



پیش‌نمایی تغییرات توزیع بارش و دما با استفاده از شبیه‌سازی اصلاح‌اریبی شده مدل‌های اقلیمی گزارش ششم (مطالعه موردی: ایستگاه همیدی کرمان)

آمنه میان‌آبادی^{۱*}، محمدمهدی باطنی^۲، صدیقه محمدی^۱

^۱گروه اکولوژی، پژوهشکده علوم محیطی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران
^۲پژوهشگر، انستیتوی مطالعات پیشرفته (IUSS)، پاولیا، ایتالیا

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۳/۹؛ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۴/۶

چکیده

در این پژوهش اثرات تغییر اقلیم بر میزان و توزیع بارش و دما در ایستگاه سینوپتیک کرمان بررسی شد. به این منظور خروجی مدل‌های اقلیمی جهانی گزارش ششم IPCC برای دوره پایه (۱۹۶۵ تا ۲۰۱۴) برای بارش و دما در مقایسه با داده‌های ایستگاه ارزیابی شد. برای ارزیابی مدل‌ها از معیارهای خطاسنجی شامل ضریب همبستگی (r)، جذر میانگین مربعات خطا (RMSE)، میانگین خطا (ME) و شاخص KGE استفاده شد. سپس بهترین مدل‌ها برای پیش‌بینی این دو متغیر در سال‌های آینده (۲۰۵۱ تا ۲۱۰۰) بر مبنای سناریوهای مختلف اقلیمی (SSP1-2.6، SSP2-4.5، SSP3-7.0 و SSP5-8.5) انتخاب شدند. در نهایت تغییرات توزیع بارش و دما در دوره آینده نسبت به دوره پایه مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس نتایج مطالعه حاضر پس از اصلاح‌اریبی مدل ACCESS-CM2 برای تخمین دما ($KGE=0.998$ ، $r=1$ ، $RMSE=1.87$ °C، $ME=0$ °C) و مدل MRI-ESM2-0 برای تخمین بارش ($KGE=0.468$ ، $r=0.484$ ، $RMSE=17$ mm/month، $ME=-0.002$ mm/month) از دقت بهتری برخوردار هستند. نتایج بررسی روند تغییرات بارش و توزیع آن نشان‌دهنده عدم معنی‌داری روند تغییرات (مقادیر P-value بیشتر از ۰/۱) و عدم معنی‌داری تغییر میانگین و واریانس بارش (مقادیر P-value کمتر از ۰/۰۵) بود و لذا احتمال افزایش وقوع بارش‌های حدی نمی‌تواند از نظر آماری قابل انتظار باشد. اما تغییرات روند، میانگین و واریانس دما از نظر آماری معنی‌دار بوده و احتمال وقوع تنش‌های گرمایی در آینده افزایش خواهد یافت. افزایش معنی‌دار دما در آینده می‌تواند منابع آبی شهر کرمان را از نظر کمی و کیفی تحت تاثیر قرار دهد که این مسئله مستلزم توجه بیشتر سیاست‌گذاران به مدیریت مناسب منابع آب است.

واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، بارش، دما، کرمان، CMIP6

مقدمه

یکی از نیازهای مهم امروز جامعه، شناسایی صحیح ظرفیت‌ها و پتانسیل‌های هر منطقه برای تولیدات مختلف کشاورزی و صنعتی است. کشور ایران به طور کلی کشور کم‌باران و کم‌آبی است و در سال‌های اخیر برای تامین نیازهای جمعیت رو به

افزایش خود با چالش‌هایی روبه‌رو شده است. اگرچه بخشی از این چالش‌ها ناشی از سوء مدیریت و نبود حکمرانی مناسب بوده است، اما تغییرات اقلیمی، افزایش دما و کاهش بارش در برخی مناطق در سال‌های گذشته نیز باعث تشدید مشکلات موجود شده است. این تغییرات در سال‌های پیش رو می‌تواند شرایط را بدتر نموده و در دسترس بودن منابع آبی در آینده را با محدودیت بیشتری روبه‌رو کند. این امر

*نویسنده مسئول: a.mianabadi@kgut.ac.ir

Hwang and Graham, 2013; IPCC, 2013;)
 (Stouffer et al., 2017). علیرغم اینکه در ده‌های اخیر پیشرفت‌های قابل ملاحظه‌ای در جهت توسعه مدل‌های اقلیمی رخ داده است، اما همچنان نتایج استفاده از این مدل‌ها در تخمین متغیرهای اقلیمی در برخی مناطق رضایت بخش نبوده و خطاهایی در شبیه‌سازی آنها دیده می‌شود (Yazdandoost et al., 2021). این خطاها می‌تواند ناشی از عدم قطعیت در ساختار مدل، شرایط مرزی، و یا داده‌های ورودی باشد (Khan et al., 2018; Liepert and Previdi, 2012). بنابراین پیش از استفاده از این مدل‌ها برای اهداف مختلف مطالعاتی و اجرایی، باید از صحت آنها اطمینان حاصل کرد. به این منظور باید ابتدا در مناطق مورد نظر خروجی این مدل‌ها را مورد بررسی قرار داد (Ahmadalipour et al., 2017; Moise et al., 2015; Raghavan et al., 2018; Rivera and Arnould, 2020). از آنجایی که این مدل‌ها دارای قدرت تفکیک مکانی کمی می‌باشند، لذا خروجی این مدل‌ها باید قبل از استفاده برای مطالعات ارزیابی اثرات، ریزمقیاس شوند که این امر را می‌توان به روش‌های آماری و یا دینامیکی انجام داد (Wilby and Wigley, 1997; Wilby et al., 1998). شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی توسط مدل‌های جهانی که توسعه گروه‌های مختلف تحقیقاتی در سرتاسر جهان توسعه یافته‌اند، انجام شده و در فازهای مختلف در اختیار کاربران قرار می‌گیرد. پیش از این مدل‌های ارائه شده در فازهای سوم و پنجم (CMIP3 و CMIP5) توسط محققان و کاربران مختلف مورد استفاده و ارزیابی قرار گرفته بود (Almagro et al., 2020; Bozkurt et al., 2018; Cai et al., 2018; Maxino et al., 2008; Rana et al., 2014). اخیراً فاز ششم این پروژه (CMIP6) در گزارش ششم هیات بین‌الدول تغییر اقلیم ارائه شده است (Eyring et al., 2016) که نتایج مطالعات انجام شده درباره آن نشان داده است که مدل‌های فاز ششم نسبت به فازهای قبلی بهبود قابل ملاحظه‌ای داشته است (Gusain et al., 2020; Rivera and Arnould, 2020). این مدل‌ها دارای وضوح مکانی بالاتر، افزایش تعداد سطوح عمودی و پارامترهای بهبود

مستلزم ارائه برنامه‌های مدیریتی مناسب است که باید توسط تصمیم‌گیران مورد توجه قرار گیرد.
 از آنجایی که اقلیم فعلی کره زمین برای زندگی مناسب است، تغییرات مثبت و منفی در آن اهمیت زیادی دارد. گزارش‌های IPCC نشان داده است که افزایش انتشار گازهای گلخانه‌ای در جو زمین در دهه‌های گذشته، باعث کاهش خروج امواج حرارتی طول موج بلند از زمین شده و لذا افزایش دمای هوا را به دنبال داشته است. این افزایش دما در طول قرن گذشته به میزان ۰/۳ تا ۰/۶ درجه سلسیوس بوده است (IPCC, 2001). بر طبق گزارش چهارم IPCC افزایش دما در انتهای قرن ۲۱ به میزان ۱/۸ تا ۴ درجه سلسیوس خواهد بود (IPCC, 2007). گزارش پنجم IPCC نشان می‌دهد که از سال ۱۸۸۰ تا ۲۰۱۲ میانگین جهانی دمای سطح زمین و اقیانوس به میزان ۰/۸۳ (۱/۰۶-۰/۶۵) درجه سلسیوس افزایش یافته است (IPCC, 2013). بر اساس پیش‌بینی‌های انجام شده، تغییر اقلیم می‌تواند باعث تغییر در مقدار و توزیع مکانی-زمانی متغیرهای اقلیمی از جمله بارش و دما شود (Guo et al., 2020; Mukherjee et al., 2018; Papalexiou and Montanari, 2019; Ragno et al., 2018). مشخصه اصلی تغییر اقلیم جابه‌جایی میانگین پارامترهای اقلیمی و افزایش فراوانی وقوع پدیده‌های حدی اقلیمی مانند سیل و خشکسالی و تنش‌های گرمایی و سرمای می‌باشد (WMO, 1998; Tabari, 2020). بنابراین پیش‌بینی‌های اقلیمی و شناسایی مناطقی که در معرض آسیب‌های احتمالی هستند، برای برنامه‌ریزی‌های کلان مدیریتی در مناطق تحت تاثیر اهمیت زیادی دارد. این مسئله به ویژه در مناطق خشکی مانند کشور ما که به طور کلی دسترسی به منابع آبی در آن محدود است و تغییر اقلیم می‌تواند آن را تشدید کند، بسیار ضروری می‌باشد. این مطالعات می‌تواند برای مدیریت مطلوب منابع آبی در دسترس و سازگاری با شرایط اقلیمی جدید مورد توجه تصمیم‌گیران حوزه آب قرار گیرد.
 شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی در دوره پایه و پیش‌بینی آنها برای دوره آینده عموماً با استفاده از مدل‌های گردش عمومی جو (GCMs) انجام می‌شود

مدل‌های اقلیمی گزارش ششم، به بررسی تغییرات بارش‌های سنگین در ایران پرداختند. به این منظور تغییرات شاخص حدی R10mm در شش حوضه آبریز کشور بررسی شده. نتایج مطالعه ایشان نشان داد که در اقلیم آینده ایران و بر اساس سناریوهای مختلف اقلیمی، احتمال وقوع بارش‌های سنگین افزایش می‌یابد که شدت این افزایش در حوضه‌های مختلف تفاوت است. علاوه بر بررسی تغییر اقلیم بر مقادیر بارش و دما، در برخی مطالعات دیگر اثر تغییر اقلیم بر تابع توزیع بارش و دما نیز مورد بررسی قرار گرفته است. از این میان می‌توان به مطالعات (Almazroui et al., 2021)، (Newton et al., 2021)، (Ongoma et al., 2018)، (Zhan et al., 2020)، (Jahn, 2015) و (Zou et al., 2021) اشاره نمود. در این مطالعات پیش‌بینی شده است که با توجه به تغییر میانگین و انحراف معیار داده‌ها تابع توزیع بارش و دما تغییر کرده و در برخی موارد منجر به دوره‌های خشک‌تر و گرم‌تر و در برخی دیگر منجر به دوره‌های مرطوب‌تر و سردتر شده است. به این معنی که احتمال وقوع حوادث حدی (بارش‌های سنگین و خشکسالی) در اقلیم آینده افزایش می‌یابد. در مطالعه‌ای که (Ongoma et al., 2018) در آفریقا انجام دادند، با برآزش تابع چگالی کرنل بر داده‌های بارش و دما به این نتیجه رسیدند که احتمال وقوع بارش‌های حدی در این منطقه در دوره آینده نسبت به دوره پایه افزایش می‌یابد. با این حال نتایج آنها نشان داد که تغییر واریانس بارش در دوره آینده نسبت به دوره پایه از نظر آماری معنی‌دار نبوده است (Almazroui et al., 2021). در مطالعه‌ای در آمریکای جنوبی نشان دادند که تابع توزیع بارش به سمت چپ متمایل شده است و این نشان‌دهنده کاهش بارش در این مناطق است. دمای متوسط اما در سناریوهای مختلف اقلیمی افزایش نشان داده است. (Newton et al., 2021) در آلبرتا، کانادا با بررسی تابع توزیع باران و برف نشان دادند که اگرچه مقدار بارش افزایش یافته است، اما مقدار برف کاهش داشته که این مسئله می‌تواند به

یافته جوی و سطح زمین هستند که می‌توانند دقت شبیه‌سازی بارش و گردش جوی در مقیاس بزرگ را افزایش دهند (Khadka et al., 2022). همچنین، ثابت شده که این مدل‌ها توانایی شبیه‌سازی بهتری برای پیشینه روزهای خشک متوالی در برخی مناطق مانند قسمت شرقی صحرای آفریقا، آفریقای جنوبی و مرکز آمریکای جنوبی دارند (Li et al., 2021). به‌طور کلی می‌توان گفت که مدل‌های CMIP6 نسبت به نسل‌های قبلی مدل‌ها عدم قطعیت کمتری در مقیاس جهانی دارند (Carvalho et al., 2022). تاکنون، مدل‌های فاز ششم برای تخمین مقدار متغیرهای بارش و دما در مطالعات مختلفی مورد استفاده قرار گرفته است (Almazroui et al., 2021; Majdi et al., 2022; Piao et al., 2022; Yang et al., 2021; Zhang et al., 2022; Zhu and Yang, 2020). برخی از مطالعات نشان داده است که میزان بیش‌برآورد یا کم‌برآورد مقدار بارش به فصول مختلف سال و شرایط توپوگرافی منطقه بستگی داشته است (Assamnew and Tsidu, 2020; Gouda et al., 2021; Yang et al., 2021). اگرچه اکثر مطالعات افزایش دما در اقلیم آینده را نشان داده‌اند، اما متغیر بارش در مناطق مختلف نتایج متفاوتی را به همراه داشته است. اغلب مدل‌های مورد بررسی در مناطق پرباران افزایش بارش و در مناطق خشک کاهش بارش را پیش‌بینی نموده‌اند. در ایران نیز مطالعاتی برای پیش‌بینی تغییرات بارش و دما با استفاده از مدل‌های گزارش ششم صورت گرفته است. انصاری مهابادی و همکاران (۱۴۰۱) در مطالعه‌ای تغییرات متوسط بارش و دما در حوضه‌های آبریز کشور را مورد بررسی قرار دادند. در مطالعات ایشان تمام حوضه‌های آبریز کشور با افزایش دما روبه‌رو هستند، اما بارش در برخی حوضه‌ها افزایش و در برخی دیگر با کاهش می‌یابد. سرابی و همکاران (۱۴۰۰) نیز تغییرات مقدار بارش و دما را در حوضه آبریز سد طرق بررسی نمودند. نتایج ایشان نشان داد که در این حوضه آبریز دما در تمام سناریوهای اقلیمی افزایش یافته، اما بارش در سناریوهای مختلف رفتار متفاوتی را نشان داده است. زرین و داداشی رودباری (۱۴۰۰) نیز با استفاده از

۱۳۶ میلی‌متر بوده است (Mianabadi et al., 2019). بیشترین بارش در فصل زمستان و در ماه فوریه (بهمن) و کمترین مقدار بارش در تابستان و در ماه سپتامبر (شهریور) رخ می‌دهد. متوسط دما نیز در این ایستگاه ۱۵/۹ درجه سلسیوس و میزان تبخیر-تغرق پتانسیل ۲۵۶۰ میلی‌متر در سال می‌باشد (Mianabadi et al., 2019). ایستگاه کرمان در مختصات جغرافیایی ۳۰/۲۵ درجه شمالی و ۵۶/۹۶ درجه شرقی قرار دارد و ارتفاع آن ۱۷۵۴ متر از سطح دریا می‌باشد. شهر کرمان در سال‌های اخیر با مشکلات متعددی در زمینه تامین آب موردنیاز روبه‌رو شده است. بر اساس مطالعات انجام شده، در دوره ۱۹۶۶ تا ۲۰۱۵ روند دما در این ایستگاه افزایشی بوده است. بارش در این دوره روند کاهشی داشته، اما این کاهش معنی‌دار نبوده است. برای بررسی دقت مدل‌های اقلیمی در این مطالعه از داده‌های ثبت شده در ایستگاه سینوپتیک کرمان استفاده شد. داده‌های موردنظر شامل داده‌های بارش و دمای حداقل و حداکثر روزانه از سال ۱۹۶۵ تا ۲۰۱۴ (به مدت ۵۰ سال) می‌باشد.

دلیل افزایش دما و تغییر شکل بارش از برف به باران باشد.

با توجه به اینکه مطالعات قبلی انجام شده در ایران تنها به بررسی تغییرات مقدار بارش پرداخته‌اند و تاکنون در ایران مطالعه‌ای در زمینه تغییر توزیع بارش و دما در اثر تغییر اقلیم صورت نگرفته است، در این مطالعه به بررسی تغییرات توزیع بارش و دما در ایستگاه کرمان پرداخته شد. شهر کرمان به دلیل شرایط اقلیمی گرم و خشک و استفاده بسیار از منابع آب زیرزمینی، با چالش‌های آبی روبه‌رو بوده و آگاهی از شرایط اقلیمی آینده می‌تواند برای مدیریت مناسب و استفاده بهینه از منابع آبی موجود اهمیت ویژه‌ای برای این شهر داشته باشد. به این منظور برای بررسی وضعیت اقلیمی ایستگاه کرمان از خروجی مدل‌های فاز ششم استفاده شد.

منطقه مورد مطالعه

شهر کرمان (مرکز استان کرمان) در جنوب شرق کشور قرار دارد (شکل ۱). متوسط بارش ثبت شده در ایستگاه کرمان در دوره آماری ۱۹۶۶ تا ۲۰۱۵ برابر



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی ایستگاه سینوپتیک کرمان در استان کرمان و در ایران.

داندود <https://cds.climate.copernicus.eu#!/home> و استخراج شد. سپس در یک فرآیند غربالگری زمانبر

انتخاب مدل‌های اقلیمی: مدل‌های اقلیمی از درگاه اینترنتی کوپرنیکوس به آدرس

پایه از سال ۱۹۶۵ تا ۲۰۱۴ و دوره آماری آینده از سال ۲۰۵۱ تا ۲۱۰۰، هر دو به مدت ۵۰ سال، انتخاب شد. لازم به ذکر است که سناریوهای اقلیمی تعریف شده در گزارش ششم شامل SSP1 تا SSP5 است که بر اساس مسیر پیش رو برای شرایط اقتصادی-اجتماعی آینده تعریف شده است. این سناریوها با سناریوهای گزارش پنجم (RCP2.6, RCP4.5, RCP6 و RCP8) که مربوط به غلظت کربن در اقلیم آینده می‌باشد، ترکیب شده و بر این اساس سناریوهای جدید برای وضعیت اقلیمی آینده تعریف شده است.

تعداد ۶۰ مدل اقلیمی موجود در این سایت مورد بررسی قرار گرفت و در نهایت از بین مدل‌های موجود، ۳ مدل که داده‌های روزانه آن برای هر دو دوره پایه و آینده و برای ۴ سناریوی اقلیمی مورد نظر شامل SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5 به طور کامل موجود بود، برای ادامه کار انتخاب گردید. این سه مدل عبارتند از ACCESS-CM2, MIROC6 و MRI-ESM2-0 که در این مطالعه به اختصار به ترتیب ACCESS, MIROC6 و MRI نامیده می‌شوند. مشخصات مدل‌ها در جدول ۱ آمده است. دوره آماری

جدول ۱- مشخصات مدل‌های اقلیمی استفاده شده در این مطالعه.

نام مدل	کشور	توان تفکیک مکانی (درجه)
ACCESS-CM2	استرالیا	۱/۸۷۵×۱/۲۵ در ۸۵ سطح عمودی
MIROC6	ژاپن	۱/۴×۱/۴ در ۸۱ سطح عمودی
MRI-ESM2-0	ژاپن	۱/۱۲۵×۱/۱۲۵ در ۸۰ سطح عمودی

داده‌های اصلاح اریبی شده، ماه و روز می‌باشد. روابط فوق برای هر دو دوره پایه و آینده استفاده شده و در نهایت از داده‌های اصلاح اریبی شده برای مقایسه توزیع بارش و دما استفاده شد.

معیارهای خطاسنجی: برای بررسی دقت داده‌های بارش و دمای خام و اصلاح اریبی شده (حاصل از مدل‌های اقلیمی انتخابی) از معیارهای خطاسنجی شامل ضریب همبستگی (r)، جذر میانگین مربعات خطا (RMSE)، میانگین خطاها (ME) و شاخص بازدهی کلینگ-گوپتا (KGE) استفاده شد.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_{im} - \bar{x}_m)(x_{ig} - \bar{x}_g)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{im} - \bar{x}_m)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{ig} - \bar{x}_g)^2}} \quad (3)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_{im} - x_{ig})^2}{n}} \quad (4)$$

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^n (x_{im} - x_{ig})}{n} \quad (5)$$

$$KGE = 1 - \quad (6)$$

$$\sqrt{(\sqrt{R^2} - 1)^2 + \left(\frac{\bar{x}_m}{\bar{x}_g} - 1\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\bar{x}_m}}{\sigma_{\bar{x}_g}} - 1\right)^2}$$

در این معادلات x_{ig} و x_{im} به ترتیب مقادیر متغیر تخمین زده شده توسط مدل و اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های منتخب در زمان i ، \bar{x}_m و \bar{x}_g متغیر متوسط تخمین زده شده توسط مدل و اندازه‌گیری

اصلاح اریبی: از آنجا که خروجی مدل بر اساس روش نزدیک‌ترین همسایه به دلیل توان تفکیک پایین مدل‌های اقلیمی ممکن است با داده‌های اندازه‌گیری شده در ایستگاه اختلاف داشته باشد، برای بهبود نتایج از روش‌های مختلفی جهت اصلاح اریبی استفاده می‌شود. در این مطالعه از روش اصلاح اریبی مقیاس خطی^۱ استفاده شد (Fang et al., 2015; Kim et al., 2007; Lenderink et al., 2015). به این منظور داده‌های بارش و دمای ثبت شده در ایستگاه و خروجی از مدل‌های اقلیمی با فرمت txt وارد برنامه CMHyd شده و با انتخاب روش مقیاس خطی اریبی داده‌ها اصلاح شد. پارامتر اصلاحی در روش مقیاس خطی برای بارش و دما با روابط زیر محاسبه می‌شود:

$$P_{cor,m,d} = P_{raw,m,d} \times \frac{\mu(P_{obs,m})}{\mu(P_{raw,m})} \quad (1)$$

$$(2)$$

$$T_{cor,m,d} = T_{raw,m,d} + \mu(T_{obs,m}) - \mu(T_{raw,m})$$

در روابط بالا، P و T به ترتیب بارش و دمای متوسط، μ میانگین داده‌ها و اندیس‌های cor , raw , obs و m نشان‌دهنده داده‌های مشاهداتی، داده‌های خام،

1. Linear Scaling

تابع چگالی احتمال: برای بررسی تغییرات وقایع حدی بارش و دما در دو دوره پایه و آینده از تابع چگالی احتمال^۳ استفاده شد. به این منظور تابع چگالی کرنل^۴ بر داده‌ها برازش داده شد که این کار در محیط برنامه‌نویسی MATLAB انجام شد. برازش این تابع بر داده‌های بارش و دما در مطالعات

(Ongoma et al., 2018; Almazroui et al., 2021) و (Newton et al., 2021) نیز مورد استفاده قرار گرفته است. تابع چگالی کرنل یک تابع ناپارامتری است که به خوبی بر داده‌هایی که تغییرات مکانی-زمانی زیادی دارند، برازش می‌یابد. بنابراین برای داده بارش که اغلب از تابع توزیع نرمال پیروی نمی‌کند و تغییرپذیری زیادی در مکان و زمان دارد، قابل استفاده است (Bernacchia and Pigolotti, 2011). برای متغیرهایی مانند دما که اغلب توزیع نرمال دارند، نیز این تابع قابل استفاده است و تابع چگالی کرنل برازش یافته بر آنها به تابع نرمال نزدیک است.

آزمون مقایسه میانگین و واریانس: علاوه بر بررسی تغییر شکل تابع توزیع بارش و دما، احتمال تغییر میانگین و واریانس (یا انحراف معیار) باید از نظر آماری مورد بررسی قرار گیرد. به همین منظور، از آزمون‌های موجود آماری برای مقایسه میانگین و واریانس استفاده شد. از آنجا که آزمون‌های آماری برای جوامع نرمال و غیرنرمال متفاوت است، ابتدا باید آزمون نرمال بودن برای داده‌های مختلف انجام شده و سپس آزمون‌های مناسب استفاده شود. به این منظور ابتدا آزمون نرمال بودن با استفاده از آماره کولموگروف-اسمیرنوف و در سطح اطمینان ۹۵ درصد انجام شد. پس از مشخص شدن نرمال و یا غیرنرمال بودن داده‌ها، برای مقایسه میانگین داده‌های نرمال از آزمون T-test و برای مقایسه واریانس آنها از آزمون Leven استفاده شد. برای داده‌های غیر نرمال نیز از آزمون‌های ناپارامتریک Mann-Whitney برای مقایسه میانگین و Brown-Forsythe برای مقایسه واریانس استفاده شد. در مواردی که یکی از جامعه‌های مورد بررسی نرمال و

شده در دوره زمانی موردنظر و n تعداد مشاهدات می‌باشد. لازم به ذکر است که شاخص کلینگ-گوپتا (KGE) ترکیبی از سه مولفه همبستگی، اریبی، نسبت واریانس ها یا ضرایب تغییرات به صورت متعادل است که به طور گسترده برای واسنجی و ارزیابی مدل های هیدرولوژیکی در سال های اخیر به کار برده می شود. هرچه مقدار این عدد به ۱ نزدیکتر باشد، خروجی مدل به داده‌های اندازه‌گیری نزدیکتر است.

بررسی روند و شیب روند: روند تغییرات متغیرهای هواشناسی و هیدرولوژی اغلب با آزمون ناپارامتریک من-کندال بررسی می‌شود. آزمون من-کندال که برای هر سری داده‌ای با توزیع‌های مختلف قابل انجام است، با رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$z_{MK} = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{V(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{V(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (7)$$

که در این رابطه

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(x_j - x_k) \quad (8)$$

$$(9)$$

$$V(S) = \frac{[n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5)]}{18}$$

در این معادلات، $V(S)$ واریانس k ، n تعداد جفت داده‌ها، t_i تعداد پیوندها برای مقدار i ام، m تعداد گروه پیوندها و x_j و x_k مقادیر داده‌های متوالی می‌باشند. مقادیر مثبت z_{MK} روند افزایشی و مقادیر منفی آن روند کاهشی را نشان می‌دهد. مقدار روند متغیرهای آبی-اقلیمی با آزمون غیرپارامتریک شیب سن^۲ (Sen, 1968) نیز تخمین زده می‌شود.

$$\beta = \text{Median}\left(\frac{x_j - x_k}{j - k}\right) \quad (10)$$

در این معادله x_k و x_j مقادیر سری زمانی در زمان j و k ، ($j > k$) می‌باشد. مقدار مثبت (منفی) β ، نشان‌دهنده روند مثبت (منفی) در سری زمانی است (Xu et al., 2010).

2. Probability Density Function (PDF)

4. Kernel

2. Sen's Slope Estimator

در اقلیم آینده باشد. دلیل تشدید فعالیت این سیستم می‌تواند عبور از روی آب‌های گرم‌تر به دلیل تغییر اقلیم باشد (میان‌آبادی و داوری، ۱۴۰۲).

روند تغییرات سالانه بارش و دما: شکل ۳ و ۴ روند تغییرات داده‌های بارش و دما را در دوره پایه و آینده و برای سناریوهای ذکر شده نشان می‌دهد. مقادیر روند و شیب تغییرات در جدول ۳ آمده است. متغیر بارش در دوره پایه و سناریوی SSP1-2.6 روند کاهشی و برای سایر سناریوها روند افزایشی دارد، اما هیچ‌کدام از روندها از نظر آماری معنی‌دار نیستند (مقادیر Z کمتر از ۱/۶۴۵ و مقادیر P-value بیشتر از ۰/۱ است). مقادیر شیب نیز برای بارش در دوره پایه و ۴ سناریوی مختلف به ترتیب برابر ۰/۰۷، ۰/۰۷۴، ۰/۰۵، ۰/۰۶۶ و ۰/۲۴ میلی‌متر در سال می‌باشد. مطالعات پیشین در ایران نیز نشان داده‌اند که روند کاهش بارش اغلب معنی‌دار نبوده (حجازی زاده و پروین، ۱۳۸۸؛ اسدی و حیدری، ۱۳۹۰؛ ناصرزاده و همکاران، ۱۳۹۱؛ رئیسی نافچی و سلطانی محمدی، ۱۳۹۵؛ کامیابی و عبدی، ۱۳۹۹) و بیشتر تغییرات رخ داده در بارش از نوع نوسانات کوتاه مدت آب و هوایی و بدون روند معنی‌دار بوده است (حجازی زاده و پروین، ۱۳۸۸).

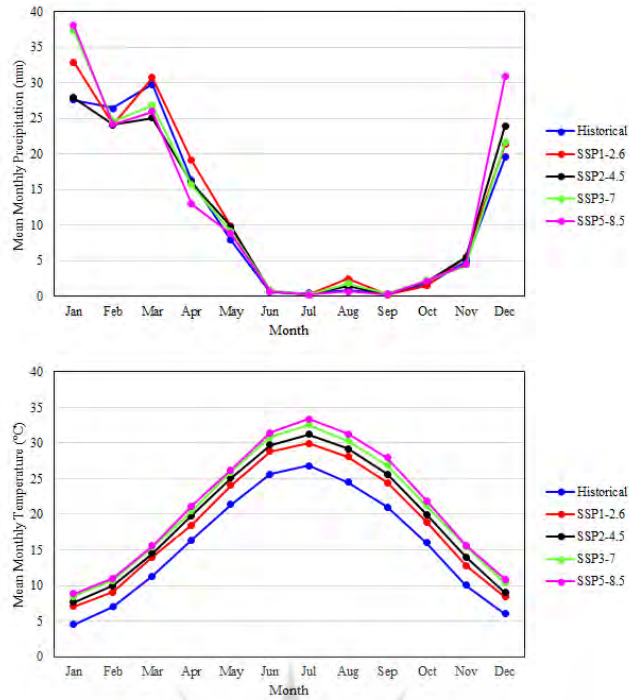
دمای متوسط سالانه در دوره پایه و آینده و برای ۳ سناریوی SSP2-4.5، SSP3-7.0، و SSP5-8.5 روند افزایشی نشان می‌دهد که بر اساس آزمون من-کندال (جدول ۳) این روند در سطح ۹۹ درصد معنی‌دار است (مقادیر Z بزرگتر از ۲/۵۷۶ و مقادیر P-value کمتر از ۰/۰۱ است). شیب این تغییرات به ترتیب حدود ۰/۰۴، ۰/۰۳، ۰/۰۶ و ۰/۱ درجه سلسیوس در سال است. روند تغییر دما در سناریوی SSP1-2.6 کاهشی است، اما این روند معنی‌دار نمی‌باشد (P-value=0.74). بر اساس جدول ۳، مقدار شیب Sen نیز برای تغییرات دما در سناریوی SSP1-2.6 تقریباً صفر است.

دیگری غیر نرمال بود، از آزمون ناپارامتریک استفاده شد. همه آزمون‌های فوق با استفاده از نرم‌افزار SPSS انجام شد.

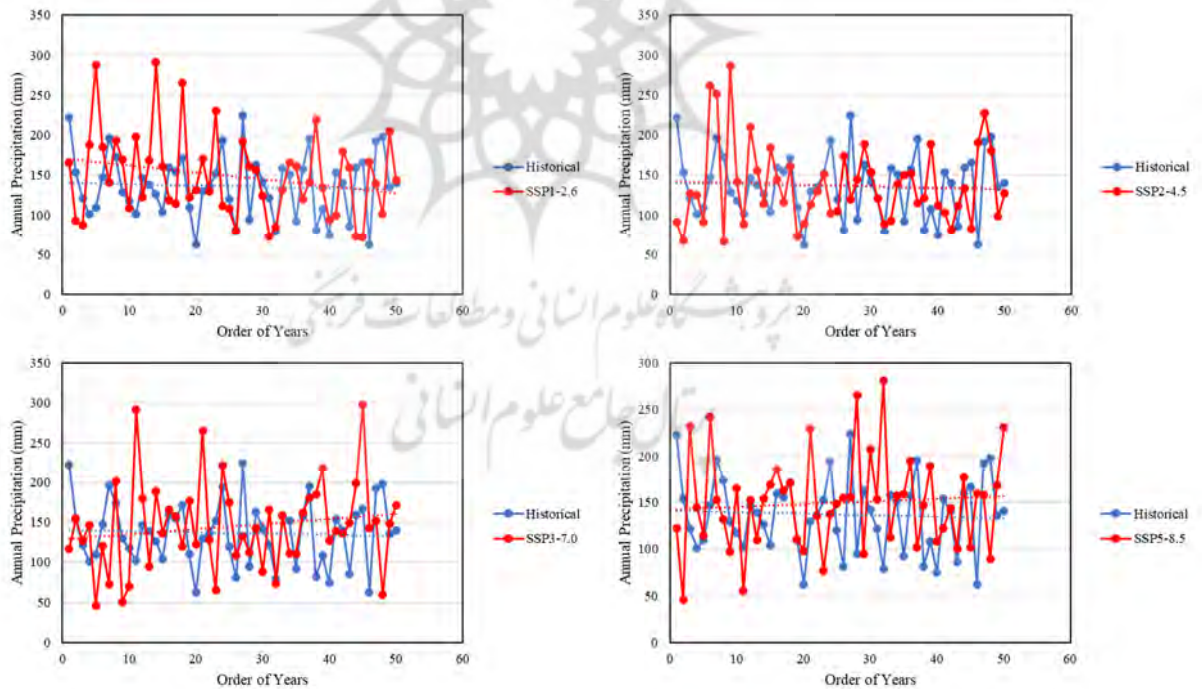
نتایج و بحث

ارزیابی دقت مدل‌های اقلیمی: نتایج ارزیابی دقت مدل‌های اقلیمی انتخابی در تخمین بارش و دمای ماهانه در جدول ۲ نشان داده شده است. بر این اساس مدل ACCESS برای دما و مدل MRI برای بارش نتایجی بهتر از سایر مدل‌ها ارائه داده‌اند. البته باید توجه داشت که به طور کلی مدل‌های اقلیمی تخمین چندان مناسبی از مقدار بارش ارائه نمی‌دهند، اما متغیر دما را با دقت مناسبی تخمین می‌زنند. همچنین جدول ۲ نشان می‌دهد که اصلاح اریبی خروجی مدل‌ها باعث افزایش دقت تخمین بارش و دما شده است. بر این اساس برای بررسی اثر تغییر اقلیم بر توزیع بارش از خروجی اصلاح اریبی شده مدل MRI و برای دمای متوسط از خروجی اصلاح اریبی شده مدل ACCESS استفاده شد.

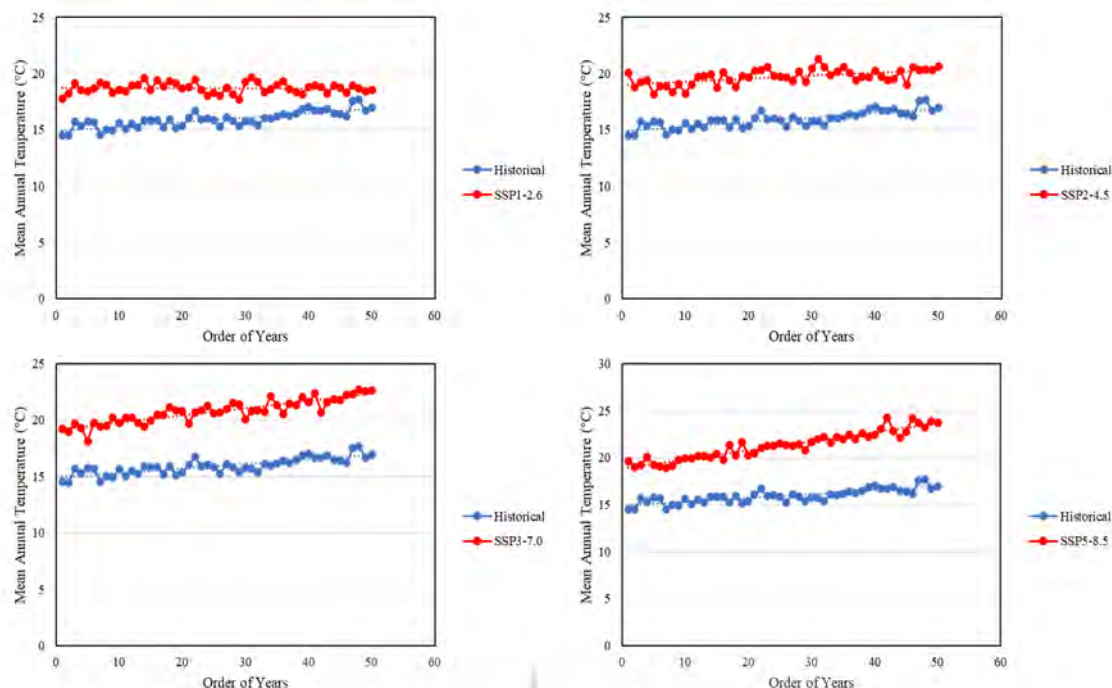
تغییرات متوسط ماهانه بارش و دما: شکل ۲ تغییرات متوسط ماهانه بارش و دما را در دوره آینده و با ۴ سناریوی مختلف نسبت به دوره پایه نشان می‌دهد. بر این اساس دمای متوسط در تمام ماه‌ها و برای تمام سناریوها افزایش می‌یابد. نتایج بررسی بارش نشان می‌دهد که در دو ماه ژانویه و دسامبر (معادل آذر و دی) مقدار بارش در آینده نسبت به گذشته و در تمام سناریوهای اقلیمی افزایش می‌یابد. این مسئله می‌تواند به خاطر این باشد که در این دو ماه که امکان بارش بیشتر برف در کرمان وجود دارد، با افزایش دما، شکل بارش از برف به باران تغییر کرده و احتمال وقوع بارش بیشتر می‌شود. احتمال افزایش وقوع بارش در ماه آگوست (تابستان) در اغلب سناریوها می‌تواند به دلیل افزایش فعالیت جریانات موسمی که در برخی مواقع کرمان را نیز تحت تاثیر قرار می‌دهد،



شکل ۲- مقایسه متوسط ماهانه بارش (بالا) و دما (پایین) در دوره پایه (۱۹۶۵-۲۰۱۴) و دوره آینده (۲۰۵۱-۲۱۰۰) برای ۴ سناریوی اقلیمی مختلف.



شکل ۳- مقایسه مقدار بارش سالانه در دوره پایه با دوره آینده در سناریوهای مختلف اقلیمی.



شکل ۴- مقایسه مقدار متوسط دمای سالانه در دوره پایه با دوره آینده در سناریوهای مختلف اقلیمی.

سناریوی SSP3-7.0، داده‌های بارش دارای توزیع نرمال هستند. در بقیه موارد فرض نرمال بودن داده‌های بارش رد شده است. آزمون نرمال بودن داده‌های دما نیز نشان می‌دهد که به غیر از داده‌های دما در سناریوی SSP5-8.5 در فصل زمستان، بقیه داده‌ها در مقیاس سالانه و فصلی از توزیع نرمال پیروی می‌کنند. بر این اساس برای مقایسه میانگین و واریانس دو جامعه بر اساس نرمال یا غیر نرمال بودن داده‌ها از آزمون‌های ذکر شده در بخش ۳-۲-۶ استفاده شد.

آزمون نرمال بودن بارش و دما: جدول ۴ و ۵ نتایج آزمون نرمال بودن بارش و دما بر اساس آماره کولموگروف-اسمیرنوف را در مقیاس سالانه و فصلی نشان می‌دهد. مقادیر P-value بزرگتر از ۰/۰۵ نشان‌دهنده معنی‌داری فرض نرمال بودن داده‌ها در سطح اطمینان ۹۵ درصد است. بر اساس نتایج این آزمون و با توجه به مقادیر P-value داده‌های بارش سالانه از تابع توزیع نرمال پیروی می‌کند. اما در مقیاس فصلی تنها در فصل زمستان، آزمون نرمال بودن داده‌های بارش در دوره پایه و آینده و در تمام سناریوها معنی‌دار شده است. در فصل بهار نیز برای

جدول ۴- نتایج آزمون نرمال بودن داده‌های بارش و دمای سالانه. مقادیر پررنگ P-value نشان‌دهنده معنی‌داری آزمون نرمال است.

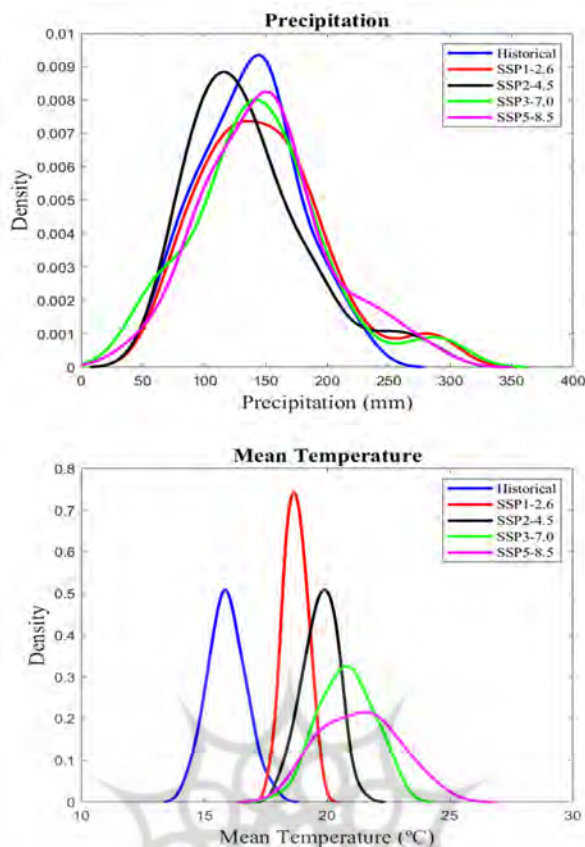
دما		بارش		دوره اقلیمی
P-value	آماره کولموگروف-اسمیرنوف	P-value	آماره کولموگروف-اسمیرنوف	
0.2	0.058	0.2	0.063	دوره پایه
0.2	0.054	0.2	0.100	دوره آینده
0.2	0.088	0.074	0.119	
0.2	0.067	0.2	0.084	
0.2	0.101	0.092	0.116	

جدول ۵- نتایج آزمون نرمال بودن داده‌های بارش و دما در فصل‌های مختلف. مقادیر پرننگ P-value نشان‌دهنده معنی‌داری آزمون نرمال است.

دما		بارش		دوره اقلیمی	فصل
P-value	آماره کولموگروف-اسمیرنوف	P-value	آماره کولموگروف-اسمیرنوف		
0.199	0.108	0.010	0.145	دوره پایه	
0.2	0.090	0.014	0.141	SSP1-2.6	بهار
0.2	0.081	0.034	0.130	SSP2-4.5	
0.2	0.056	0.073	0.119	SSP3-7.0	
0.2	0.085	0.027	0.133	SSP5-8.5	
0.2	0.096	0.000	0.234	دوره پایه	
0.2	0.085	0.000	0.390	SSP1-2.6	تابستان
0.2	0.064	0.000	0.319	SSP2-4.5	
0.2	0.085	0.000	0.280	SSP3-7.0	
0.2	0.082	0.000	0.252	SSP5-8.5	
0.2	0.082	0.000	0.189	دوره پایه	
0.2	0.087	0.002	0.161	SSP1-2.6	پاییز
0.2	0.084	0.006	0.151	SSP2-4.5	
0.2	0.087	0.018	0.138	SSP3-7.0	
0.2	0.082	0.002	0.164	SSP5-8.5	
0.2	0.088	0.099	0.114	دوره پایه	
0.2	0.067	0.2	0.083	SSP1-2.6	زمستان
0.2	0.065	0.2	0.101	SSP2-4.5	
0.2	0.083	0.074	0.119	SSP3-7.0	
0.031	0.131	0.2	0.089	SSP5-8.5	

بارش کمی به سمت راست چولگی دارد (چولگی مثبت) که در این حالت میانگین یا میانه داده‌ها بزرگتر از مد داده‌ها است (Almazroui et al., 2021). بر این اساس سناریوی SSP2-4.5 پیش‌بینی می‌کند که احتمال وقوع بارش‌های بین ۵۰ تا ۱۰۰ میلی‌متر در آینده بیشتر از دوره پایه خواهد بود. درحالی که سایر سناریوها احتمال این بارش‌ها را کمتر از دوره پایه تخمین می‌زند.

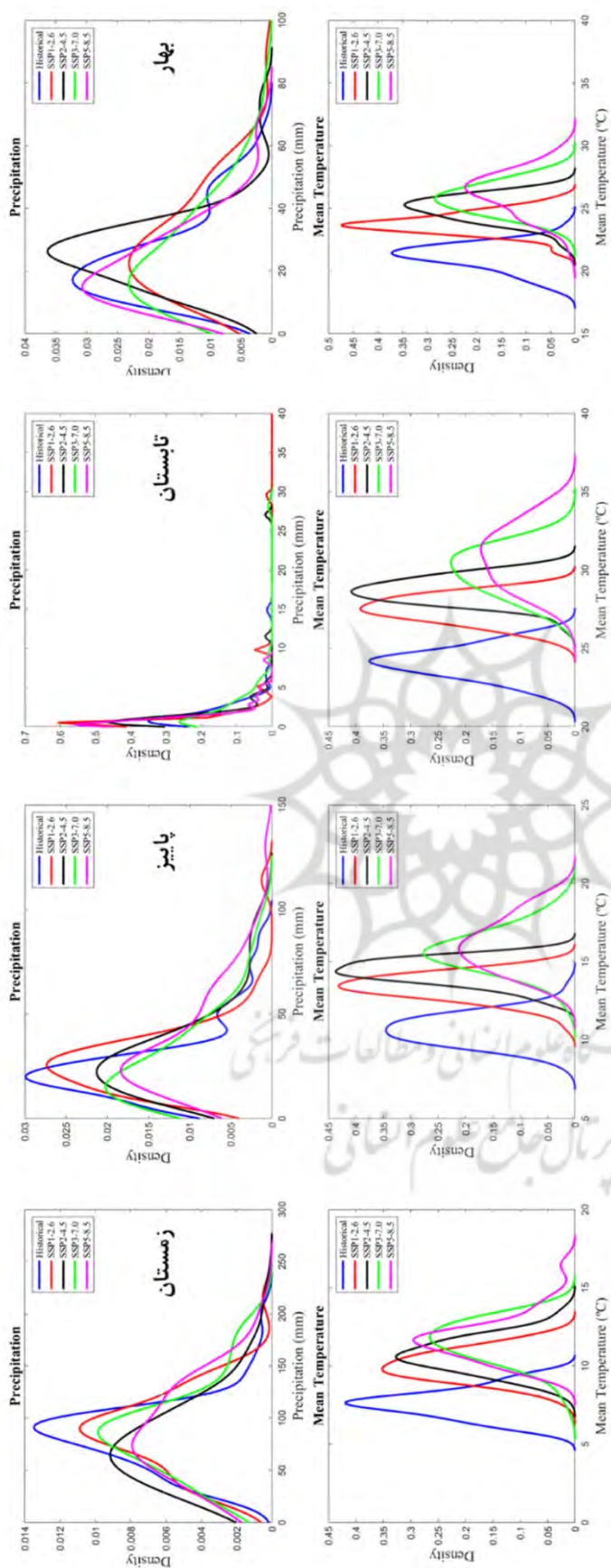
تغییرات تابع چگالی احتمال بارش و دما: شکل ۵
 تابع چگالی کرنل برازش داده شده بر داده‌های بارش و دمای سالانه را در دوره پایه و آینده نشان می‌دهد. تابع توزیع بارش سالانه در دوره آینده همه سناریوها به جز سناریوی SSP2-4.5 نسبت به دوره پایه به سمت راست یا چپ چولگی قابل ملاحظه‌ای ندارند. بنابراین تغییر چندانی در مقدار میانگین یا میانه بارش وجود نخواهد داشت. در سناریوی SSP2-4.5 تابع توزیع



شکل ۵- تغییرات تابع چگالی کرنل بارش (بالا) و دمای (پایین) سالانه در دوره آینده نسبت به دوره پایه برای چهار سناریوی مختلف اقلیمی.

مناسب برای مدیریت این وقایع اهمیت زیادی خواهد داشت. البته باید توجه داشت که طبق نتایج جدول ۶ تغییر میانگین و واریانس بارش در دوره آینده نسبت به دوره پایه از نظر آماری معنی‌دار نیست (مقادیر P-value کمتر از ۰/۰۵) و بنابراین نمی‌توان تغییر خاصی در تابع توزیع بارش و در نتیجه در احتمال وقوع بارش‌های حدی انتظار داشت. تغییرات توزیع دما نیز نشان می‌دهد که این متغیر در دوره آینده نسبت به دوره پایه افزایش یافته و احتمال وقوع دوره‌های گرم و تنش‌های گرمایی افزایش قابل ملاحظه‌ای خواهد یافت. همانطور که از شکل پیداست و جدول ۶ نیز نشان می‌دهد، واریانس دما در سناریوی SSP2-4.5 نسبت به دوره پایه از نظر آماری تغییر نکرده است. بنابراین در این سناریو تغییر قابل ملاحظه‌ای در احتمال وقوع تنش‌های گرمایی یا سرمایایی دیده نمی‌شود.

از سوی دیگر با توجه به تغییر انحراف معیار بارش و گسترده‌تر شدن تابع توزیع در دوره آینده نسبت به دوره پایه، تغییرپذیری بارش بیشتر می‌شود. همچنین احتمال وقوع بارش‌های نزدیک به میانگین کاهش و احتمال وقوع بارش‌های حدی افزایش می‌یابد (Newton et al., 2021). همانطور که در شکل ملاحظه می‌شود، احتمال وقوع بارش‌های کمتر از ۵۰ میلی‌متر در سناریوهای SSP1-2.6 و SSP2-4.5 تفاوتی با دوره پایه ندارد، اما در سناریوهای SSP3-7.0 و SSP5-8.5 افزایش نشان داده است. در نقطه مقابل، احتمال وقوع بارش‌های بیشتر از ۲۵۰ میلی‌متر نیز افزایش و احتمال وقوع بارش‌های متوسط (حدوداً بین ۶۰ تا ۱۸۰ میلی‌متر) در دوره آینده نسبت به دوره پایه کاهش خواهد یافت. همانطور که گفته شد با تغییر در انحراف معیار بارش، احتمال وقوع دوره‌های ترسالی و خشکسالی افزایش می‌یابد که نیاز به اتخاذ تصمیمات



شکل ۶- تغییرات تابع چگالی کرنل بارش (بالا) و دما (پایین) در فصول مختلف در دوره آینده نسبت به دوره پایه برای چهار سناریوی مختلف اقلیمی.

تغییرات از نظر آماری معنی‌دار نیست. تغییر میانگین بارش فقط در تابستان و در دو سناریوی SSP1-2.6 و SSP5-8.5 و در پاییز در سناریوی SSP5-8.5 معنی‌دار است. معنی‌داری تغییر واریانس بارش نیز تنها در پاییز و زمستان و فقط برای سناریوی SSP5-8.5 مشاهده می‌شود (جدول ۷). تغییرات توزیع دما نیز نشان می‌دهد که از سناریوی SSP1-2.6 به سمت سناریوی SSP5-8.5 احتمال وقوع دوره‌های گرم و تنش‌های گرمایی افزایش خواهد یافت. بر اساس جدول ۷ تغییر میانگین دما در تمام فصول و برای تمام سناریوها معنی‌دار است، اما تغییر واریانس فقط برای سناریوی SSP5-8.5 در بهار، پاییز و زمستان و برای سناریوی SSP3-7.0 در تابستان و زمستان معنی‌دار است. بر این اساس سناریوهای بدبینانه انتشار منجر به تغییرات قابل‌ملاحظه‌تری در آینده می‌شود که این مسئله در مطالعات پیشین نیز دیده شده است (Almazroui et al., 2021; Newton et al., 2021; Ongoma et al., 2018).

بر اساس شکل ۶، تابع توزیع بارش در زمستان از الگویی مشابه بارش سالانه پیروی می‌کند. در پاییز و تابستان توابع توزیع چولگی مشابهی در دوره پایه و آینده در همه سناریوها دارند. در بهار برخلاف زمستان بارش در سناریوی SSP2-4.5 به سمت چپ چولگی دارد و احتمال وقوع بارش‌های ۲۰ تا ۴۰ میلی‌متر در این سناریو بیشتر از دوره پایه است. در حالی که در سایر سناریوها احتمال وقوع بارش‌های بین ۲۰ تا ۳۰ میلی‌متر کمتر از دوره پایه و احتمال وقوع بارش‌های ۳۰ تا ۴۰ میلی‌متر بیشتر از دوره پایه است. از آنجا که بیشترین سهم بارش سالانه در کرمان مربوط به بارش‌های زمستانه است، تابع توزیع بارش سالانه بیشتر تحت تاثیر تابع توزیع بارش در زمستان می‌باشد. شکل ۶ نشان می‌دهد که در تمام فصول احتمال وقوع بارش‌های حدی و در نتیجه دوره‌های ترسالی و خشکسالی افزایش و احتمال وقوع بارش‌های نزدیک به میانگین کاهش خواهد یافت. البته با توجه به نتایج آزمون مقایسه میانگین و واریانس، این

جدول ۶- نتایج آزمون مقایسه میانگین و واریانس برای بارش و دمای سالانه. آزمون T-test برای مقایسه میانگین و آزمون Leven برای مقایسه واریانس انجام شده است.

SSP5-8.5		SSP3-7.0		SSP2-4.5		SSP1-2.6		آزمون	متغیر اقلیمی
P-value	آماره	P-value	آماره	P-value	آماره	P-value	آماره		
0.322	0.993	0.145	2.153	0.232	1.447	0.115	2.532	مقایسه واریانس (F)	بارش
0.164	-1.404	0.379	-0.885	0.964	-0.046	0.191	-1.317	مقایسه میانگین (T)	
0.000	24.466	0.012	6.579	0.818	0.053	0.011	6.643	مقایسه واریانس (F)	دما
0.000	-23.276	0.000	-26.830	0.000	-26.837	0.000	-22.980	مقایسه میانگین (T)	

جدول ۷- نتایج آزمون مقایسه میانگین و واریانس برای بارش و دما در فصل‌های مختلف. برای جوامع نرمال آزمون T-test برای مقایسه میانگین و آزمون Leven برای مقایسه واریانس انجام شده است. برای جوامع غیرنرمال آزمون Mann-Whitney برای مقایسه میانگین و Brown-Forsythe برای مقایسه واریانس انجام شده است.

SSP5-8.5		SSP3-7.0		SSP2-4.5		SSP1-2.6		آزمون	متغیر اقلیمی	فصل
P-value	آماره	P-value	آماره	P-value	آماره	P-value	آماره			
0.397	0.725	0.808	0.059	0.524	0.408	0.116	2.519	مقایسه واریانس	بارش	بهار
0.343	1112.500	0.836	1220.000	0.292	1097.000	0.106	1015.500	مقایسه میانگین		
0.004	8.947	0.426	0.640	0.931	0.008	0.245	1.368	مقایسه واریانس	دما	
0.000	-17.696	0.000	-20.572	0.000	-17.857	0.000	-13.278	مقایسه میانگین		
0.157	2.040	0.320	1.002	0.836	0.043	0.394	0.739	مقایسه واریانس	بارش	تابستان
0.029	932.500	0.551	1163.500	0.359	1117.000	0.015	897.500	مقایسه میانگین		
0.000	22.933	0.004	8.622	0.337	0.932	0.457	0.558	مقایسه واریانس	دما	
0.000	-23.101	0.000	-23.951	0.000	-24.963	0.000	-18.292	مقایسه میانگین		
0.016	5.992	0.614	0.256	0.194	1.711	0.553	0.355	مقایسه واریانس	بارش	پاییز
0.017	903.500	0.901	1232.000	0.168	1050.000	0.202	1065.000	مقایسه میانگین		
0.001	11.895	0.058	3.687	0.135	2.277	0.212	1.582	مقایسه واریانس	دما	
0.000	-20.380	0.000	-20.876	0.000	-20.702	0.000	-14.965	مقایسه میانگین		
0.020	5.581	0.105	2.685	0.108	2.626	0.381	0.775	مقایسه واریانس	بارش	زمستان
0.590	-0.540	0.531	-0.628	0.377	0.888	0.595	-0.534	مقایسه میانگین		
0.000	262.909	0.022	5.383	0.214	1.563	0.615	0.255	مقایسه واریانس	دما	
0.000	3.000	0.000	-16.956	0.000	-15.280	0.000	-12.840	مقایسه میانگین		

نتیجه‌گیری

اگرچه کاهش یا افزایش معنی‌داری در بارش در دوره آینده نسبت به دوره پایه دیده نشد، اما افزایش دمای هوا می‌تواند افزایش تقاضا برای آب را به همراه داشته باشد که این مسئله به نوبه خود برداشت بیشتر از منابع آب سطحی و زیرزمینی را به دنبال دارد. افزایش دمای هوا همچنین می‌تواند منجر به شیوع بیشتر بیماری‌های عفونی در انسان و حیوان و در نهایت مهاجرت جمعیت شود. در حال حاضر وضعیت منابع آب زیرزمینی در کرمان در وضعیت نامطلوبی به سر می‌برد. براساس این پیش‌بینی در آینده شرایط بحرانی‌تر نیز خواهد شد. از سوی دیگر به دلیل افزایش دمای آب‌ها، تبعاتی همچون کاهش اکسیژن محلول در آب و کاهش جمعیت گونه‌های سرددوست، افزایش رشد قارچ‌ها و افزایش غلظت نمک در آب (ناشی از افزایش تبخیر) نیز وجود خواهد داشت که این مسئله کیفیت آب‌های سطحی را تحت تاثیر قرار می‌دهد. افزایش تبخیر-تعرق و کاهش رطوبت خاک در اثر افزایش دما و کاهش کمیت و کیفیت منابع آبی، کشاورزی دیم و آبی را تحت تاثیر قرار خواهد داد.

بنابراین مدیران، تصمیم‌گیران و سیاست‌گذاران باید گزینه‌های مناسب سازگاری با شرایط اقلیمی آینده را مورد توجه قرار داده و سیاست‌ها و راهکارهای بلندمدت، منطقی و قابل انجام را مورد توجه قرار دهند تا بهترین و بهینه‌ترین بهره‌برداری از منابع موجود با توجه به جمعیت رو به رشد در آینده امکان‌پذیر باشد. بر این اساس سیاست‌گذاران باید درک کاملی از تغییرات رخ داده در شرایط فعلی و تغییرات احتمالی در آینده و کمیت و کیفیت منابع موجود داشته و با شناسایی صحیح ظرفیت‌های موجود بتوانند برنامه‌های مناسب برای سازگاری با اقلیم آینده را تبیین و ارائه نمایند.

سیاسگزاری

این پژوهش در قالب طرح پژوهشی شماره ۷/ص/۱/۱۰۲۲ با استفاده از اعتبارات پژوهشی پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران انجام شده است.

- /10.1007/s00704-015-1695-4
11. Almagro A, Oliveira PTS, Rosolem R, Hagemann S and Nobre CA (2020) Performance evaluation of Eta/HadGEM2-ES and Eta/MIROC5 precipitation simulations over Brazil. *Atmospheric Research* 244:105053. Available at: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809519316989>
 12. Almazroui M, Ashfaq M, Islam MN, Rashid IU, Kamil S, Abid MA, O'Brien E, Ismail M, Reboita MS, Sörensson AA, ... Sylla MB (2021) Assessment of CMIP6 Performance and Projected Temperature and Precipitation Changes Over South America. *Earth Systems and Environment*. Springer International Publishing 5(2):155–183. Available at: <https://doi.org/10.1007/s41748-021-00233-6>
 13. Assamnew AD and Tsidu GM (2020) The performance of regional climate models driven by various general circulation models in reproducing observed rainfall over East Africa. *Theoretical and Applied Climatology* 142(3–4):1169–1189. Available at: <https://link.springer.com/10.1007/s00704-020-03357-3>
 14. Bernacchia A and Pigoletti S (2011) Self-Consistent Method for Density Estimation. *Journal of the Royal Statistical Society Series B: Statistical Methodology* 73(3):407–422. Available at: <https://academic.oup.com/jrsssb/article/73/3/407/7034366>
 15. Bozkurt D, Rojas M, Boisier JP and Valdivieso J (2018) Projected hydroclimate changes over Andean basins in central Chile from downscaled CMIP5 models under the low and high emission scenarios. *Climatic Change* 150(3–4):131–147. Available at: <http://link.springer.com/10.1007/s10584-018-2246-7>
 16. Cai L, Alexeev VA, Walsh JE and Bhatt US (2018) Patterns, Impacts, and Future Projections of Summer Variability in the Arctic from CMIP5 Models. *Journal of*
- منابع**
۱. اسدی، ا. و حیدری، ع. ۱۳۹۰. تحلیل تغییرات سری‌های دما و بارش شیراز طی دوره ۱۹۵۱-۲۰۰۵. *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*. ۲۲ (۴۱): ۱۳۷-۱۵۲.
 ۲. انصاری مهابادی، ث.، دهبان، ح.، زارعیان، م. ج.، فرخ‌نیا، ا.، ۱۴۰۱. بررسی روند تغییرات دما و بارش حوضه‌های آبریز ایران در افق ۲۰ سال آینده بر اساس برونداد مدل‌های CMIP6، *مجله پژوهش آب ایران*، جلد ۱۶، شماره ۱، 10.22034/TWRJ.2022.11204.
 ۳. حجازی زاده، ز. و پروین، ن. ۱۳۸۸. بررسی تغییرات دما و بارش تهران طی نیم قرن اخیر. *جغرافیا و برنامه‌ریزی منطقه‌ای*. پیش شماره پاییز و زمستان ۱۳۸۸. ۴۳-۵۶.
 ۴. رئیسی نافچی، ع. و سلطانی محمدی، ا. ۱۳۹۵. بررسی تغییرات زمانی بارندگی و میانگین، حداقل و حداکثر دما (مطالعه موردی: ایستگاه شهرکرد). *نیوار*. ۹۴-۹۵: ۶۹-۸۰.
 ۵. زرین، آ. داداشی رودباری، ع.، ۱۴۰۰. تأثیر تغییر اقلیم بر بارشهای سنگین ایران با بکارگیری مدل هامدی CMIP6، *مجله آب و توسعه پایدار*، جلد ۸، شماره ۴، ۱۱۹-۱۲۴.
 ۶. سرابی، م.، دستورانی، م. ت.، زرین، آ.، ۱۳۹۹. بررسی تأثیر تغییرات اقلیمی آینده بر وضعیت دما و بارش (مطالعه موردی: حوضه آبخیز سد طرق مشهد). *مجله هواشناسی و علوم جو*، جلد ۳، شماره ۱، ۶۳-۸۳.
 ۷. کامیابی، س. و عبدی، ک. ۱۳۹۹. آشکارسازی و تحلیل روند تغییر اقلیم (بارش و دما) در محدوده ساری. *علوم و تکنولوژی محیط زیست*. ۲۲ (۷): ۱۶۵-۱۷۹.
 ۸. میان‌آبادی، آ. و داوری، ک. ۱۴۰۲. بررسی تغییرات مقدار و توزیع بارش و دما در ایران با تأکید بر اثرات آن‌ها بر منابع آب. آب و توسعه پایدار. پذیرش شده.
 ۹. ناصرزاده، م. ح.، دوستکامیان، م.، بیرانوند، آ.، قهرمانی، ف. و بیات، ع. ۱۳۹۱. توزیع فضایی روند تغییرات فصلی و سالانه دما و بارش (مطالعه موردی: استان خوزستان). *اندیشه جغرافیایی*. ۶ (۱۱): ۳۱-۴۷.
 10. Ahmadalipour A, Rana A, Moradkhani H and Sharma A (2017) Multi-criteria evaluation of CMIP5 GCMs for climate change impact analysis. *Theoretical and Applied Climatology* 128(1–2):71–87. Available at: <http://link.springer.com>

- Research 232:104680. Available at: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809519307665>
23. Hwang S and Graham WD (2013) Development and comparative evaluation of a stochastic analog method to downscale daily GCM precipitation. *Hydrology and Earth System Sciences* 17(11):4481–4502. Available at: <https://hess.copernicus.org/articles/17/4481/2013/>
 24. IPCC (2001) Summary for policymakers, Climate change 2001: Mitigation.
 25. IPCC (2007) Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment. Cambridge University Press: Cambridge.
 26. IPCC (2013) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment.
 27. Jahn M (2015) Economics of extreme weather events: Terminology and regional impact models. *Weather and Climate Extremes*. Elsevier 10:29–39. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.wace.2015.08.005>
 28. Khadka D, Babel MS, Abatan AA and Collins M (2022) An evaluation of CMIP5 and CMIP6 climate models in simulating summer rainfall in the Southeast Asian monsoon domain. *International Journal of Climatology* 42(2):1181–1202. Available at: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.7296>
 29. Khan N, Shahid S, Ahmed K, Ismail T, Nawaz N and Son M (2018) Performance Assessment of General Circulation Model in Simulating Daily Precipitation and Temperature Using Multiple Gridded Datasets. *Water* 10(12):1793. Available at: <http://www.mdpi.com/2073-4441/10/12/1793>
 30. Kim KB, Kwon H-H and Han D (2015) Bias correction methods for regional climate model simulations considering Climate 31(24):9815–9833. Available at: <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-18-0119.1>
 17. Carvalho D, Rafael S, Monteiro A, Rodrigues V, Lopes M and Rocha A (2022) How well have CMIP3, CMIP5 and CMIP6 future climate projections portrayed the recently observed warming. *Scientific Reports*. Nature Publishing Group UK 12(1):1–7. Available at: <https://doi.org/10.1038/s41598-022-16264-6>
 18. Eyring V, Bony S, Meehl GA, Senior CA, Stevens B, Stouffer RJ and Taylor KE (2016) Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development* 9(5):1937–1958. Available at: <https://gmd.copernicus.org/articles/9/1937/2016/>
 19. Fang GH, Yang J, Chen YN and Zammit C (2015) Comparing bias correction methods in downscaling meteorological variables for a hydrologic impact study in an arid area in China. *Hydrology and Earth System Sciences* 19(6):2547–2559. Available at: <https://hess.copernicus.org/articles/19/2547/2015/>
 20. Gouda KC, Nahak S and Goswami P (2018) Evaluation of a GCM in seasonal forecasting of extreme rainfall events over continental India. *Weather and Climate Extremes* 21:10–16. Available at: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S221209471730049X>
 21. Guo J, Yan Y, Chen D, Lv Y, Han Y, Guo X, Liu L, Miao Y, Chen T, Nie J and Zhai P (2020) The response of warm-season precipitation extremes in China to global warming: an observational perspective from radiosonde measurements. *Climate Dynamics* 54(9–10):3977–3989. Available at: <http://link.springer.com/10.1007/s00382-020-05216-3>
 22. Gusain A, Ghosh S and Karmakar S (2020) Added value of CMIP6 over CMIP5 models in simulating Indian summer monsoon rainfall. *Atmospheric*

37. Moise A, Wilson L, Grose M, Whetton P, Watterson I, Bhend J, Bathols J, Hanson L, Erwin T, Bedin T, ... Rafter T (2015) Evaluation of CMIP3 and CMIP5 Models over the Australian Region to Inform Confidence in Projections. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal* 65(1):19–53
38. Mukherjee S, Aadhar S, Stone D and Mishra V (2018) Increase in extreme precipitation events under anthropogenic warming in India. *Weather and Climate Extremes* 20:45–53. Available at: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S2212094717301068>
39. Newton BW, Farjad B and Orwin JF (2021) Spatial and Temporal Shifts in Historic and Future Temperature and Precipitation Patterns Related to Snow Accumulation and Melt REGimes in Alberta, Canada. *Environmental Research Letter* 13:1013
40. Ongoma V, Chena H and Gaoa C (2018) Projected changes in mean rainfall and temperature over east Africa based on CMIP5 models. *International Journal of Climatology* 38(3):1375–1392
41. Papalexioi SM and Montanari A (2019) Global and Regional Increase of Precipitation Extremes Under Global Warming. *Water Resources Research* 55(6):4901–4914. Available at: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2018WR024067>
42. Piao J, Chen W, Wang L and Chen S (2022) Future projections of precipitation, surface temperatures and drought events over the monsoon transitional zone in China from bias-corrected <scp>CMIP6</scp> models. *International Journal of Climatology* 42(2):1203–1219. Available at: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.7297>
43. Raghavan S V, Liu J, Nguyen NS, Vu MT and Liong S-Y (2018) Assessment of CMIP5 historical simulations of rainfall over Southeast Asia. *Theoretical and Applied Climatology* 132(3–4):989–1002. Available at: <http://link.springer.com/10.1007/s00704>
- the distributional parametric uncertainty underlying the observations. *Journal of Hydrology* 530:568–579. Available at: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S002216941500774X>
31. Lenderink G, Buishand A and van Deursen W (2007) Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. *Hydrology and Earth System Sciences* 11(3):1145–1159. Available at: <https://hess.copernicus.org/articles/11/1145/2007/>
32. Li J, Huo R, Chen H, Zhao Y and Zhao T (2021) Comparative Assessment and Future Prediction Using CMIP6 and CMIP5 for Annual Precipitation and Extreme Precipitation Simulation. *Frontiers in Earth Science* 9. Available at: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2021.687976/full>
33. Liepert BG and Previdi M (2012) Inter-model variability and biases of the global water cycle in CMIP3 coupled climate models. *Environmental Research Letters* 7(1):014006
34. Majdi F, Hosseini SA, Karbalaee A, Kaseri M and Marjanian S (2022) Future projection of precipitation and temperature changes in the Middle East and North Africa (MENA) region based on CMIP6. *Theoretical and Applied Climatology* 147(3–4):1249–1262. Available at: <https://link.springer.com/10.1007/s00704-021-03916-2>
35. Maxino CC, McAvaney BJ, Pitman AJ and Perkins SE (2008) Ranking the AR4 climate models over the Murray-Darling Basin using simulated maximum temperature, minimum temperature and precipitation. *International Journal of Climatology* 28(8):1097–1112. Available at: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.1612>
36. Mianabadi A, Shirazi P, Ghahraman B, Coenders-Gerrits AMJ, Alizadeh A and Davary K (2019) Assessment of short- and long-term memory in trends of major climatic variables over Iran: 1966–2015. *Theoretical and Applied Climatology* 135(1–2):677–691

- Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography* 21(4):530–548. Available at: <http://ppg.sagepub.com/content/21/4/530.abstract>
51. Wilby RL, Wigley TML, Conway D, Jones PD, Hewitson BC, Main J and Wilks DS (1998) Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods. *Water Resources Research* 34(11):2995–3008. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/98WR02577>
52. WMO (1998) The Global Climate System Review.
53. Xu K, Milliman JD and Xu H (2010) Temporal trend of precipitation and runoff in major Chinese Rivers since 1951. *Global and Planetary Change* 73:219–232. Available at: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0921818110001530>
54. Yang X, Zhou B, Xu Y and Han Z (2021) CMIP6 Evaluation and Projection of Temperature and Precipitation over China. *Advances in Atmospheric Sciences* 38(5):817–830. Available at: <https://link.springer.com/10.1007/s00376-021-0351-4>
55. Yazdandoost F, Moradian S, Izadi A and Aghakouchak A (2021) Evaluation of CMIP6 precipitation simulations across different climatic zones: Uncertainty and model intercomparison. *Atmospheric Research* 250:105369. Available at: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809520313065>
56. Zhan W, He X, Sheffield J and Wood EF (2020) Projected Seasonal Changes in Large-Scale Global Precipitation and Temperature Extremes Based on the CMIP5 Ensemble. *Journal of Climate* 33(13):5651–5671
57. Zhang X, Hua L and Jiang D (2022) Assessment of CMIP6 model performance for temperature and precipitation in Xinjiang, China. *Atmospheric and Oceanic Science Letters* 15(2):100128. Available at: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/017-2111-z>
44. Ragno E, AghaKouchak A, Love CA, Cheng L, Vahedifard F and Lima CHR (2018) Quantifying Changes in Future Intensity-Duration-Frequency Curves Using Multimodel Ensemble Simulations. *Water Resources Research* 54(3):1751–1764. Available at: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2017WR021975>
45. Rana A, Madan S and Bengtsson L (2014) Performance evaluation of regional climate models (RCMs) in determining precipitation characteristics for Gothenburg, Sweden. *Hydrology Research* 45(4–5):703–714. Available at: <https://iwaponline.com/hr/article/45/4-5/703/1267/> Performance-evaluation-of-regional-climate-models
46. Rivera JA and Arnould G (2020) Evaluation of the ability of CMIP6 models to simulate precipitation over Southwestern South America: Climatic features and long-term trends (1901–2014). *Atmospheric Research* 241:104953. Available at: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809519317259>
47. Sen PK (1968) Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association* 63:13799–1389. Available at: <https://www.jstor.org/stable/2285891?origin=crossref>
48. Stouffer RJ, Eyring V, Meehl GA, Bony S, Senior C, Stevens B and Taylor KE (2017) CMIP5 Scientific Gaps and Recommendations for CMIP6. *Bulletin of the American Meteorological Society* 98(1):95–105. Available at: <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-D-15-00013.1>
49. Tabari H (2020) Climate change impact on flood and extreme precipitation increases with water availability. *Scientific Reports*. Nature Publishing Group UK 10(1):1–10. Available at: <https://doi.org/10.1038/s41598-020-70816-2>
50. Wilby RL and Wigley TML (1997)

- 2020.08.001
60. Zou S, Abuduwaili J, Duan W and Ding J (2021) Attribution of changes in the trend and temporal non - uniformity of extreme precipitation events in Central Asia. Scientific Reports. Nature Publishing Group UK (0123456789):1-11. Available at: <https://doi.org/10.1038/s41598-021-94486-w>
- pii/S1674283421001070
58. Zhu YY and Yang S (p2020) Evaluation of CMIP6 for historical temperature and precipitation over the Tibetan Plateau and its comparison with CMIP5. Advances in Climate Change Research. Elsevier Ltd 11(3): 239-251. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.accre>

