

基于CMIP6模式和ERA5再分析资料的 青藏高原降雪的时空特征研究

祝宇航^{1,2}, 贾桂兰^{3*}, 施红霞¹, 黄杰⁴, 刘力璇²

¹成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都

²巴中市通江县气象局, 四川 巴中

³巴中市气象局, 四川 巴中

⁴贵南县气象局, 青海 贵南

收稿日期: 2025年8月7日; 录用日期: 2025年9月9日; 发布日期: 2025年9月17日

摘 要

为进一步增强对青藏高原降雪机制和影响因素的认识, 丰富对高原气候系统的理解, 本文基于4个国内的CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project in Phase 6) 模式模拟资料以及欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 的ERA5再分析资料, 对青藏高原降雪的时空变化特征进行分析, 并评估青藏高原在当前气候情景下的降雪变化。结果表明: (1) 4个模式和ERA5模拟的降雪空间分布存在不同程度的差异, 除BCC-ESM1外, 其他3个模式和ERA5模拟出在高原东南部都存在降雪大值区, 而BCC-ESM1模式在模拟高原西部地区时出现了大值中心; (2) 从空间分布趋势来看, BCC-CSM2-MR、FGOALS-f3-L、FIO-ESM-2-0模拟出高原大部分地区降雪存在减少趋势, 但FIO-ESM-2-0模拟出降雪在高原东南部减少更为显著。ERA5模拟出高原东部和西部地区降雪均在增加。从时间上看, 仅有FIO-ESM-2-0模拟的降雪呈现较为明显的减少特征; (3) 在春季, FIO-ESM-2-0模拟的降雪年际变化没有显著增减趋势; BCC-CSM2-MR、BCC-ESM1和FGOALS-f3-L模拟的均为弱的增加趋势。而在冬季, BCC-CSM2-MR和BCC-ESM1模拟的降雪无明显增减趋势, 仅有FIO-ESM-2-0模拟的呈明显减少趋势; (4) 4个模式中青藏高原降雪年内变化均表现为“双峰”型, 峰值分别在春季和秋季, 且春季大于秋季。ERA5的年内变化趋势与模式一致, 但变化相比更平缓。

关键词

CMIP6模式, 青藏高原, 降雪量, 时空变化

Spatio-Temporal Characterization of Snowfall over the Qinghai-Xizang Plateau based on CMIP6 Models and ERA5 Reanalysis Data

*通讯作者。

文章引用: 祝宇航, 贾桂兰, 施红霞, 黄杰, 刘力璇. 基于 CMIP6 模式和 ERA5 再分析资料的青藏高原降雪的时空特征研究[J]. 自然科学, 2025, 13(5): 1044-1054. DOI: 10.12677/ojns.2025.135110

Yuhang Zhu^{1,2}, Guilan Jia^{3*}, Hongxia Shi¹, Jie Huang⁴, Lixuan Liu²

¹School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu Sichuan

²Bazhong Tongjiang District Meteorological Bureau, Bazhong Sichuan

³Bazhong District Meteorological Bureau, Bazhong Sichuan

⁴Guinan District Meteorological Bureau, Guinan Qinghai

Received: Aug. 7th, 2025; accepted: Sep. 9th, 2025; published: Sep. 17th, 2025

Abstract

To further enhance the understanding of the snowfall mechanisms and influencing factors over the Qinghai-Xizang Plateau, enriching the comprehension of the plateau's climate system, this study analyzes the spatiotemporal characteristics of snowfall over the TP based on simulation data from four domestic CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) models and the ERA5 reanalysis data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). This paper also assesses the impact of the current climate scenario on snowfall over the TP. The results indicate: (1) There are varying degrees of differences in the spatial distribution of snowfall simulated by the four models and ERA5. Except for BCC-ESM1, the other three models and ERA5 all display a high-value snowfall area in the southeastern part of the plateau, while BCC-ESM1 shows a high-value center in the western part of the plateau; (2) In terms of spatial distribution trends, BCC-CSM2-MR, FGOALS-f3-L, and FIO-ESM-2-0 simulate a decreasing trend in snowfall over most areas of the plateau, but FIO-ESM-2-0 shows a more significant reduction in the southeastern part. ERA5 simulates an increase in snowfall in the eastern and western parts of the plateau. Temporally, only FIO-ESM-2-0 exhibits a more pronounced decreasing characteristic in snowfall; (3) In spring, the interannual variability of snowfall simulated by FIO-ESM-2-0 shows no significant increasing or decreasing trend; BCC-CSM2-MR, BCC-ESM1, and FGOALS-f3-L all simulate a weak increasing trend. In winter, BCC-CSM2-MR and BCC-ESM1 simulate no significant trend in snowfall, with only FIO-ESM-2-0 showing a clear decreasing trend; (4) The inter-annual variation of snowfall over the TP in the four models all exhibit a “double-peak” pattern, with peaks in spring and autumn, and the spring peak is greater than autumn peaks. The inter-annual variation trend of ERA5 is consistent with the models, but shows a smoother variation.

Keywords

Coupled Model Intercomparison Project in Phase 6 (CMIP6), Qinghai-Xizang Plateau, Snowfall, Spatial and Temporal Variability

Copyright © 2025 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

在全球气候变暖的背景下，北半球的积雪已呈现出显著减少的变化趋势。青藏高原被称为“世界屋脊”，它是中国最大、世界海拔最高的高原，其上广泛地分布着积雪，积雪覆盖率最高可达高原面积的79% [1]。因此，青藏高原降雪变化一直以来是科学界较为关注的热点问题之一。青藏高原平均海拔在4000 m以上，因其特殊的地理环境和下垫面特性对东亚乃至全球气候产生了重要的影响[2]-[4]。

学者们对青藏高原降雪量变化以及降雪分布特征的研究已较多。王杰[5]研究分析了青藏高原降雪比

率的时空变化特征和成因,发现青藏高原大面积范围内降雨量呈增加趋势,而降雪量呈减少的变化趋势。蒋文轩等[6]利用青藏高原 1971~2011 年冬季逐月降雪量资料分析了高原冬季降雪的气候特征,发现高原冬季降雪总体上呈现出东部和南部多、西北部和雅鲁藏布江中段相对较少的特征。胡豪然等[7]基于高原东部 1961~2010 年积雪观测数据,探讨了冬季积雪日数的空间分布和年际变化特征,结果表明高原东部冬季积雪空间分布特征差异较显著,巴颜喀拉山、唐古拉山脉积雪较多,而藏南谷地、川西高原东部和柴达木盆地相对较少;值得注意的是,在针对高原地区降雪变化的研究中,这些分析主要依赖于气象台站的观测数据。然而,高原地形复杂,台站的分布呈现出显著的地域不平衡性,主要集中在高原的东南部,而西部地区的台站数量较少。这种分布不均导致数据存在显著缺失,从而影响研究整个高原降雪变化的准确性[8]。

全球气候模式是研究气候系统变化的重要工具[9],是当前气候研究中不可缺少的部分。基于 CMIP6 模式的方法由于具有广泛覆盖和较高空间分辨率的特点,可以更全面地反映青藏高原降雪分布,提高了研究高原降雪变化的准确性和可靠性。魏萌等[10]基于 CMIP6 多模式对全球气温的模拟性能进行了相关研究,王予等[11]利用 CMIP6 对中国的极端降水的模拟能力进行评估,李雅培等[12]基于 CMIP6 数据模拟和评估了疏勒河区域的降水和温度特征。但各学者在降雪方面的研究较少,焦瑞珠等[8]就利用 CMIP6 模式研究了青藏高原冬季降雪的时空特征,其选用 CMIP6 中 5 个我国的全球气候模式的模拟结果,对它们在高原地区冬季降雪的模拟能力进行研究。本研究将基于 CMIP6 模式资料和 ERA5 再分析资料,对青藏高原降雪的时空分布特征进行分析。可以补充高原西北部降雪观测数据稀缺,并进一步理解其气候系统的运行机制,以及在全球气候变化中的作用。结合这两种资料对青藏高原降雪变化进行分析,可以验证和改进气候预测模型,提高预测未来气候变化的准确性。研究结果可为青藏高原及周边地区防灾减灾、农业灌溉、水资源管理、气候变化研究等提供一定的参考依据。

2. 资料和方法

2.1. 资料概况

本研究所用的是 1960~2014 年的月平均 ERA5 再分析数据和 CMIP6 中 4 个国内耦合模式(BCC-CSM2-MR、BCC-ESM1、FGOALS-f3-L、FIO-ESM-2-0)在历史情景下模拟的 1960~2014 年逐月降雪量资料(表 1)。由于不同模式的分辨率存在较大差异,本文运用双线性插值法将所有数据统一插值到 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的网格上。根据青藏高原积雪季节变化规律,定义积雪年为从前一年的九月到次年的八月。

Table 1. Basic Information of ERA5 and 4 CMIP6 Models
表 1. ERA5 和 4 个 CMIP6 模式的基本信息

名称	所属机构	格点数
BCC-CSM2-MR	Beijing Climate Center	160×320
BCC-ESM1	Beijing Climate Center	64×128
FGOALS-f3-L	Chinese Academy of Sciences	180×288
FIO-ESM-2-0	Chinese Administration of Ocean	128×64
ERA5	ECMWF	129×57

2.2. 研究方法

2.2.1. 线性倾向趋势分析

该统计方法用于检测时间序列数据中是否存在线性变化趋势,可以了解数据随时间推移而增加或减

少。时间序列数据定义为开始于收集一段时间内的数据点，这些数据点按照时间顺序排列。

首先使用线性回归模型来拟合数据，该模型假设因变量(y ，例如降水量)与自变量(x ，例如时间)之间存在线性关系。

$$y_i = a + bx_i \quad (1)$$

其中， $i=1, 2, 3, \dots, n$ ， n 为总数。对于每一个 i ，都存在与之对应的气候变量 y_i 和时间 x_i 。 a 为常数， b 为线性倾向参数，通过最小二乘法求得：

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n x_i t_i - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n x_i \right) \left(\sum_{i=1}^n t_i \right)}{\sum_{i=1}^n t_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n t_i \right)^2} \quad (2)$$

其中， b 大于0时，气候变量随时间推移增加；若 b 小于0，则气候变量随时间推移减少，且 b 的大小代表趋势强度。最后需经过统计检验：引入线性相关系数 r 。在给定的显著性水平 α 下，当 $|r|$ 大于 r_α 时，即表示在显著性水平 α 下，变化趋势显著；否则，认为不显著[13]。在本研究中，显著性水平 α 被设定为0.05。

2.2.2. 双线性插值

又称为双线性内插。它是有两个变量的插值函数的线性插值扩展，在两个方向分别进行一次线性插值。已知的红色数据点与待插值得到的绿色点，假设已知函数 f 在 $Q_{11}=(x_1, y_1)$ 、 $Q_{12}=(x_1, y_2)$ ， $Q_{21}=(x_2, y_1)$ 以及 $Q_{22}=(x_2, y_2)$ 四个点的值。首先在 x 方向进行线性插值，得到 R_1 和 R_2 ，然后在 y 方向进行线性插值，得到 P 的结果 $f(x, y)$ (图1)。

$$f(R_1) \approx x_2 - x/x_2 - x_1 f(Q_{11}) + x - x_1/x_2 - x_1 f(Q_{21}) \text{ where } R_1 = (x, y_1)$$

$$f(R_2) \approx x_2 - x/x_2 - x_1 f(Q_{12}) + x - x_1/x_2 - x_1 f(Q_{22}) \text{ where } R_2 = (x, y_2)$$

$$f(P) \approx y_2 - y/y_2 - y_1 f(R_1) + y - y_1/y_2 - y_1 f(R_2)$$

公式中 Q_{11} ， Q_{12} ， Q_{21} ， Q_{22} 为已知的4个像素点， P 为待求点。

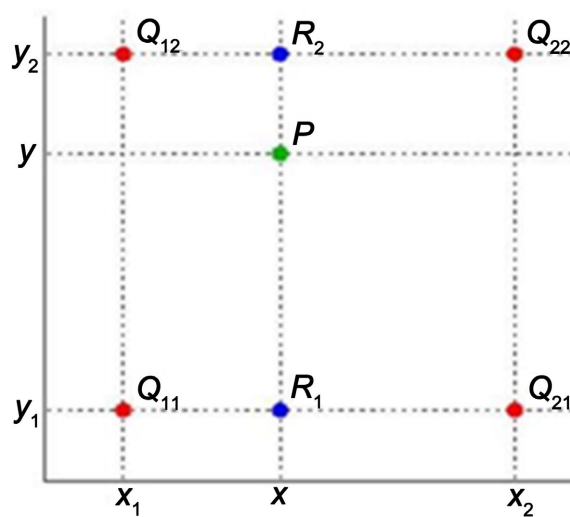


Figure 1. Schematic diagram of bilinear interpolation

图1. 双线性插值的示意图

3. 1960~2014 年青藏高原降雪的空间分布特征

3.1. 1960~2014 年青藏高原多年平均降雪空间分布

图 2 中给出了 ERA5 以及 4 个 CMIP6 模式模拟的 1960~2014 年青藏高原多年平均降雪的空间分布。由于高原地形复杂, 模式本身目前对于复杂地形区域的模拟还不够完善。因此, 各个模式模拟的高原降雪之间存在显著差异。

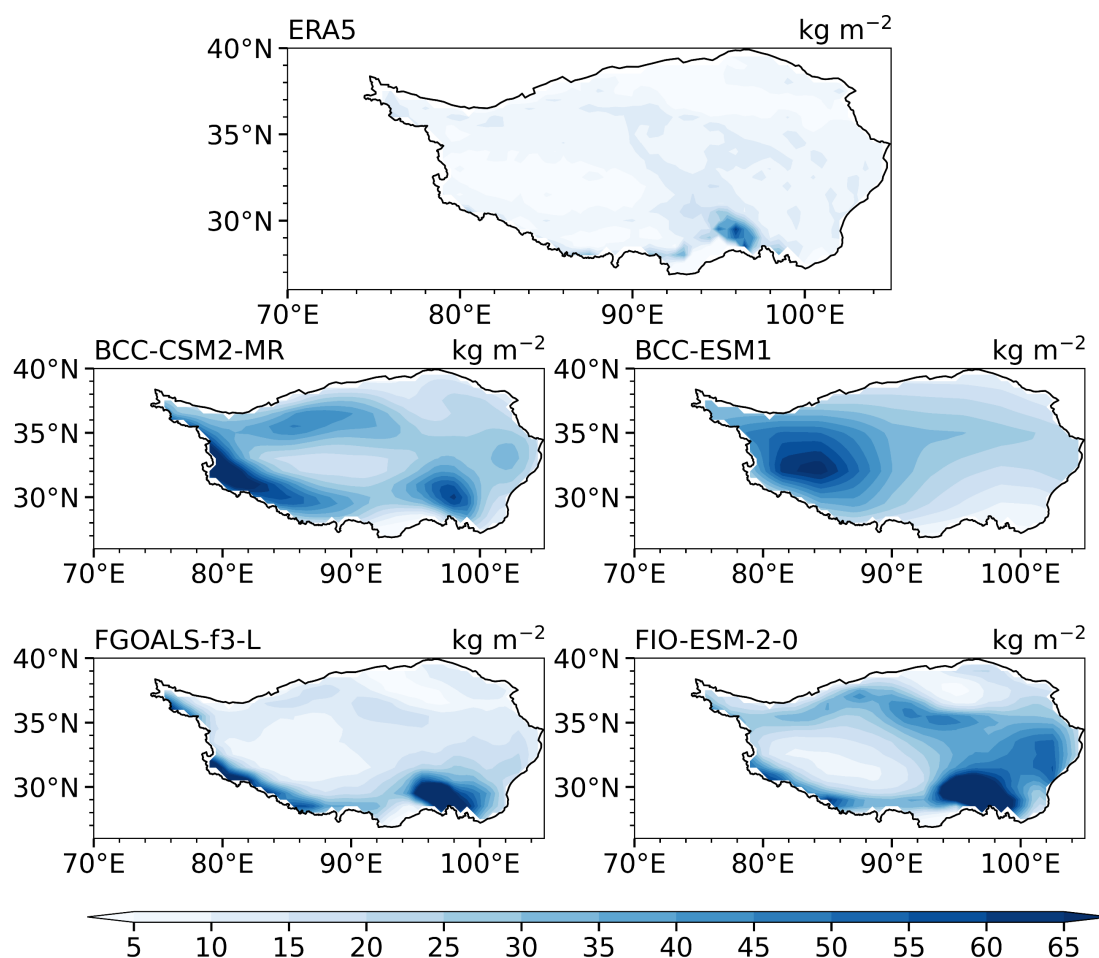


Figure 2. Spatial distribution of annual average snowfall over the Qinghai-Xizang Plateau from 1960 to 2014
图 2. 1960~2014 年青藏高原多年平均降雪的空间分布

ERA5 模拟的降雪极大值中心位于高原东南部, 然而其整体降雪量相较于其他 4 个模式模拟的降雪量偏少; BCC-CSM2-MR 模拟的降雪量主要集中于高原东南部和西部, 还有一较显著的降雪大值中心位于高原西北部, 其他地区均有降雪分布; BCC-ESM1 模拟的降雪主要集中在高原西南部, 极大值位于喜马拉雅山脉和冈底斯山脉附近; FGOALS-f3-L 模式模拟的降雪主要集中于高原南部的边界线处, 且极大值中心出现在高原东南部, 最大值为 60 kg/m^2 左右, 其他地区降雪较少; FIO-ESM-2-0 模式中降雪主要位于喜马拉雅山脉南侧、横断山脉北侧和高原的西北部地区。综合来看, 除了 BCC-ESM1 模式, 其他 3 个 CMIP6 模式以及 ERA5 均模拟出高原东南部为降雪大值区, 然而在模拟高原西部地区时, BCC-ESM1 模式出现了过强的大值中心。

3.2. 1960~2014 年青藏高原降雪空间趋势分布

图 3 给出了 CMIP6 各模式以及 ERA5 在 1960~2014 年高原降雪的空间趋势分布情况。从 ERA5 中可以看出,除高原东部和西部降雪量表现出增加趋势,其余地区降雪量均为较缓慢的减少趋势,且东部增加趋势更为显著;在 4 个模式中,BCC-CSM2-MR 模拟的高原北部和南部降雪量有所增长,其余地区呈现减少的走向;BCC-ESM1 模拟的高原西部地区降雪量显著增加,东部地区降雪量则显著减少;FGOALS-f3-L 中除了高原东南部和西部小部分区域降雪量增加外,其余地区降雪量均为减少;FIO-ESM-2-0 模拟的降雪量空间变化趋势与 FGOALS-f3-L 大致相近,但其降雪量减少程度比 FGOALS-f3-L 更显著。

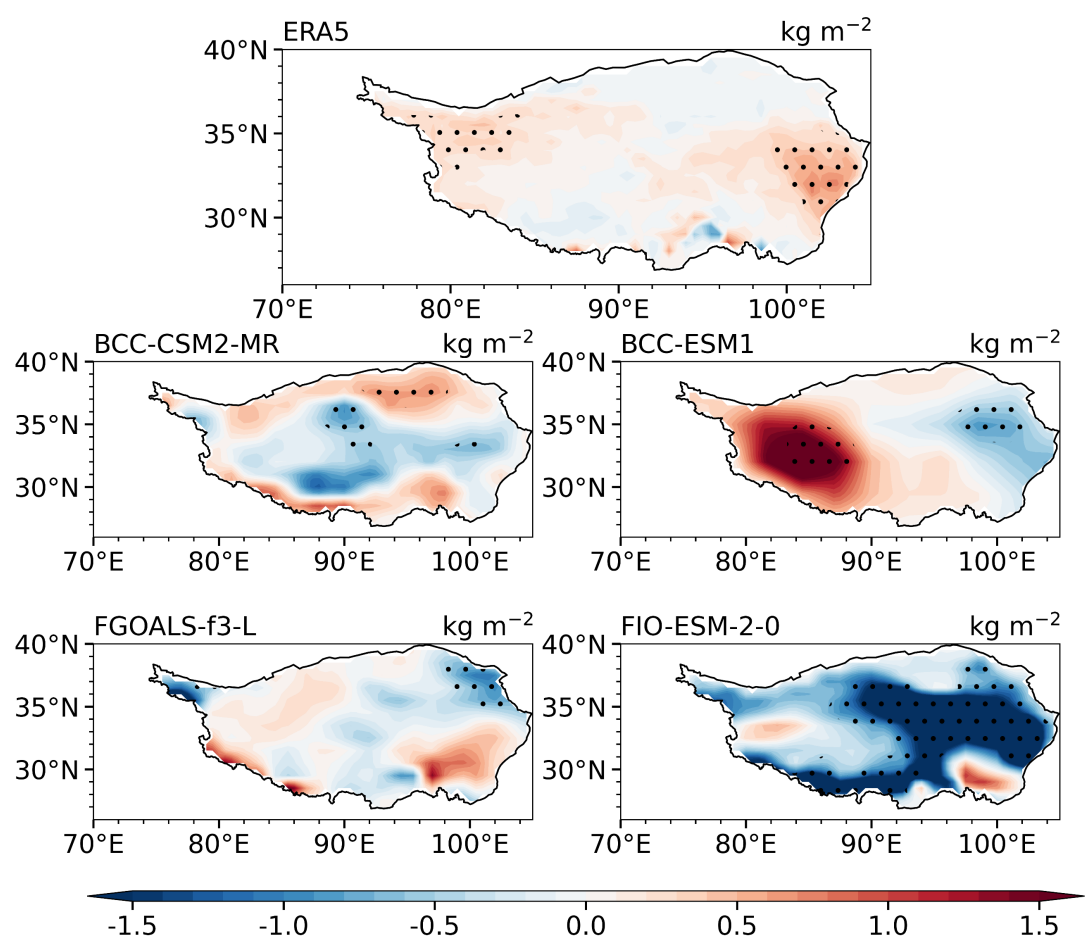


Figure 3. Snowfall spatial trends on the Qinghai-Xizang Plateau from 1960 to 2014 (shaded area passes the 95% significance test)
图 3. 1960~2014 年青藏高原降雪空间趋势(阴影部分通过 95%显著性检验)

4. 1960~2014 年青藏高原降雪的时间变化

4.1. 1960~2014 年青藏高原降雪的年内变化

图 4 给出了 CMIP6 各模式以及 ERA5 的青藏高原多年平均降雪量年内变化特征。其中 ERA5 中高原多年平均冬季降雪量在 15~20 mm 之间,而春季降雪量则达到全年峰值,大约为 35 mm,相比之下,7 月和 8 月的降雪量较少。整体来看,其与模式模拟的结果相比降雪量偏少;BCC-CSM2-MR 中降雪量主要集中在冬春季,尤其是 3 月、4 月和 5 月为一年中降雪量最多的时期;BCC-ESM1、FIO-ESM-2-0 的年内

变化趋势几乎与 BCC-CSM2-MR 一致,均呈现出明显双峰形势。BCC-ESM1 中夏季降雪量极少,约为 7~8 mm,而 FIO-ESM-2-0 中夏季降雪量较大,约为 65 mm 左右;FGOALS-f3-L 中冬季降雪量相较于春夏秋三季偏少,其降雪主要集中在春秋两季,呈现出一个较为平缓的双峰型态。

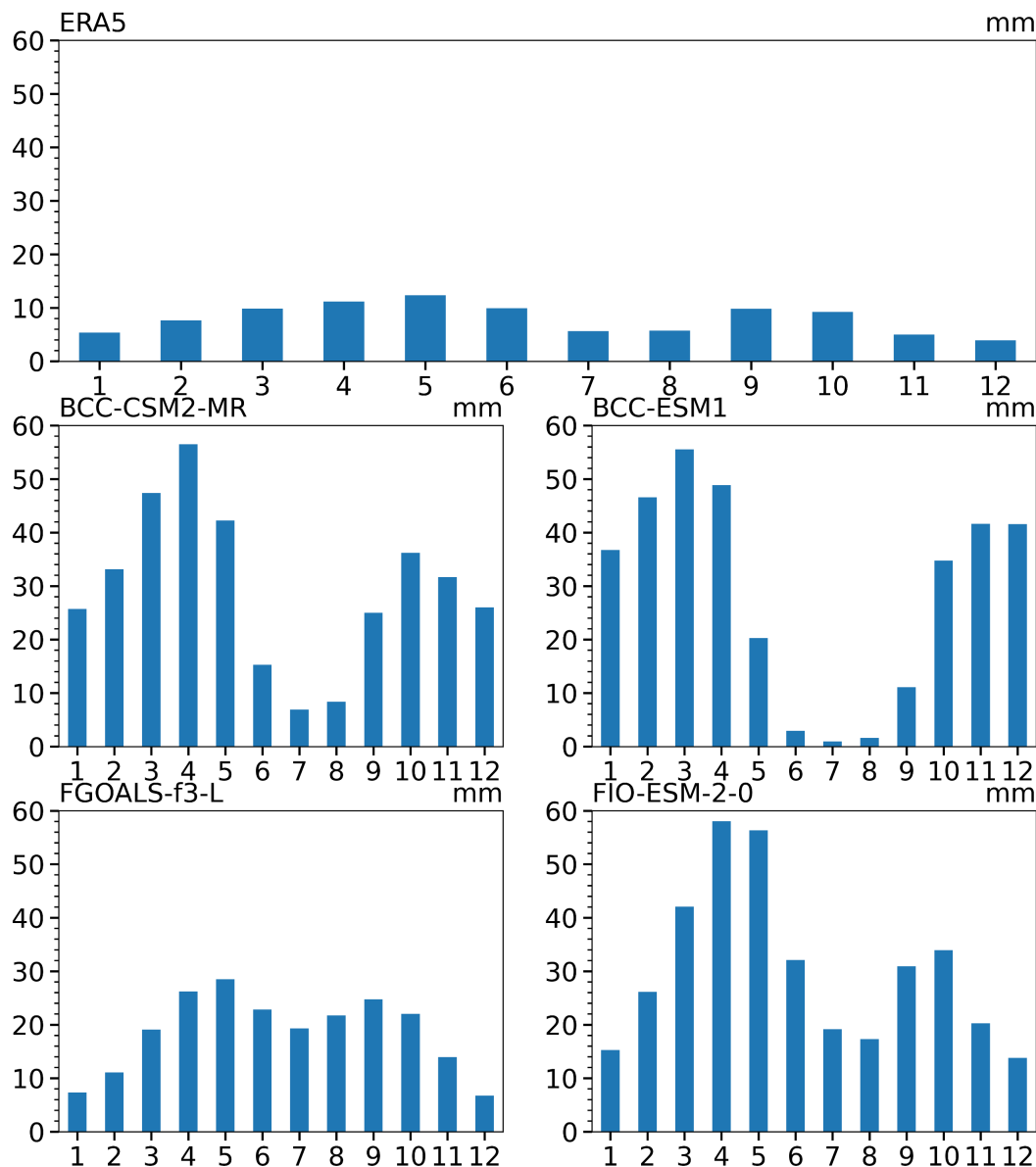


Figure 4. Annual variation of annual mean snowfall over the Qinghai-Xizang Plateau during 1960–2014
图 4. 1960~2014 年青藏高原多年平均降雪的年内变化

4.2. 1960~2014 年青藏高原降雪的年际变化

图 5 中给出 4 个模式、ERA5 的 1960~2014 年高原降雪的年际变化特征。根据 ERA5 数据集的记录,1960 年至 2014 年青藏高原的降雪量大致稳定在 8 mm 左右,呈现出相对稳定的微小波动趋势。在评估的四个模式中,FIO-ESM-2-0 在模拟该地区的降雪年际变化时,显示出了较为显著的减少趋势,降雪量介于 25~37 mm。相比之下,FGOALS-f3-L 模式模拟的降雪量较其他三个模式偏低。而 BCC-ESM1 模拟出

青藏高原降雪存在增加的趋势。

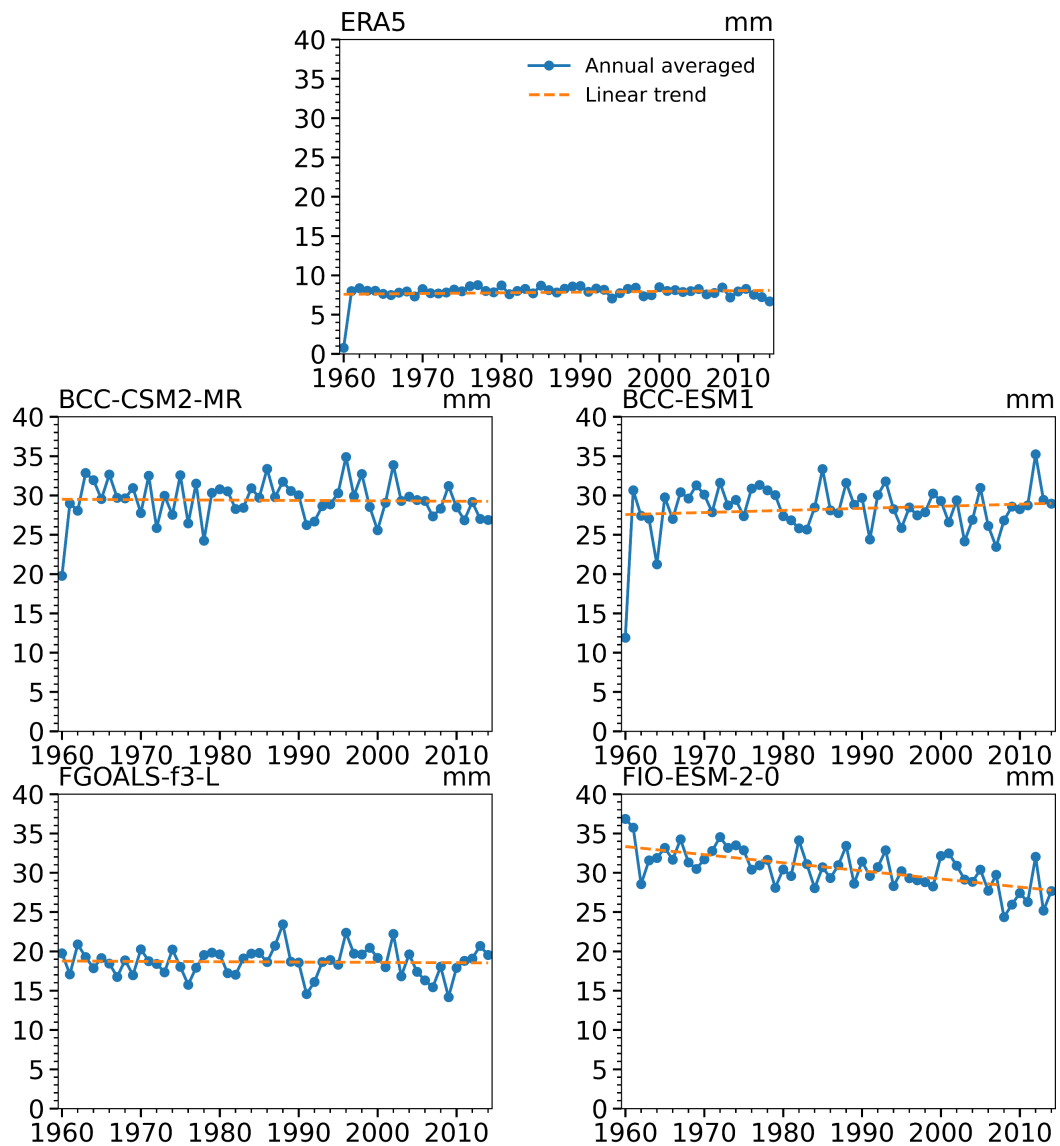


Figure 5. Interannual changes of snowfall on the Qinghai-Xizang Plateau during 1960~2014

图 5. 1960~2014 年青藏高原降雪年际变化

4.3. 1960~2014 年青藏高原春季降雪的年际变化

图 6 中给出 4 个模式、ERA5 的 1960~2014 年高原春季降雪的年际变化特征。在 ERA5 中, 1960 年至 2014 年青藏高原春季的降雪量大致稳定在 3 mm 左右, 且上下浮动变化非常小。BCC-CSM2-MR 和 FIO-ESM-2-0 模拟的降雪量的上下浮动大小大致相近, 且 FIO-ESM-2-0 降雪呈现出较稳定不变的年际变化趋势, BCC-CSM2-MR 春季降雪量在 35 mm 上下波动, 而 FIO-ESM-2-0 春季降雪量在 28 mm 上下波动; BCC-CSM2-MR、BCC-ESM1、FGOALS-f3-L 模拟的年际变化呈现较弱的增加趋势。在 BCC-ESM1 中降雪量的年际变化较为剧烈, 在 2012 年春季降雪量达到 1960 至 2014 年间的峰值, 大约为 65 mm; FGOALS-f3-L 模拟的春季降雪量在这 4 个模式中最小, 降雪量介于 3~21 mm 之间。

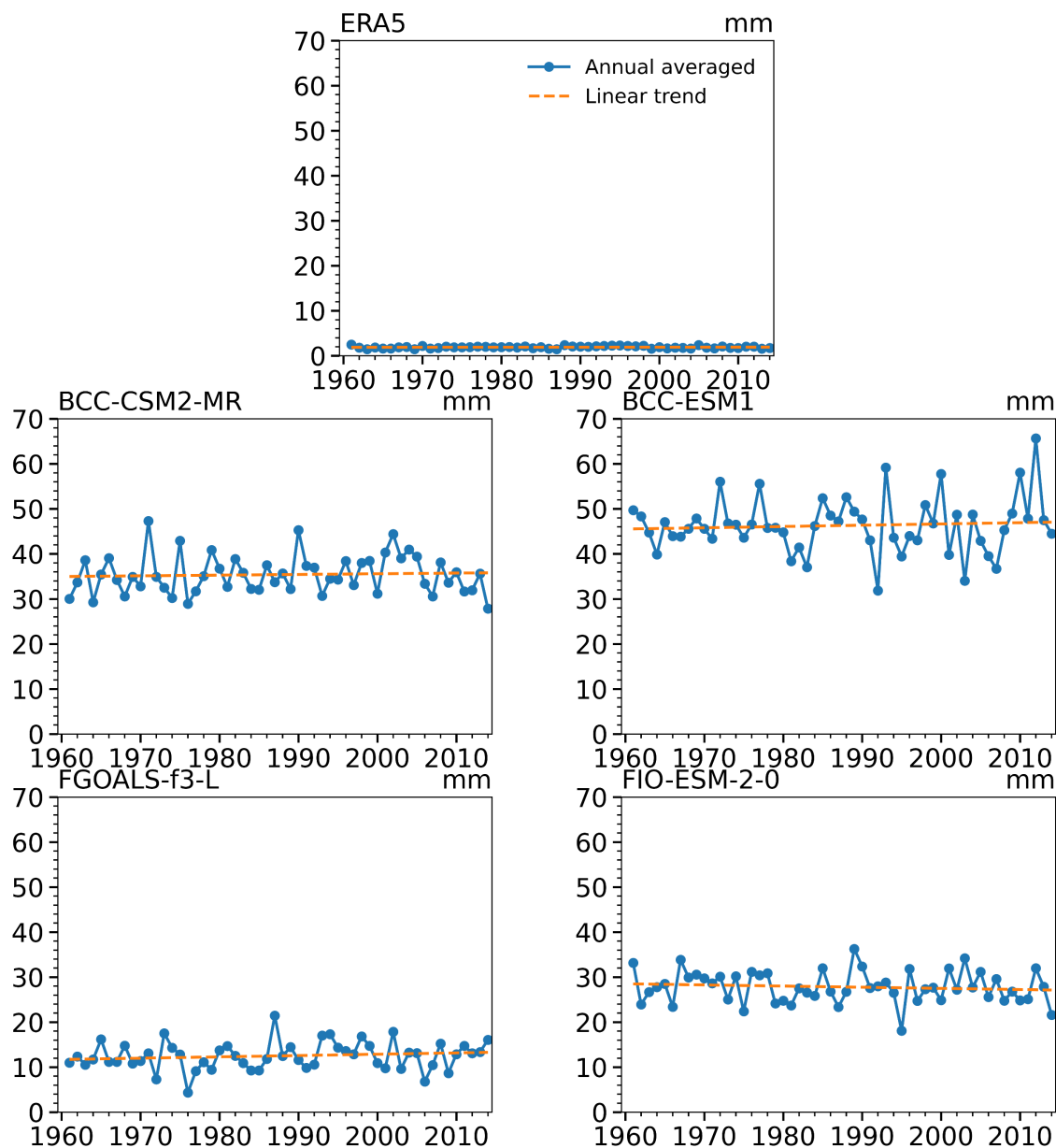


Figure 6. Interannual variation of spring snowfall on the Qinghai-Xizang Plateau during 1960–2014

图 6. 1960~2014 年青藏高原春季降雪年际变化

4.4. 1960~2014 年青藏高原冬季降雪的年际变化

图 7 中给出了 4 个模式、ERA5 的 1960~2014 年高原冬季降雪的年际变化特征。在 ERA5 中, 1960 年至 2014 年青藏高原冬季的降雪量稳定在 2 mm 左右, 且年际变化非常小。BCC-CSM2-MR 和 BCC-ESM1 模拟的冬季降雪量年际变化稳定, 无增加或减少趋势。BCC-CSM2-MR 冬季降雪量介于 15~40 mm 之间, 最小降雪量出现在 1977 年, BCC-ESM1 冬季降雪量介于 25~55 mm 之间, 最小降雪量出现在 1963 年和 2009 年, 最大降雪量出现在 1991 年; FGOALS-f3-L 模拟的冬季降雪量同春季模拟的一样, 在这 4 个模式中最小, 年际变化呈现较弱的增加趋势。而 FIO-ESM-2-0 模拟的冬季降雪量的年际变化呈较为明显下降趋势, 降雪量介于 15~35 mm 之间。

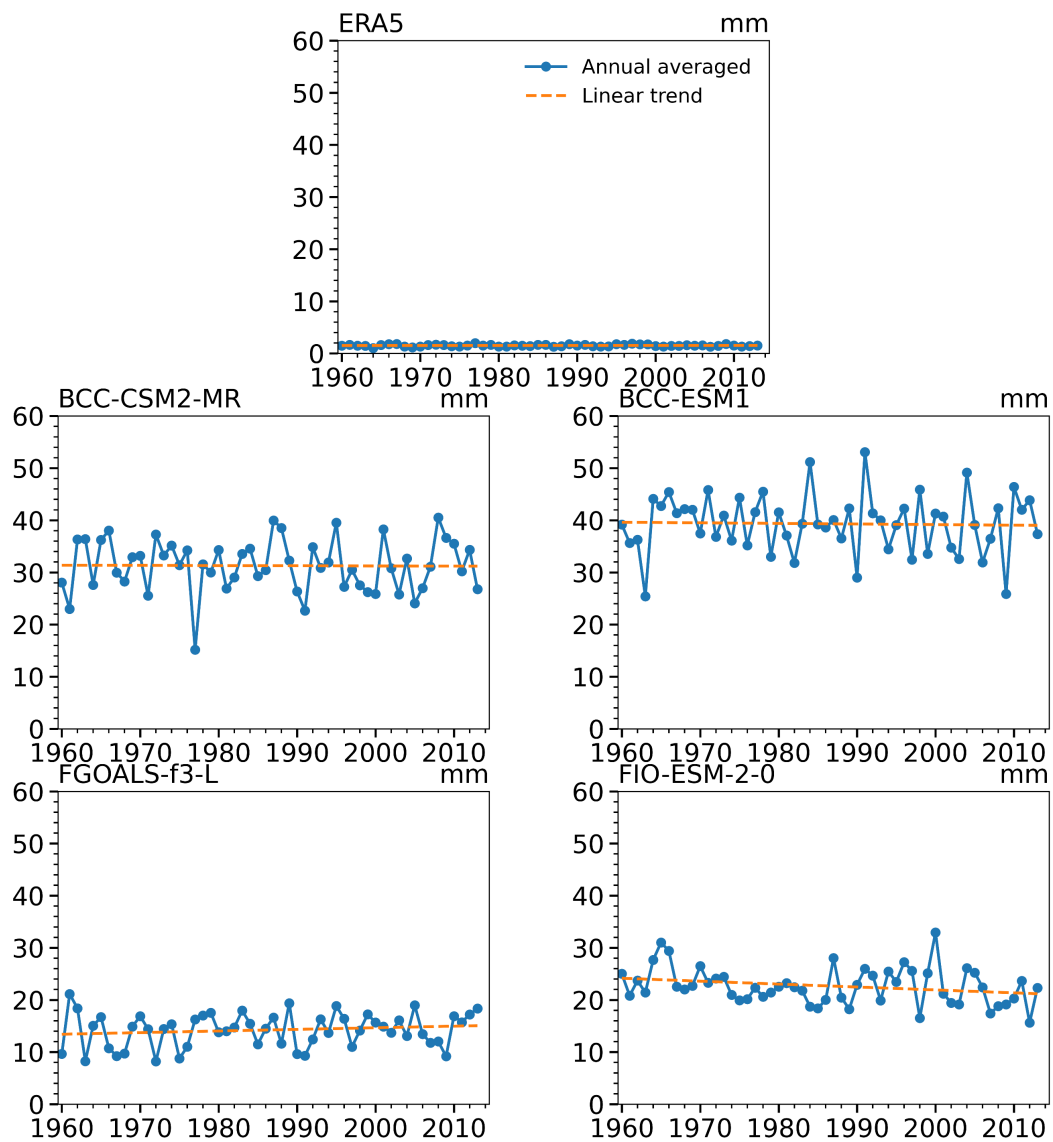


Figure 7. Interannual variation of winter snowfall over the Qinghai-Xizang Plateau during 1960~2014

图 7. 1960~2014 年青藏高原冬季降雪年际变化

5. 结论

本文利用 ERA5 再分析数据集以及 CMIP6 的 4 个模式模拟的降雪资料,研究了青藏高原降雪的时空变化特征,得出如下结论:

(1) 各模式之间存在着较大差异,除了 BCC-ESM1 模式外,ERA5 和其他 3 个 CMIP6 模式均模拟出高原降雪大值区位于高原东南部。ERA5 模拟的降雪量相较于其他 4 个模式偏少,而 BCC-ESM1 模式在高原西部地区模拟出过强的大值区。

(2) 从空间分布趋势看,FIO-ESM-2-0、BCC-CSM2-MR、FGOALS-f3-L 模拟的高原大部分地区降雪量为减少的趋势,尤其是 FIO-ESM-2-0 模拟的降雪量减少得更显著。

(3) 从年际变化来看,仅有 FIO-ESM-2-0 模拟的降雪量呈较为明显的减少趋势。从季节变化来看,在春季,FIO-ESM-2-0 模拟的降雪量呈较稳定不变的趋势;BCC-CSM2-MR、BCC-ESM1 和 FGOALS-f3-

L 模拟的均为弱的增加趋势。而在冬季, BCC-CSM2-MR 和 BCC-ESM1 模拟的冬季降雪量年际变化无明显增减趋势; FGOALS-f3-L 变化与春季类似; 仅有 FIO-ESM-2-0 模拟的冬季降雪量的年际变化呈明显下降趋势。

(4) 从年内变化来看, ERA5 的年内变化与模式结果相比更平缓。4 个模式的青藏高原降雪年内变化趋势均呈现出“双峰”形势, 峰值分别出现在春季和秋季, 且春季大于秋季。

注 释

①文中图片由 python 软件制图

参考文献

- [1] 李栋梁, 王春学. 积雪分布及其对中国气候影响的研究进展[J]. 大气科学学报, 2011, 34(5): 627-636.
- [2] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979.
- [3] Yanai, M., Li, C. and Song, Z. (1992) Seasonal Heating of the Tibetan Plateau and Its Effects on the Evolution of the Asian Summer Monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **70**, 319-351. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.1B_319
- [4] Duan, A.M. and Wu, G.X. (2005) Role of the Tibetan Plateau Thermal Forcing in the Summer Climate Patterns over Subtropical Asia. *Climate Dynamics*, **24**, 793-807. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0488-8>
- [5] 王杰. 1961-2014 年青藏高原降雪比例变化分析[D]: [硕士学位论文]. 兰州: 西北师范大学, 2017.
- [6] 蒋文轩, 假拉, 肖天贵, 等. 1971-2010 年青藏高原冬季降雪气候变化及空间分布[J]. 冰川冻土, 2016, 38(5): 1211-1218.
- [7] 胡豪然, 梁玲. 近 50 年青藏高原东部冬季积雪的时空变化特征[J]. 地理学报, 2013, 68(11): 1493-1503.
- [8] 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.
- [9] Taylor, K.E., Stoufferr, J. and Meel, G.A. (2012) An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**, 485-498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- [10] 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, 51(6): 947-961.
- [11] 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.
- [12] 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.
- [13] 魏凤英. 现代气候统计诊断预测技术[M]. 北京: 气象出版社, 1999.