



Uncertainty assessment of monthly precipitation using multiple GCMs and quantile mapping bias correction methods

Nima Nemati Shishehgaran¹ | Fariba Babaeian² | Hojjat Mianabadi³

1. Department of Water Engineering and Management, Faculty of Agriculture, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran. E-mail: Nima.Nemati@modares.ac.ir
2. Department of Water Recourses Engineering, Faculty of Agriculture, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran. E-mail: Fariba_babaeian@modares.ac.ir
3. Corresponding Author, Department of Water Resources Engineering and Management, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran. E-mail: hmanabadi@modares.ac.ir

Article Info

Article type:

Research Article

Article history:

Received 2 December 2023

Received in revised form

13 February 2024

Accepted 9 April 2024

Published online 5 September 2024

Keywords:

Climate change

Interquartile range

Projection periods

Rafsanjan study area

Standard deviations

ABSTRACT

Given the complexity of the climate system and the non-linear relationships between the ocean and atmosphere within this system, it is imperative to comprehend and consider the uncertainties that stem from different sources. Understanding and accounting for uncertainties play a crucial role in predicting climatic variables and facilitating a comprehensive evaluation of greenhouse gas mitigation and adaptation policies. The objective of this study is to quantify the uncertainties in historical and future average monthly precipitation by employing various General Circulation Models (GCMs), bias correction methods, Shared Socioeconomic Pathways (SSPs) scenarios, and seven projection periods. To achieve this, the outputs of ten GCMs were adjusted using nine quantile mapping bias correction methods for the Rafsanjan study area, and a suitable method was chosen to analyze the uncertainties of SSPs and projection periods. Two statistical criteria, namely the standard deviation and interquartile range, were utilized to measure the uncertainties. The results revealed that the standard deviation and interquartile range of average monthly precipitation were lower during the historical period compared to the projection period. This difference was determined based on the selection of bias correction methods and GCMs. Furthermore, for both the historical and future periods, the STDEVs and IQRs of average monthly precipitation were lower depending on the type of bias correction methods rather than the type of GCMs. In general, the uncertainties associated with projection periods and the type of GCMs are higher during future periods compared to other sources of uncertainties such as bias correction methods and SSP scenarios. This highlights the necessity for a more accurate analysis. This study contributes to an enhanced understanding of the inherent uncertainties in climate change projections that arise from various sources.

Cite this article: Nemati Shishehgaran, N., Babaeian, F., & Mianabadi, H. (2024). Uncertainty assessment of monthly precipitation using multiple GCMs and quantile mapping bias correction methods. *Journal of Water and Irrigation Management*, 14 (2), 463-486. DOI: <https://doi.org/10.22059/jwim.2024.369044.1121>



© The Author(s).

Publisher: The University of Tehran Press.

DOI: <https://doi.org/10.22059/jwim.2024.369044.1121>



ارزیابی عدم قطعیت بارش ماهانه با به کارگیری GCMها و روش های تصحیح اریبی نگاشت چندگی

نیما نعمتی شیشه‌گران^۱ | فریبا بابائیان^۲ | حجت میان‌آبادی^۳

۱. گروه مهندسی و مدیریت آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران. رایانامه: Nima.Nemati@modares.ac.ir

۲. گروه مهندسی منابع آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران. رایانامه: Fariba_babaecian@modares.ac.ir

۳. نویسنده مسئول، گروه مهندسی و مدیریت آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران. رایانامه: hmanabadi@modares.ac.ir

اطلاعات مقاله

چکیده

نوع مقاله: مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۹/۱۱

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۱۱/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱/۲۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۳/۶/۱۵

کلیدواژه‌ها:

انحراف معیار

تغییر اقلیم

دامنه میان چارکی

دوره‌های پیش‌نگری

محدوده مطالعاتی رفسنجان

با توجه به درهم‌تنیدگی سیستم اقلیمی و رابطه غیرخطی اقیانوس و جو در آن، شناخت منشأ عدم قطعیت و لحاظ آن در پیش‌نگری متغیرهای اقلیمی، به منظور ارزیابی مناسب سیاست‌های سازگاری و کاهش گازهای گلخانه‌ای از اهمیت بسیاری برخوردار است. هدف از مطالعه حاضر، کمی‌سازی عدم قطعیت متوسط بارش ماهانه در دوره‌های تاریخی و آینده با توجه به مدل‌های گردش عمومی جو، روش‌های تصحیح اریبی، سناریوهای SSP و دوره‌های پیش‌نگری است. بر این اساس، خروجی ۱۰ مدل منتخب گردش عمومی جو با استفاده از روش‌های مختلف تصحیح اریبی نگاشت چندگی برای محدوده مطالعاتی رفسنجان اصلاح شد و جهت بررسی عدم قطعیت مرتبط با سناریوهای SSP و دوره‌های پیش‌نگری، روش تصحیح اریبی مناسب انتخاب گردید. به منظور کمی‌سازی عدم قطعیت موارد مذکور نیز از دو معیار آماری انحراف معیار و دامنه میان چارکی استفاده گردید. نتایج حاصل نشان دادند که در دوره تاریخی، انحراف معیار و دامنه میان چارکی میانگین بارش ماهانه براساس نوع روش تصحیح اریبی و GCM نسبت به دوره آتی کم‌تر است. همچنین در دوره‌های تاریخی و آینده، انحراف معیار و دامنه میان چارکی میانگین بارش ماهانه براساس نوع روش تصحیح اریبی کم‌تر از انحراف معیار و دامنه میان چارکی محاسبه شده برحسب نوع مدل GCM است. به طور کلی برای دوره آتی، عدم قطعیت دوره‌های پیش‌نگری و انتخاب GCM نسبت به دو منشأ دیگر عدم قطعیت (روش تصحیح اریبی و سناریوها) بیش‌تر بوده و نیازمند ارزیابی دقیق‌تری هستند. نتایج حاصل از این مطالعه می‌تواند به درک بهتری از منشأهای مختلف عدم قطعیت‌های طبیعی در پیش‌نگری‌های تغییر اقلیم کمک کند.

استناد: نعمتی شیشه‌گران، نیما؛ بابائیان، فریبا و میان‌آبادی، حجت (۱۴۰۳). ارزیابی عدم قطعیت بارش ماهانه با به کارگیری GCMها و روش‌های تصحیح

اریبی نگاشت چندگی. نشریه مدیریت آب و آبیاری، ۱۴ (۲)، ۴۶۳-۴۸۶. DOI: <https://doi.org/10.22059/jwim.2024.369044.1121>



۱. مقدمه

پژوهش‌گران اظهار می‌کنند که تا پایان قرن ۲۱، الگوی بارش و دمای کره زمین به‌صورت چشم‌گیر تغییر خواهد یافت (Chen *et al.*, 2013; Mendez *et al.*, 2020; Rätty *et al.*, 2014). تغییرات بارش و دما می‌تواند به‌طور قابل‌توجهی بر هیدرولوژی حوضه آبریز اثرگذار باشد، زیرا این متغیرهای اقلیمی عوامل اصلی تأثیرگذار بر چرخه هیدرولوژیک هستند (Teutschbein and Seibert, 2010). همچنین، در طول دهه‌های اخیر ازدیاد تعدد سیلاب و خشکسالی‌های مخرب نیز که متأثر از تغییر فراوانی و شدت بارش در کنار افزایش دما است، به‌راحتی قابل مشاهده بوده و بسیاری از مناطق دنیا را به چالش کشیده است (IPCC, 2014, 2018; Sillmann *et al.*, 2013).

با توجه به پیامدهای متناسب به تغییر اقلیم، در سال‌های اخیر این موضوع مورد توجه جدی پژوهش‌گران قرار گرفته و از مدل‌های گردش عمومی جو^۱، جهت پیش‌نگری اقلیم آتی متأثر از تغییرپذیری طبیعی و فعالیت‌های انسانی استفاده شده است. مدل‌های گردش عمومی جو ابزاری برای شناخت فرایندهای فیزیکی در اتمسفر، اقیانوس و سطح زمین به‌صورت ریاضی هستند که در نهایت، متغیرهایی از جمله، بارش، دما، سرعت باد، رطوبت نسبی و تابش خورشیدی را برآورد می‌کنند (Watanabe *et al.*, 2012). این مدل‌ها طی پروژه مقایسه مدل‌های جفت‌شده^۲ (CMIP) توسط کارگروه مدل‌سازی جفت‌شده^۳ (WGCM) در سال ۱۹۹۵ سازماندهی شدند و در مراحل مختلف با همکاری‌های متعدد توسعه یافته و در دسترس عموم قرار گرفتند.

مدل‌های گردش عمومی جو به‌صورت گسترده برای شبیه‌سازی شرایط اقلیمی گذشته و برآورد اقلیم آتی به‌منظور مواجهه با افزایش گازهای گلخانه‌ای و تغییر کاربری اراضی استفاده می‌شوند (Das *et al.*, 2020; Reshmidevi *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2020). لذا، یکی از کاربردها و مزیت‌های مهم این مدل‌ها، برآورد اقلیم آتی در راستای مواجهه با سناریوهای مختلف انتشار گازهای گلخانه‌ای است (Hamed *et al.*, 2022). اما نکته مهم در پیش‌نگری اقلیمی آینده با استفاده از GCMها، وجود عدم قطعیت‌های ناشی از سناریوهای مختلف انتشار^۴ یا غلظت گازهای گلخانه‌ای^۵، پارامترسازی^۶ و ساختار این مدل‌ها و شرایط مرزی و اولیه است که می‌تواند بر ارزیابی پیامدهای تغییر اقلیم و تصمیم‌های سازگاری تأثیر بگذارد. به‌عنوان مثال، Prudhomme and Davies (2009) دریافتند که یکی از عوامل اصلی عدم قطعیت در ارزیابی اثرات تغییر اقلیم، مدل‌های گردش عمومی هستند. Jung *et al.* (2011) گزارش دادند که در دو حوضه آبریز با سطوح مختلف شهرنشینی، با توجه به ساختار مدل‌های گردش عمومی، اثرات تغییر اقلیم در فراوانی سیل و عدم قطعیت‌های مرتبط با آن افزایش می‌یابد. برخی از مطالعات همچنین نشان دادند که روش‌های ریزمقیاس‌نمایی آماری منبع دیگری از عدم قطعیت در مباحث اقلیمی به‌شمار می‌روند (Akstinas *et al.*, 2020; Wootten *et al.*, 2017). Sharma *et al.* (2018) طی مطالعه‌ای به این نتیجه رسیدند که عدم قطعیت ناشی از روش ریزمقیاس‌نمایی پویا بیش‌تر از ریزمقیاس‌نمایی آماری است. پیش‌نگری‌های اقلیمی همچنین تحت تأثیر عدم قطعیت‌های شرایط اولیه GCMها هستند. برای مثال، طی یک تجزیه و تحلیل اولیه در مطالعه Hosseinzadehtalaei *et al.* (2017) مشخص شد که اجرای مدل MIROC5 تحت شرایط اولیه نتایج غیرمعمولی از خود نشان می‌دهد، لذا از اجرای این مدل تحت شرایط ثانویه برای ارزیابی عدم قطعیت اثرات تغییر اقلیم بر بارش استفاده شد. بنابراین، توسعه‌دهندگان مدل‌های گردش عمومی و پژوهش‌گران دریافتند که چارچوب‌بندی و ارزیابی درست از هزینه‌ها، مزایا و خطرات مرتبط با افزایش گازهای گلخانه‌ای و ارزیابی سیاست‌های کاهش گازهای گلخانه‌ای، نیازمند در نظر گرفتن عدم قطعیت‌های اقلیمی است (Song *et al.*, 2020).

تاکنون، روش‌های متعددی جهت کمی‌سازی عدم قطعیت پیش‌نگری‌های اقلیمی ارائه شده است. Tebaldi *et al.*

(2005) با استفاده از توزیع‌های احتمالی، سناریوهای آبی مقبولى از بارش و دما ایجاد کردند، به طوری که این رویکرد وابسته به همادی پیش‌نگری‌های مدل‌های گردش عمومی است. رویکرد REA^۷ برای برآورد دامنه^۸ و قابلیت اعتماد^۹ عدم قطعیت در پیش‌نگری‌های تغییرات اقلیمی استفاده شده است (Giorgi and Mearns, 2002). Tanveer *et al.* (2016) و Abdulai and Chung (2019) از روش REA برای تعیین کمیت دامنه عدم قطعیت پیش‌نگری‌های اقلیم آینده بر روی حوضه آبریز هان^{۱۰} در کره جنوبی با استفاده از ۱۸ و ۲۷ مدل گردش عمومی از CMIP5 استفاده کردند. همچنین، Woldemeskel *et al.* (2016) از رویکرد SREV^{۱۱} برای تعیین کمیت عدم قطعیت‌ها در پیش‌نگری‌های CMIP5 استفاده کردند و خروجی به‌دست‌آمده را با نتایج CMIP3 مقایسه کردند.

پیش‌نگری‌های آبی از بارش توسط مدل‌های گردش عمومی به‌طور گسترده در ارزیابی اثرات تغییر اقلیم در سیستم‌های مختلف منابع آبی از جمله تغذیه آبخوان (El Asri *et al.*, 2019; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2019)، مدل‌سازی هیدرولوژیکی (Diro *et al.*, 2012; Lafon *et al.*, 2013)، ارزیابی جریان‌های حدی رودخانه و سیلاب (Leander and Buishand, 2007)، طراحی زیرساخت‌های آبی (Cook *et al.*, 2017) و کاربری اراضی و جنگلداری (Mair *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2019) استفاده شده‌اند. خروجی GCMها ممکن است دارای اریب سیستماتیکی قابل توجهی باشند، بر این اساس، استفاده مستقیم از آن‌ها به‌عنوان ورودی برای مدل‌های تحلیل اثر توصیه نمی‌شود، زیرا ممکن است منجر به نتیجه‌گیری نادرست شود (Luo *et al.*, 2018; Piani *et al.*, 2010). با این حال، ثابت شده است که استفاده از GCMها می‌تواند نتایج قابل اعتمادی برای مطالعه اثرات تغییرات اقلیم در مقیاس‌های مختلف ارائه دهد (Buytaert *et al.*, 2010). لذا به‌کارگیری GCMها به‌عنوان ابزار اولیه جهت برآورد تغییرات آبی متغیرهای اقلیمی نیازمند ارزیابی دقیق است و تحلیل عدم قطعیت آن‌ها می‌تواند در کارهای مدل‌سازی آبی مفید و مؤثر واقع شود.

در مطالعه قبلی انجام‌شده توسط Shishehgaran *et al.* (2024) تلاش گردید مدل اقلیمی و روش تصحیح اریبی مناسب برای پیش‌نگری تغییرات آبی اقلیمی محدوده مطالعاتی رفسنجان تعیین شود. برای این منظور عملکرد ۱۰ مدل اقلیمی از مجموعه مدل‌های CMIP6 در شبیه‌سازی بارش و ۱۳ روش تصحیح اریبی در اصلاح بارش شبیه‌سازی‌شده توسط مدل‌های اقلیمی مورد ارزیابی قرار گرفت. در نهایت تحت مدل و روش منتخب، پیش‌نگری بارش در دوره آبی (۲۰۲۴-۲۰۴۳) با توجه به سه سناریو SSP1-2.6، SSP2-4.5 و SSP3-7.0 برآورد گردید. طی این مطالعه، روش bernInorm^{۱۲} نسبت به سایر روش‌های تصحیح اریبی به‌منظور اصلاح مقادیر شبیه‌سازی‌شده بارش در محدوده مطالعاتی رفسنجان از عملکرد مقبولى برخوردار است. اما به‌طور کلی، روش‌های تبدیلات توزیع‌های نظری^{۱۳} نسبت به روش‌های تبدیلات پارامتری^{۱۴} و ناپارامتری^{۱۵} از توانمندی کم‌تری در راستای تصحیح اریب مقادیر بارش شبیه‌سازی‌شده دارند. در مطالعه حاضر، از مدل‌های اقلیمی و روش‌های تصحیح اریبی پارامتری و ناپارامتری به‌کاررفته در مطالعه قبلی استفاده خواهد شد.

با توجه به این‌که محدوده مطالعاتی رفسنجان دارای میزان بارندگی کم و فاقد رودخانه دائمی است، از نظر توسعه بهره‌برداری از آبخوان آبرفتی، برای نخستین بار در سال ۱۳۵۳ ممنوعه اعلام گردید و به‌دلیل تداوم روند افت آبخوان و عدم جبران اضافه برداشت‌های سالانه منجر به تمدید دوره‌های ممنوعیت گردیده است (Ebrahimi Louyeh, 2009). لذا، تغییرات احتمالی متغیرهای اقلیمی به‌دلیل اثرات تغییر اقلیم می‌تواند منجر به افزایش آسیب‌پذیری این محدوده نسبت به خطرات محتمل آبی شود (Shishehgaran *et al.*, 2024). این مسأله اهمیت افزایش دقت برآورد تغییرات متغیرهای اقلیمی در دوره آبی در اثر تغییر اقلیم را در محدوده مطالعاتی رفسنجان نشان می‌دهد و از طرفی مطالعات انجام‌شده در این محدوده جهت بررسی متغیرهای اقلیمی آبی، برگرفته از خروجی یک مدل اقلیمی و یک روش ریزمقیاس‌نمایی

ویژه‌ای است که منجر به ارائه نتایجی با دقت و اعتبار پایین می‌شود (Baniasadi et al., 2023; Karamouz et al., 2010). همچنین با توجه به این که، گزارش و ارزیابی عدم قطعیت‌های موجود در مطالعات اقلیمی می‌تواند به اعتبار مطالعات تحلیل اثر و مدل‌سازی‌های هیدرولوژیکی در این محدوده بیفزاید و علاوه بر ارائه نتایج مطمئن‌تر، الگویی را برای تمرکز بر منشأ عدم قطعیت‌های مهم در سایر مطالعات ارزیابی آثار تغییر اقلیم در آن منطقه فراهم کند. لذا، در مطالعه فعلی با توجه به اهمیت در نظر گرفتن عدم قطعیت‌های مختلف اقلیمی در پیش‌نگری متغیرهای اقلیمی آتی، چهار دسته عدم قطعیت مرتبط با متوسط بارش ماهانه محدودۀ مطالعاتی رفسنجان کمی‌سازی می‌شوند که عبارتند از: مدل‌های گردش عمومی مختلف، روش‌های تصحیح اریبی، سناریوهای SSP و دوره‌های پیش‌نگری. هدف از انجام پژوهش حاضر تحلیل عدم قطعیت‌های مرتبط با شبیه‌سازی‌های آتی متغیر اقلیمی بارش، ارائه برخی از منشأ عدم قطعیت‌های اقلیمی و نحوه کمی‌سازی آن‌ها جهت درک بهتر آن‌ها در مطالعات اقلیمی است. از طرفی تلاش گردید، چارچوبی جهت دسته‌بندی و کمی‌سازی برخی از منشأ‌های عدم قطعیت مرتبط با مطالعات اقلیمی ارائه شده و سهم هر یک از آن‌ها برای محدودۀ مطالعاتی رفسنجان گزارش شود. نتایج این مطالعه می‌تواند به ایجاد اعتماد در به کارگیری مدل‌های گردش عمومی جو در راستای مطالعات تحلیل اثر کمک کرده و به تصمیم‌گیرندگان در اخذ راهبردهای سازگاری و کاهش گازهای گلخانه‌ای جهت مواجهه با اثرات تغییر اقلیم یاری رساند.

۲. مواد و روش‌ها

جهت نیل به هدف مقاله، از روش‌شناسی ارائه شده در شکل (۱) برای محدودۀ مطالعاتی رفسنجان استفاده شده است. در ادامه این بخش به‌طور تفصیلی، به بررسی منطقۀ مطالعاتی، مدل‌های انتخابی، روش‌های تصحیح اریبی و معیارهای ارزیابی استفاده شده در مطالعه پرداخته خواهد شد.

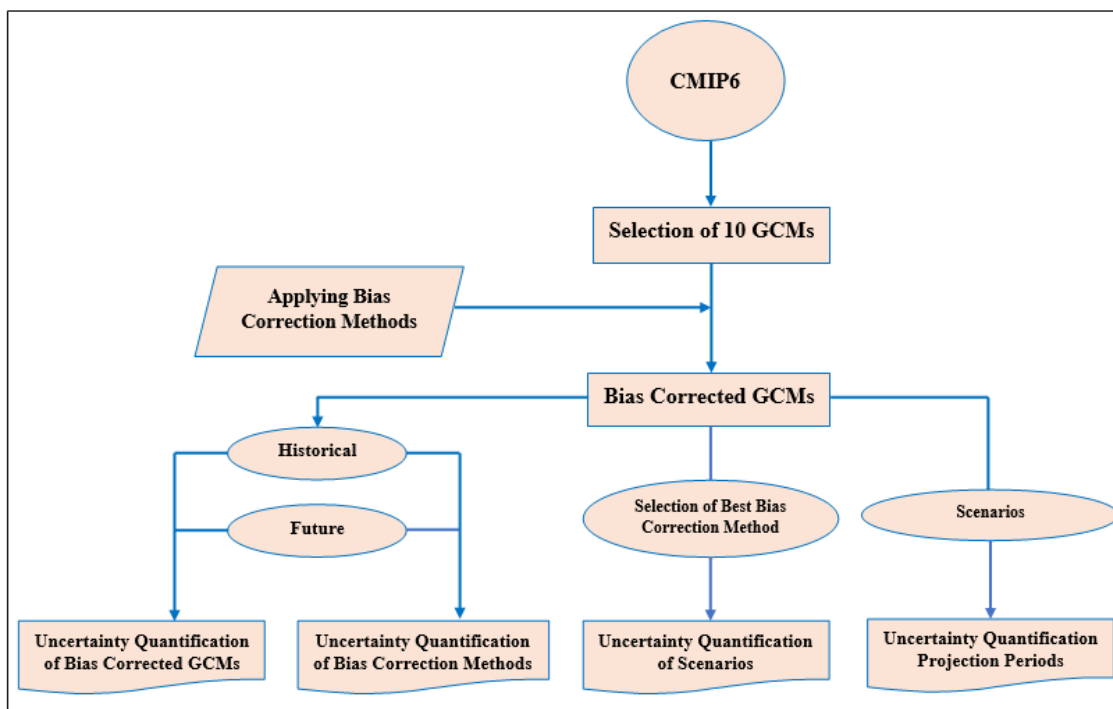


Figure 1. A framework for methodology

۱.۲. منطقه مورد مطالعه

محدوده مطالعاتی رفسنجان به عنوان بخشی از حوضه آبریز درجه دو کویر درانجیر- ساغند بوده که این حوضه آبریز جزو حوضه آبریز درجه یک فلات مرکزی ایران محسوب می‌شود. محدوده مطالعاتی رفسنجان با وسعت ۱۲۵۱۴ کیلومترمربع بین طول‌های جغرافیایی ۵۴ درجه و ۵۲ دقیقه تا ۵۶ درجه و ۳۴ دقیقه و عرض‌های جغرافیایی ۲۹ درجه و ۵۱ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۳۱ دقیقه در باند ارتفاعاتی ۱۴۰۰ متر تا ۳۴۴۳ متر بالاتر از سطح دریای آزاد گسترده است. به دلیل کم‌بودن نزولات جوی، رودخانه‌های موجود در این منطقه به‌طور عمده فصلی هستند. در این محدوده مطالعاتی تعداد ۱۴۹۵ حلقه چاه، ۱۵۴ رشته قنات و شش چشمه وجود دارد (Iran Ministry of Energy, 2016) که میزان برداشت از آن‌ها در گزارش‌های مختلف متفاوت بوده و به‌صورت تقریبی از ۵۵۰ میلیون مترمکعب در دهه‌های گذشته الی ۷۹۷ میلیون مترمکعب در سال برای سال‌های اخیر گزارش شده است. به دلیل افت سطح آب و بیلان منفی در این محدوده، دشت رفسنجان از سال ۱۳۵۳ توسط وزارت نیرو ممنوعه اعلام گردید، به طوری که متوسط افت سطح آب طی ۴۰ سال گذشته حدود ۶۳ سانتی‌متر و متوسط کسری مخزن نیز در همین مدت حدود ۱۳۰ میلیون مترمکعب در سال بوده است (Iran Ministry of Energy, 2016). از نظر نوع مصارف، ۹۴ درصد از آب برداشت‌شده در این دشت به مصرف کشاورزی، ۵ درصد به مصرف آب شرب و یک درصد نیز به مصارف صنعتی می‌رسد (Zeraatkar and Golkar, 2018). تداوم روند افت آبخوان و عدم جبران اضافه برداشت‌های سالانه منجر به بحرانی‌شدن وضعیت منابع آب زیرزمینی و تمدید دوره‌های ممنوعیت در این محدوده شده است (Ebrahimi Louyeh, 2009).

به‌منظور انجام تحلیل‌های لازم در مطالعه حاضر، داده‌های روزانه بارش سه ایستگاه سینوپتیک موجود در منطقه از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید. جهت مقایسه مناسب مقادیر مشاهداتی بارش با دوره تاریخی شبیه‌سازی‌شده توسط مدل‌های گردش عمومی، طول دوره آماری ۳۲ ساله (۱۹۹۰-۲۰۲۱) در نظر گرفته شد. شکل (۲) موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه و ایستگاه‌های سینوپتیک موجود در این محدوده را نشان می‌دهد.

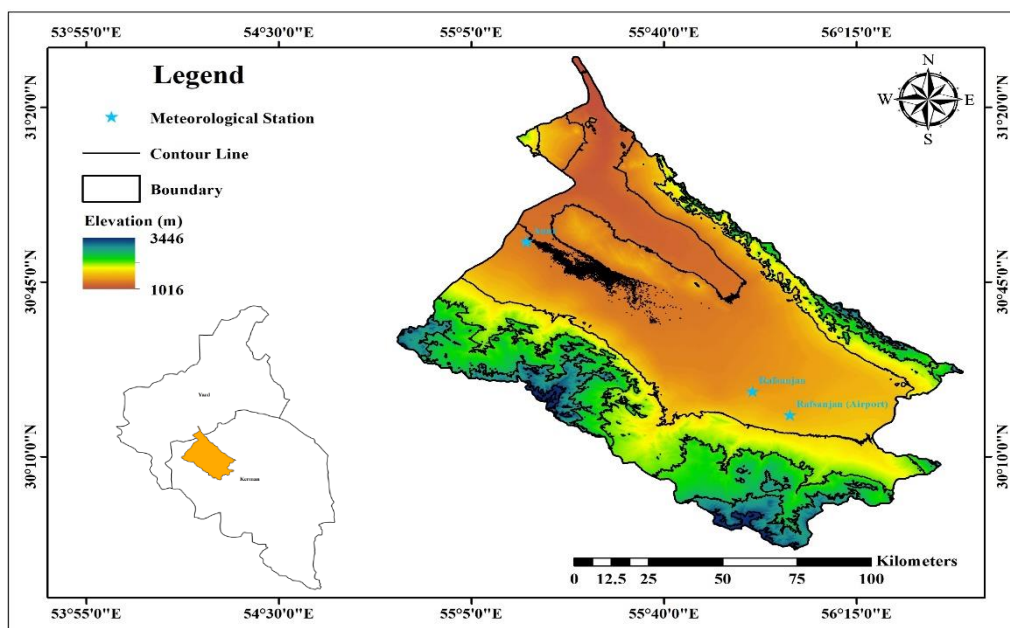


Figure 2. Location of Rafsanzan study area

۲.۲. مدل‌های گردش عمومی

جهت تولید داده‌های روزانه بارش، از خروجی ۱۰ مدل گردش عمومی مطابق جدول (۱) تحت چهار سناریو SSP1.26، SSP2.45، SSP3.70 و SSP5.85 مربوط به ششمین گزارش ارزیابی هیأت بین‌الدول تغییر اقلیم استفاده شد. خروجی این مدل‌ها از وبسایت^{۱۶} Copernicus Climate Change Service (C3S) برای محدوده مطالعاتی رفسنجان درون‌یابی شده و استخراج شدند (Shishegaran *et al.*, 2024). به عبارتی، تمامی مدل‌های منتخب با درجه تفکیک متفاوت برای منطقه مطالعاتی مدنظر درون‌یابی شده و اطلاعات آن‌ها برای دوره‌های تاریخی (۲۰۱۴-۱۹۹۰) و آتی (۲۰۹۰-۲۰۲۱) مورد استفاده قرار گرفت. انتخاب مدل‌های گردش عمومی مورد استفاده در این مطالعه براساس مطالعات پیشین صورت گرفته (Hong *et al.*, 2021; Yazdandoost *et al.*, 2021; Zarrin and Dadashi-Roudbari, 2021) و هر مدل منتخب از یک مؤسسه مجزا در CMIP6 است (Shishegaran *et al.*, 2024). اطلاعات هر یک از مدل‌ها در جدول (۱) ارائه شده است.

Table 1. Characteristics of general circulation models (Shishegaran *et al.*, 2024)

Models	Resolution (lon×lat)	Institution/Country
ACCESS-CM2	1.87°×1.25°	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Australia
BCC-CSM2-MR	1.12°×1.12°	Beijing Climate Center China Meteorological Administration, China
CNRM-ESM2-1	1.41°×1.41°	Centre National de Recherches Météorologiques- Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique, France
EC-EARTH3	0.35°×0.35°	EC-Earth Consortium, Europe
GFDL-ESM4	1.25°×1.00°	National Oceanic and Atmospheric Administration, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA
IPSL-CM6A-LR	2.5°×1.3°	Institut Pierre- Simon Laplace, France
MIROC6	1.41°×1.41°	Atmosphere and Ocean Research Institute National Institute for Environmental Studies (The University of Tokyo), and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Japan
MPI-ESM1-2-LR	0.94°×0.94°	Max Planck Institute for Meteorology, Germany
MRI-ESM2-0	1.12°×1.12°	Meteorological Research Institute, Japan
NorESM2-MM	2.50°×1.89°	Norwegian Climate Centre, Norway

۳.۲. تصحیح اریبی به روش نگاشت چندکی

روش تصحیح اریبی نگاشت چندکی^{۱۷} به سه رویکرد تبدیلات توزیع‌های نظری، تبدیلات پارامتری و تبدیلات ناپارامتری دسته‌بندی می‌شود (Gudmundsson *et al.*, 2012). طی این روش، توزیع احتمالی داده‌های بزرگ مقیاس شبیه‌سازی شده با توزیع احتمالی داده‌های مشاهداتی تطبیق داده می‌شود. به عبارتی، این روش با ایجاد یک رابطه آماری بین مقادیر مشاهداتی و شبیه‌سازی شده با توجه به نزدیکی کردن تابع توزیع تجمعی متغیر اقلیمی شبیه‌سازی شده به تابع توزیع تجمعی داده‌های مشاهداتی، اختلاف بین آن‌ها را اصلاح می‌کند (Piani *et al.*, 2010). تابع تبدیل روش نگاشت چندکی به صورت ریاضی طبق رابطه (۱) تعریف می‌شود.

$$P_o = F_o^{-1}(F_m(P_m)) \quad (۱)$$

در رابطه فوق، F_m معرف CDF متناظر با متغیر شبیه‌سازی شده مورد نظر (P_m) ، F_o^{-1} معکوس CDF متناظر با مقادیر مشاهداتی (P_o) است (Gudmundsson *et al.*, 2012).

در مطالعه انجام شده توسط Shishegaran *et al.* (2024)، روش Bernlnorm نسبت به سایر روش‌های تصحیح اریبی به منظور اصلاح مقادیر شبیه‌سازی شده بارش در محدوده مطالعاتی رفسنجان از عملکرد مقبولی برخوردار است. اما طبق این مطالعه، روش‌های تبدیلات توزیع‌های نظری نسبت به روش‌های تبدیلات پارامتری و ناپارامتری از توانمندی کمتری در راستای تصحیح اریب مقادیر بارش شبیه‌سازی شده دارند. لذا در مطالعه حاضر، جهت تصحیح مقادیر

شبیه‌سازی شده از روش‌های تبدیلات پارامتری و ناپارامتری استفاده شد. به‌طور عمده برای رویکرد تبدیلات ناپارامتری، روش‌های QUANT، RQUANT و SSPLIN مورد استفاده قرار می‌گیرند (Enayati et al., 2021; Tong et al., 2021; Vigna et al., 2020). شرح کامل توصیفی و محاسباتی هر یک از روش‌های مورد استفاده در مطالعه Shishehgaran et al. (2024) ارائه شده است. جهت تصحیح اریبی مقادیر بارش شبیه‌سازی شده توسط نه روش ارائه شده در جدول (۲) از نرم‌افزار R و پکیج qmap استفاده شد (Gudmundsson et al., 2012). در روابط جدول (۲)، P_m و P_o به ترتیب احتمال متغیرهای مشاهداتی و مدل شده و a ، b ، c ، d ، e و τ نیز پارامترهایی هستند که جهت کالیبراسیون اعمال می‌شوند.

Table 2. List of quantile mapping methods used in this study

Statistical Transformation	Method	Formula
Parametric Transformation	Scale	$P_o = bP_m$
	linear	$P_o = a + bP_m$
	power	$P_o = bP_m^c$
	power.x0	$P_o = b(P_m - x0)^c$
	expasympt	$P_o = (a + bP_m)(1 - e^{-\frac{P_m}{\tau}})$
	expasympt.x0	$P_o = (a + bP_m)(1 - e^{-\frac{P_m - x0}{\tau}})$
Non-Parametric Transformation	QUANT	---
	RQUANT	---
	SSPLIN	---

۴.۲. معیارهای کمی‌سازی و ارزیابی

ارزیابی عدم قطعیت اقلیمی پس از انتشار گزارش پنجم هیأت بین‌الدول اقلیمی، مورد توجه ویژه قرار گرفت (Woldemeskel et al., 2016). در سال‌های اخیر، پژوهش‌گران به‌جای ارزیابی منفرد و مجزای هر یک از منشأهای عدم قطعیت در مطالعات اقلیمی سعی کردند تا ارزیابی‌های صورت گرفته از عدم قطعیت‌ها به‌صورت همه‌جانبه بوده و در نهایت میزان تأثیر هر یک از منشأها را مشخص کردند (Kudo et al., 2017). همان‌طور که در بخش مقدمه اشاره شد، برای درک اهمیت نسبی و تعیین سهم منشأهای مختلف عدم قطعیت در پیش‌نگری‌های اقلیمی، روش‌های مختلفی جهت کمی‌سازی آن‌ها ارائه شده است. همانند مطالعه انجام شده توسط Song et al. (2020)، در مطالعه حاضر از معیارهای انحراف معیار و دامنه میان چارکی استفاده شده است.

به‌منظور سنجش دقت روش‌های تصحیح اریبی معیارهای متعددی بسط داده شده است. در این مطالعه، جهت انتخاب روش مناسب تصحیح اریبی در راستای برآورد مقادیر شبیه‌سازی شده بارش تحت سناریوهای SSP و دوره‌های پیش‌نگری مختلف آتی از آماره‌های مختلفی همچون NSE، MAE، RMSE، PBIAS و KGE استفاده گردید (جدول ۳). به‌عبارتی، جهت برآورد عدم قطعیت سناریوهای مورد استفاده و دوره‌های پیش‌نگری، در ابتدا روش تصحیح اریبی مناسب طبق این معیارها انتخاب شده و در ادامه خروجی تمامی مدل‌های استفاده شده تحت سناریوهای SSP با استفاده از روش تصحیح اریبی منتخب اصلاح می‌شوند. در نهایت با استفاده از معیارهای دامنه میان چارکی و انحراف معیار عدم قطعیت سناریوهای SSP و دوره‌های پیش‌نگری برآورد خواهند شد. در جدول (۳) که روابط و بازه تغییرات آماره‌های مورد استفاده ارائه شده است، $Z_m(X_i)$ مقدار برآورد شده متغیر اقلیمی توسط مدل‌های اقلیمی (برحسب واحد متغیر اقلیمی)، $Z_o(X_i)$ مقدار مشاهده شده متغیر اقلیمی (برحسب واحد متغیر اقلیمی)، n تعداد داده‌های پیش‌بینی شده، μ_{ref} و μ_{GCM} به ترتیب میانگین داده‌های مدل‌های اقلیمی و داده‌های مشاهداتی و σ_{ref} و σ_{GCM} نیز انحراف معیار داده‌های مدل‌های اقلیمی و داده‌های مشاهداتی هستند.

Table 3. The evaluation metrics used in this study

Name	Formula	Notes
Nash–Sutcliffe (NSE)	$1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Z_m(X_i) - Z_0(X_i))^2}{\sum_{i=1}^n (Z_0(X_i) - \bar{Z}_0(X_i))^2}$	Range: $-\infty < NSE \leq 1$, unitless, larger is better, does not indicate bias.
Mean Absolute Error (MAE)	$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Z_m(X_i) - Z_0(X_i) $	Range: $0 \leq MAE < \infty$, data units, smaller is better, does not indicate bias.
Root Mean Square Error (RMSE)	$\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Z_m(X_i) - Z_0(X_i))^2}$	Range: $0 \leq RMSE < \infty$, log data units, smaller is better, does not indicate bias
Percent Bias (PBIAS)	$\frac{\sum_{i=1}^n (Z_0(X_i) - Z_m(X_i))}{\sum_{i=1}^n Z_0(X_i)}$	Range: $-\infty < PBIAS \leq \infty$, Percent, near to zero is better, indicate relative bias.
Kling-Gupta Efficiency (KGE)	$1 - \sqrt{(r - 1)^2 + \left(\frac{\mu_{GCM}}{\mu_{ref}} - 1\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{GCM}/\mu_{GCM}}{\sigma_{ref}/\mu_{ref}} - 1\right)^2}$	Range: $-\infty < KGE \leq 1$, unitless, larger is better, merge correlation, bias and variability.

۳. نتایج

۳.۱. عدم قطعیت در GCMها

۳.۱.۱. دوره تاریخی

در شکل (۳) متوسط بارش ماهانه به دست آمده برای محدوده مطالعاتی رفسنجان پس از اعمال نه روش تصحیح اریبی بر داده های شبیه سازی شده توسط GCMهای مختلف ارائه شده است. متوسط بارش ماهانه از ۵۸/۹ الی ۱۰۴/۹ میلی متر برای روش scale متغیر بوده و دامنه تغییرات میانگین GCMها نیز از ۰/۴۷ میلی متر برای روش RQUANT الی ۴۵/۹ میلی متر برای روش scale تغییر می یابد. بدون در نظر گرفتن روش scale که نسبت به سایر روش ها دارای اختلاف زیادی است، متوسط بارش ماهانه مابین ۶۷/۴ میلی متر برای روش expasympt.x0 و ۸۵/۶ میلی متر برای روش power تغییر پیدا کرده و دامنه تغییرات میانگین مدل های GCM نیز از ۰/۴۷ میلی متر برای روش RQUANT الی ۱۴/۷ میلی متر برای روش power متغیر خواهد بود. همان طور که در شکل (۳) نیز مشاهده می شود، به جز روش scale سایر روش ها اختلاف چشم گیری نسبت به یکدیگر ندارند.

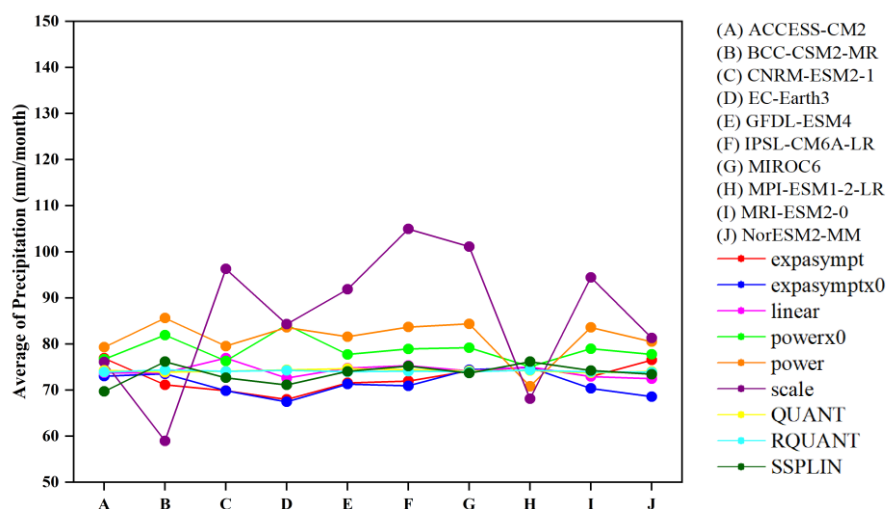


Figure 3. Bias corrected average monthly precipitations from different bias correction methods for all GCMs at Rafsanjan study area for the historical period

جهت کمی‌سازی عدم قطعیت، انحراف معیار و دامنه میان چارکی متوسط بارش ماهانه پس از اعمال نه روش تصحیح اریبی برای هر GCM محاسبه‌شده و نتایج در شکل (۴) ارائه گردید. بیش‌ترین انحراف معیار متعلق به مدل IPSL-CM6A-LR به اندازه ۱۰/۵ میلی‌متر بوده و کم‌ترین آن نیز مربوط به مدل MPI-ESM1-2-LR به اندازه ۲/۶ میلی‌متر است. از طرفی، بیش‌ترین دامنه میان چارکی به مقدار ۱۲/۵ میلی‌متر برای مدل EC-Earth3 و کم‌ترین مقدار آن نیز به مقدار ۰/۸ میلی‌متر برای مدل MPI-ESM1-2-LR اندازه‌گیری شده است.

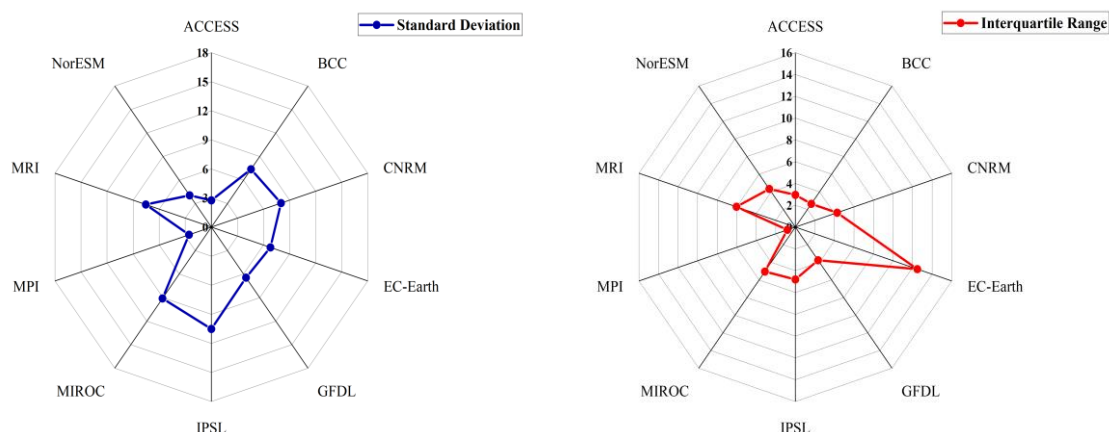


Figure 4. (Left) Standard deviations (STDEVs) and (Right) interquartile ranges (IQRs) of bias-corrected average monthly precipitations of nine bias correction methods for the historical period at Rafsanjan study area

۲.۱.۳. دوره آینده

به‌منظور ارزیابی عدم قطعیت GCMها در دوره آینده، متوسط بارش شبیه‌سازی‌شده دوره ۲۰۲۲-۲۰۹۰ تحت هر GCM پس از اعمال تمامی روش‌های تصحیح اریبی مختلف برای چهار سناریو SSP1.26، SSP2.45، SSP3.70 و SSP5.85 در شکل (۵) به نمایش گذاشته شده است. متوسط بارش ماهانه به‌ترتیب برای سناریوهای SSP1.26، SSP2.45، SSP3.70 و SSP5.85 از ۵۶/۴ میلی‌متر برای روش scale تا ۱۲۹/۶ میلی‌متر برای روش power، ۶۷/۲ میلی‌متر برای روش power.x0 تا ۱۰۹/۵ میلی‌متر برای روش scale، ۶۴/۸ میلی‌متر برای روش scale تا ۱۰۷/۵ میلی‌متر برای روش scale و ۶۳/۵ میلی‌متر برای روش expasympt.x0 تا ۱۰۸/۹ میلی‌متر برای روش scale متغیر است. از طرفی دامنه تغییرات میانگین مدل‌های GCM نیز برای سناریوهای SSP1.26، SSP2.45، SSP3.70 و SSP5.85 به‌ترتیب ۰/۵۳ میلی‌متر برای روش RQUANT تا ۶۰/۵ میلی‌متر برای روش power، ۰/۹۵ میلی‌متر برای روش QUANT تا ۳۴/۷ میلی‌متر برای روش scale، ۱/۵۱ میلی‌متر برای روش QUANT تا ۴۲/۷ میلی‌متر برای روش scale و ۱/۴۳ میلی‌متر برای روش QUANT تا ۳۸ میلی‌متر برای روش scale تغییر می‌یابد. متوسط دامنه تغییرات میانگین مدل‌های GCM با اعمال روش‌های تصحیح اریبی برای هر یک از سناریوها طبق ترتیب مذکور در قبل عبارتند از ۱۸/۵، ۱۳/۲، ۱۴/۸ و ۱۲/۹ میلی‌متر. همانند دوره تاریخی، در دوره شبیه‌سازی آینده بارش، به‌جز سناریو SSP1.26 برای مابقی سناریوهای مدنظر روش scale نشانگر اختلاف زیاد نسبت به سایر روش‌ها بوده که این واقعیت دلالت بر ضعف این روش در تصحیح اریب مقادیر شبیه‌سازی‌شده بارش توسط مدل‌های مختلف در دوره آینده دارد. از طرفی برای سناریوهای SSP2.45، SSP3.70 و SSP5.85 روش QUANT در دوره شبیه‌سازی آینده بارش از توانمندی بالایی برخوردار است، به‌طوری‌که برای دوره

تاریخی روش RQUANT از مقبولیت بالایی نسبت به سایر روش‌ها برخوردار است. طبق یافته‌های پژوهش حاضر، دامنه تغییرات میانگین مدل‌های استفاده‌شده در دوره آینده تحت چهار سناریو استفاده‌شده نسبت به دوره تاریخی بیش‌تر است.

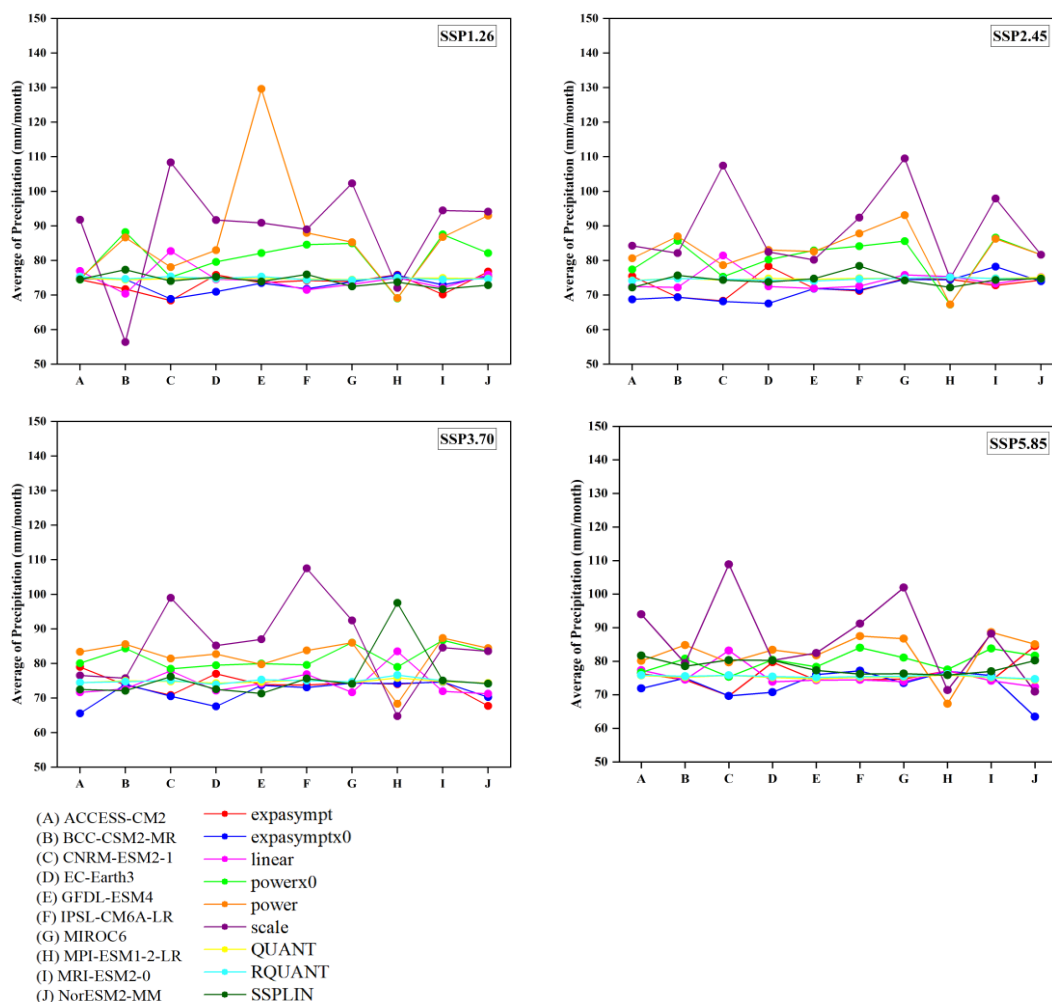


Figure 5. Bias corrected average monthly precipitations from different bias correction methods for all GCMs under SSP scenarios at Rafsanjan study area for the projection period

به‌منظور ارائه کمی عدم قطعیت مدل‌های اقلیمی مورداستفاده در شبیه‌سازی بارش ماهانه برای دوره آینده، از متوسط دو معیار آماری انحراف معیار و دامنه میان چارکی به‌دست‌آمده از چهار سناریو SSP1.26، SSP2.45، SSP3.70 و SSP5.85 استفاده شده و نتایج حاصل در شکل (۶) ارائه گردید. بیش‌ترین انحراف معیار اندازه‌گیری‌شده متعلق به مدل SSP5.85 استفاده‌شده و نتایج حاصل در شکل (۶) ارائه گردید. بیش‌ترین انحراف معیار اندازه‌گیری‌شده متعلق به مدل CNRM-ESM2-1 به مقدار ۱۱ میلی‌متر و کم‌ترین آن نیز مربوط به مدل MPI-ESM1-2-LR به مقدار ۴/۷ میلی‌متر است. طبق نتایج مطالعه حاضر، انحراف معیارهای اندازه‌گیری‌شده در دوره آینده برای هر یک از مدل‌های اقلیمی منتخب تحت نه روش تصحیح اریبی برای بارش ماهانه با دوره تاریخی اختلاف چشم‌گیری نداشته و این امر حاکی از عدم توزیع گسترده متوسط بارش ماهانه در دوره آینده برای عمده مدل‌های اقلیمی منتخب در محدوده مطالعاتی رفسنجان است. همچنین، بیش‌ترین دامنه میان چارکی به مقدار ۱۱/۳ میلی‌متر برای مدل MRI-ESM2-0 و کم‌ترین مقدار آن نیز به مقدار ۳ میلی‌متر برای مدل MPI-ESM1-2-LR اندازه‌گیری شده است.

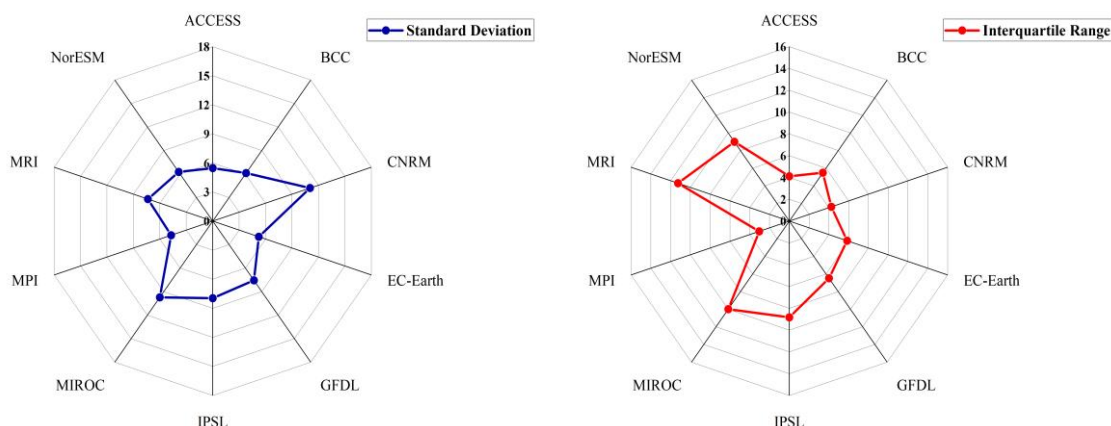


Figure 6. Mean STDEVs (Left) and IQRs (Right) of bias-corrected average precipitations of 9 bias correction methods for the projection period under SSP scenarios at Rafsanjan study area

به‌طورکلی، طبق نتایج ارائه‌شده برای دوره‌های تاریخی و آینده، در دوره تاریخی کم‌ترین عدم قطعیت مربوط به مدل MPI-ESM1-2-LR بوده که نشانگر توانمندی بالای این مدل در برآورد مقادیر بارش شبیه‌سازی‌شده در دوره تاریخی است و مدلهایی از جمله IPSL-CM6A-LR، EC-Earth3، CNRM-ESM2-1 و MIROC6 دارای عدم قطعیت بیش‌تری نسبت به سایر مدل‌ها هستند. در دوره آتی نیز، با توجه به شکل (۶) که نشانگر متوسط انحراف معیار و دامنه میان چارکی در چهار سناریو SSP1.26، SSP2.45، SSP3.70 و SSP5.85 است؛ کم‌ترین انحراف معیار و دامنه میان چارکی همانند دوره تاریخی برای مدل MPI-ESM1-2-LR اندازه‌گیری شده است که نشانگر قابلیت بالای این مدل در برآورد متغیر بارش برای دوره آتی است. به‌صورت عام، برای دوره آینده مدل‌های ACCESS-CM2، BCC-CSM2-MR، EC-Earth3 و MPI-ESM1-2-LR نسبت به سایر مدل‌ها دارای عدم قطعیت کم‌تری بوده و از توانمندی مطلوبی جهت شبیه‌سازی متغیر بارش در این دوره دارند، به‌طوری‌که بیش‌ترین و کم‌ترین عدم قطعیت متعلق به مدل‌های MIROC6 و MPI-ESM1-2-LR است.

۲.۳. عدم قطعیت در روش‌های تصحیح اریبی

۲.۳.۱. دوره تاریخی

شکل‌های (۷) و (۸) به‌ترتیب نمایانگر متوسط بارش ماهانه تصحیح‌شده GCMها برای محدوده مطالعاتی رفسنجان در دوره تاریخی پس از اعمال نه روش تصحیح اریبی و عدم قطعیت کمی آن‌ها با استفاده از دو معیار آماری انحراف معیار و دامنه میان چارکی هستند. عدم تشابه نتایج GCMها طبق شکل (۷) به‌ترتیب در روش‌های scale و power نسبت به سایر روش‌ها بیش‌تر بوده و هم‌چنین بیش‌ترین تشابه بین روش‌ها نیز متعلق به روش‌های QUANT و RQUANT است. بیش‌ترین متوسط بارش ماهانه به مقدار ۱۰۴/۹ میلی‌متر برای مدل IPSL-CM6A-LR و کم‌ترین مقدار آن نیز به مقدار ۵۸/۹ میلی‌متر برای مدل BCC-CSM2-MR اندازه‌گیری شده است. دامنه تغییرات متوسط بارش اصلاح‌شده تحت تمامی روش‌های تصحیح اریبی برای هر یک از GCMها از ۸/۱ میلی‌متر برای مدل MPI-ESM1-2-LR تا ۳۴ میلی‌متر برای مدل IPSL-CM6A-LR متغیر است. حال با توجه به شکل (۸)، جهت بررسی عدم قطعیت GCMها در دوره تاریخی، انحراف معیار و دامنه میان چارکی متوسط بارش ماهانه از متوسط ۱۰ مدل GCM تحت هر یک از روش‌های

تصحیح اریبی برای دوره تاریخی محاسبه شد. طبق شکل (۸)، بیشترین انحراف معیار مشاهده شده به مقدار ۱۴/۸ میلی متر برای روش scale بوده که نشانگر بالاترین سطح عدم قطعیت طبق این معیار در میان روش های تصحیح اریبی و کمترین انحراف معیار اندازه گیری شده نیز مربوط به روش RQUANT به مقدار ۰/۲ میلی متر بوده که دلالت بر میزان کم سطح عدم قطعیت در این روش نسبت به سایر روش ها و ارائه نتایج مشابه نسبت به مقادیر مشاهداتی بدون لحاظ نوع GCM دارد. نتایج ارائه شده برای دامنه میان چارکی همانند نتایج انحراف معیارهای اندازه گیری شده بوده و در این معیار نیز بیشترین و کمترین مقادیر دامنه میان چارکی به ترتیب برای روش های scale و RQUANT مشاهده می شود.

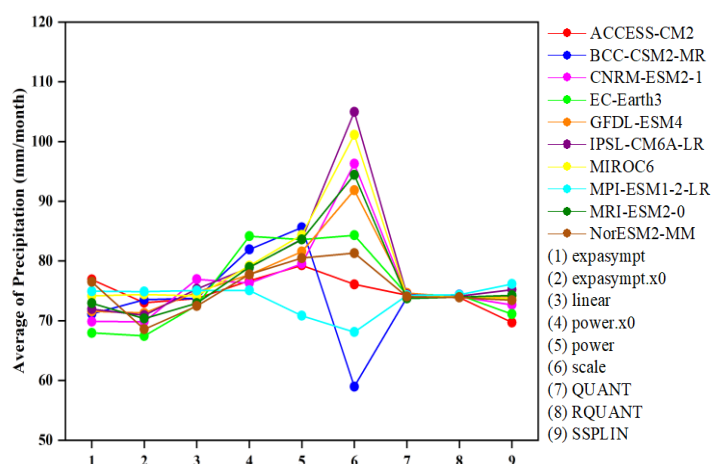


Figure 7. Average monthly precipitation of bias corrected GCMs using 9 bias correction methods at Rafsanjan study area for the historical period

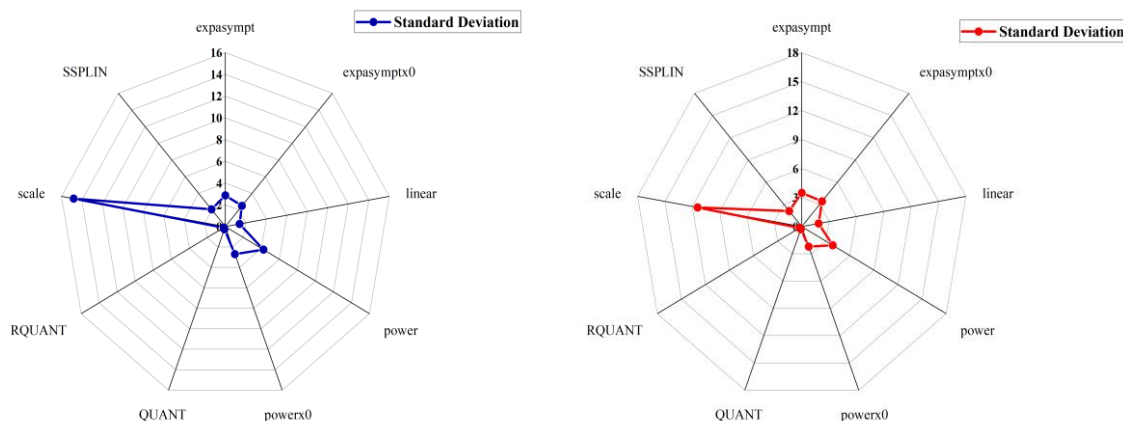


Figure 8. STDEVs (Left) and IQRs (Right) of the bias-corrected average precipitations of 10 GCMs for the historical period at Rafsanjan study area

۲.۲.۳. دوره آینده

مشابه دوره تاریخی، نتایج حاصل از اعمال هر یک از روش های تصحیح اریبی برای تمامی GCMها در دوره آتی و کمی سازی عدم قطعیت آن ها در شکل های (۹) و (۱۰) نمایش داده می شود. همان طور که در شکل (۹) مشاهده می شود،

بیشترین تغییرات برای هر یک از GCMها در هر چهار سناریو برای روش‌های scale، power و power.x0 و کمترین تغییرات نیز در روش‌های RQUANT و QUANT اتفاق افتاده است. دامنه تغییرات متوسط بارش اصلاح شده با استفاده از نه روش تصحیح اریبی برای هر یک از GCMها تحت سناریوهای SSP1.26، SSP2.45، SSP3.70 و SSP5.85 به ترتیب از ۶/۸ میلی‌متر برای مدل MPI-ESM1-2-LR تا ۴۵/۲ میلی‌متر برای مدل GFDL-ESM4، ۷/۷ میلی‌متر برای مدل NorESM2-MM تا ۳۹/۳ میلی‌متر برای مدل CNRM-ESM2-1، ۱۳/۵ میلی‌متر برای مدل BCC-CSM2-MR تا ۳۴/۴ میلی‌متر برای مدل IPSL-CM6A-LR و ۸/۱ میلی‌متر برای مدل GFDL-ESM4 تا ۳۹/۲ میلی‌متر برای مدل CNRM-ESM2-1 متغیر است. از طرفی طبق شکل (۱۰)، بیشترین انحراف معیار مشاهده شده به مقدار ۱۲/۹ میلی‌متر برای روش scale بوده و کمترین انحراف معیار اندازه‌گیری شده نیز مربوط به روش QUANT به مقدار ۰/۴ میلی‌متر است. همچنین، نتایج به دست آمده برای دامنه میان چارکی مطابق با نتایج انحراف معیارهای اندازه‌گیری شده از روش‌های تصحیح اریبی است، به طوری که بیشترین و کمترین دامنه میان چارکی برای روش‌های scale و QUANT اندازه‌گیری شده است.

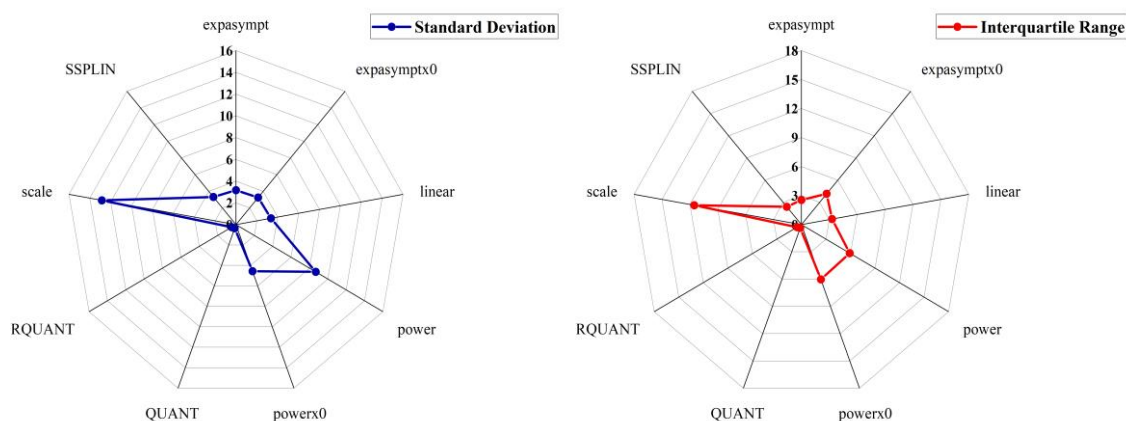


Figure 10. Mean STDEVs (Left) and IQRs (Right) of the bias-corrected average precipitations of 10 GCMs under SSP scenarios for the projection period at Rafsanjan study area

با توجه به شکل (۱۰) که نشانگر متوسط انحراف معیار و دامنه میان چارکی برای چهار سناریو SSP1.26، SSP2.45، SSP3.70 و SSP5.85 است. در دوره‌های تاریخی و آینده، روش تصحیح اریبی scale دارای ضعف چشم‌گیری در تصحیح میزان اریبی مقادیر شبیه‌سازی شده بارش توسط GCMهای منتخب داشته و طبق نتایج در هر دو دوره این روش نسبت به سایر روش‌ها از عدم قطعیت بالایی برخوردار است. از طرفی نتایج ارائه شده نشانگر قابلیت بالای روش RQUANT در تصحیح اریب مقادیر شبیه‌سازی شده بارش در دوره تاریخی و QUANT در دوره آینده بوده و همچنین این روش‌ها نسبت به سایر روش‌ها از عدم قطعیت کمتری برخوردار هستند.

۳.۳. انتخاب روش تصحیح اریبی مناسب

به منظور ارزیابی توانمندی روش‌های تصحیح اریبی در اصلاح مقادیر بارش شبیه‌سازی شده دوره پایه (۱۹۹۰-۲۰۱۴) و جهت انتخاب روش مناسب برای تصحیح مقادیر شبیه‌سازی شده بارش تحت سناریوهای SSP و دوره‌های پیش‌نگری مختلف آتی، خروجی متوسط تمامی مدل‌ها تحت هر یک از روش‌های تصحیح اریبی محاسبه شده و آماره‌های مذکور در

بخش ۴-۲ ارائه شدند (شکل ۱۱). همان‌طور که در شکل (۱۱) مشاهده می‌شود، بیش‌ترین مقدار KGE و کم‌ترین اختلاف PBIAS با صفر برای روش RQUANT ثبت شده که نشان از برتری این روش نسبت به سایر روش‌ها طبق RMSE و KGE و PBIAS دارد. از طرفی بیش‌ترین مقدار NSE متعلق به روش expasympt.x0 و کم‌ترین مقدار MAE و RMSE نیز متعلق به روش RQUANT است. هم‌چنین کم‌ترین مقدار KGE و NSE و بیش‌ترین مقدار MAE، RMSE و PBIAS متعلق به روش scale بوده که نشانگر ضعف این روش نسبت به سایر روش‌ها جهت تصحیح مقادیر شبیه‌سازی شده است. به‌طور کلی، غیر از روش scale که اختلاف زیادی طبق معیارهای ارزیابی مدنظر با سایر روش‌ها دارد، تمامی روش‌های اعمال شده از توانایی مقبولی جهت تصحیح اریب داده‌ها برخوردارند. در این مطالعه، با در نظر گرفتن اختلافات جزئی، روش RQUANT برحسب معیارهای ارزیابی ارائه‌شده جهت تصحیح اریب مقادیر شبیه‌سازی شده بارش توسط مدل‌های اقلیمی تحت سناریوهای مختلف برای دوره‌های پیش‌نگری آتی انتخاب گردید.

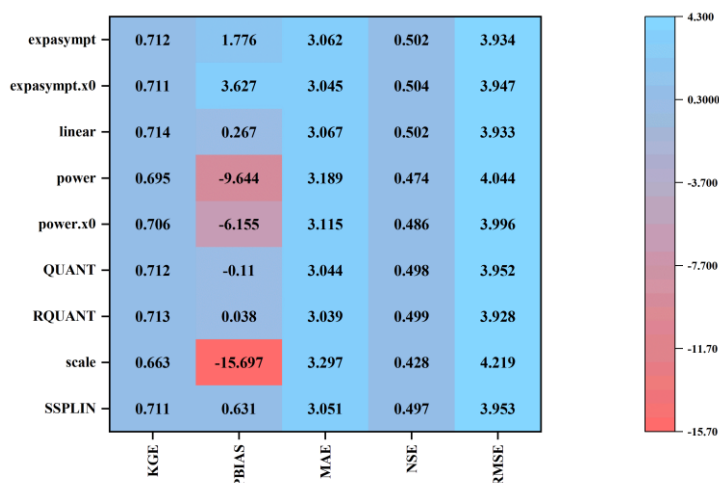


Figure 11. Evaluation metrics of simulated historical precipitation by GCMs for every bias correction method

۴.۳. عدم قطعیت سناریوهای SSP

نتایج مربوط به عدم قطعیت سناریوهای SSP در این بخش برای روش RQUANT که بیش‌ترین قابلیت را در بین سایر روش‌ها در تصحیح اریب مقادیر شبیه‌سازی شده دارد، مورد بحث قرار گرفته است. متوسط بارش ماهانه برای تمامی GCMها تحت چهار سناریو SSP منتخب در شکل (۱۲) ارائه شده است. با توجه به شکل (۱۲)، بیش‌ترین تغییرات بین چهار سناریوی استفاده‌شده برای مدل ACCESS-CM2 به مقدار ۱/۷۴ میلی‌متر و کم‌ترین تغییرات نیز برای مدل NorESM2-MM به اندازه ۰/۵۸ میلی‌متر مشاهده می‌شود. بازه تغییرات در سناریوهای SSP1.26، SSP2.45، SSP3.70 و SSP5.85 به ترتیب مابین ۷۴/۳-۷۵/۴ میلی‌متر، ۷۴/۱-۷۵/۲ میلی‌متر، ۷۳/۹-۷۶/۶ میلی‌متر و ۷۴/۷-۷۶/۲ میلی‌متر متغیر است. دامنه تغییرات متوسط بارش شبیه‌سازی شده تحت سناریوهای SSP1.26، SSP2.45، SSP3.70 و SSP5.85 نیز به ترتیب به مقدار ۱، ۱/۱، ۲/۷ و ۱/۵ میلی‌متر تغییر پیدا می‌کند. کم‌ترین مقدار بارش درازمدت اندازه‌گیری شده متعلق به مدل EC-Earth3 تحت سناریو SSP3.70 و بیش‌ترین مقدار آن نیز مربوط به مدل MPI-ESM1-2-LR تحت مدل SSP3.70 است.

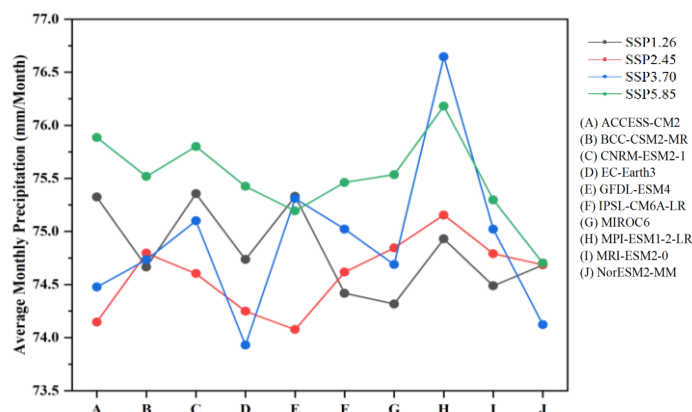


Figure 12. Average monthly precipitations of GCMs for the projection period under SSPs 1.26, 2.45, 3.70 and 5.85 at Rafsanjan study area

انحراف معیار و دامنه میان چارکی چهار سناریو SSP استفاده شده برای GCMهای مختلف در شکل (۱۳) ارائه شده است. تمامی انحراف معیارهای اندازه‌گیری شده برای GCMهای مختلف مقدار عددی پایین‌تر از ۱ میلی‌متر را نشان می‌دهند. به طوری که بیش‌ترین مقدار انحراف معیار محاسبه شده برابر با ۰/۸۴ میلی‌متر برای MPI-ESM1-2-LR و کم‌ترین مقدار آن نیز ۰/۳ میلی‌متر برای NorESM2-MM است. دامنه میان چارکی محاسبه شده برای مدل‌ها نیز به جز مدل‌های ACCESS-CM2 و MPI-ESM1-2-LR مقادیر زیر ۱ میلی‌متر را نشان داده و طبق نتایج به دست آمده، مقدار دامنه میان چارکی مدل‌ها مشابه با مقادیر انحراف معیارهای محاسبه شده برای GCMهاست. بیش‌ترین دامنه میان چارکی مشاهده شده به مقدار ۱/۲۳ میلی‌متر برای مدل MPI-ESM1-2-LR و کم‌ترین مقدار آن نیز ۰/۱۶ میلی‌متر NorESM2-MM است. طبق نتایج حاصل، می‌توان چنین اظهار کرد که اختلاف بین سناریوهای مدنظر در مدل MPI-ESM1-2-LR نسبت به سایر مدل‌ها بیش‌تر بوده و این تفاوت برای مدل NorESM2-MM دارای کم‌ترین مقدار است.

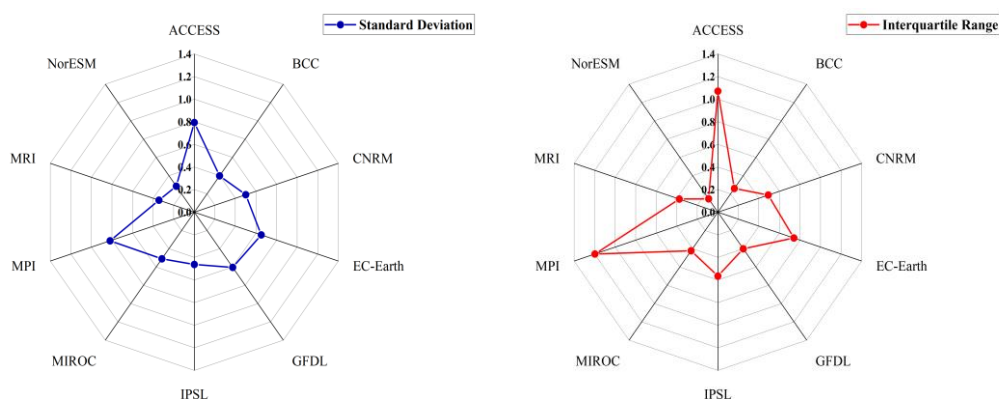


Figure 13. STDEVs (Left) and IQRs (Right) of the bias-corrected average precipitations of four SSPs for the projection period at Rafsanjan study area

۵.۳. عدم قطعیت دوره‌های پیش‌نگری

در این بخش نتایج مربوط به ارزیابی عدم قطعیت دوره‌های پیش‌نگری خروجی مدل‌های منتخب تحت چهار سناریو

SSP1.26، SSP2.45، SSP3.70 و SSP5.85 تصحیح اریبی‌شده با روش RQUANT برای بارش محدوده مطالعاتی رفسنجان ارائه می‌شود. شکل (۱۴) متوسط بارش ماهانه برای شش دوره ۱۰ ساله و یک دوره ۹ ساله از تمامی مدل‌های استفاده‌شده برای چهار سناریو را به نمایش می‌گذارد. با توجه به شکل (۱۴)، دامنه تغییرات بارش برای سناریو SSP1.26 به مقدار ۳۴/۸ میلی‌متر برای دوره (۲۰۲۲-۲۰۳۱)، ۳۸ میلی‌متر برای (۲۰۳۲-۲۰۴۱)، ۴۴/۲ میلی‌متر برای (۲۰۴۲-۲۰۵۱)، ۲۵/۴ میلی‌متر برای (۲۰۵۲-۲۰۶۱)، ۳۰/۶ میلی‌متر برای (۲۰۶۲-۲۰۷۱)، ۳۲/۹ میلی‌متر برای (۲۰۷۲-۲۰۸۱) و ۴۷/۸ میلی‌متر برای (۲۰۸۲-۲۰۹۰) اندازه‌گیری شده است. طبق ترتیب دوره‌های پیش‌نگری ذکرشده، دامنه تغییرات بارش برای سناریو SSP2.45 برابر است با ۲۹/۶، ۲۳/۳، ۲۲/۵، ۳۰/۶، ۳۵/۶، ۲۹/۷ و ۲۳/۸ میلی‌متر. این مقادیر برای سناریوی SSP3.70 به مقدار ۲۹/۶، ۳۶/۴، ۳۵/۴، ۳۲/۲، ۴۵/۲، ۳۸/۶ و ۴۸/۶ میلی‌متر اندازه‌گیری شده است. در نهایت دامنه تغییرات بارش اندازه‌گیری‌شده برای سناریوی SSP5.85 نیز برابر است با ۳۲/۶، ۳۹/۵، ۲۱، ۳۴/۷، ۳۵/۲، ۳۹/۵ و ۴۰/۳ میلی‌متر. این داده‌ها حاکی از اختلاف میانگین بارندگی ماهانه برای سناریوهای مختلف در دوره‌های متفاوت سال‌های ۲۰۲۲ الی ۲۰۹۰ است. بیش‌ترین دامنه تغییرات بارش ماهانه برای دوره‌ها در تمامی سناریوها توسط مدل EC-Earth3 برای سناریو SSP1.26 به مقدار ۴۹/۶-۱۰۴/۳ میلی‌متر و کم‌ترین آن نیز توسط مدل CNRM-ESM2-1 برای سناریو SSP2.45 به اندازه ۶۷/۶-۸۰ میلی‌متر ثبت شده است. به‌طور کلی و با توجه به شکل (۱۴)، تمامی مدل‌های استفاده‌شده تحت هر چهار سناریو دارای اختلاف در دوره‌های مدنظر هستند که نشانگر وجود تفاوت زیاد هر مدل با یکدیگر است.

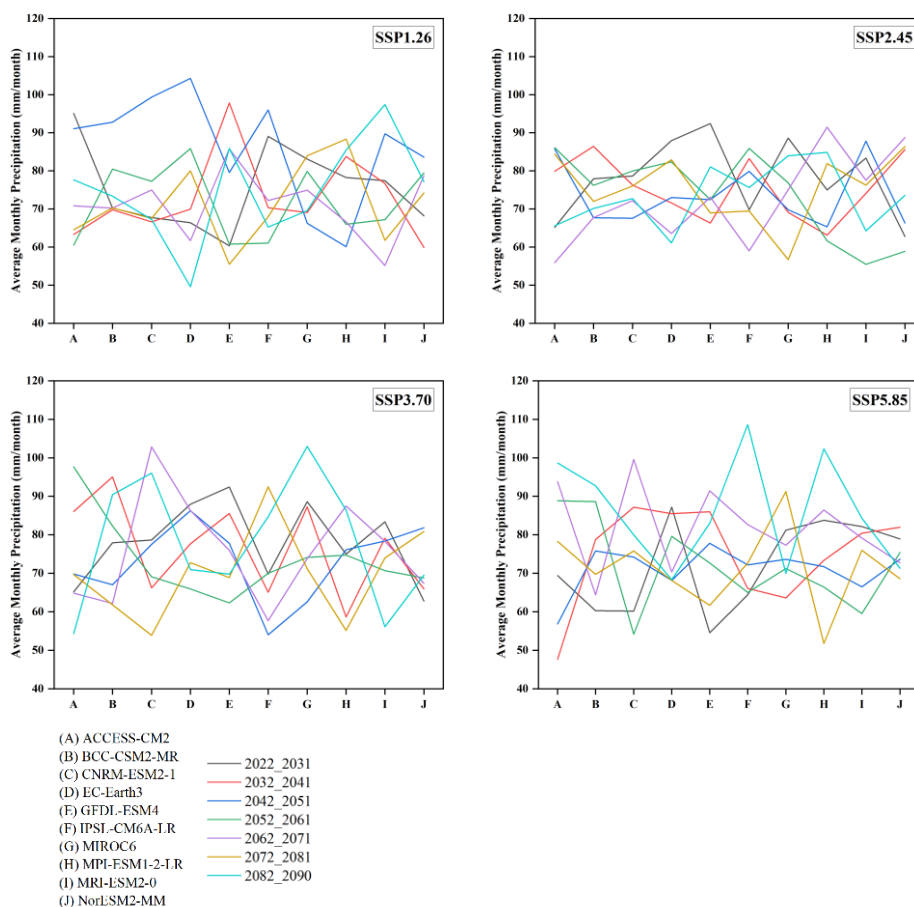


Figure 14. Monthly precipitations of 10 GCMs under SSP scenarios for six 10-year and one 9-year periods at Rafsanjan study area

متوسط انحراف معیار و دامنه میان چارکی مقادیر شبیه‌سازی شده توسط GCM های مختلف برای دوره‌های منتخب در شکل (۱۵) ارائه شده است. بیش‌ترین انحراف معیار مشاهده شده متعلق به مدل ACCESS-CM2 به اندازه ۱۵ میلی‌متر و کم‌ترین آن نیز مربوط به مدل NorESM2-MM به اندازه ۸/۱ میلی‌متر است. بازه تغییرات انحراف معیار مدل‌ها ۶/۹ میلی‌متر است. بالابودن میزان انحراف معیار مدل ACCESS-CM2 نسبت به سایر مدل‌ها نشانگر تغییرپذیری زیاد متغیر بارش در طول زمان با توجه به این مدل است. در رابطه با دامنه میان چارکی نیز بیش‌ترین و کم‌ترین مقادیر همانند انحراف معیار متعلق به مدل‌های ACCESS-CM2 و NorESM2-MM هستند. بازه تغییرات دامنه میان چارکی مدل‌ها ۹/۵ میلی‌متر است. با توجه به شکل (۱۵) که نشانگر متوسط انحراف معیار و دامنه میان چارکی در چهار سناریوی SSP1.26، SSP2.45، SSP3.70 و SSP5.85 است. می‌توان چنین بیان کرد که عدم قطعیت عمده مدل‌ها برای دوره‌های پیش‌نگری بالا بوده و از مقادیر انحراف معیار و دامنه میان چارکی بالایی برخوردارند. این موضوع حاکی از عدم هم‌خوانی و یکنواختی متغیر بارش در دوره‌های آتی هر مدل است. با در نظر گرفتن اختلافات جزئی، مدل NorESM2-MM نسبت به سایر مدل‌ها در دوره‌های آتی دارای کم‌ترین عدم قطعیت و مدل ACCESS-CM2 نیز دارای بیش‌ترین عدم قطعیت بوده که دلالت بر وجود اختلاف زیاد بین دوره‌های پیش‌نگری برای این مدل است.

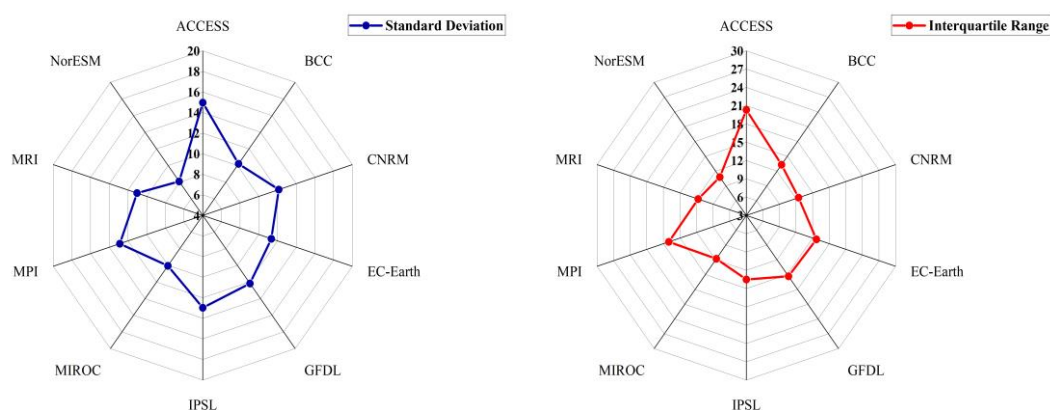


Figure 15. Mean STDEVs (Left) and IQRs (Right) of the bias-corrected average precipitations of six 10-year and one 9-year periods under SSP scenarios at Rafsanjan study area

۴. بحث

خلاصه انحراف معیار و دامنه میان چارکی محاسبه شده برای ارزیابی عدم قطعیت GCM ها، روش‌های تصحیح اریبی، سناریوهای SSP و دوره‌های پیش‌نگری در جدول‌های (۴) و (۵) ارائه شده است. با توجه به جدول (۴)، در دوره‌های تاریخی و آینده، انحراف معیار و دامنه میان چارکی بارش براساس نوع GCM بیش‌تر از انحراف معیار و دامنه میان چارکی محاسبه شده برحسب نوع روش تصحیح اریبی است. از طرفی انحراف معیار و دامنه میان چارکی بارش در هر دو نوع (GCM و روش تصحیح اریبی) در دوره آتی نسبت به دوره تاریخی بیش‌تر است.

طبق جدول‌های (۴) و (۵)، کم‌ترین عدم قطعیت محاسبه شده متعلق به سناریوهای SSP بوده که به‌طور متوسط انحراف معیار و دامنه میان چارکی آن‌ها برابر با ۰/۶ میلی‌متر است. پس از سناریوهای SSP، کم‌ترین عدم قطعیت مربوط به روش‌های تصحیح اریبی بارش است، به‌طوری که انحراف معیار و دامنه میان چارکی این روش‌ها در دوره تاریخی

به‌ترتیب برابر با ۳/۴ و ۳/۲ میلی‌متر و در دوره آینده نیز برابر با ۴/۴ و ۴/۱ است. بنابراین، انتخاب روش تصحیح اریبی مطلوب برای اصلاح خطاهای متغیر اقلیمی بارش در دوره آتی بسیار مهم‌تر از انتخاب سناریوی SSP مدنظر است.

Table 4. STDEV and IQR analysis results of GCMs and bias correction methods for the historical and projection period

Model	Uncertainty in GCMs				Method	Uncertainty in Bias Correction Methods			
	Historical		Future			Historical		Future	
	STDEV	IQR	STDEV	IQR		STDEV	IQR	STDEV	IQR
ACCESS	2.8	3.0	5.5	4.1	expasympt	2.9	3.5	3.2	2.5
BCC	7.4	2.6	6.1	5.5	expasympt.x0	2.5	3.4	3.3	4.2
CNRM	8.0	4.3	11.0	4.2	linear	1.4	1.9	3.4	3.3
EC-Earth	6.8	12.5	5.2	5.8	power	4.2	3.9	8.7	5.9
GFDL	6.4	3.8	7.6	6.5	power.x0	2.7	2.2	4.6	6.0
IPSL	10.5	4.8	8.0	8.8	QUANT	0.3	0.3	0.4	0.4
MIROC	9.1	5.0	9.7	10.0	RQUANT	0.2	0.3	0.5	0.5
MPI	2.6	0.8	4.7	3.0	scale	14.8	11.4	12.9	11.5
MRI	7.5	6.0	7.4	11.3	SSPLIN	2.1	2.1	3.3	2.4
NorESM	4.0	4.3	6.3	9.0	-	-	-	-	-
Average	6.5	4.7	7.1	6.8	Average	3.4	3.2	4.4	4.1

Table 5. STDEV and IQR analysis results of SSP scenarios and different projection periods

Model	SSPs		Periods	
	STDEV	IQR	STDEV	IQR
ACCESS	0.8	1.1	15.0	20.3
BCC	0.4	0.3	10.2	13.3
CNRM	0.5	0.5	12.1	12.4
EC-Earth	0.7	0.8	11.3	15.7
GFDL	0.6	0.4	12.2	15.3
IPSL	0.5	0.6	13.0	13.5
MIROC	0.5	0.4	10.1	11.8
MPI	0.8	1.2	12.9	17.0
MRI	0.4	0.4	11.0	11.7
NorESM	0.3	0.2	8.1	10.8
Average	0.6	0.6	11.6	14.2

بزرگی انحراف معیار و دامنه میان چارکی محاسبه‌شده برای دوره‌های پیش‌نگری بیش‌تر از سه منشأ دیگر عدم قطعیت‌های اقلیمی بوده و به‌عبارتی از میزان عدم قطعیت بالایی نسبت به انتخاب GCMها، روش‌های تصحیح اریبی و سناریوهای SSP برخوردارند. مقدار انحراف معیار و دامنه میان چارکی به‌دست‌آمده برای دوره‌های پیش‌نگری به‌ترتیب برابر با ۱۱/۶ و ۱۴/۲ بوده و این مقادیر برای دوره آتی انتخاب GCMها که پس از دوره‌های پیش‌نگری دارای بیش‌ترین عدم قطعیت هستند، برابر با ۷/۱ و ۶/۸ است. به‌طورکلی، می‌توان چنین اظهار کرد که در محدوده مطالعاتی رفسنجان جهت برآورد بارش آینده، انتخاب دوره آتی مطالعه و بعد از آن انتخاب GCM مناسب به‌منظور پیش‌نگری متغیر بارش نسبت به انتخاب روش تصحیح اریبی جهت اصلاح داده‌های شبیه‌سازی‌شده و سناریو مطلوب آینده، از اهمیت بالایی برخوردار بوده و نیازمند دقت و بررسی بیش‌تری است.

همانند نتایج حاصل از مطالعه فعلی، Zhao *et al.* (2015) نیز طی مطالعه‌ای از بالابودن میزان عدم قطعیت در دوره آتی نسبت به دوره تاریخی برای مدل‌های اقلیمی CMIP5 گزارش می‌کند. اما یافته‌های مطالعه Mandal and Simonovic (2017) برخلاف یافته‌های مطالعه حاضر نشانگر بالابودن میزان عدم قطعیت انتخاب روش‌های تصحیح اریبی نسبت به انتخاب GCMها و سناریوهای RCP است. هم‌چنین، نتایج حاصل از پژوهش Song *et al.* (2020) نیز برخلاف نتایج مطالعه حاضر، نشانگر بالابودن میزان عدم قطعیت روش‌های تصحیح اریبی نسبت به GCMها در دوره تاریخی است. درحالی‌که برعکس این موضوع که مطابق با یافته‌های پژوهش حاضر است، برای دوره پیش‌نگری صدق می‌کند. در

مطالعه Song *et al.* (2020)، برای دوره پیش‌نگری به‌ترتیب از بیش‌ترین تا کم‌ترین عدم قطعیت متعلق به GCMها، روش‌های تصحیح اریبی، محدوده مطالعاتی، دوره‌های آبی و سناریوهای RCP است. درحالی‌که نتایج حاصل از مطالعه فعلی، نمایانگر بالابودن عدم قطعیت دوره‌های آبی نسبت به سایر منشأهای عدم قطعیت‌ها بوده و سناریوهای استفاده‌شده دارای کم‌ترین میزان عدم قطعیت هستند.

۵. نتیجه‌گیری

طی مطالعه حاضر، چهار منشأ عدم قطعیت در پیش‌نگری بارش برای محدوده مطالعاتی رفسنجان به‌صورت کمی موردبررسی قرار گرفت. عدم قطعیت‌های بررسی‌شده عبارتند از ۱- روش‌های تصحیح اریبی، ۲- GCMها، ۳- SSPها و ۴- دوره‌های پیش‌نگری. جهت بررسی عدم قطعیت موارد ذکرشده، از نه روش تصحیح اریبی برای اصلاح مقادیر شبیه‌سازی‌شده بارش توسط ۱۰ مدل گردش عمومی جو تحت چهار سناریوی SSP1.26، SSP2.45، SSP3.70 و SSP5.85 در شش دوره پیش‌نگری ۱۰ ساله و یک دوره ۱۰ ساله استفاده شد. عدم قطعیت هر مورد با توجه به دو معیار انحراف معیار و دامنه میان چارکی کمی‌سازی شد. از طرفی به‌منظور انتخاب روش مناسب تصحیح اریبی در راستای بررسی عدم قطعیت سناریوهای منتخب و دوره‌های پیش‌نگری، از معیارهای ارزیابی KGE، PBIAS، MAE، NSE و RMSE استفاده گردید. همچنین، تغییرپذیری متوسط بارش ماهانه در تمامی GCMهای منتخب بخش‌های مربوط به منشأ عدم قطعیت موردارزیابی قرار گرفت. نتایج ارزیابی‌ها نشان داد که برای دوره تاریخی، انحراف معیار و دامنه میان چارکی براساس نوع روش تصحیح اریبی و GCM نسبت به دوره آبی کم‌تر است. همچنین در دوره‌های تاریخی و آینده، انحراف معیار و دامنه میان چارکی بارش براساس نوع GCM بیش‌تر از انحراف معیار و دامنه میان چارکی محاسبه‌شده برحسب نوع روش تصحیح اریبی است. کم‌ترین عدم قطعیت متعلق به انتخاب سناریوهای SSP و بیش‌ترین آن نیز مربوط به دوره‌های پیش‌نگری است. به‌طور کلی برای دوره آبی، عدم قطعیت دوره‌های پیش‌نگری و انتخاب GCM نسبت به دو منشأ دیگر عدم قطعیت (روش‌های تصحیح اریبی و SSPها) بیش‌تر بوده و نیازمند ارزیابی دقیق‌تری هستند. بنابراین، انتخاب دوره پیش‌نگری مطلوب و GCM مناسب جهت شبیه‌سازی متغیر اقلیمی بارش در راستای بررسی تغییر روند آن در محدوده رفسنجان برای آینده بسیار مهم‌تر از انتخاب روش تصحیح اریبی و سناریوی SSP مدنظر است.

همان‌طورکه نتایج مطالعه حاضر نیز نشان می‌دهند، سهم عمده‌ای از عدم قطعیت‌های اقلیمی مربوط به انتخاب و به‌کارگیری مدل‌های اقلیمی است و نباید فراموش کرد که نسل فعلی مدل‌های اقلیمی نیز از این واقعیت فارغ نیستند، به‌طوری‌که به‌نقص قابل‌توجه این مدل‌ها در پیش‌نگری بارش و دما (Shen *et al.*, 2018) و سطح متوسط رطوبت جو جهانی (Liepert and Previdi, 2012) اشاره شده است. لذا، با توجه به تعداد محدودی از مدل‌های گردش عمومی و روش‌های تصحیح اریبی استفاده‌شده در مطالعه حاضر، برآورد محدودی از عدم قطعیت در این مطالعه به‌صورت کمی ارائه شده است و جهت برآورد گسترده عدم قطعیت‌های مرتبط با پیش‌نگری‌های اقلیمی، استفاده از مدل‌های همادی و به‌کارگیری تعداد وسیعی از GCMهای مختلف و سایر روش‌های تصحیح اریبی می‌تواند کمک‌کننده باشد. در مطالعات مربوط به ارزیابی عدم قطعیت پیش‌نگری‌های اقلیمی مؤثر بر منابع آبی، عدم قطعیت‌های دیگری نیز از جمله عدم قطعیت داده‌های ورودی به مدل هیدرولوژیکی، مدل‌های اقلیمی منطقه‌ای یا روش‌های ریزمقیاس‌نمایی آماری، نحوه استخراج و درونیابی شبکه (زون) مدل‌های اقلیمی برای منطقه مدنظر، ساختار مدل هیدرولوژیکی و پارامترهای مدل هیدرولوژیکی دخیل هستند و نیاز است این دسته از منشأ عدم قطعیت‌های اقلیمی نیز موردبررسی قرار گیرند. از طرفی نتایج حاصل از این پژوهش می‌تواند برای دیگر محدوده‌های مطالعاتی متفاوت بوده و ترتیب عدم قطعیت‌های کمی

ارائه شده برای آن ها تغییر پیدا کند. به طور کلی نتایج حاصل می تواند جهت برآورد دقیق تغییرات بارش آتی متأثر از تغییر اقلیم در مطالعات اقلیمی و سیاست گذاری های آبی آینده محدوده مطالعاتی رفسنجان مورد توجه قرار گیرد.

۶. پی نوشت ها

1. General Circulation Models (GCM)
2. Coupled Model Intercomparison Project (CMIP)
3. Working Group on Coupled Modeling (WGCM)
4. Emission Scenario
5. Concentration Scenario
6. Parameterization
7. Reliability Ensemble Averaging
8. Extent
9. Reliability
10. Han River Basin
11. Square Root Error Variance
12. Bernoulli-Lognormal (BL)
13. Distribution Derived Transformation (DDT)
14. Parametric Transformation (PT)
15. Non-Parametric Transformation (NPT)
16. <https://climate.copernic us.eu/>
17. Quantile Mapping (QM)

۷. تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان وجود ندارد.

۸. منابع

- Abdulai, P. J., & Chung, E. S. (2019). Uncertainty assessment in drought severities for the Cheongmicheon watershed using multiple GCMs and the reliability ensemble averaging method. *Sustainability (Switzerland)*, 11(16). <https://doi.org/10.3390/su11164283>
- Akstinas, V., Jakimavičius, D., Meilutyte-Lukauskiene, D., Kriaučiūniene, J., & Šarauskiene, D. (2020). Uncertainty of annual runoff projections in Lithuanian rivers under a future climate. *Hydrology Research*, 51(2), 257-271. <https://doi.org/10.2166/nh.2019.004>
- Baniasadi, A., Mazidi, A., Mozaffari, Gh. A., & Omidvar, K. (2023). Climate Change and its Effect on Agricultural Climate Indices for Pistachio Trees in Kerman Province: A case study of Rafsanjan stations. *The Journal of Geographical Research on Desert Areas*, 11(1), 179-191. (In Persian)
- Buytaert, W., Vuille, M., Dewulf, A., Urrutia, R., Karmalkar, A., & Céleri, R. (2010). Uncertainties in climate change projections and regional downscaling in the tropical Andes: Implications for water resources management. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(7), 1247-1258. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1247-2010>
- Chen, J., Brissette, F. P., Chaumont, D., & Braun, M. (2013). Finding appropriate bias correction methods in downscaling precipitation for hydrologic impact studies over North America. *Water Resources Research*, 49(7), 4187-4205. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20331>
- Cook, L. M., Anderson, C. J., & Samaras, C. (2017). Framework for Incorporating Downscaled Climate Output into Existing Engineering Methods: Application to Precipitation Frequency Curves. *Journal of Infrastructure Systems*, 23(4), 1-28. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)is.1943-555x.0000382](https://doi.org/10.1061/(asce)is.1943-555x.0000382)
- Das, J., Poonia, V., Jha, S., & Goyal, M. K. (2020). Understanding the climate change impact on crop yield over Eastern Himalayan Region: ascertaining GCM and scenario uncertainty. *Theoretical and Applied Climatology*, 142(1-2), 467-482. <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03332-y>

- Diro, G. T., Rauscher, S. A., Giorgi, F., & Tompkins, A. M. (2012). Sensitivity of seasonal climate and diurnal precipitation over Central America to land and sea surface schemes in RegCM4. *Climate Research*, 52(1), 31-48. <https://doi.org/10.3354/cr01049>
- Ebrahimi Louyeh, A. (2009). Consequences of Groundwater Over-Exploitation (Case Study: Rafsanjan Plain). *Iran-Water Resources Research*, 4(3), 70-73. (In Persian)
- El Asri, H., Larabi, A., & Faouzi, M. (2019). Climate change projections in the Ghis-Nekkor region of Morocco and potential impact on groundwater recharge. *Theoretical and Applied Climatology*, 138(1-2), 713-727. <https://doi.org/10.1007/s00704-019-02834-8>
- Enayati, M., Bozorg-Haddad, O., Bazrafshan, J., Hejabi, S., & Chu, X. (2021). Bias correction capabilities of quantile mapping methods for rainfall and temperature variables. *Journal of Water and Climate Change*, 12(2), 401-419. <https://doi.org/10.2166/wcc.2020.261>
- Iran Ministry of Energy. (2016). *extension Report on the Restricted Study Area in Rafsanjan (Area Code 4902)*. (In Persian)
- Giorgi, F., & Mearns, L. O. (2002). Calculation of Average, Uncertainty Range, and Reliability of Regional Climate Changes from AOGCM Simulations via the "Reliability Ensemble Averaging" (REA) Method. *Journal of Climate*, 15(10), 1141-1158. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1141:COAURA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1141:COAURA>2.0.CO;2)
- Gudmundsson, L., Bremnes, J. B., Haugen, J. E., & Engen-Skaugen, T. (2012). Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations – A comparison of methods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(9), 3383-3390. <https://doi.org/10.5194/hess-16-3383-2012>
- Hamed, M. M., Nashwan, M. S., Shahid, S., Ismail, T., Bin, Wang, X., Jun, Dewan, A., & Asaduzzaman, M. (2022). Inconsistency in historical simulations and future projections of temperature and rainfall: A comparison of CMIP5 and CMIP6 models over Southeast Asia. *Atmospheric Research*, 265, 1-38. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105927>
- Hong, J., Javan, K., Shin, Y., & Park, J. S. (2021). Future projections and uncertainty assessment of precipitation extremes in iran from the cmip6 ensemble. *Atmosphere*, 12(8), 1-16. <https://doi.org/10.3390/ATMOS12081052>
- Hosseinzadehtalaei, P., Tabari, H., & Willems, P. (2017). Uncertainty assessment for climate change impact on intense precipitation: how many model runs do we need? *International Journal of Climatology*, 37(April), 1105-1117. <https://doi.org/10.1002/joc.5069>
- IPCC. (2014). *Climate Change 2014 Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Retrieved from <https://doi.org/10013/epic.45156>
- IPCC. (2018). *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change*. Retrieved from World Meteorological Organization, website: <https://www.ipcc.ch/sr15/>
- Jung, I. W., Chang, H., & Moradkhani, H. (2011). Quantifying uncertainty in urban flooding analysis considering hydro-climatic projection and urban development effects. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2), 617-633. <https://doi.org/10.5194/hess-15-617-2011>
- Karamouz, M., Semsaryazdi, M. S., Ahmadi, B., & Ahmadi, A. (2010). Climate Change Impacts on Crop Water Requirements: A Case Study Climate Change Impacts on Crop Water Requirements: A Case Study. In *1st IWA Malaysia Young Water Professionals Conference, International Water Association*, 1-11. (In Persian)
- Kudo, R., Yoshida, T., & Masumoto, T. (2017). Uncertainty analysis of impacts of climate change on snow processes: Case study of interactions of GCM uncertainty and an impact model. *Journal of Hydrology*, 548, 196-207. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.007>
- Lafon, T., Dadson, S., Buys, G., & Prudhomme, C. (2013). Bias correction of daily precipitation simulated by a regional climate model: A comparison of methods. *International Journal of Climatology*, 33(6), 1367-1381. <https://doi.org/10.1002/joc.3518>
- Leander, R., & Buishand, T. A. (2007). Resampling of regional climate model output for the simulation of extreme river flows. *Journal of Hydrology*, 332(3-4), 487-496. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.08.006>

- Liepert, B. G., & Previdi, M. (2012). Inter-model variability and biases of the global water cycle in CMIP3 coupled climate models. *Environmental Research Letters*, 7(1). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/1/014006>
- Luo, M., Liu, T., Meng, F., Duan, Y., Frankl, A., Bao, A., & De Maeyer, P. (2018). Comparing bias correction methods used in downscaling precipitation and temperature from regional climate models: A case study from the Kaidu River Basin in Western China. *Water (Switzerland)*, 10(8). <https://doi.org/10.3390/w10081046>
- Mair, L., Jönsson, M., Rätty, M., Barring, L., Strandberg, G., Lämås, T., & Snäll, T. (2018). Land use changes could modify future negative effects of climate change on old-growth forest indicator species. *Diversity and Distributions*, 24(10), 1416-1425. <https://doi.org/10.1111/ddi.12771>
- Mandal, S., & Simonovic, S. P. (2017). Quantification of uncertainty in the assessment of future streamflow under changing climate conditions. *Hydrological Processes*, 31(11), 2076-2094. <https://doi.org/10.1002/hyp.11174>
- Mendez, M., Maathuis, B., Hein-Griggs, D., & Alvarado-Gamboa, L. F. (2020). Performance evaluation of bias correction methods for climate change monthly precipitation projections over Costa Rica. *Water (Switzerland)*, 12(2). <https://doi.org/10.3390/w12020482>
- Pardo-Igúzquiza, E., Collados-Lara, A. J., & Pulido-Velazquez, D. (2019). Potential future impact of climate change on recharge in the Sierra de las Nieves (southern Spain) high-relief karst aquifer using regional climate models and statistical corrections. *Environmental Earth Sciences*, 78(20), 1-12. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8594-4>
- Piani, C., Weedon, G. P., Best, M., Gomes, S. M., Viterbo, P., Hagemann, S., & Haerter, J. O. (2010). Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models. *Journal of Hydrology*, 395(3-4), 199-215. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.10.024>
- Prudhomme, C., & Davies, H. (2009). Assessing uncertainties in climate change impact analyses on the river flow regimes in the UK. Part 2: Future climate. *Climatic Change*, 93(1-2), 197-222. <https://doi.org/10.1007/s10584-008-9461-6>
- Rätty, O., Räisänen, J., & Ylhäisi, J. S. (2014). Evaluation of delta change and bias correction methods for future daily precipitation: Intermodel cross-validation using ENSEMBLES simulations. *Climate Dynamics*, 42(9-10), 2287-2303. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2130-8>
- Reshmidevi, T. V., Nagesh Kumar, D., Mehrotra, R., & Sharma, A. (2018). Estimation of the climate change impact on a catchment water balance using an ensemble of GCMs. *Journal of Hydrology*, 556, 1192-1204. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.02.016>
- Sharma, T., Vittal, H., Chhabra, S., Salvi, K., Ghosh, S., & Karmakar, S. (2018). Understanding the cascade of GCM and downscaling uncertainties in hydro-climatic projections over India. *International Journal of Climatology*, 38(December 2017), e178-e190. <https://doi.org/10.1002/joc.5361>
- Shen, M., Chen, J., Zhuan, M., Chen, H., Xu, C. Y., & Xiong, L. (2018). Estimating uncertainty and its temporal variation related to global climate models in quantifying climate change impacts on hydrology. *Journal of Hydrology*, 556, 10-24. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.11.004>
- Shishehgaran, N. N., Babaeian, F., & Mianabadi, H. (2024). Comparison of CMIP6 Climate Models and Quantile Mapping Bias Correction Methods in the Simulation of Historical Precipitation. *Iranian Journal of Soil and Water Research*, 54(12), 1843-1862. <https://doi.org/10.22059/IJSWR.2023.362445.669538>. (In Persian)
- Sillmann, J., Kharin, V. V., Zwiers, F. W., Zhang, X., & Bronaugh, D. (2013). Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2. Future climate projections. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118(6), 2473-2493. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50188>
- Song, Y. H., Chung, E. S., & Shiru, M. S. (2020). Uncertainty analysis of monthly precipitation in GCMs using multiple bias correction methods under different RCPs. *Sustainability (Switzerland)*, 12(18). <https://doi.org/10.3390/su12187508>
- Tanveer, M. E., Lee, M. H., & Bae, D. H. (2016). Uncertainty and Reliability Analysis of CMIP5 Climate Projections in South Korea Using REA Method. *Procedia Engineering*, 154, 650-655. <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2016.07.565>
- Tebaldi, C., Smith, R. L., Nychka, D., & Mearns, L. O. (2005). Quantifying uncertainty in projections of regional climate change: A Bayesian approach to the analysis of multimodel ensembles. *Journal of Climate*, 18(10), 1524-1540. <https://doi.org/10.1175/JCLI3363.1>

- Teutschbein, C., & Seibert, J. (2010). Regional climate models for hydrological impact studies at the catchment scale: A review of recent modeling strategies. *Geography Compass*, 4(7), 834-860. <https://doi.org/10.1111/j.1749-8198.2010.00357.x>
- Tong, Y., Gao, X., Han, Z., Xu, Y., Xu, Y., & Giorgi, F. (2021). Bias correction of temperature and precipitation over China for RCM simulations using the QM and QDM methods. *Climate Dynamics*, 57(5-6), 1425-1443. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05447-4>
- Vigna, I., Bigi, V., Pezzoli, A., & Besana, A. (2020). Comparison and bias-correction of satellite-derived precipitation datasets at local level in northern Kenya. *Sustainability (Switzerland)*, 12(7). <https://doi.org/10.3390/su12072896>
- Wang, H. M., Chen, J., Xu, C. Y., Zhang, J., & Chen, H. (2020). A Framework to Quantify the Uncertainty Contribution of GCMs Over Multiple Sources in Hydrological Impacts of Climate Change. *Earth's Future*, 8(8). <https://doi.org/10.1029/2020EF001602>
- Wang, J., Wang, Y., Feng, J., Chen, C., Chen, J., Long, T., Li, J., Zang, R., & Li, J. (2019). Differential responses to climate and land-use changes in threatened Chinese *Taxus* species. *Forests*, 10(9). <https://doi.org/10.3390/f10090766>
- Watanabe, S., Kanae, S., Seto, S., Yeh, P. J. F., Hirabayashi, Y., & Oki, T. (2012). Intercomparison of bias-correction methods for monthly temperature and precipitation simulated by multiple climate models. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 117(23), 1-13. <https://doi.org/10.1029/2012JD018192>
- Woldemeskel, F. M., Sharma, A., Sivakumar, B., & Mehrotra, R. (2016). Quantification of precipitation and temperature uncertainties simulated by CMIP3 and CMIP5 models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(1), 3-17. <https://doi.org/10.1002/2015JD023719>
- Wooten, A., Terando, A., Reich, B. J., Boyles, R. P., & Semazzi, F. (2017). Characterizing sources of uncertainty from global climate models and downscaling techniques. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56(12), 3245-3262. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0087.1>
- Yazdandoost, F., Moradian, S., Izadi, A., & Aghakouchak, A. (2021). Evaluation of CMIP6 precipitation simulations across different climatic zones: Uncertainty and model intercomparison. *Atmospheric Research*, 250(November), 105369. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105369>
- Zarrin, A., & Dadashi-Roudbari, A. (2021). Projection of future extreme precipitation in Iran based on CMIP6 multi-model ensemble. *Theoretical and Applied Climatology*, 144(1-2), 643-660. <https://doi.org/10.1007/s00704-021-03568-2>
- Zeraatkar, H., & Golkar, E. (2018). *Water Consumption in the Study Area of Rafsanjan Plain from 1951 to Present*. (In Persian)
- Zhao, L., Xu, J., Powell, A. M., & Jiang, Z. (2015). Uncertainties of the global-to-regional temperature and precipitation simulations in CMIP5 models for past and future 100 years. *Theoretical and Applied Climatology*, 122(1-2), 259-270. <https://doi.org/10.1007/s00704-014-1293-x>