



Investigating the impact of climate change on drought intensity, duration, and recurrence period in the Ardabil study area

Farhad Rostami¹ | Ali Moridi²

1. Department of Water, Wastewater and Environmental Engineering, Faculty of Civil, Water and Environmental Engineering, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran. E-mail: far.rostami@mail.sbu.ac.ir
2. Corresponding Author, Department of Water, Wastewater and Environmental Engineering, Faculty of Civil, Water and Environmental Engineering, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran. E-mail: a_moridi@sbu.ac.ir

Article Info

Article type:

Research Article

Article history:

Received 19 July 2024

Received in revised form

29 July 2024

Accepted 18 August 2024

Published online 10 February 2025

Keywords:

Extreme events

CMIP6

GCM

Standardized Precipitation Index (SPI)

ABSTRACT

Concerns about the effects of global warming due to anthropogenic activities, all over the world especially in high-potential regions for extreme events, are increasingly growing. On the other hand, choosing the proper Global Circulation Model (GCM) is one of the main concerns of hydrologists and climatologists to investigate climate change impacts. Human-induced climate change has exerted immense pressure on Iran's water resources. This study statistically downscaled future precipitation and meteorological droughts over the Ardabil study area using the performance of seven General Circulation Models (GCMs). The best-performing GCM, MIROC6, was selected based on R^2 . A GCM was used to examine future precipitation and drought variability under optimistic and pessimistic scenarios. The results show that the average temperature increases 1.5-3 °C. The average annual precipitation for Ardabil synoptic station is projected to increase from 279 mm to 292 mm under the SSP1-2.6 scenario and decrease to 228 mm under the SSP5-8.5 scenario. Annual average precipitation changes by -18.3% to 4.8% by the end of the 21st century under various scenarios that this is precipitation changes are prone to more extreme events. However, focusing solely on average annual precipitation can be misleading. Other factors, such as changes in the timing of precipitation, should also be considered. According to the results, moderate droughts will increase in severity by a factor of 2 and in duration by a factor of 2.2, and long-term droughts will increase in severity by a factor of 2 and in duration by a factor of 2.5 compared to the observational data.

Cite this article: Rostami, F., & Moridi, A. (2025). Investigating the impact of climate change on drought intensity, duration, and recurrence period in the Ardabil study area. *Journal of Water and Irrigation Management*, 14 (4), 877-895. DOI: <https://doi.org/10.22059/jwim.2024.379156.1173>



© The Author(s).

DOI: <https://doi.org/10.22059/jwim.2024.379156.1173>

Publisher: University of Tehran Press.



بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر شدت، مدت و دوره بازگشت خشک‌سالی در محدوده مطالعاتی اردبیل

فرهاد رستمی^۱ | علی مریدی^۲ ✉

۱. گروه مهندسی آب، فاضلاب و محیط زیست، دانشکده مهندسی عمران، آب و محیط زیست، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران. رایانامه:

far.rostami@mail.sbu.ac.ir

۲. نویسنده مسئول، گروه مهندسی آب، فاضلاب و محیط زیست، دانشکده مهندسی عمران، آب و محیط زیست، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران. رایانامه:

a_moridi@sbu.ac.ir

اطلاعات مقاله

چکیده

نگرانی در مورد تأثیر گرمایش زمین ناشی از فعالیت‌های انسانی، در سراسر جهان به‌ویژه در مناطقی با پتانسیل بالا برای رویدادهای حاد، به‌طور فزاینده‌ای در حال افزایش است. از سوی دیگر، انتخاب مدل گردش عمومی جو GCM مناسب یکی از اصلی‌ترین دغدغه‌های هیدرولوژیست‌ها و اقلیم‌شناسان برای بررسی تأثیرات تغییرات آب‌وهوایی است. تغییر اقلیم ناشی از فعالیت‌های انسانی فشار زیادی را بر منابع آب ایران وارد کرده است. این مطالعه بارش آینده و خشک‌سالی‌های هواشناسی را در محدوده مطالعاتی اردبیل با در نظر گرفتن عملکرد هفت مدل گردش عمومی جو GCM از نظر آماری مورد بررسی قرار داد و بهترین GCM با بیش‌ترین همبستگی با بارش تاریخی (MIROC6) توسط R^2 انتخاب شد. بارش و تنوع خشک‌سالی در آینده توسط یک مدل GCM تحت دو سناریو خوش‌بینانه و بدبینانه مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد که میانگین دما ۳-۱/۵ درجه سانتی‌گراد افزایش می‌یابد، میانگین بارش سالانه برای ایستگاه سینوپتیک اردبیل از ۲۷۹ میلی‌متر براساس سناریوی SSP1-2.6 به ۲۹۲ میلی‌متر افزایش و براساس سناریوی SSP5-8.5 به ۲۲۸ میلی‌متر کاهش می‌یابد. تغییرات میانگین بارندگی سالانه تا پایان قرن بیست‌ویکم تحت سناریوها بین ۱۸/۳- تا ۴/۸ درصد تغییر می‌کند که این تغییرات بارندگی مستعد رویدادهای شدیدتری هستند. با این حال، تمرکز صرف بر متوسط بارندگی سالانه گمراه‌کننده است و عوامل دیگری مانند تغییرات الگوی زمانی بارندگی نیز باید در نظر گرفته شود. طبق نتایج خشک‌سالی‌های متوسط با شدت دو برابر و مدت ۲/۲ برابر افزایش و خشک‌سالی‌های بلندمدت با شدت دو برابر و مدت ۲/۵ برابر افزایش نسبت به داده‌های مشاهداتی خواهند داشت.

نوع مقاله: مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۴/۱۹

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۵/۰۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۵/۲۸

تاریخ انتشار: ۱۴۰۳/۱۱/۲۲

کلیدواژه‌ها:

CMIP6

شاخص بارش استاندارد (SPI)

مدل‌های گردش عمومی جو (GCM)

وقایع حدی

استناد: رستمی، فرهاد و مریدی، علی (۱۴۰۳). بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر شدت، مدت و دوره بازگشت خشک‌سالی در محدوده مطالعاتی اردبیل. نشریه

مدیریت آب و آلودگی، ۱۴ (۴)، ۸۷۷-۸۹۵. DOI: <https://doi.org/10.22059/jwim.2024.379156.1173>



۱. مقدمه

خشک‌سالی با کمبود بارندگی آغاز و بسته به طول مدت و شدت آن می‌تواند پارامترهایی نظیر رطوبت خاک، حجم آب‌های سطحی و زیرسطحی و فعالیت‌های انسانی و اکوسیستمی را تحت تأثیر قرار دهد (Woli *et al.*, 2012). خشک‌سالی به چهار دسته تقسیم می‌شود؛ خشک‌سالی هواشناسی، خشک‌سالی کشاورزی، خشک‌سالی هیدرولوژیک و خشک‌سالی اجتماعی-اقتصادی (Wilhite and Glantz, 1985). تغییر اقلیم نتیجه تغییرات الگوی آب‌وهوایی به دلیل انتشار گازهای گلخانه‌ای ناشی از فعالیت‌های انسانی است (Fawzy *et al.*, 2020). تغییر اقلیم ناشی از فعالیت‌های انسانی (Raymond *et al.*, 2020) و تغییر الگوهای بارش (Yousefi and Moridi, 2022) دلایل اصلی در افزایش بلایای هواشناسی هستند. خشک‌سالی یک چالش عمده و رو به رشد برای بشریت است که تأثیرات درازمدتی بر امنیت غذایی دارد (Ahmed, 2020) برای مثال، طبق گفته‌های Haile *et al.* (2020) اراضی مستعد خشک‌سالی در شرق آفریقا ممکن است تا ۵۴ درصد در پایان قرن تحت سناریوی با تمرکز بالا بر انتشار 8.5 (RCP) افزایش یابد. در پژوهشی دیگر، Van Noije *et al.* (2020) نشان دادند که خشک‌سالی در کره جنوبی ممکن است از نظر شدت ۸۹ درصد افزایش یابد اما از نظر مدت کم‌تر شود. در پژوهشی توسط Zarrin and Dadashi-Roudbari (2021) تأثیر سناریوهای اخیر تغییر اقلیم شناخته‌شده به‌عنوان سناریوهای مشترک اجتماعی-اقتصادی SSSPها را بررسی کردند. آن‌ها از چند مدل شامل پنج مدل گردش عمومی جو GCM برای تجزیه و تحلیل شدت بارش‌های شدید (IEP) استفاده کردند. مطالعه آن‌ها نشان داد که روند و شیب IEP در اکثر مناطق ایران در حال افزایش است. Ukkola *et al.* (2020) مشاهده کردند که تغییرات خشک‌سالی در آینده در CMIP6^۱ نسبت به CMIP5 از مدت و شدت بیش‌تری برخوردار است. آن‌ها بر این نکته تأکید می‌کنند که پژوهش‌ها بیش‌تر در مورد پیش‌بینی‌های CMIP6 برای برنامه‌ریزی منابع آب ضروری است.

ارزیابی دقیق تأثیرات تغییر اقلیم بر خشک‌سالی‌های آینده برای تصمیم‌گیری در مورد برنامه‌ریزی و مدیریت سیستم‌های منابع آب از اهمیت اساسی برخوردار است. مدل‌های گردش عمومی جو GCM برای پیش‌بینی‌های اقلیمی آینده مفید بوده‌اند. با این حال، مدل‌های مختلف GCM به دلیل پیچیدگی‌های متفاوت مدل و منابع محاسباتی محدود، برای نقاط مختلف جهان دقت متفاوتی دارند. بنابراین، یافتن مناسب‌ترین مدل GCM برای یک کاربرد پژوهشی خاص چالش‌برانگیز است و تا حد زیادی به منطقه مورد مطالعه بستگی دارد. به‌عنوان مثال، Abbasian *et al.* (2019) بر ارزیابی عملکرد مدل‌های GCM شرکت‌کننده در مدل‌های جفت‌شده فاز پنجم تغییر اقلیم CMIP5 در شبیه‌سازی دما و بارش در ایران متمرکز شدند. آن‌ها دو مدل GCM، یعنی CMCC-CMS و MRI-CGCM3 را به‌عنوان بهترین مدل‌ها برای منطقه در شرایط آب‌وهوایی گذشته معرفی کردند.

با توجه به پیشینه پژوهش می‌توان احتمال تشدید پدیده تغییر اقلیم و پیامدهای آن در سال‌های آینده را به واقعیت نزدیک‌تر دانست. هم‌چنین نتایج نشان‌دهنده وابستگی عملکرد مدل‌های GCM نسبت به مناطق با جغرافیا، اقلیم و توپوگرافی مختلف است. به‌طوری‌که آثار پدیده تغییر اقلیم گاه در مناطق نزدیک به هم (از نظر جغرافیایی) متفاوت است. این موضوع امکان قضاوت دقیق در میزان تغییرات پارامترها مورد بررسی تحت تأثیر تغییر اقلیم را غیرممکن کرده و نیاز به مطالعه و پژوهش‌های خاص هر منطقه را الزامی می‌کند. مطالعه حاضر با هدف یافتن پیش‌بینی‌های مناسب برای بارش آینده در محدوده مطالعاتی اردبیل براساس مدل‌های جفت‌شده فاز ششم تغییر اقلیم CMIP6 انجام شده است. پس از تعیین بهترین مدل‌های GCM، تحلیل بر دلایل احتمالی کمبود آب ناشی از تغییر اقلیم در محدوده مطالعاتی، مانند تغییر الگوی بارش، مدت و شدت خشک‌سالی‌های هواشناسی پیش‌بینی شد. نتایج این پژوهش می‌تواند میزان تأثیرگذاری تغییر اقلیم را بررسی و برای سازگاری با این شرایط راه‌کارهای مربوطه را با توجه به حجم قابل توجه بهره‌برداری توسط مدیران اتخاذ کند.

۲. مواد و روش‌ها

۱.۲. محدوده مطالعاتی

محدوده مطالعاتی اردبیل بین ۴۷ درجه و ۴۴ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۴۲ دقیقه طول شرقی و ۳۷ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۳۶ دقیقه عرض شمالی مختصات جغرافیایی قرار دارد. موقعیت این محدوده در مجاورت استان گیلان بوده و مساحت آن نیز $۴۸۰۴/۷۳$ کیلومترمربع می‌باشد حداکثر و حداقل ارتفاعات در این محدوده به ترتیب ۴۷۸۸ و ۱۱۰۴ متر از سطح دریا است و وسعت ارتفاعات و دشت در این محدوده به ترتیب $۳۷۳۱/۶۶$ و $۱۰۷۳/۰۷$ کیلومترمربع می‌باشد. مهم‌ترین شهر واقع در این محدوده، شهر اردبیل می‌باشد. از دیگر شهرهای مهم این محدوده می‌توان به آبی‌بیگلو، نمین، نیر و هیر اشاره کرد. شمال روستای ارباب‌کندی نیز نقطه خروج جریان آب از این محدوده می‌باشد. میانگین بارش سالانه منطقه مورد مطالعه حدود ۲۷۹ میلی‌متر در سال بوده و براساس روش آمبرژه دارای اقلیم نیمه‌خشک سرد است. موقعیت کشوری و استانی منطقه مورد مطالعه و ایستگاه‌های اندازه‌گیری آن مطابق شکل (۱) است.

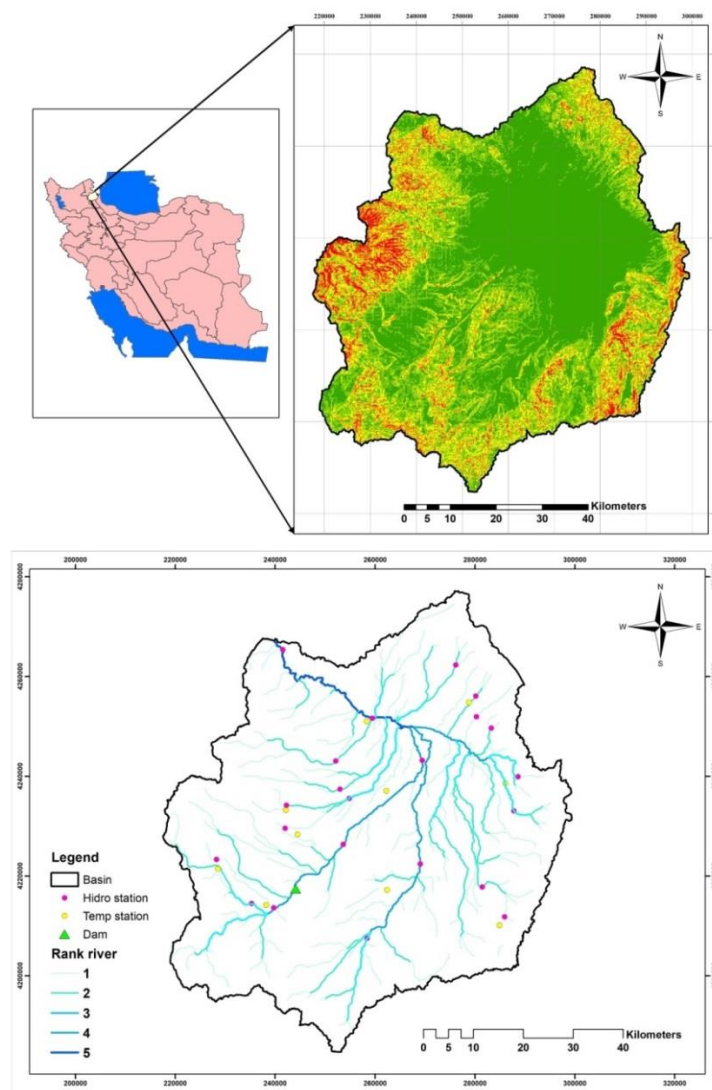


Figure 1. Ardabil study area and station locations

۲.۲ داده‌ها

در این مطالعه هدف بر آن بوده که مدل‌های در دسترس سری ششم (CMIP6) برای منطقه مورد مطالعه سنجیده شود. توضیحات دقیق در مورد این مدل‌ها در جدول (۱) ارائه شده است. انتخاب این مدل‌ها براساس داده‌های موجود که هر سه پارامتر (بارش، دمای بیشینه و دمای کمینه) را داشته باشند، انتخاب شده است. برای مقایسه داده‌های پیش‌بینی شده توسط مدل‌های گردش عمومی جو GCM با مشاهدات مربوطه، فاصله اقلیدسی ایستگاه‌ها با چهار نقطه اطراف مدل گردش عمومی جو GCM برای هر ایستگاه محاسبه شد، در نهایت نزدیک‌ترین نقطه به هر ایستگاه به آن اختصاص داده شد.

سناریوهای مشترک اجتماعی-اقتصادی SSPها جدیدترین سناریوهای توسعه یافته توسط هیأت بین‌دولتی تغییرات آب‌وهوایی هستند که به منظور تسهیل تجزیه و تحلیل یکپارچه آسیب‌پذیری‌ها، سازگاری و کاهش اثرات تغییرات اقلیمی طراحی شده‌اند. SSPها نسبت به سناریوهای RCP گزارش پنجم (AR5) به‌روزتر بوده و در واقع تلفیقی از سناریوهای اجتماعی-اقتصادی با در نظر گرفتن میزان وداشت انرژی ناشی خورشیدی یا همان RCPها در سطوح‌های ۲/۶، ۴/۵، ۶/۰ و ۸/۵ وات بر مترمربع (W/m^2) می‌باشند؛ سناریوهای SSP در ترکیب با مدل‌های جفت‌شده فاز ششم (CMIP6) عمل پیش‌بینی را تا سال ۲۱۰۰ میلادی به‌عنوان اهداف خدمات اقلیمی به انجام می‌رسانند. میزان واداشت انرژی تابشی خورشیدی در واقع همان اختلاف بین انرژی ورودی و خروجی از جو کره زمین است. در شرایط فعلی، SSPها شامل هشت سناریوی SSP1-1.9، SSP1-2.6، SSP4-3.4، SSP5-3.4OS، SSP2-4.5، SSP4-6.0، SSP3-7.0 و SSP5-8.5 است (O'Neill et al., 2017). برای بررسی تأثیرات تغییرات اقلیمی، از سناریوهای (SSP1-2.6) و (SSP5-8.5) که به‌ترتیب سناریوی خوش‌بینانه و بدبینانه، براساس گزارش ارزیابی ششم (AR6) توسط هیأت بین‌دولتی تغییرات آب‌وهوایی (IPCC) استفاده کردیم. SSPها شرایط آتی را براساس پنج رویکرد بنیادین توسعه پایدار (SSP1)، توسعه مبتنی بر سیاست‌های بینابین (SSP2)، گسترش رقابت منطقه‌ای (SSP3)، نابرابری (SSP4)، و توسعه کاربرد سوخت‌های فسیلی (SSP5) توصیف می‌کنند. تیم پژوهشی مدل یکپارچه برای ارزیابی محیط‌زیست جهانی (IMAGE) مسیر SSP1 و مؤسسه تحقیقات تأثیرات اقلیمی پوتسدام مسیر SSP5 را توسعه داده‌اند (O'Neill et al., 2017).

Table 1. Information on the AR6 climate models used in this study

| Model number | Model | Institute | Resolution (Lon.× Lat.) | Reference |
|--------------|------------|---|-------------------------|-----------------------------|
| 1 | ACCESS-CM2 | Australian Community Climate and Earth System Simulator (ACCESS) | 1.875×1.25 | (Bi et al., 2020) |
| 2 | CMCC-ESM2 | Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici | 1.25×1.875 | (Peano et al., 2020) |
| 3 | CNRM-CM6-1 | Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM); Centre Européen de Recherches et de Formation Avancé en Calcul Scientifique | 1.41×1.41 | (Voldoire et al., 2019) |
| 4 | INM-CM4-8 | Institute for numerical mathematics, Russian Academy of Science/Russia | 2×1.5 | (Lim Kam Sian et al., 2021) |
| 5 | INM-CM5-0 | Institute for numerical mathematics, Russian Academy of Science/Russia | 2×1.5 | (Lim Kam Sian et al., 2021) |
| 6 | MIROC6 | Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute, National Institute for Environmental Studies, RIKEN Center for Computational Science | 1.4×1.4 | (Lim Kam Sian et al., 2021) |
| 7 | GFDL-ESM4 | Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) | 1.25×1.00 | (Krasting et al., 2018) |

۳.۲ روش تحقیق

۳.۲.۱ مقایسه GCM

شاخص آماری ارزیابی مدل

روش آماری کارایی مدل با استفاده از R^2 را ارزیابی شده است.

ضریب تعیین^۲

همخوانی بین مقادیر مشاهده‌ای و تاریخی پیش‌بینی‌شده توسط مدل می‌تواند با استفاده از روش تجزیه رگرسیونی بررسی شود. ضریب تعیین بیان‌کننده بخشی از کل واریانس مقادیر مشاهده‌ای است که توسط مقادیر تاریخی پیش‌بینی‌شده توسط مدل توجیه می‌شود. به عبارت دیگر، قسمتی از واریانس کل است که به وسیله رابطه موجود بین مقادیر مشاهده‌ای و پیش‌بینی‌شده توجیه می‌گردد. ضریب تبیین بین صفر تا یک تغییر می‌کند و مقدار بهینه آن یک است.

$$R^2 = \frac{[\sum_{i=1}^n (historical_i - historical_{avg}) \cdot (observed_i - observed_{avg})]^2}{\sum_{i=1}^n (historical_i - historical_{avg})^2 \sum_{i=1}^n (observed_i - observed_{avg})^2} \quad (1) \text{ رابطه}$$

در رابطه (۱)، $observed_{avg}$ مجموع بارش ماهانه تجربه‌شده واقعی، $historical_{avg}$ مجموع بارش ماهانه تاریخی پیش‌بینی‌شده توسط مدل است.

مقادیر محاسبه‌شده R^2 برای دوره مقایسه دوره مشاهداتی و دوره تاریخی مدل از سال ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵ برای هر مدل به ترتیب ACCESS-CM2 برابر ۰/۶۸، CMCC-ESM2 برابر ۰/۱۶، CNRM-CM6-1 برابر ۰/۰۰، GFDL-ESM4 برابر ۰/۶۴، INM-CM4-8 برابر ۰/۰۰، INM-CM5-0 برابر ۰/۳۰، MIROC6 برابر ۰/۸۶ به دست آمد. با توجه به مقادیر محاسبه‌شده R^2 مدل انتخاب برای تحلیل MIROC6 می‌باشد.

۲.۳.۲. ریزمقیاس‌نمایی و تصحیح سوگیری

در این مطالعه، از فاصله اقلیدسی برای یافتن نزدیک‌ترین نقاط شبکه‌ای مدل گردش عمومی جو (GCM) به هر ایستگاه، همان‌طور که در رابطه (۲) نشان داده شده است، استفاده شد.

$$\Delta d_{a,b} = \sqrt{(Lon_b - Lon_a)^2 + (Lat_b - Lat_a)^2} \quad (2) \text{ رابطه}$$

که در آن، $\Delta d_{a,b}$ فاصله مکانی دوبعدی بین نقاط a و b با طول و عرض جغرافیایی خاص است، Lon_a طول جغرافیایی نقطه a ، Lon_b طول جغرافیایی نقطه b و Lat_a عرض جغرافیایی نقطه a ، Lat_b عرض جغرافیایی نقطه b است. در این مطالعه، دوره مشاهدات زمینی مورداستفاده از سال ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵ است. مجموعه داده‌های تاریخی CMIP6 تا سال ۲۰۱۴ در دسترس هستند. بنابراین، دوره ۲۹ ساله از ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵ به عنوان دوره مرجع انتخاب شد.

ریزمقیاس‌نمایی و تصحیح سوگیری با استفاده از روش نگاشت $qmap$ (quantile mapping) و با کمک بسته نرم‌افزاری R به نام "qmap" (نسخه ۱-۴) (Gudmundsson et al., 2012) انجام شد. روش نگاشت $qmap$ یکی از پرکاربردترین روش‌ها برای تصحیح سوگیری است. این روش برای نگاشت توزیع احتمال مقادیر شبیه‌سازی‌شده براساس یک سناریو به توزیع احتمال مقادیر مشاهده‌شده به کار می‌رود (Yang et al., 2018). تصحیح سوگیری $qmap$ برای هر دو تابع توزیع تجمعی مقادیر مشاهده‌شده و شبیه‌سازی‌شده در یک دوره زمانی مشابه اعمال می‌شود (Sangelantoni et al., 2019).

$$Z_i = F_{O_i}^{-1}(F_{S_i}(Y_i)) \quad (3) \text{ رابطه}$$

که در آن، Y_i نشان‌دهنده مقدار شبیه‌سازی‌شده قبل از تصحیح، Z_i مقدار شبیه‌سازی‌شده بعد از کالیبراسیون، F_{S_i} توزیع تجمعی مقادیر شبیه‌سازی‌شده و F_{O_i} توزیع تجمعی مقادیر مشاهده‌شده می‌باشد.

۲.۳.۳. شاخص بارش استاندارد^۳ (SPI)

شاخص SPI به دلیل استحکام و انعطاف‌پذیری، انتخابی واضح برای پایش خشک‌سالی است (McKee et al., 1993). با

توجه به ماهیت استانداردسازی شده آن، مهم‌ترین نقطه قوت این شاخص، توانایی مقایسه ویژگی‌های خشک‌سالی در زمینه‌های زمانی و مکانی مختلف و هم‌چنین انواع آب‌وهوا است (Peres *et al.*, 2023).

برای محاسبه شاخص SPI تنها به یک سری زمانی بلندمدت از میزان بارش نیاز است. برای محاسبه این شاخص، ابتدا یک تابع توزیع پیرسون نوع سه (Raziei, 2021)، به داده‌های بلندمدت بارش برازش داده می‌شود (تطبیق داده می‌شود). پس از محاسبه توزیع تجمعی (احتمال کل بارش در یک دوره زمانی خاص)، این تابع تجمعی به فرم‌های استاندارد تبدیل می‌شود:

$$SPI = \frac{P_i - \bar{P}}{\sigma} \quad \text{رابطه ۴}$$

که در آن، P_i مقدار بارش، \bar{P} متوسط بارش، σ انحراف از معیار بارش است. این شاخص \bar{P} را می‌توان برای هر مقیاس زمانی محاسبه کرد (Hayes *et al.*, 1999). برای ساده‌سازی تحلیل شدت-مدت (DS)، دوره‌های زمانی با مقادیر SPI منفی به‌عنوان خشک و دوره‌های زمانی با مقادیر SPI مثبت به‌عنوان مرطوب در نظر گرفته می‌شوند، بنابراین مقدار مطلق SPI نشان‌دهنده شدت سال‌های خشک یا مرطوب است. مدت خشک‌سالی حاصل جمع زمان (مدت) از چندین مقدار منفی SPI متوالی است. طبقه‌بندی خشک‌سالی براساس ارزش SPI (Mark Svoboda *et al.*, 1987) در جدول (۲) نشان داده شده است.

Table 2. Drought classification based on the SPI value

| SPI values | 2.00 or more | 1.50 to 1.99 | 1.00 to 1.49 | 0.0 to 0.99 | 0.0 to -0.99 | -1.00 to -1.49 | -1.50 to -1.99 | -2.00 or less |
|------------------------|--------------|--------------|--------------|-------------|--------------|------------------|----------------|-----------------|
| Drought classification | Extreme Wet | Severe Wet | Moderate Wet | Mild Wet | Mild Drought | Moderate Drought | Severe Drought | Extreme Drought |

۴.۳.۲. محاسبه دوره خشک‌سالی کاپولا^۴

اگر $N \geq 2$ آنگاه، برای G به‌عنوان یک تابع توزیع N بعدی با توابع حاشیه‌ای یک‌بعدی F_{X_1}, \dots, F_{X_n} یک N -Copula C وجود دارد (Nelsen, 2006):

$$G(x_1, \dots, x_n) = C[F_{x_1}(x_1), \dots, F_{x_n}(x_n)] \quad \text{رابطه ۵}$$

توزیع‌های حاشیه‌ای را می‌توان به‌طور مستقل انتخاب کرد. بنابراین، کاپولاها انعطاف‌پذیری بالایی برای ساختن یک مدل چندمتغیره دارند (Srinivas *et al.*, 2006). یکی از خانواده‌های شناخته‌شده کاپولا، خانواده ارشمیدسی است. این کاپولاها دارای فرم‌های ساده و ساختارهای وابستگی متفاوتی هستند. هم‌چنین، برخلاف کاپولاهای بیضوی، آن‌ها دارای عبارت‌های فرم بسته هستند که برای به‌دست‌آوردن آن‌ها از توابع توزیع چندمتغیره، نیازی به استفاده از قضیه اسکالر ندارند. کاپولای دومتغیره ارشمیدسی به‌صورت زیر تعریف می‌شود (Nelsen, 2006):

$$C(u, v) = \phi^{-1}(\phi(u), \phi(v)) \quad 0 < u, v \leq 1 \quad \text{رابطه ۶}$$

که در آن، ϕ تابع کاپولای ارشمیدسی، یک تابع پیوسته و به‌شدت کاهنده از $[0, 1]$ به $[0, \infty)$ است به‌گونه‌ای که $\phi(1) = 0$ $\phi^{[-1]}$ در دامنه $[0, \infty)$ و برد $[0, 1]$ تعریف شده است:

$$\begin{cases} \phi^{[-1]}(x) = \phi^{-1}(x) & x \in [0, \phi(0)] \\ \phi^{[-1]}(x) = 0 & x > \phi(0) \end{cases} \quad \text{رابطه ۷}$$

در این مطالعه، از سه کاپولای ارشمیدسی شامل کلیتون، گامبل و فرانک برای به‌دست‌آوردن توزیع مشترک استفاده شد. معادله (۹) کاپولای کلیتون با معادله (۸) به‌عنوان یک تابع است (Reddy and Ganguli, 2012):

$$\phi(x) = \left(\frac{1}{\alpha}\right)(x^{-\alpha} - 1), \quad \alpha \in [-1, \infty) \quad \text{رابطه ۸}$$

$$C(u, v) = \max([u^{-\alpha} + v^{-\alpha} - 1]^{-1/\alpha}, 0) \quad \text{رابطه ۹}$$

معادله (۱۱) کاپولای گامبل با معادله (۱۰) به‌عنوان یک تابع است (Reddy and Ganguli, 2012):

$$\phi(x) = (-\ln x)^\alpha, \quad \alpha \in [-1, \infty) \quad \text{رابطه ۱۰}$$

$$C(u, v) = e^{-(\ln u)^{-\alpha} + (\ln v)^{-\alpha} - 1}^{-1/\alpha} \quad \text{رابطه ۱۱}$$

معادله (۱۳) کاپولای فرانک با معادله (۱۲) به عنوان یک تابع است (Reddy and Ganguli, 2012):

$$\phi(x) = -\ln\left(\frac{e^{-\alpha x} - 1}{e^{-\alpha} - 1}\right), \quad \alpha \geq 1 \quad \text{رابطه ۱۲}$$

$$C(u, v) = -\frac{1}{\alpha} \ln\left(1 + \frac{(e^{-\alpha u} - 1) - (e^{-\alpha v} - 1)}{e^{-\alpha} - 1}\right) \quad \text{رابطه ۱۳}$$

که در آن، α پارامتر تابع کاپولا است که نشان دهنده وابستگی بین متغیرهای U و V است. از ضریب همبستگی کندهال، پیرسون و اسپیرمن برای بررسی همبستگی بین دو ویژگی خشک سالی استفاده شد. از روش غیرپارامتری از لگاریتم تابع برآوردگر حداکثر درست‌نمایی (MLE) برای برآورد پارامتر α استفاده شد (Favre et al., 2004). شدت و مدت زمان دو متغیر مورد استفاده برای تجزیه و تحلیل فراوانی خشک سالی است. برای محاسبه احتمال وقوع و دوره بازگشت به کاهش عدم اطمینان، هر دو پارامتر باید در نظر گرفته شوند. برای محاسبه احتمال بروز هر دو شدت و مدت خشک سالی هنگامی که هر دو متغیر بالاتر از آستانه هستند، ما از معادله (۱۴) استفاده کردیم (Shiau, 2006).

$$P_{DS} = P(d \leq D \text{ and } s \leq S) = F_{DS}(\infty, \infty) - F_{DS}(d, \infty) - F_{DS}(\infty, s) + F_{DS}(d, s) \\ = 1 - F_D(d) - F_S(s) + C(F_D(d), F_S(s)) \quad \text{رابطه ۱۴}$$

پس از محاسبه احتمال مشترک با استفاده از معادله (۱۴) دوره بازگشت مدت زمان خاص و احتمال مشترک می‌تواند محاسبه شود (Shiau, 2006):

$$T_{DS} = T(D \geq d, S \geq s) = \frac{E(L)}{P(D \geq d, S \geq s)} = \frac{E(L)}{1 - F_D(d) - F_S(s) + C(F_S(s), F_D(d))} \quad \text{رابطه ۱۵}$$

که در آن، T_{DS} دوره بازگشت مفصل به مدت و شدت است، L فاصله زمانی بین آغاز خشک سالی و آغاز خشک سالی بعدی است و $E(L)$ میانگین آن فواصل است.

۳. نتایج و بحث

برای تفسیر نتایج، برای همه ایستگاه‌ها (اردبیل، پل الماس، گیلانده و کوزه تپراقی). میانگین بارندگی ماهانه براساس سناریوهای SSP1-2.6 و SSP5-8.5 به ترتیب در شکل‌های (۲) و (۳) نشان داده شده است.

در شکل (۲)، میانگین بارندگی ماهانه اردبیل در ماه‌های ژوئن جولای نوامبر کاهش می‌یابد و در ماه آگوست و آوریل تقریباً ثابت و بقیه ماه‌ها (ژانویه فوریه مارس سپتامبر اکتبر دسامبر) افزایش می‌یابد برای ایستگاه پل الماس نیز به جز ماه‌های اکتبر و می که هر دو روند کاهشی دارند بقیه ماه‌ها الگوی مشابهی از کاهش و افزایش بارندگی دارد برای ایستگاه کوزه تپراقی کاهش بارندگی از می تا آگوست ادامه دارد. طبق شکل (۲)، برای ایستگاه اردبیل بارندگی نه تنها زمستان بلکه بارندگی پاییز و بهار نیز افزایش می‌یابد. پل الماس نشانگر مناطقی است که مستعد طوفان‌های موسمی و بارندگی در پاییز هستند.

مشابه سناریوی SSP1-2.6، سناریوی SSP5-8.5 شکل (۳) نشان می‌دهد که میانگین بارندگی ماهانه برای ایستگاه اردبیل در ماه‌های (ژوئن جولای نوامبر و مارس) کاهش می‌یابد، ماه آوریل تقریباً ثابت و بقیه ماه‌ها (ژانویه فوریه سپتامبر اکتبر دسامبر) افزایش می‌یابد. این الگوی کاهشی در کوزه تپراقی از اواسط بهار (می) تا اواسط تابستان (آگوست) ادامه می‌یابد. برای ایستگاه گیلانده به جز اردیبهشت ماه و آبان ماه، شاهد الگوی کاهش و افزایش بارندگی مشابه سناریوی SSP1-2.6 خواهد بود. میانگین بارندگی ماهانه پیش‌بینی شده در کوزه تپراقی، به جز ماه‌های اردیبهشت (کاهشی) و آذر

(افزایشی) بقیه ماه‌ها تقریباً ثابت نشان می‌دهد. الگوی کاهش بارندگی در پل الماس محدود به ماه‌های اردیبهشت و خرداد و مرداد است و این الگو برای بقیه سال افزایش می‌یابد.

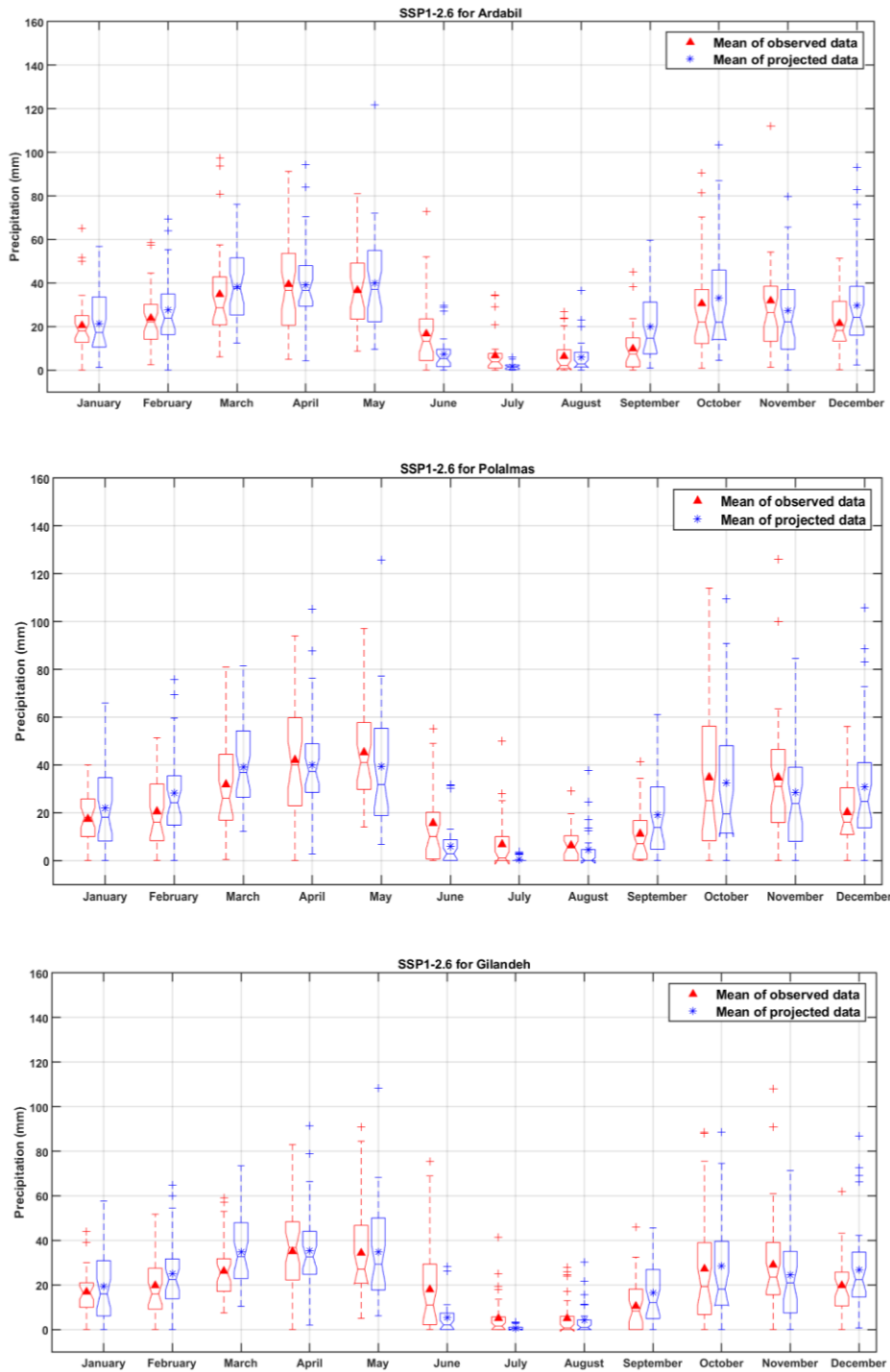
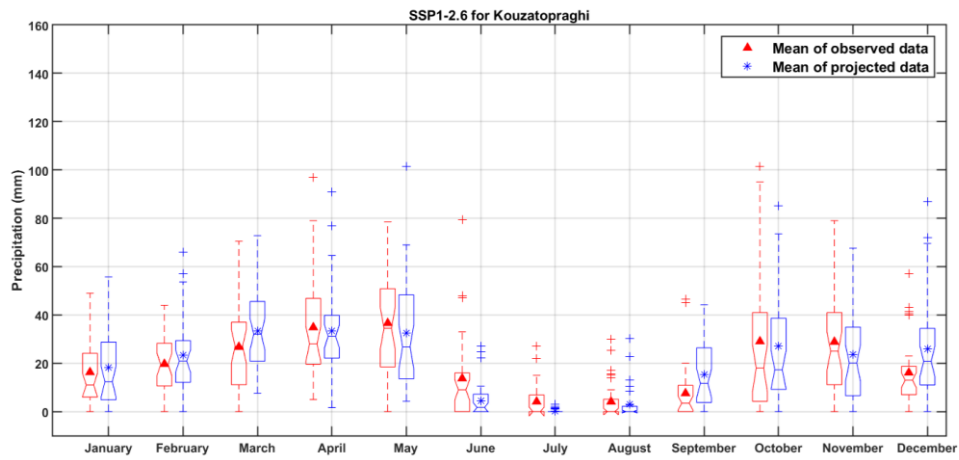


Figure 2. Precipitation variation due to SSP1-2.6 and model (MIROC6)



Continued figure 2. Precipitation variation due to SSP1-2.6 and model (MIROC6)

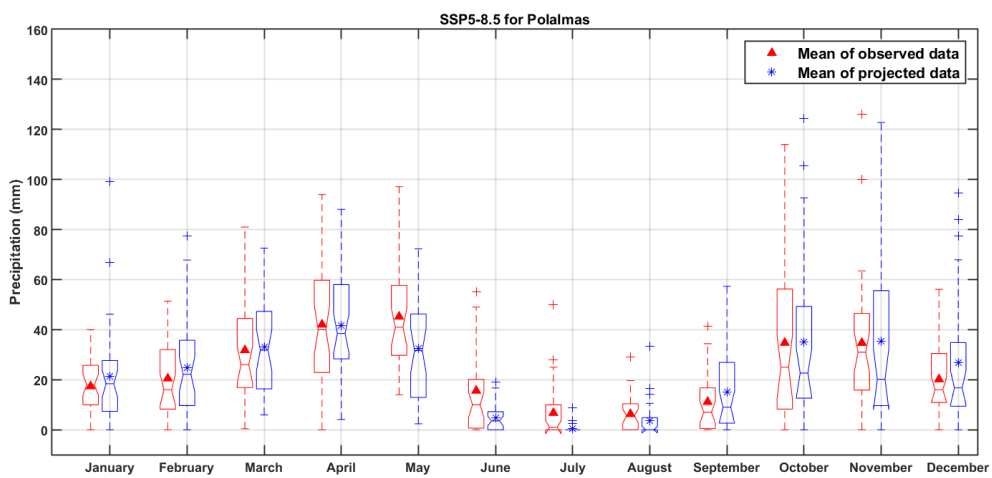
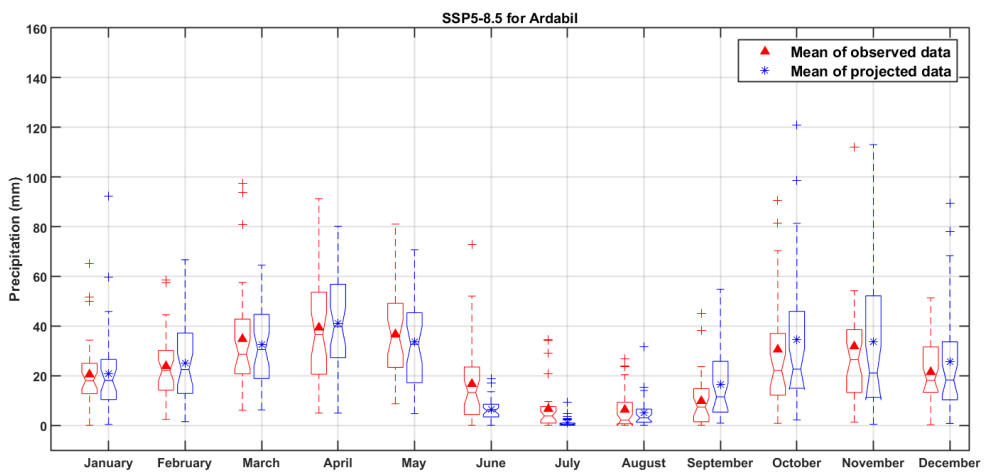
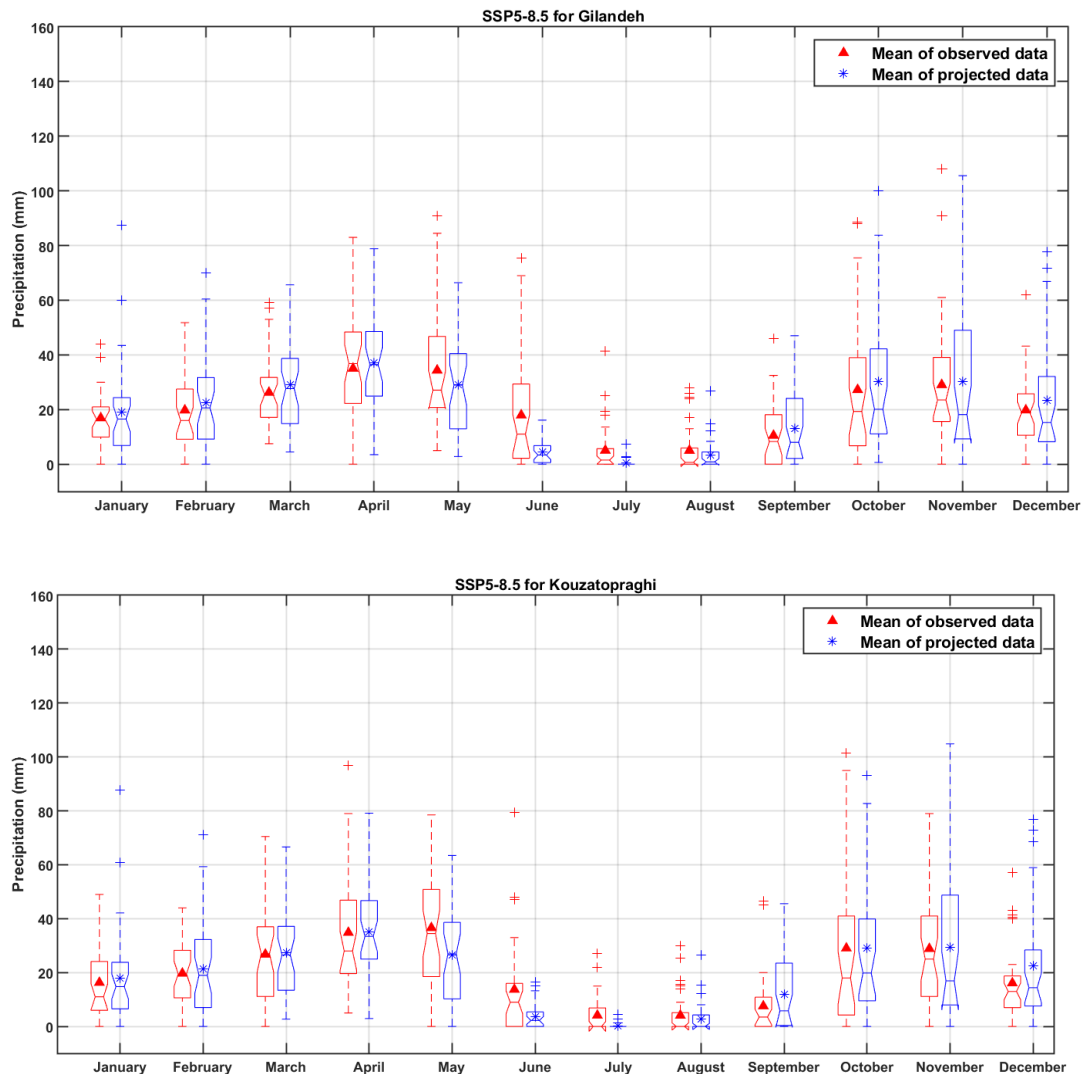


Figure 3. Precipitation variation due to SSP5-8.5 and model (MIROC6)



Continued figure 3. Precipitation variation due to SSP5-8.5 and model (MIROC6)

مقیاس‌های زمانی مختلف در SPI نشان‌دهنده انواع مختلف خشک‌سالی است. SPI کوتاه‌مدت (کم‌تر از شش ماه) نشان‌دهنده خشک‌سالی‌های هواشناسی و کشاورزی است، درحالی‌که SPI بلندمدت (۱۲ تا ۴۸ ماه) نشان‌دهنده خشک‌سالی‌های هیدرولوژیکی و آب‌های زیرزمینی است (Peres *et al.*, 2023). محاسبه SPI برای مقیاس‌های زمانی کوتاه‌مدت (سه تا شش ماه) در آب‌وهوای خشک و نیمه‌خشک به دلیل سری زمانی بارندگی با مقادیر صفر در ابتدای توزیع (zero-inflated) مستعد خطای بیش‌تری است. بنابراین، برای کاهش سوگیری محاسبه SPI در مناطق خشک و نیمه‌خشک، استفاده از مقیاس‌های بلندمدت (شش تا ۱۲ ماه) توصیه می‌شود (Raziei, 2021). از آنجایی‌که آب‌وهوای غالب ایران خشک و نیمه‌خشک است (Raziei, 2022)، SPI ۱۲ ماهه به‌عنوان معتبرترین شاخص خشک‌سالی برای ایران انتخاب شد (Raziei, 2021).

در پژوهش حاضر، نمودار SPI را برای سه دوره مشاهداتی آینده نزدیک و آینده دور به‌دست آمد که به‌ترتیب در شکل‌های

(۴)، (۵) و (۶) نشان داده شده است. در شکل‌های (۵) و (۶) مشاهده می‌شود که براساس پیش‌بینی‌های سناریوی SSP5-8.5، بیش‌تر خشک‌سالی‌ها برای آینده نزدیک از سال‌های (۲۰۳۱-۲۰۳۵) و (۲۰۴۲-۲۰۴۵) رخ خواهد داد و برای آینده دور از سال‌های (۲۰۷۷-۲۰۸۱) و (۲۰۹۱-۲۰۹۹) رخ خواهد داد و بیش‌تر سال‌های آینده (۲۰۳۴-۲۰۴۴) و (۲۰۶۲-۲۰۷۷) مرطوب خواهند بود. تأکید می‌شود که افزایش میانگین بارندگی سالانه بلندمدت به‌طور مستقیم به معنای افزایش در دسترس بودن منابع آب نیست. زیرا عوامل دیگری مانند تغییرات الگوی زمانی بارندگی نیز باید در نظر گرفته شوند.

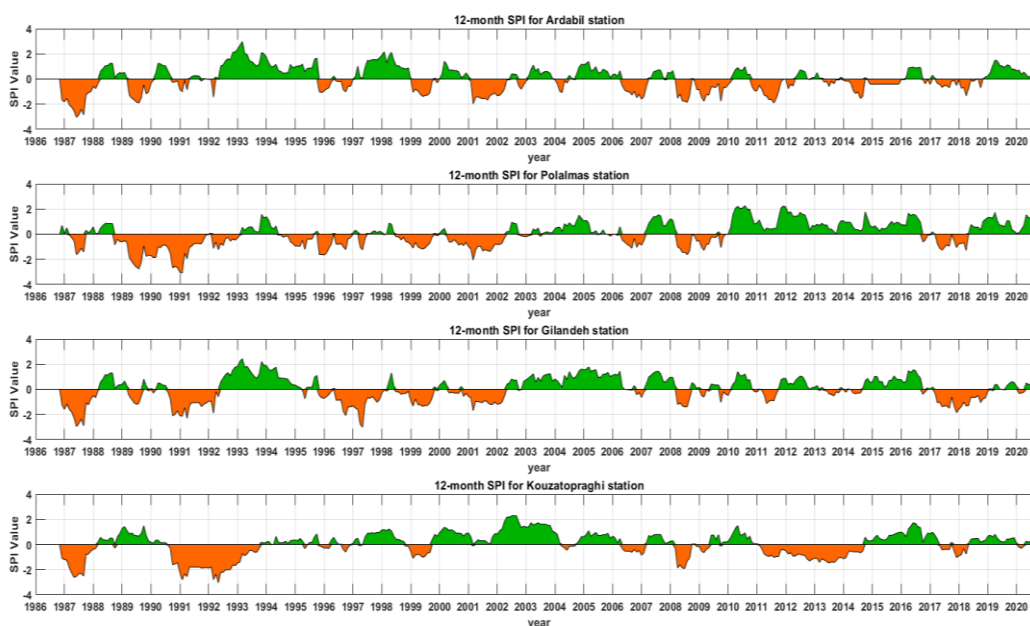


Figure 4. The effect of extreme values on the average annual precipitation during the observation period (1986–2020)

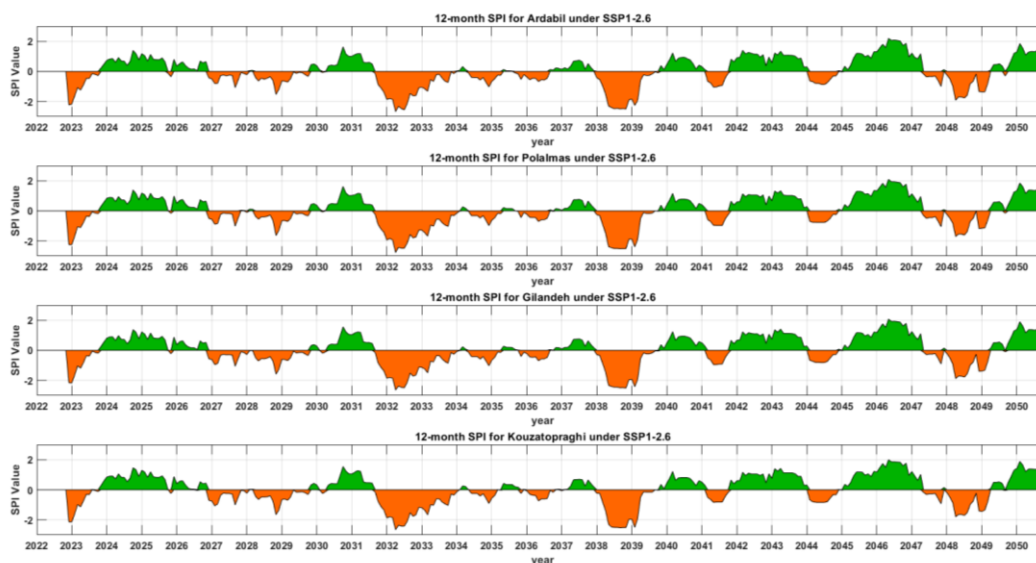
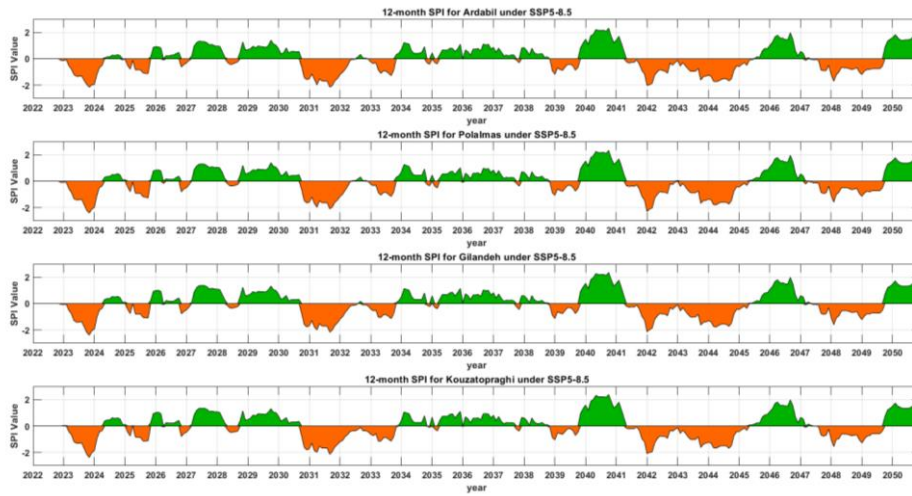


Figure 5. The effect of extreme values on the average annual precipitation during the future period (2022–2050) for SSP1-2.6, SSP5-8.5



Continued figure 5. The effect of extreme values on the average annual precipitation during the future period (2022–2050) for SSP1-2.6, SSP5-8.5

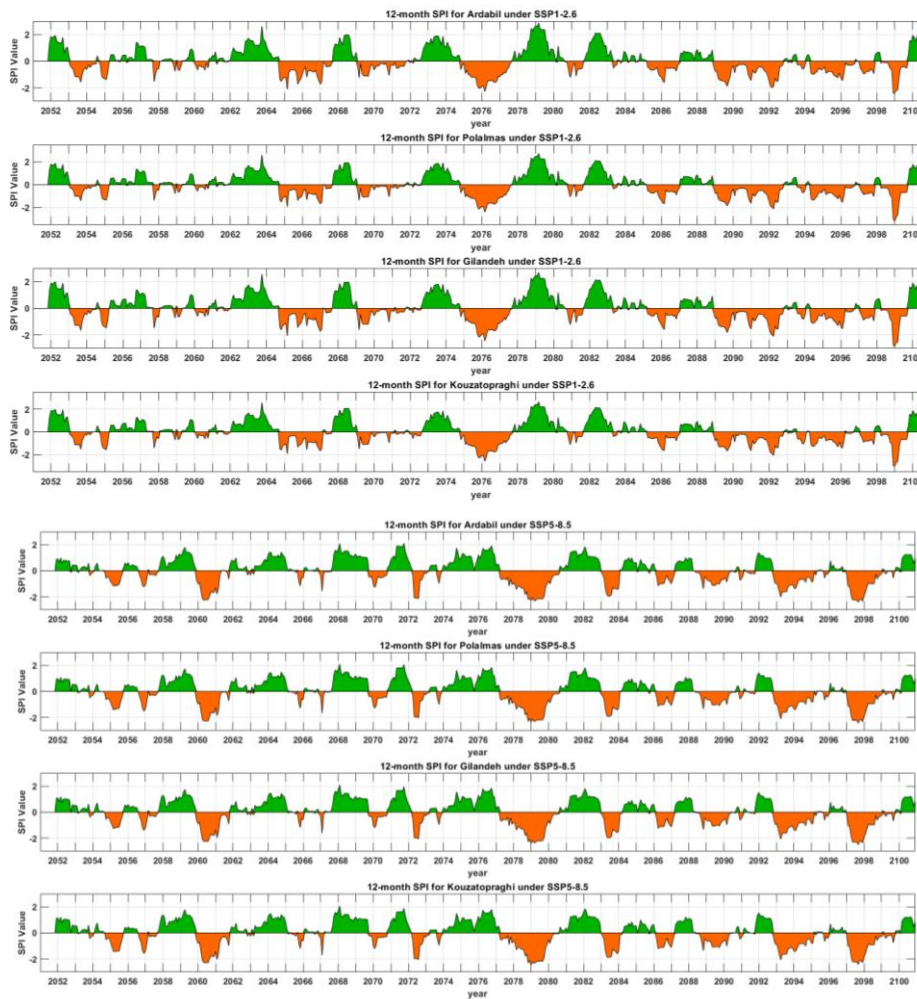


Figure 6. The effect of extreme values on the average annual precipitation during the future period (2051–2100) for SSP1-2.6, SSP5-8.5

خشک‌سالی‌ها از نظر شدت و مدت آن‌ها با استفاده از کاپولاهای تحلیل شدند. برای برازش توابع کاپولا به شدت و مدت خشک‌سالی، پارامترهای توابع برای SPI ۱۲ ماهه تخمین زده شد (شکل ۷). کاپولاهایی با بالاترین مقدار تابع حداکثر درست‌نمایی لگاریتمی به‌عنوان بهترین کاپولاهای انتخاب شدند (Hasebe, 2013). بهترین کاپولاهای برازش‌شده برای هر ایستگاه در جدول (۳) ارائه شده است.

Table 3. The best-fitted distributions for Copulas

| ID | Station | The best-fitted distributions | |
|----|---------------|-------------------------------|----------|
| | | SSP1-2.6 | SSP5-8.5 |
| 1 | Ardabil | Frank | Frank |
| 2 | Polalmas | Gumbel | Clayton |
| 3 | Gilandeh | Frank | Frank |
| 4 | Kouzatopraghi | Gumbel | Gumbel |

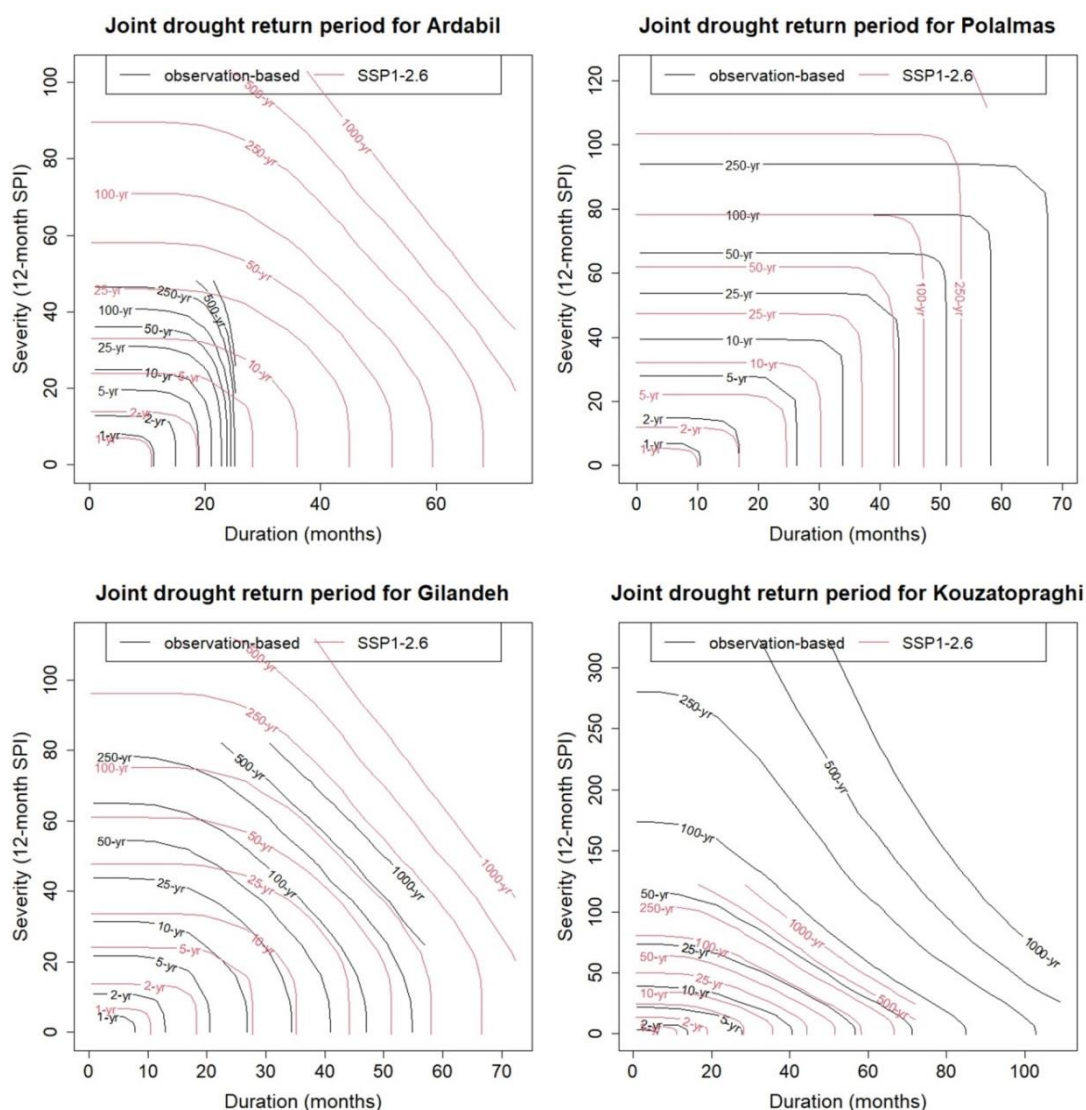
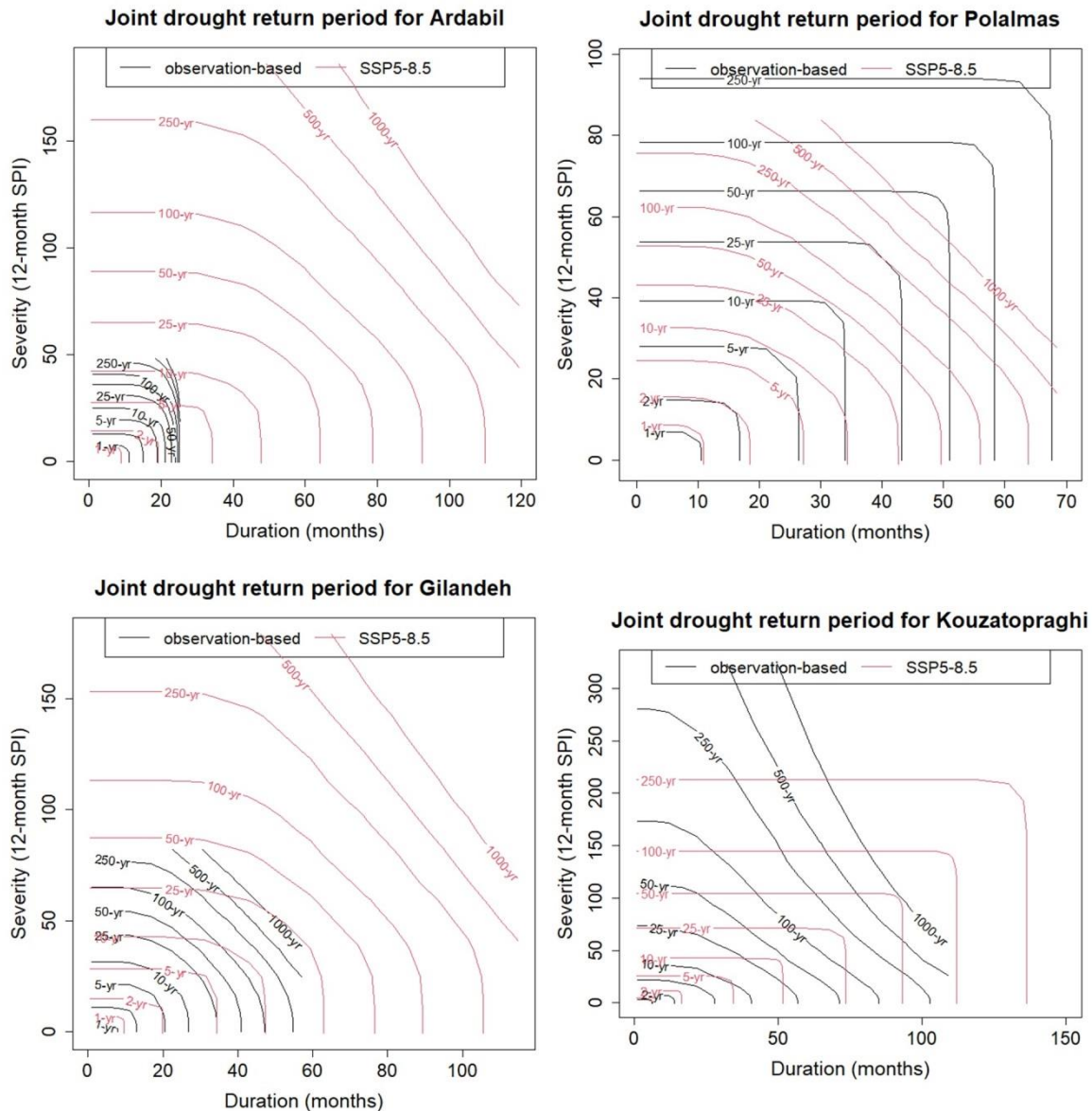


Figure 7. The joint drought return period due to SSP1-2.6, SSP5-8.5 and model(MIROC6)



Continued figure 7. The joint drought return period due to SSP1-2.6, SSP5-8.5 and model(MIROC6)

همان‌طور که در جدول (۳) مشاهده می‌شود برای خروجی‌های سناریوی SSP1-2.6 (متغیرهای شدت و مدت)، کاپولای Frank بهترین برازش برای ایستگاه (اردبیل و گیلانده)، کاپولای Gumbel بهترین برازش برای ایستگاه (پل الماس) و کاپولای Gumbel بهترین برازش برای ایستگاه (کوزه تپراقی) است. برای خروجی‌های سناریوی SSP5-8.5، کاپولای Frank برای دو ایستگاه (اردبیل و گیلانده)، کاپولای Clayton برای ایستگاه (پل الماس) و کاپولای Gumbel برای ایستگاه (کوزه تپراقی)، بهترین برازش را نشان می‌دهند. بنابراین، این دو کاپولا (Frank, Gumbel) به‌عنوان بهترین گزینه‌ها برای برازش مقادیر خروجی شدت و مدت سناریوهای SSP1-2.6 و SSP5-8.5 شناسایی شدند. در میان کاپولاهای به‌کاررفته در این مطالعه، کاپولاهای Frank و Gumbel براساس میزان برازش مناسب آن‌ها به خروجی‌های مدل، به‌عنوان بهترین گزینه‌ها شناسایی شدند. پیش‌ازین، کاپولای Frank توسط Cong and Brady

(2012)، (2018) Bezak *et al.*، (2019) Mesbahzadeh *et al.* و (2024) Yousefi *et al.* به‌عنوان گزینه مناسبی برای برآزش متغیرهای خشک‌سالی خروجی‌های مدل معرفی شده بود.

طبق شکل (۷) کاپولاهای مبتنی بر نتایج سناریوی SSP1-2.6 ایستگاه‌های کوزه تپراقی و پل الماس از نظر شدت و مدت خشک‌سالی، دوره‌های بازگشت کوتاه‌تری را نسبت به مدل‌های مبتنی بر داده‌های مشاهداتی نشان می‌دهند. این بدان معناست که براساس نتایج سناریوی SSP1-2.6 وقوع همان خشک‌سالی محتمل‌تر از نتایج مبتنی بر داده‌های مشاهداتی است. در ایستگاه اردبیل دوره‌های بازگشت برآوردشده براساس خروجی‌های سناریوی SSP1-2.6 بیش‌تر از دوره‌های محاسبه‌شده توسط مدل مبتنی بر داده‌های مشاهداتی است. نتایج سناریوی SSP5-8.5 و مشاهدات نشان می‌دهند که برای رویدادهای خشک‌سالی مشابه از نظر شدت و مدت، کاپولاهای مبتنی بر خروجی‌های سناریوی SSP5-8.5 دوره‌های بازگشت کوتاه‌تری نسبت به دوره‌های برآوردشده براساس مشاهدات تخمین می‌زنند، یعنی وقوع همان رویداد خشک‌سالی براساس نتایج سناریوی SSP5-8.5 محتمل‌تر از نتایج مبتنی بر داده‌های مشاهداتی است. این مشابه نتایجی است که سناریوی SSP1-2.6 ارائه کرد. با این حال، انحرافات دوره‌های بازگشت برآوردشده براساس خروجی‌های سناریوی SSP5-8.5 از برآوردهای مبتنی بر مشاهدات، به‌طور قابل‌توجهی بیش‌تر از انحرافات مربوط به خروجی‌های سناریوی SSP1-2.6 است.

در شکل (۷) مشاهده می‌شود که برای ایستگاه اردبیل تحت سناریوی SSP1-2.6، خشک‌سالی‌های متوسط با دوره بازگشت (۱۰ تا ۵۰ سال)، با شدت ۵۸ درصد و مدت ۹۷/۲ درصد افزایش، خشک‌سالی‌های بلندمدت با دوره بازگشت (۱۰۰ سال و بیش‌تر)، با شدت ۸۳ درصد و مدت ۱۴۰ درصد افزایش می‌یابند. همچنین تحت سناریوی SSP5-8.5 خشک‌سالی‌های متوسط با دوره بازگشت (۱۰ تا ۵۰ سال)، با شدت دو برابر و مدت ۲/۲ برابر افزایش، خشک‌سالی‌های بلندمدت با دوره بازگشت (۱۰۰ سال و بیش‌تر)، با شدت دو برابر و مدت ۲/۵ برابر افزایش می‌یابند.

به‌طورکلی، می‌توان نتیجه گرفت که در آینده رویدادهای خشک‌سالی برای دوره بازگشت مشابه، همان‌طور که خروجی‌های سناریوهای SSP1-2.6 و SSP5-8.5 نشان می‌دهند، تشدید خواهند شد. به‌طوری‌که هر دو متغیر خشک‌سالی، مدت و شدت افزایش پیدا می‌کنند. این نتیجه‌گیری با نتیجه‌گیری برخی مطالعات قبلی مطابقت دارد (Yousefi *et al.*, 2024). نتایج پژوهش (Mesbahzadeh *et al.* 2019) و (Ballarin *et al.* 2021) نشان می‌دهند که تشدید خشک‌سالی آینده، براساس ناهنجاری‌های بارش و دما می‌باشد. طبق نتایج ما تفاوت در یافته‌های ایستگاه پل الماس، کوزه تپراقی که از دو ایستگاه دیگر منحرف می‌شود، ممکن است به‌دلیل تغییرات فصلی زیاد در ویژگی‌های حرارتی و رطوبتی آن باشد.

۴. جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

در این پژوهش، هفت مدل اقلیمی جهانی GCM موردبررسی آماری قرار گرفتند MIROC6 براساس معیار آماری R^2 برای مطالعات بیش‌تر انتخاب شد. برای ایستگاه‌ها تحت سناریوی SSP5-8.5، دوره‌های خشک‌سالی قابل‌توجهی بین سال‌های ۲۰۳۱-۲۰۳۵ و همچنین خشک‌سالی‌های شدید در سال‌های ۲۰۷۷-۲۰۸۱ و ۲۰۹۱-۲۱۰۰ پیش‌بینی می‌شود. خشک‌سالی سال ۲۰۷۹ و ۲۰۹۸ شدیدترین خشک‌سالی در این منطقه خواهد بود. برای ایستگاه اردبیل خشک‌سالی‌های متوسط، با شدت دو برابر و مدت ۲/۲ برابر افزایش، خشک‌سالی‌های بلندمدت با شدت دو برابر و مدت ۲/۵ برابر افزایش نسبت به داده‌های مشاهداتی خواهند داشت. یافته‌ها نشان می‌دهد میانگین دما در منطقه مورد مطالعه ۳-۱/۵ درجه سانتی‌گراد افزایش می‌یابد، میانگین بارش سالانه برای ایستگاه سینوپتیک اردبیل از ۲۷۹ میلی‌متر براساس سناریوی

SSP1-2.6 به ۲۹۲ میلی‌متر افزایش و براساس سناریوی SSP5-8.5 به ۲۲۸ میلی‌متر کاهش می‌یابد. تغییرات میانگین بارندگی سالانه تا پایان قرن بیست‌یکم تحت سناریوها بین ۱۸/۳- تا ۴/۸ درصد تغییر می‌کند. که این تغییرات میانگین بارندگی مستعد رویدادهای شدیدتری است. تحلیل خشک‌سالی نشان داد که برای رویدادهای خشک‌سالی مشابه (از نظر شدت و مدت)، دوره‌های بازگشت برآوردشده براساس خروجی‌های سناریوهای SSP1-2.6 و SSP5-8.5 معمولاً کم‌تر از برآوردهای مبتنی بر مشاهدات است، یعنی وقوع یک رویداد خاص براساس نتایج سناریوهای SSP1-2.6 و SSP5-8.5 محتمل‌تر است. علاوه بر این، به‌نظر می‌رسد خروجی‌های SSP1-2.6 از نظر انحرافاتشان از برآوردهای مبتنی بر مشاهدات، نسبت به خروجی‌های SSP5-8.5 دقیق‌تر هستند.

افزایش میانگین بارندگی سالانه بلندمدت به معنای افزایش مستقیم در دسترس بودن منابع آب نیست و عوامل دیگری مانند تغییرات الگوی زمانی بارندگی نیز باید در نظر گرفته شود. تغییرات الگوی بارندگی یا کاهش دوره‌های بازگشت خشک‌سالی، پایداری کل منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهند، به‌طوری‌که بر الگوهای کشت و آبیاری، تقاضای آب آشامیدنی، تبخیر آب، امنیت غذایی و توسعه شهری و کشاورزی تأثیر می‌گذارد. تغییرات دما بر تبخیر و تعرق تأثیر خواهد گذاشت که می‌تواند بر میزان مصرف آب تأثیر بگذارد. بنابراین، ضروری است تا در پژوهش‌های آینده، تغییرات دما و تبخیر و تعرق با استفاده از این روش مورد بررسی قرار گیرند. منطقه مورد مطالعه با بحران آب مواجه است، بنابراین مدیریت پایدار منابع آب از اهمیت حیاتی برخوردار است. نتایج حاصل از این پژوهش می‌تواند در برنامه‌ریزی و مدیریت بهتر و همچنین، اتخاذ تصمیم‌های سیاستی متمر ثمر واقع شود.

۵. پی‌نوشت‌ها

1. Coupled Model Intercomparison Project phase 6
2. Coefficient of determination
3. Standardized precipitation index (SPI)
4. Copulas and drought period calculation

۶. تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان وجود ندارد.

۷. منابع

- Abbasian, M., Moghim, S., & Abrishamchi, A. (2019). Performance of the general circulation models in simulating temperature and precipitation over Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 135, 1465-1483.
- Ahmed, S. M. (2020). Impacts of drought, food security policy and climate change on performance of irrigation schemes in Sub-saharan Africa: The case of Sudan. *Agricultural Water Management*, 232, 106064.
- Babel, M., Sirisena, T., & Singhrattana, N. (2017). Incorporating large-scale atmospheric variables in long-term seasonal rainfall forecasting using artificial neural networks: an application to the Ping Basin in Thailand. *Hydrology Research*, 48(3), 867-882.
- Ballarin, A. S., Barros, G. L., Cabrera, M. C., & Wendland, E. C. (2021). A copula-based drought assessment framework considering global simulation models. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 38, 100970.
- Bezak, N., Zabret, K., & Šraj, M. (2018). Application of copula functions for rainfall interception modelling. *Water*, 10(8), 995.
- Cammalleri, C., Spinoni, J., Barbosa, P., Toreti, A., & Vogt, J. V. (2022). The effects of non-stationarity on SPI for operational drought monitoring in Europe. *International Journal of Climatology*, 42(6), 3418-3430.

- Cong, R.-G., & Brady, M. (2012). The interdependence between rainfall and temperature: copula analyses. *The Scientific World Journal*, 2012(1), 405675.
- Favre, A. C., El Adlouni, S., Perreault, L., Thiémonge, N., & Bobée, B. (2004). Multivariate hydrological frequency analysis using copulas. *Water resources research*, 40(1).
- Fawzy, S., Osman, A. I., Doran, J., & Rooney, D. W. (2020). Strategies for mitigation of climate change: a review. *Environmental Chemistry Letters*, 18, 2069-2094.
- Gudmundsson, L., Bremnes, J. B., Haugen, J. E., & Engen-Skaugen, T. (2012). Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations—a comparison of methods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(9), 3383-3390.
- Haile, G. G., Tang, Q., Hosseini-Moghari, S. M., Liu, X., Gebremicael, T., Leng, G., Kebede, A., Xu, X., & Yun, X. (2020). Projected impacts of climate change on drought patterns over East Africa. *Earth's Future*, 8(7), e2020EF001502.
- Hasebe, T. (2013). Copula-based maximum-likelihood estimation of sample-selection models. *The Stata Journal*, 13(3), 547-573.
- Hayes, M. J., Svoboda, M. D., Wihite, D. A., & Vanyarkho, O. V. (1999). Monitoring the 1996 drought using the standardized precipitation index. *Bulletin of the American meteorological society*, 80(3), 429-438.
- Kavwenje, S., Zhao, L., Chen, L., & Chaima, E. (2022). Projected temperature and precipitation changes using the LARS-WG statistical downscaling model in the Shire River Basin, Malawi. *International Journal of Climatology*, 42(1), 400-415.
- McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology,
- Mesbahzadeh, T., Miglietta, M., Mirakbari, M., Soleimani Sardoo, F., & Abdolhoseini, M. (2019). Joint modeling of precipitation and temperature using copula theory for current and future prediction under climate change scenarios in arid lands (Case Study, Kerman Province, Iran). *Advances in Meteorology*, 2019(1), 6848049.
- Nelsen, R. B. (2006). *An introduction to copulas*. Springer.
- O'Neill, B. C., Krieglger, E., Ebi, K. L., Kemp-Benedict, E., Riahi, K., Rothman, D. S., Van Ruijven, B. J., Van Vuuren, D. P., Birkmann, J., & Kok, K. (2017). The roads ahead: Narratives for shared socioeconomic pathways describing world futures in the 21st century. *Global environmental change*, 42, 169-180.
- Peres, D. J., Bonaccorso, B., Palazzolo, N., Cancelliere, A., Mendicino, G., & Senatore, A. (2023). A dynamic approach for assessing climate change impacts on drought: an analysis in Southern Italy. *Hydrological Sciences Journal*, 68(9), 1213-1228.
- Raymond, C., Horton, R. M., Zscheischler, J., Martius, O., AghaKouchak, A., Balch, J., Bowen, S. G., Camargo, S. J., Hess, J., & Kornhuber, K. (2020). Understanding and managing connected extreme events. *Nature climate change*, 10(7), 611-621.
- Raziei, T. (2021). Performance evaluation of different probability distribution functions for computing Standardized Precipitation Index over diverse climates of Iran. *International Journal of Climatology*, 41(5), 3352-3373.
- Raziei, T. (2022). Climate of Iran according to Köppen-Geiger, Feddema, and UNEP climate classifications. *Theoretical and Applied Climatology*, 148(3), 1395-1416.
- Reboita, M. S., Kuki, C. A. C., Marrafon, V. H., de Souza, C. A., Ferreira, G. W. S., Teodoro, T., & Lima, J. W. M. (2022). South America climate change revealed through climate indices projected by GCMs and Eta-RCM ensembles. *Climate Dynamics*, 58(1), 459-485.
- Reddy, M. J., & Ganguli, P. (2012). Bivariate flood frequency analysis of upper Godavari River flows using Archimedean copulas. *Water resources management*, 26(14), 3995-4018.
- Sangelantoni, L., Russo, A., & Gennaretti, F. (2019). Impact of bias correction and downscaling through quantile mapping on simulated climate change signal: a case study over Central Italy. *Theoretical and Applied Climatology*, 135, 725-740.
- Shiau, J. (2006). Fitting drought duration and severity with two-dimensional copulas. *Water resources management*, 20, 795-815.
- Srinivas, S., Menon, D., & Meher Prasad, A. (2006). Multivariate simulation and multimodal dependence modeling of vehicle axle weights with copulas. *Journal of transportation engineering*, 132(12), 945-955.
- Ukkola, A. M., De Kauwe, M. G., Roderick, M. L., Abramowitz, G., & Pitman, A. J. (2020). Robust future changes in meteorological drought in CMIP6 projections despite uncertainty in precipitation. *Geophysical Research Letters*, 47(11), e2020GL087820.

- Van Noije, T., Bergman, T., Le Sager, P., O'Donnell, D., Makkonen, R., Gonçalves-Ageitos, M., Döscher, R., Fladrich, U., Von Hardenberg, J., & Keskinen, J.-P. (2020). EC-Earth3-AerChem, a global climate model with interactive aerosols and atmospheric chemistry participating in CMIP6. *Geoscientific Model Development Discussions*, 2020, 1-46.
- Wilhite, D. A., & Glantz, M. H. (1985). Understanding: the drought phenomenon: the role of definitions. *Water international*, 10(3), 111-120.
- Woli, P., Jones, J. W., Ingram, K. T., & Fraisse, C. W. (2012). Agricultural reference index for drought (ARID). *Agronomy Journal*, 104(2), 287-300.
- Yang, X., Wood, E. F., Sheffield, J., Ren, L., Zhang, M., & Wang, Y. (2018). Bias correction of historical and future simulations of precipitation and temperature for China from CMIP5 models. *Journal of Hydrometeorology*, 19(3), 609-623.
- Yousefi, H., & Moridi, A. (2022). Multiobjective optimization of agricultural planning considering climate change impacts: Minab reservoir upstream watershed in Iran. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 148(4), 04022007.
- Yousefi, H., Ahani, A., Moridi, A., & Razavi, S. (2024). The future of droughts in Iran according to CMIP6 projections. *Hydrological Sciences Journal*, 69(7), 951-970. <https://doi.org/10.1080/02626667.2024.2348720>
- Zarrin, A., & Dadashi-Roudbari, A. (2021). Projection of future extreme precipitation in Iran based on CMIP6 multi-model ensemble. *Theoretical and Applied Climatology*, 144, 643-660.