本介于 10~30 mm 之间，总体呈现出减少的趋势。但是在

90年代以前,高原降雪是以增加为主,90年代后期降雪存在一明显下降,然后又波动上升,但幅值没有超过90年代以前,所以1980~2014年冬季高原降雪是减少的。这说明在全球变暖的背景下,随着气温的上升,水循环加剧,降水中的降雪的比例降低,使得高原冬季更多的降水是以液态水的形式落到地面。

五个模式中,FIO-ESM-2-0模拟的降雪的年际变化特征与观测的最为相似,降雪量介于10~30 mm之间,总体呈现出弱的减少趋势。FGOALS-f3-L模式虽然模拟的降雪量较观测偏低,但是也能较好的模拟出降雪的变化趋势。而BCC-ESM1和NESM3均模拟出青藏高原降雪存在增加的趋势。所以,从冬季降雪的变化趋势可以看出FIO-ESM-2-0模拟效果较好。

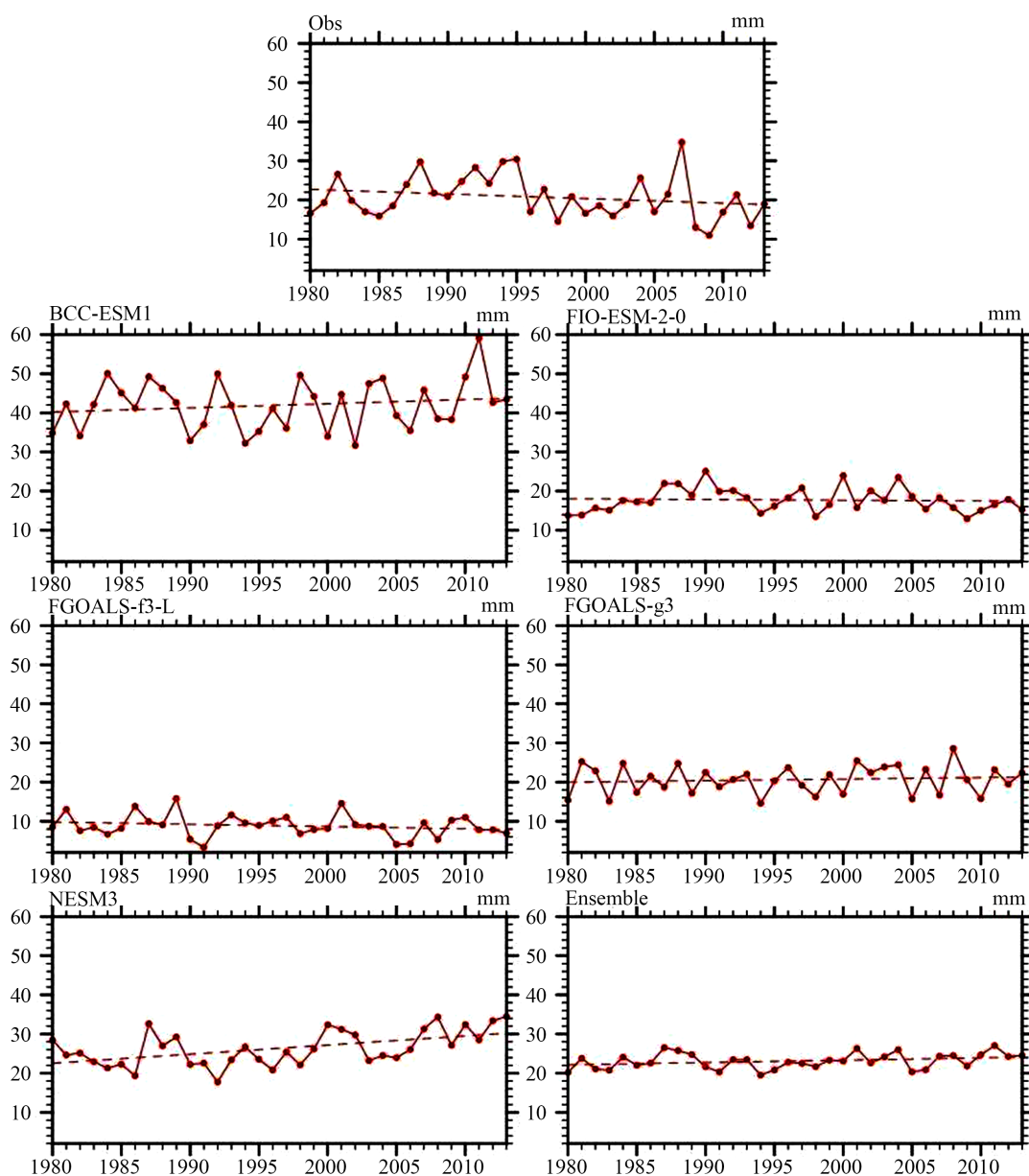


Figure 6. The inter-annual variability of snowfall in winter from CMIP6 models, multi-model ensemble mean and the observation over the east part of the Tibetan Plateau ($92^{\circ}\sim 104^{\circ}\text{E}$, $24^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$) during 1980~2014

图 6. 1980~2014 年 CMIP6 模式、多模式集合平均模拟和观测的青藏高原东南部($92^{\circ}\sim 104^{\circ}\text{E}$ 及 $24^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$) 冬季降雪年际变化

4. 结论

本文利用 CMIP6 的 5 个模式模拟的降雪资料以及台站观测的降雪量, 分析了 CMIP6 模式对高原冬季降雪的模式能力, 并探讨了高原冬季降雪的变化特征。得出以下结论:

1) 5 个 CMIP6 耦合模式均能较好地模拟出高原冬季降雪在高原东南部存在大值区, 而对于高原西部地区, 尤其是 BCC-ESM1 模式模拟出过强的大值中心。观测值与模拟值的偏差百分率表明高原大部分地区模拟较观测偏高, 其中 FIO-ESM-2-0 模式对高原冬季降雪的模式效果较好。

2) 在高原东部(92°~104°E 及 24°~40°N)区域, 各模式模拟值与观测值的空间相关系数、均方根误差、标准偏差比的差异较大, 尤其在空间相关系数中还出现负相关。这说明由于高原独特的地理环境和气候条件, 单个模式对高原降雪空间分布的模式存在一定的偏差, 但是模式集合平均之后结果均有所改进, 意味着对区域上气候要素的模式, 多模式集合模拟效果更好。

3) 从时空变化来看, 5 个 CMIP6 模式中 FIO-ESM-2-0 模式能够较好地模拟出高原降雪的空间变化趋势, 模拟的降雪年际变化特征与观测的也最为相似, 降雪量介于 10~30 mm 之间, 总体呈现出弱的减少趋势。

4) 1980~2014 年青藏高原冬季降雪在空间上主要分布在喜马拉雅山脉与横断山脉的西南部地区, 高原的东南部是冬季降雪的大值区, 降雪量最大值在 50 mm 左右。

参考文献

- [1] 马丽娟, 秦大河. 1957-2009 年中国台站观测的关键积雪参数时空变化特征[J]. 冰川冻土, 2012, 34(1): 1-11.
- [2] 段安民, 肖志祥, 吴国雄. 1979-2014 年全球变暖背景下青藏高原气候变化特征[J]. 气候变化研究进展, 2016, 12(5): 374-381.
- [3] Immerzeel, W.W., Van Beek, L.P. and Bierkens, M.F.P. (2010) Climate Change Will Affect the Asian Water Towers. *Science*, **328**, 1382-1385. <https://doi.org/10.1126/science.1183188>
- [4] 张志富, 希爽, 刘娜, 等. 1961-2012 年中国降雪时空变化特征分析[J]. 资源科学, 2015, 37(9): 1765-1773.
- [5] 除多, 洛桑曲珍, 杨志刚, 等. 1981-2010 年青藏高原降雪日数时空变化特征[J]. 应用气象学报, 2017, 28(3): 292-305.
- [6] Eyring, V., Bony, S., Meehl, G.A., et al. (2016) Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6(CMIP6) Experimental Design and Organization. *Geoscientific Model Development*, **9**, 1937-1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
- [7] 魏萌, 舒启, 宋振亚, 等. CMIP6 气候模式对 21 世纪初全球增暖减缓现象模拟能力评估与归因分析[J]. 中国科学: 地球科学, 2021.
- [8] 王予, 李惠心, 王会军, 等. CMIP6 全球气候模式对中国极端降水模拟能力的评估及其与 CMIP5 的比较[J]. 气象学报, 2021, 79(3): 370-386.
- [9] 李雅培, 朱睿, 刘涛, 等. 基于 BCC-CSM2-MR 模式的疏勒河流域未来气温降水变化趋势分析[J]. 高原气象, 2021, 40(3): 535-546.
- [10] Ohba, M. and Sugimoto, S. (2020) Impacts of Climate Change on Heavy Wet Snowfall in Japan. *Climate Dynamics*, **54**, 3151-3164. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05163-z>
- [11] 杨笑宇, 林朝晖, 王雨曦, 等. CMIP5 耦合模式对欧亚大陆冬季雪水当量的模拟及预估[J]. 气候与环境研究, 2017, 22(3): 253-270.