

بررسی بی‌هنجاری و روند دمای ایران در پهنه‌های مختلف اقلیمی با استفاده از مدل‌های جفت شده پروژه مقایسه متقابل مرحله ششم (CMIP6)

آذر زرین^{۱*}، عباسعلی داداشی رودباری^۲ و نرگس صالح آبادی^۳

^۱ استادیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲ پژوهشگر پسادکتری آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۳ دانش‌آموخته کارشناسی ارشد آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(دریافت: ۱۳۹۹/۰۷/۰۳، پذیرش: ۱۳۹۹/۰۸/۱۷)

چکیده

دما یکی از عناصر شکل‌گیری آب‌وهوا است و تغییرات آن می‌تواند ساختار آب‌وهوای هر منطقه را تغییر دهد. برای بررسی چشم‌انداز دمای آینده ایران از دو دسته داده شامل دمای ۴۳ ایستگاه همدید و برون‌داد سه مدل BCC-CSM2-MR، CAMS-CSM1-0 و MRI-ESM2-0 از مجموعه مدل‌های CMIP6 برای دو دوره تاریخی (۲۰۰۹-۱۹۹۰) و آینده (۲۰۲۰-۲۱۰۰) با تفکیک افقی ۱۰۰ کیلومتر استفاده شد. برون‌داد هر سه مدل برای دو سناریوی خوش‌بینانه (SSP2-4.5) و بدبینانه (SSP5-8.5) بررسی شد. برای این منظور از سنجه‌های آماری RMSE، NSE و KGE جهت درستی‌سنجی مدل‌ها استفاده شد. برای تصحیح اریبی برون‌داد مدل‌ها از روش تغییر عامل دل‌تا (DCF) و برای مطالعه روند و شیب روند از آزمون‌های من-کن‌دال و سنس استفاده شد. نتایج بررسی مدل‌ها در هفت پهنه اقلیمی ایران نشان داد که مدل BCC-CSM2-MR در دو پهنه Bsh و BWh عملکرد بهتری دارد و در پنج پهنه اقلیمی دیگر، مدل CAMS-CSM1-0 بهترین عملکرد را دارد. بی‌هنجاری دما در دهه‌های آتی در هر دو سناریو در ایران مثبت است و توزیع آن از توپوگرافی پیروی می‌کند. همچنین روند دما در ایران افزایشی است. بیشینه روند افزایشی دما با نمره استاندارد ۳٫۷۷ بر اساس سناریوی SSP5-8.5 به دست آمده که در سطح ۰٫۰۱ معنی‌دار است. متوسط شیب روند دما در ایران طی دوره‌های آتی به ازای هر سال به میزان ۰٫۰۵ درجه سلسیوس افزایش خواهد داشت که رشد ۰٫۰۱ را نسبت به دوره مشاهداتی نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: دما، مدل‌های CMIP6، سناریوهای SSP و DCF، ایران

۱ مقدمه

تغییرات آب‌وهوایی چالشی اساسی برای جامعه بشری و محیط طبیعی است (آی‌پی‌سی‌سی، ۲۰۱۴). شواهد نشان از نقش فعالیت‌های انسانی در افزایش دما در مقیاس‌های گوناگون زمانی- مکانی دارد (استوت و همکاران، ۲۰۱۶). اثر تغییرات آب‌وهوایی را می‌توان با تجزیه و تحلیل روند دمای هوا ارزیابی کرد. مطابق گزارش ۱/۵ درجه که آخرین گزارش هیئت بین‌الدول تغییرات آب‌وهوایی (آی‌پی‌سی‌سی Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) است، میانگین دمای جهانی تا پایان قرن حاضر، افزایش ۱/۵ درجه سلسیوسی خواهد داشت (آلن و همکاران، ۲۰۱۹). هرگونه تغییر در دمای هوا به تغییرات جدی در بودجه انرژی سطحی (اندروز و همکاران، ۲۰۰۹)، تشدید چرخه هیدرولوژیکی (استایدر و همکاران، ۲۰۱۹)، جریان تبخیر و تعرق (دینباشوه و همکاران، ۲۰۱۹)، افزایش سطح آب دریاها (نریم و همکاران، ۲۰۱۸) و فرین‌های آب‌وهوایی (نی و همکاران، ۲۰۲۰) منجر می‌شود و خطرهای ناشی از مشکلات مرتبط با سلامت عمومی (سلرس و همکاران، ۲۰۱۹) را افزایش می‌دهد. بر اساس گزارش‌های آی‌پی‌سی‌سی، گرمایش اخیر سامانه آب‌وهوا سبب انحراف میانگین رفتار پارامترهای مختلف جوئی مانند دما می‌شود که به فرین‌های بیشتر آب‌وهوا می‌انجامد. گرم شدن اخیر سامانه آب‌وهوایی را می‌توان به افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای (GHG) نسبت داد که به دلیل فعالیت‌های انسان‌شناختی است (استوکر و همکاران، ۲۰۱۴). مقدار CO₂ قبل از انقلاب صنعتی تقریباً ۲۸۰ ppm بود، اما این میزان در سال ۲۰۱۶ به ۴۰۳/۳ ppm افزایش یافته است. طبق پنجمین گزارش ارزیابی (AR5) آی‌پی‌سی‌سی بین سال‌های ۱۸۸۰ و ۲۰۱۲، میانگین دمای جهانی ۰/۸۵ درجه سلسیوس افزایش یافته است (آی‌پی‌سی‌سی، ۲۰۱۴). بر اساس گزارش ویژه

آی‌پی‌سی‌سی (گزارش SR1.5) (آی‌پی‌سی‌سی، ۲۰۱۸) افزایش دما تا پایان قرن حاضر (۲۱۰۰ میلادی) به ۱/۵ درجه سلسیوس خواهد رسید. آی‌پی‌سی‌سی برای پرداختن به چالش‌های جهانی ناشی از تغییرات آب‌وهوایی، پژوهش ویژه‌ای را درباره مدیریت خطرهای ناشی از حوادث فرین و بلایای مربوط به تغییرات آب‌وهوایی (Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disaster to Advance Climate Change Adaptation (SREX) انجام داد و پیش‌بینی کرد روند فرین‌های آب‌وهوایی در برخی از نقاط جهان که قبلاً یا در حال حاضر تجربه آن را داشتند، احتمالاً در طول قرن ۲۱ به‌طور فزاینده‌ای افزایش می‌یابد (آی‌پی‌سی‌سی، ۲۰۱۲).

داده‌های آب‌وهوایی از مشاهدات ایستگاهی تا شبیه‌سازی مدل‌ها حاوی تغییرات ناشی از ورودی داخلی آب‌وهوا (ICV) هستند. مؤلفه‌های ناشی از ICV می‌توانند در یک دوره چنددهه‌ای به تغییرات آب‌وهوایی کمک کنند یا حتی بر تغییرات واداشت‌های خارجی (شامل تابش خورشید، ذرات معلق هوا و گازهای گلخانه‌ای) در مقیاس محلی و قاره‌ای مسلط شوند (سریور و همکاران، ۲۰۱۵؛ والاس و همکاران، ۲۰۱۶ و دای و بولاکر، ۲۰۱۹). با ادامه روند گرمایش جهانی، برخی از مطالعات نشان دادند روند افزایش دمای جهانی از سطح زمین از روند تغییر دمای جوئی متمایز است (ویلر و فون براون، ۲۰۱۳) که این موضوع بر دمای محسوس و تغییرات گرمای نهان تأثیر می‌گذارد و نقش پایداری در خشکسالی‌های کشاورزی دارد (سان و همکاران، ۲۰۱۲). همچنین در نتیجه ادامه وضعیت موجود، در آینده اکوسیستم‌های محیطی، منابع آبی، پوشش گیاهی و امنیت غذایی به شدت تحت تأثیر پدیده گرمایش جهانی قرار خواهند گرفت؛ بنابراین درک بهتر شباهت‌ها و تفاوت‌ها در وضعیت روند و بی‌هنجاری دما نیازی اساسی است. پیچیدگی چندبعدی اکوسیستم و

و نشان دادند دما در چین روند افزایشی خواهد داشت. همچنین ایشان اذعان داشتند که پیش‌نگری مدل‌ها عدم قطعیت دارد و یافتن علل آن برای بهبود دقت مدل‌ها لازم است. دای و همکاران (۲۰۱۵) تغییرات دهه‌ای دمای سطح زمین را جهت آشکارسازی تغییرپذیری آب‌وهوا، مدل‌سازی و افزایش مداوم گازهای گلخانه‌ای را عاملی اساسی در افزایش دمای سطح زمین معرفی کردند. در سطح جهانی وقفه‌هایی در افزایش دمای سطح زمین دیده می‌شود، اما از سال ۲۰۰۰ به بعد روند دمای سطح زمین سراسر افزایشی بوده است. ژو و همکاران (۲۰۱۸) تغییرات دهه‌ای دمای سطح زمین جهانی را با مجموعه مدل‌های CMIP5 مطالعه کردند. نتایج آن پژوهش نشان داد دمای سطح زمین در سطح جهانی از سال ۱۸۶۰ تا ۲۰۱۴ شش مرحله را پشت سر گذاشته است. به غیر از دهه اول ۱۹۰۰، که یک مرحله سرمایه‌یابی در دمای سطح زمین دیده شد، در سایر دهه‌ها این روند افزایشی بوده است. ننگر و همکاران (۲۰۱۸) عملکرد CORDEX-SA را در شبه‌سازی دمای متوسط فصلی در منطقه هیمالیا ارزیابی کردند و نتیجه گرفتند یک اریبی سرد بین ۶- تا ۸- درجه سلسیوس به شکل نظام‌مند در تمامی مدل‌ها دیده می‌شود. ایشان دریافتند که در زمستان، بی‌هنجاری دمایی مثبت در ارتفاعات بالاتر، از شدت و وسعت بیشتری برخوردار است. گارسیا-گارسیا و همکاران (۲۰۱۹) مشخصه‌های دمای هوا و سطح زمین را با شبه‌سازی‌های تاریخی و آینده ۳۲ مدل CMIP5 در آمریکای شمالی مطالعه کردند. نتایج مطالعات نشان داد دمای سطح زمین که ارتباط تنگاتنگی با الگوهای جوّی دارد، در آمریکای شمالی روندی افزایشی داشته است. ارزیابی تغییرات بلندمدت دما در سطح فلات کم‌ارتفاع چین با استفاده از روش مقیاس‌کاهی آماری، پژوهشی است که وو و همکاران (۲۰۱۹) انجام دادند. پیش‌نگری دمای آینده با مدل ERA-SDM نشان از افزایش دما در بهار به مقدار

تعامل همگن آن با آب‌وهوای محلی موجب تعامل پیچیده بین گونه‌ها و محیط می‌شود و حتی نوسان جزئی در الگوی دما نیز می‌تواند تأثیر بسزایی در آب‌وهوای محلی داشته باشد؛ در نتیجه تغییر رژیم آب‌وهوا باعث انقراض و کاهش تنوع بیولوژیکی خواهد شد (رشید و همکاران، ۲۰۱۵). بر این اساس یک مطالعه ساختارمند از دما برای آینده می‌تواند راهگشای مسائل بسیاری باشد.

مدل‌های آب‌وهوایی ابزاری مفید برای آشکارسازی تغییرات آب‌وهوایی در گذشته و در آینده هستند و از نتایج این مدل‌ها به‌طور گسترده‌ای استفاده شده است (آنجلیل و همکاران، ۲۰۱۷). مدل‌های جفت شده پروژه مقایسه متقابل مرحله ششم (CMIP6) که آنها را کارگروه جهانی برنامه تحقیقات آب‌وهوایی (WCRP) و کارگروه مدل‌های جفت‌شده (WGCM) سازماندهی کردند، به چارچوب اساسی برای اجرای شبیه‌سازی آب‌وهوایی تبدیل شده‌اند. این رویکرد از توسعه مدل‌ها ضمن افزایش درک جامعه بشری از اوضاع آب‌وهوایی گذشته و آینده، نقایص زیادی را در زمینه مدل‌سازی تغییرات آب‌وهوایی برطرف کرده است (تیلور و همکاران، ۲۰۱۲). سناریوهای پیش‌نگری SSP (Shared Socioeconomic Pathway) تعداد متفاوتی از مناطق اقتصادی و اجتماعی را دربر می‌گیرند (گیدن و همکاران، ۲۰۱۹). طیف وسیعی از مدل‌های اقلیمی و نسخه‌های مختلف آن در مرحله ششم CMIP مشارکت دارند (ایرینگ و همکاران، ۲۰۱۶).

اهمیت مطالعاتی دما و روند تغییرات آن به‌خصوص برای آینده باعث شده است تا طیف گسترده‌ای از پژوهش‌ها به مطالعه تغییرات دما و روند آن در آینده پردازند. در ادامه، با توجه به هدف تعیین‌شده در این پژوهش به برخی از این مطالعات پرداخته می‌شود. یو و همکاران (۲۰۱۴) به مطالعه روند دمای میانگین، بیشینه و کمینه سطح زمین در چین با استفاده از مدل MPI-ESM-LR طی دوره ۲۰۱۱ تا ۲۰۹۰ با سناریوهای RCP پرداختند

مدل MRI-CGCM3 برای بارش از عملکرد بهتری برخوردار هستند. عراقی و همکاران (۲۰۱۹) دمای خاک شمال شرق ایران را طی دوران آینده پیش‌نگری کردند که نتایج، نشان از افزایش دمای خاک بر اساس تمامی سناریوها داشت.

افزایش دمای هوا در ایران مشکلات بسیاری می‌تواند به همراه داشته باشد. ایران کشوری خشک و کم‌آب است. بخش زیادی از آب این کشور، از منابع آب‌های زیرزمینی تأمین می‌شود و افزایش دما به استفاده بیشتر از منابع آب-های زیرزمینی منجر خواهد شد. بهره‌برداری بیش از حد از منابع آب‌های زیرزمینی موجب کاهش مقدار آب در بسیاری از آبخوان ایران شده است (معتق و همکاران، ۲۰۰۸). از طرف دیگر، ایران از نظر آب‌وهوایی کشوری بسیار متنوع است و غالب مناطق آن را کوهستان‌ها تشکیل داده است؛ لذا استفاده از مدل‌های مختلف آب‌وهوایی بر اساس جدیدترین گزارش‌ها و سناریوها، بهتر می‌تواند رفتار آب‌وهوایی ایران را در دوره‌های مشاهداتی و آینده توجیه کند.

۲ داده‌های مورد استفاده

۱-۲ ایستگاه‌های همدید

در این پژوهش از داده‌های میانگین دمای سالانه ۴۳ ایستگاه همدید سازمان هواشناسی ایران (IRIMO) طی دوره آماری ۲۰۰۹-۱۹۹۰ برای درستی‌سنجی مدل‌های منتخب CMIP6 استفاده شد. از آنجاکه دوره تاریخی CMIP6 تا پایان سال ۲۰۱۴ است و به جهت بررسی بی‌هنجاری آینده دمای سالانه ایران و تقسیم آن به چهار دوره ۲۰ ساله تا پایان قرن حاضر، دوره مشاهداتی نیز یک دوره ۲۰ ساله در نظر گرفته شد تا بهتر بتوان تغییرات بی‌هنجاری دهه‌های مختلف را بررسی کرد. شکل ۱ موقعیت مکانی ایستگاه‌های منتخب و منطقه‌بندی اقلیمی ایران را به روش کوپن-گایگر نشان می‌دهد.

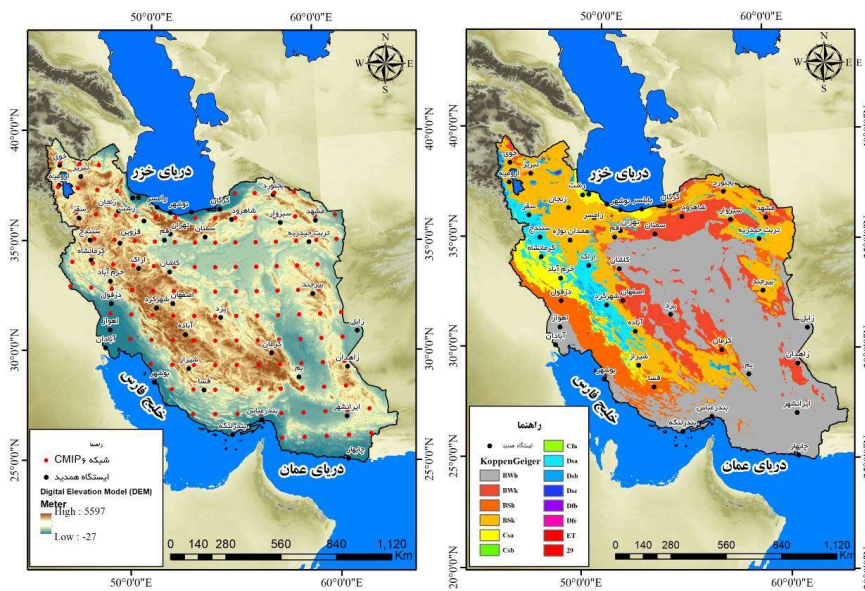
۰/۲۷۱ درجه سانتیگراد در دهه، با سناریوی RCP8.5 دارد و روند افزایش دما در قسمت شمالی فلات با عرض جغرافیایی کمتر، بیش از بخش‌های جنوبی است. نی و همکاران (۲۰۲۰) فرین‌های دمای ماهانه و سطح زمین را با استفاده از نسخه‌های CMIP5 و CMIP6 مدل BCC مقایسه کردند. نتایج آن پژوهش نشان داد نسخه CMIP6 نسبت به نسخه CMIP5 در تغییرپذیری متقابل هر دو فرین گرم و سرد عملکرد بهتری دارد. همچنین در نسخه CMIP6 مدل BCC به دلیل به‌روزرسانی، طرح‌واره کسر ابر (cloud fraction scheme) مقدار RMSE کمتری نسبت به CMIP5 داشته است.

تاکنون در پژوهش‌های برون‌داد مدل‌های CMIP6 که برای پیش‌نگری دماهای آتی در ایران انجام شده، اغلب از نسخه‌های پیشین مدل‌های CMIP استفاده شده است. در بسیاری از این پژوهش‌ها از جمله رحیم‌زاده و همکاران (۲۰۰۹) و سلطانی و همکاران (۲۰۱۶) تغییر فراوانی و شدت رخدادهای فرین آب‌وهوایی بررسی شده و نتایج آنها به‌خصوص برای دمای کمینه و بیشینه، افزایش دما را در نقاط مختلف ایران تأیید کرده است. در یکی دیگر از پژوهش‌های مبتنی بر تغییرات دمای بیشینه و کمینه ایران، فلاح‌قاهری و همکاران (۲۰۱۹) به ارزیابی دمای آتی در ایران پرداختند. در این تحقیق از دو روش مقیاس‌کاهی آماری SDSM و MarkSimGCM و روش مقیاس‌کاهی دینامیکی CORDEX برای شبیه‌سازی دمای کمینه و بیشینه ایران با مدل‌های CanESM2، GFDL-ESM2M و MPI-ESM-LR استفاده شد. نتایج پژوهش نشان می‌دهد بیشینه تغییرات افزایشی دمای کمینه و بیشینه ایران طی دوره ۲۰۷۱ تا ۲۱۰۰ با سناریوی RCP8.5 اتفاق می‌افتد. در مطالعه‌ای دیگر، عباسیان و همکاران (۲۰۱۹) عملکرد مدل‌های گردش عمومی جو (GCM) در شبیه‌سازی دما و بارش ایران را با استفاده از ۳۷ مدل مختلف بررسی کردند. نتایج بررسی نشان داد مدل CMCC-CMS برای دما و

۲-۲ مدل‌های منتخب CMIP6

برای ارزیابی بی‌هنجاری و روند دما در ایران تا پایان قرن بیست و یکم، از داده‌های سه مدل BCC-CSM2-MR، CAMS-CSM1-0 و MRI-ESM2-0 از مجموعه مدل‌های در دسترس CMIP6 با دو سناریوی SSP2-4.5 (همگام با سناریوی RCP4.5 مجموعه مدل‌های CMIP5) و SSP5-8.5 (همگام با سناریوی RCP8.5 مجموعه مدل‌های CMIP5) استفاده شد. دوره مطالعاتی در این

تحقیق به چهار دوره ۲۰ ساله تقسیم شد که به ترتیب عبارت‌اند از: دوره اول (۲۰۴۰-۲۰۲۱)؛ دوره دوم (۲۰۶۰-۲۰۴۱)؛ دوره سوم (۲۰۸۰-۲۰۶۱) و دوره چهارم (۲۱۰۰-۲۰۸۱). نزدیک‌ترین نقطه شبکه به ایستگاه (شکل ۱) با استفاده از تابع نزدیک‌ترین همسایه (NNS) گزینش و تصحیح ارببی مدل‌ها با استفاده از روش (Delta DCF change factor) انجام شد. اطلاعات کامل مدل‌های مورد استفاده در این پژوهش در جدول ۱ آمده است.



شکل ۱. موقعیت ایستگاه‌های همدید و شبکه ۱۰۰ کیلومتری CMIP6 در ایران (سمت راست منطقه‌بندی اقلیمی ایران به روش کوپن- گایگر و سمت چپ مدل رقمی ارتفاع ایران).

جدول ۱. اطلاعات داده‌های مورد استفاده در پژوهش.

مدل‌های منتخب CMIP6							
تفکیک افقی	متغیر	کد مؤسسه	همادی	نوع مدل	مدل و سناریوی مورد استفاده		
					سناریو SSP5-8.5	سناریو SSP2-4.5	دوره تاریخی
۱۰۰ کیلومتر	دمای هوا	BCC	r1i1pl	AOGCM	BCC-CSM2-MR		
					•	•	•
۱۰۰ کیلومتر	دمای هوا	CAMS	r1i1pl	AOGCM	CAMS-CSM1-0		
					•	•	•
۱۰۰ کیلومتر	دمای هوا	MRI	r1i1pl	AOGCM	MRI-ESM2-0		
					•	•	•

Hist: Historical; SSP: Shared Socioeconomic Pathways

$$T_{contr}^{BC}(t) = P_{obs}(t) \quad (4)$$

$$T_{frc}^{BC}(t) = P_{obs}(t) \cdot \left[\frac{\mu_m P_{frc}(t)}{\mu_m P_{contr}(t)} \right], \quad (5)$$

که T دما است. $contr$ تعداد سری‌های شبیه‌سازی شده GCM در طول دوره کنترل، obs دوره زمانی مشاهداتی و frc سری زمانی پیش‌نگری شده آینده است که باید اریبی آن تصحیح شود. BC سری زمانی پیش‌نگری شده آینده است که اریبی آن تصحیح شده است. t گام زمانی و μ_m میانگین بلندمدت ماهانه است (مندز و همکاران، ۲۰۲۰).

۳-۳ پایش و شیب روند داده‌ها با استفاده از آزمون‌های ناپارامتری من-کندل (MK) و سنس SSE

برای بررسی تحلیل روند در سری زمانی بلندمدت داده‌ها از آزمون ناپارامتری من-کندال (MK) استفاده شد. در این آزمون H_0 بیانگر نبود روند و H_1 بیانگر وجود روند در سری زمانی داده‌ها است (دوهان و پانندی، ۲۰۱۳). آماره استاندارد Z که در آزمون من-کندال از توزیع نرمال استاندارد با میانگین صفر و واریانس یک پیروی می‌کند، برای اندازه‌گیری روند استفاده می‌شود. بر این اساس اگر $|Z|$ بزرگ‌تر از $Z_{crit} = 100 \times (1 - \alpha/2)$ باشد، مقدار آماره از توزیع نرمال استاندارد با سطح اطمینان α انتخاب خواهد شد؛ بنابراین فرض صفر رد می‌شود و آزمون نشان می‌دهد روندی معنی‌دار در سری زمانی وجود دارد (برای مثال برای سطح آماره ۵٪ با $Z_{0.05} = \pm 1.96$). در آزمون MK مقدار مثبت Z نشان‌دهنده روند صعودی است، درحالی‌که مقدار منفی آن نشان‌دهنده روند نزولی در سری زمانی منتخب است (لیو و همکاران، ۲۰۱۴ و مغربی و الوتیبی، ۲۰۱۸).

جهت برآورد شیب واقعی روند در سری زمانی، از روش ناپارامتری سنس می‌توان استفاده کرد. این روش یکی از روش‌های کارا در این زمینه است (یو و هاشینو، ۲۰۰۳). این روش که همانند بسیاری دیگر از روش‌های

۳ روش‌های آماری مورد استفاده

۳-۱ روش‌های درستی‌سنجی مدل‌های منتخب

برای درستی‌سنجی مدل‌های منتخب از سه سنجه آماری ریشه دوم میانگین مربع خطا (RMSE)، نش-ساتکلیف (NSE) و کلینگ-گوپتا (KGE) استفاده شد. RMSE یکی از سنجه‌هایی است که معمولاً از آن برای ارزیابی دقت پیش‌بینی یک مدل در برابر داده‌های مشاهداتی استفاده می‌شود (رضیعی و ستوده، ۱۳۹۶). این سنجه طبق رابطه (۳) محاسبه می‌شود و هرچه خروجی آن به صفر نزدیک‌تر باشد، بیانگر خطای کمتر در داده‌های شبیه‌سازی شده است. این سنجه از مرسوم‌ترین سنجه‌های برآورد خطا است. از سنجه‌های عملکرد برای بررسی مدل‌ها استفاده می‌شود تا شباهت بین داده‌های مشاهداتی و مدل‌سازی شده را نشان دهند (گوپتا و همکاران، ۲۰۰۹):

$$RMSE = \frac{\frac{1}{n} \sqrt{\sum_{i=1}^n (z^*(X_i) - Z(X_i))^2}}{n} \quad (1)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{sim}(t) - Q_{obs}(t))^2}{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}(t) - \bar{Q}_{obs})^2}, \quad (2)$$

$$KGE = 1 - \sqrt{(r-1)^2 + \left(\frac{\sigma_{sim}}{\sigma_{obs}} - 1\right)^2 + \left(\frac{\mu_{sim}}{\mu_{obs}} - 1\right)^2}, \quad (3)$$

که در رابطه (۱)، $z^*(X_i)$ مقدار برآورد شده متغیر در X_i ، $Z(X_i)$ مقدار مشاهده‌ای متغیر در X_i و n تعداد کل است. همچنین در روابط (۲) و (۳)، obs به ترتیب مقادیر شبیه‌سازی شده و مشاهده‌ای هستند. σ انحراف معیار، T دوره زمانی، μ میانگین و r همبستگی خطی بین داده‌های مشاهده‌ای و مدل‌سازی شده است.

۳-۲ روش تغییر عامل دلتا (DCF)

در روش تغییر دلتا (DCF) (شبابلوا و همکاران، ۲۰۰۳ و روتی و همکاران، ۲۰۱۴)، سناریوهای اقلیمی با اضافه کردن سیگنال‌های بی‌هنجاری، از شبیه‌سازی‌های GCM برای ایجاد پرتشدگی در مجموعه داده‌های مشاهداتی به‌جای برونداد مستقیم مدل (DMO) در آینده استفاده می‌کنند (رابطه ۴):

ناپارامتری بر ارزیابی تفاوت بین مشاهدات سری زمانی استوار است، زمانی می‌تواند استفاده شود که روند موجود در سری زمانی، خطی باشد (النصر و همکاران، ۲۰۱۰). در آزمون SSE اگر مقدار Q_i مثبت (منفی) باشد، نشان‌دهنده روند افزایشی (کاهشی) است. به همین مقدار صفر نشان دهنده نبود روند کاهشی یا افزایشی است (سلمی و همکاران، ۲۰۰۲).

۴ نتایج و بحث

۴-۱ مقایسه برون داد مستقیم مدل (DMO) و روش تغییر عامل دل تا (DCF) در ایستگاه‌های نماینده اقلیمی با روش کوپن- گایگر

در این پژوهش برای مقایسه بهتر برون داد مدل‌های منتخب در ایران، مقدار سنجه RMSE برای دو حالت DMO و DCF محاسبه و نتایج آن در جدول ۲ ارائه شده است. بر اساس نتایج، بر پایه داده‌های ایستگاهی در تمامی پهنه‌های اقلیمی هفت گانه، ریشه دوم میانگین مربع خطا پس از تصحیح اریبی در تمامی ایستگاه‌ها به مقدار چشمگیری کاهش یافته است؛ برای مثال در اقلیم بیابانی خشک و سرد (BWk) مقدار سنجه RMSE برای ایستگاه نماینده مشهد در هر سه مدل مورد مطالعه در حالت برون داد

مستقیم مدل، بیش از ۲ درجه سلسیوس است، اما پس از تصحیح اریبی مدل‌ها با روش DCF، مقدار خطا برای دو مدل BCC-CSM2-MR و CAMS-CSM1-0 به کمتر از ۱ درجه سلسیوس و برای مدل MRI-ESM2-0 به مقدار ۱/۴۹ درجه سلسیوس رسیده است. نکته مهم، مقدار خطای بسیار زیاد مدل‌ها در DMO برای پهنه‌های اقلیمی معتدل پرباران (بدون فصل خشک) با تابستان‌های گرم (Cfa)، نیمه‌بیابانی (استپ) خشک و سرد (BSk) و معتدل با تابستان‌های خشک و بسیار گرم (Csa) است. در تمامی پهنه‌های ذکر شده، پس از تصحیح اریبی، خطا به کمتر از ۱ درجه سلسیوس و در نهایت به ۱/۶۴ درجه سلسیوس رسیده است. عملکرد مدل‌های CMIP6 حتی در صورت تصحیح اریبی در پهنه‌های اقلیمی معتدل و پرباران (به‌طور مشخص، سواحل خزری) مطلوب نیست. این موضوع نیازمند یک مطالعه جداگانه برای درک علت عملکرد نامناسب مدل یا مقیاس‌کاهی دینامیکی برون داد مدل‌ها برای این پهنه‌ها است. به نظر می‌رسد وضعیت جغرافیایی سواحل جنوبی دریای خزر اعم از تقابل دریا- خشکی، توپوگرافی پیچیده و کاربری‌های متنوع زمین می‌تواند در به‌وجود آمدن این حالت نقش داشته باشد.

جدول ۲. مقایسه سنجه RMSE مبتنی بر برون‌دادهای DMO و DCF مدل‌های منتخب CMIP6.

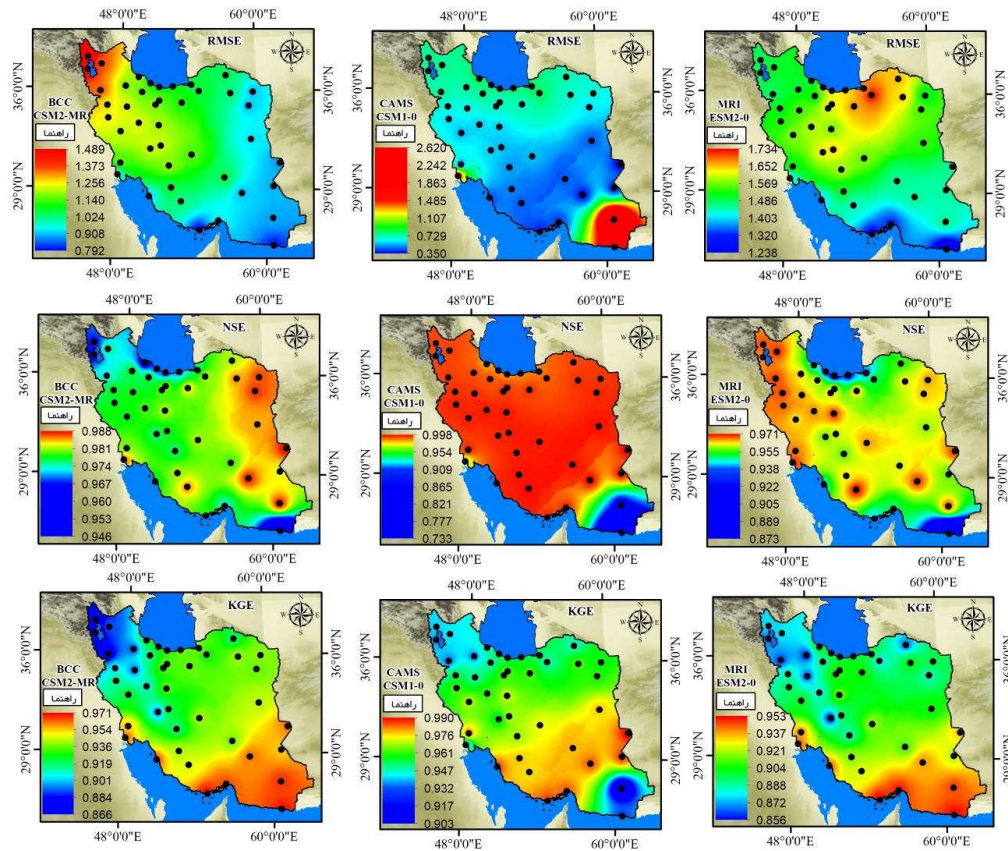
نوع اقلیم	ایستگاه نماینده پهنه اقلیمی	برون داد مستقیم مدل (DMO)			روش تغییر عامل دل تا (DCF)		
		MRI	CAMS	BCC	MRI	CAMS	BCC
BWh	زاهدان	۲/۶۳۱	۱/۱۲۶	۲/۶۱۰	۰/۳۷۶	۱/۴۵۵	
BWk	مشهد	۲/۶۷۴	۲/۱۰۳	۲/۲۹۷	۰/۶۷۴	۱/۴۹۵	
BSh	شیراز	۲/۷۴۹	۳/۰۱۷	۴/۸۷۸	۰/۴۸۹	۱/۵۰۳	
BSk	تبریز	۴/۰۷۹	۵/۰۶۴	۵/۱۸۶	۰/۷۵۷	۱/۵۰۸	
Csa	پابلسر	۴/۲۱۸	۵/۳۸۳	۳/۷۸۸	۰/۷۸۹	۱/۶۴۱	
Cfa	رشت	۵/۱۱۴	۵/۴۸۶	۵/۶۳۴	۰/۸۵۳	۱/۴۶۴	
Dsa	سنندج	۳/۱۴۶	۳/۶۵۶	۴/۸۱۷	۰/۶۷۵	۱/۵۰۴	

نیز اصلاح شده است، شبیه‌سازی فرین‌های دمای سطحی و تغییرات آنها به‌طور چشمگیری در مقایسه با نسخه‌های CMIP5 بهبود یافته است (وو و همکاران، ۲۰۱۹ و نی و همکاران، ۲۰۲۰). طرح‌واره کسر ابر اصلاح‌شده در CMIP6 برای مناطقی در کره زمین که عرض جغرافیایی پایین و متوسط دارند، به دلیل شار تابشی بهتر در سطح این مناطق، شبیه‌سازی‌های بهتری از دمای هوا ایجاد می‌کند.

بر اساس محاسبات به‌عمل‌آمده، مقدار سنجه کلینگ-گوپتا (KGE) برای مدل‌های منتخب بین ۰/۸۵ تا ۰/۹۹ در نوسان است. کمینه مقدار KGE در ایستگاه‌های مرتفع و کوهستانی ایران و ایستگاه‌های ساحلی شمالی دیده می‌شود. در مقابل، بیشترین مقدار KGE در مناطق خشک داخلی ایران محاسبه شد. مقدار کم ضرب کلینگ-گوپتا در ایستگاه‌های ساحلی ایران برای دما به غیر از مطالبی که پیش‌تر گفته شد، می‌تواند ناشی از چهار عامل: تغییر خردآب‌وهواشناسی محل؛ افزایش هواویزه‌های جوئی (ژائو و همکاران، ۲۰۱۰) به‌خصوص برای سواحل جنوبی ایران؛ بخارآب بارش‌شو و ابرها و دامنه تغییرات دما (হারدی، ۲۰۰۳) باشد. یکی از مسائل اساسی مربوط به مدل‌سازی‌ها، عدم قطعیت در مباحث مرتبط با تغییرات آب‌وهوایی است. عامل اساسی عدم قطعیت در مدل‌سازی‌های آب‌وهوایی، مدل‌های گردش عمومی (GCM) و سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای هستند، اما آنچه که به خودی خود باعث مقدار زیاد خطا و ایجاد عدم قطعیت بیشتر در مدل‌ها است، روش‌های مختلف مقیاس‌کاهی و همچنین تصحیح اریبی آن‌هاست؛ لذا فارغ از عواملی که به آنها اشاره شد، روش مقیاس‌کاهی نیز یکی از عوامل مهم در مقدار خطای مدل‌هاست.

بررسی عملکرد مدل‌های منتخب CMIP6 در حالت تصحیح اریبی در ایران نشان داد که مدل BCC-CSM2-MR در دو پهنه اقلیمی بیابان خشک و بسیار گرم (BWh) و نیمه بیابانی (استپ) خشک و بسیار گرم (BSh) از

۲-۲۴ **درستی‌سنجی مدل‌های منتخب CMIP6 بر اساس داده‌های ایستگاهی پس از تصحیح اریبی**
جهت ارزیابی برونداد مدل‌های منتخب CMIP6 از سه سنجه RMSE، NSE و KGE برای بررسی دمای هوا استفاده شد (شکل ۲). نتایج بررسی مقدار سنجه RMSE برای دما در ایران نشان داد مقدار این سنجه در دوره مشاهداتی (۲۰۰۹-۱۹۹۰) بین ۰/۳۵ (مدل CAMS-0-CSM1) تا ۲/۶۲ درجه سلسیوس متغیر است. به‌طورکلی مقدار RMSE برای ایستگاه‌های گرم و خشک ایران کمتر از ایستگاه‌های سرد و مرتفع است. این موضوع می‌تواند به دلیل تغییرات بیشتر دامنه دمای هوا در مناطق سرد و مرتفع باشد که به پیروی از آن، مقدار RSME نیز بزرگ‌تر است. نتایج محاسبه مقدار سنجه NSE نشان می‌دهد مقدار این سنجه در کلیه ایستگاه‌های مورد مطالعه بین ۰/۷۳ تا ۰/۹۹ در نوسان است. مقدار سنجه NSE در سواحل شمالی و سپس جنوبی ایران (به‌خصوص سواحل چابهار) کمترین مقدار را دارد که می‌تواند به دلیل نزدیکی ایستگاه‌ها به دریا باشد. در چنین حالتی به دلیل ظرفیت گرمایی زیاد آب، دما کمتر دچار نوسان می‌شود و شاید فاصله ایستگاه تا نزدیک‌ترین نقطه شبکه مربوط به برونداد مدل، باعث شده است رفتار یک ایستگاه ساحلی درست به تصویر کشیده نشود. در همین راستا شی و همکاران (۲۰۱۱) نشان دادند عملکرد مدل به تغییرات فضایی وابسته است؛ برای هر مدل مناطقی وجود دارد که مدل در آنها عملکرد بهتری دارد و همچنین مناطقی هستند که اریبی زیادی دارند. تنوع فضایی دما در ایران وابسته به توپوگرافی پیچیده محیط است که باعث می‌شود مدل پاسخ ویژه‌ای به واداشت‌های سطحی داشته باشد. برف یکی از دلایل مهم افزایش اختلاف دما بین مدل‌های منتخب با سنجه‌های درستی‌سنجی در مناطق مرتفع شمال غرب ایران است. از آنجاکه در نسخه CMIP6 مدل BCC، طرح‌واره کسر ابر بهبود یافته و بنابراین آلبدو برف



شکل ۲. درستی‌سنجی مدل‌های منتخب CMIP6 با استفاده از روش‌های RMSE، NSE و KGE.

تابستان‌های خشک و بسیار گرم (Dsa) ایران، مدل CAMS-CSM1-0 عملکرد بهتری دارد. در ادامه، روند دما برای چهار دوره آینده مورد مطالعه در پهنه بر اساس نتایج مدل کارا در هر پهنه اقلیمی محاسبه و ارائه می‌شود.

عملکرد خوبی برخوردار است. همچنین در پهنه اقلیمی بیابان خشک و سرد (Bwk)، نیمه بیابانی (استپ) خشک و سرد (BSk)، معتدل با تابستان‌های خشک و بسیار گرم (Csa)، معتدل پرباران (بدون فصل خشک) با تابستان‌های گرم (Cfa) و اقلیم برفی با

جدول ۳. عملکرد مدل‌های منتخب CMIP6 در پهنه‌های مختلف اقلیمی ایران بر اساس روش کوبین- گایگر.

مدل کارا در پهنه اقلیمی	KGE			RMSE			نوع اقلیم
	MRI	CAMS	BCC	MRI	CAMS	BCC	
BCC-CSM2-MR	۰/۸۲۴	۰/۸۲۲	۰/۹۵۹	۱/۴۲۹	۰/۹۶۸	۰/۹۵۸	BWh
CAMS-CSM1-0	۰/۸۹۵	۰/۹۶۱	۰/۹۳۲	۱/۶۱۳	۰/۶۵۴	۱/۰۶۳	BWk
BCC-CSM2-MR	۰/۹۱۴	۰/۹۶۹	۰/۹۴۳	۱/۵۳۶	۱/۷۵۳	۱/۰۴۲	BSh
CAMS-CSM1-0	۰/۸۸۴	۰/۹۵۳	۰/۹۰۹	۱/۵۴۰	۰/۶۶۶	۱/۲۰۴	BSk
CAMS-CSM1-0	۰/۸۹۹	۰/۹۵۹	۰/۹۲۸	۱/۵۹۴	۰/۷۰۲	۱/۱۴۹	Csa
CAMS-CSM1-0	۰/۹۰۵	۰/۹۴۷	۰/۹۲۳	۱/۴۶۴	۰/۸۵۳	۱/۲۰۰	Cfa
CAMS-CSM1-0	۰/۸۷۲	۰/۹۵۱	۰/۸۹۵	۱/۵۵۰	۰/۶۵۴	۱/۲۷۱	Dsa

۵ بی‌هنجاری دمای ایران بر اساس مدل‌های

منتخب CMIP6 طی دوره ۲۰۲۰-۲۱۰۰

سری زمانی میانگین دمای هوای سالانه طی دوره آماری ۲۰۲۰ تا ۲۱۰۰ در چهار دوره (۲۰۲۰-۲۰۴۰، ۲۰۲۰-۲۰۶۰، ۲۰۴۱-۲۰۶۱، ۲۰۶۱-۲۰۸۰ و ۲۱۰۰-۲۰۸۱) و دو سناریوی منتخب SSP2-4.5 و SSP5-8.5 برای سه مدل BCC-CSM2-MR، CSM2-MR و MRI-ESM2-0 (شکل ۳). نتایج اولیه بررسی حاکی است مدل‌های BCC-CSM2-MR و MRI-ESM2-0 به دلیل واداشت خارجی بیشتر (شامل گازهای گلخانه‌ای، ذرات معلق در هوا، ازن، کاربری زمین و سایر واداشت‌های طبیعی)، بی‌هنجاری‌های بیشتری را نیز نشان دادند. بیشینه بی‌هنجاری مدل BCC-CSM2-MR بر اساس سناریوی SSP2-4.5 در دوره ۲۰۸۱-۲۱۰۰ به مقدار ۳/۲۴ درجه سلسیوس و بر اساس سناریوی SSP5-8.5 برای همین دوره، ۵/۷۲ درجه سلسیوس محاسبه شد. همچنین به ترتیب آنچه گفته شد، برای مدل CAMS-CSM1-0 این مقادیر ۲/۵۴ و ۴/۴۷ درجه سلسیوس و برای مدل MRI-ESM2-0، ۳/۱۴ و ۵/۸۲ درجه سلسیوس به دست آمده است.

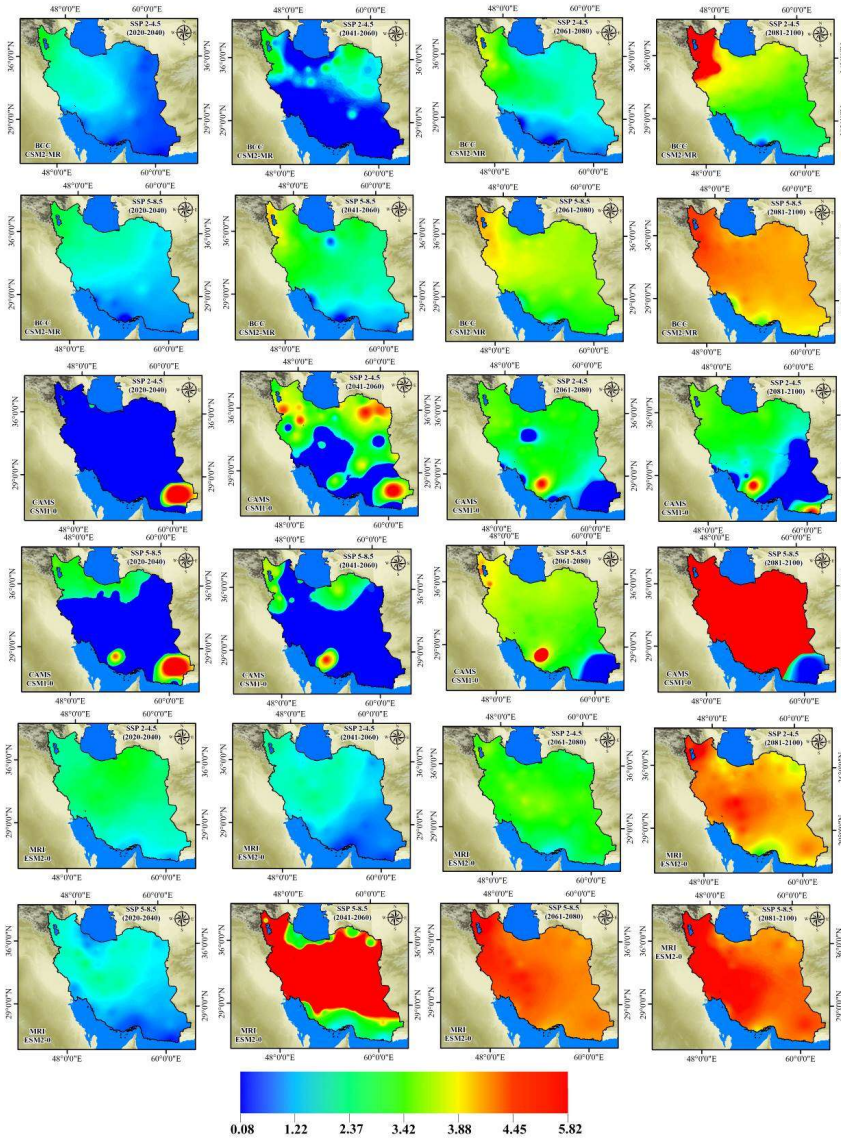
ارزیابی برون‌داد مدل‌ها بر اساس داده‌های ۴۳ ایستگاه همدید ایران نشان داد با سناریوی SSP2-4.5، برای مدل BCC-CSM2-MR بی‌هنجاری سراسر مثبت در دوره اول مطالعاتی (۲۰۲۰-۲۰۴۰) به دست آمده و شیب بی‌هنجاری از جنوب شرق به شمال غرب ایران کشیده شده است. کمینه بی‌هنجاری با ۰/۷۹ درجه سلسیوس در سواحل دریای عمان و بیشینه بی‌هنجاری در شمال غرب ایران با ۱/۵۲ درجه سلسیوس به دست آمده است. در دوره دوم (۲۰۴۱-۲۰۶۰) بیشینه بی‌هنجاری مثبت همچنان در بالاتر از مدار ۳۶ درجه شمالی قرار دارد. همانند دوره اول، در این دوره نیز منطقه شمال غرب، بیشینه بی‌هنجاری را به همراه شمال شرق کشور برای این سناریو و مدل نشان داد.

مقادیر بیشینه بی‌هنجاری مثبت در شمال غرب ایران دوره سوم (۲۰۸۰-۲۰۶۱) و دوره چهارم (۲۱۰۰-۲۰۸۱) برای سناریوی SSP2-4.5 به ترتیب برابر با ۲/۶۴ و ۳/۲۴ درجه سلسیوس به دست آمد. برخلاف دوره اول، در دوره‌های سوم و چهارم کمینه بی‌هنجاری در سواحل خلیج فارس در استان‌های هرمزگان و بوشهر به ترتیب ۱/۵۷ و ۱/۹۶ درجه سلسیوس به دست آمده است. سناریوی SSP5-8.5 برای مدل BCC-CSM2-MR نیز همان الگوی مورد بحث برای سناریوی SSP2-4.5 را ارائه داده با این تفاوت که هم بر شدت بی‌هنجاری و هم بر وسعت مکانی آن افزوده شده است. بیشینه بی‌هنجاری دما در شمال غرب ایران در دوره اول از ۱/۵۰ تا ۵/۷۲ درجه سلسیوس در دوره چهارم رسیده است. از نظر مکانی نیز در دوره اول، بیشینه بی‌هنجاری مثبت تنها در شمال غرب ایران مشاهده شد، اما در دهه‌های پایانی قرن بیستم (۲۱۰۰-۲۰۸۱) کانون بیشینه بی‌هنجاری مثبت به استان‌های آذربایجان غربی، کردستان، کرمانشاه و بخش‌های شمالی استان ایلام کشیده شد. کمینه بی‌هنجاری مثبت نیز در سواحل دریای عمان و خلیج فارس قرار دارد که نشان‌دهنده تأثیرپذیری کمتر این مناطق از گرمایش جهانی است. یکی از علت‌های محتمل می‌تواند نقش مهم پهنه‌های آبی در گرمایش باشد. مناطق مرکزی ایران نیز به‌رغم خشکی زیاد، به میزان کمتری نسبت به مناطق کوهستانی و عرض‌های جغرافیایی بالا از گرمایش جهانی متأثر شده‌اند.

از نظر مکانی، محاسبه بی‌هنجاری دما برای مدل CAMS-CSM1-0 بر اساس دو سناریوی SSP2-4.5 و SSP5-8.5 به نتایج متفاوتی نسبت به دو مدل BCC-CSM2-MR و MRI-ESM2-0 منجر شده است. عمده این تفاوت برای جنوب شرق و جنوب ایران است به طوری که بیشینه بی‌هنجاری در زاهدان و شیراز محاسبه شد. باید توجه داشت که شمال غرب و مناطق مرتفع، همانند دو مدل دیگر از همان الگوی کلی پیروی می‌کنند.

در این مدل نیز سواحل جنوب و جنوب شرق ایران کمینه بی‌هنجاری مثبت دما را دارند. این کمینه به ترتیب برای دوره اول تا دوره چهارم برای سناریوی SSP2-4.5، ۲/۶۲، ۲/۷۳، ۲/۵۴ و برای سناریوی SSP5-8.5، ۲/۴۸، ۲/۴۱، ۲/۴۱ و ۳/۵۲ درجه سلسیوس به دست آمده است. نکته جالب توجه درباره مدل CAMS-CSM1-0، کمینه بی‌هنجاری مثبت دما است؛ تنها در دوره چهارم، سناریوی

بی‌هنجاری مثبت دما به بیش از ۱ درجه سلسیوس ($1/36^{\circ}\text{C}$) رسیده است در حالی که در سایر دوره‌ها و سناریوها این مقدار کمتر از 1°C است. بی‌هنجاری دما برای مدل MRI-ESM2-0 همانند دو مدل قبل، برای چهار دوره و دو سناریو محاسبه و نتایج در شکل ۳ ارائه شده است. از بین هشت دوره بررسی شده برای دو سناریوی منتخب، تنها دوره اول، سناریوی



شکل ۳. بی‌هنجاری دما بر اساس مدل‌های منتخب با سناریوهای SSP

(چایلدس و رامان، ۲۰۰۵). نتایج در شکل ۴ برای هر ایستگاه برحسب مقدار روند مرتب شده است؛ از ۰ تا ۱/۹۶ فاقد روند معنی‌دار افزایشی است، از ۱/۹۶ تا ۲/۵۶ روند معنی‌دار افزایشی در سطح ۰/۰۵ و برای بیشتر از ۲/۵۷، روند معنی‌دار افزایشی در سطح ۰/۰۱ دارد. کمینه روند محاسبه‌شده برای سناریوی SSP2-4.5 بر اساس آزمون M-K، ۰/۱۶ و بیشینه آن ۳/۷۷ محاسبه شد. سواحل خلیج فارس و شمال شرق (سبزوار و تربت حیدریه)، مناطقی با کمترین روند افزایشی هستند. بر اساس سناریوی SSP5-8.5، کمینه روند با مقدار ۰/۱۹ در دوره ۲۰۴۰-۲۰۲۰ و بیشینه روند با ۳/۷۷ در دوره سوم و چهارم محاسبه شد. به‌طور کلی تغییر میانگین دمای هوا در سطح جهانی در پاسخ به غلظت مضاعف CO₂ در جو است (آی‌پی‌سی‌سی، ۲۰۱۳). بر اساس اظهارات کلنی و کای (۲۰۰۳) عامل انسان‌شناختی، گازهای گلخانه‌ای و تغییر در کاربری اراضی که در سال‌های اخیر در ایران با شدت بسیار زیادی اتفاق افتاده است، همانند شهرنشینی و کشاورزی نقش مهمی در روند دما دارند. جدا کردن تأثیر گازهای گلخانه‌ای و تغییرات کاربری اراضی در روند دما دشوار است؛ چون هر دو به افزایش میانگین دمای سطحی روزانه تمایل دارند. روندهای افزایشی دما در ایران در طول دوره مورد مطالعه ممکن است با رفتار برخی از الگوهای پیوند از دور مرتبط باشد. پژوهش‌های بسیاری به نوسانات اطلس شمالی (NAO) اشاره کرده‌اند. این الگو یکی از الگوهای غالب جو برای دمای زمستانه نیمکره شمالی است (تریگو و همکاران، ۲۰۰۲ و لیندرهولم و همکاران، ۲۰۰۸). همچنین الگوی اطلس شرقی (EA) نیز الگویی مؤثر در افزایش دمای زمستانه ایران شناخته شد. به‌طور کلی شدت روند گرمایش در ایران، بیشتر در مناطقی مشاهده می‌شود که نسبت به مناطق گرم، که بیشتر اراضی خشک هستند، سرد و معتدل به نظر می‌رسند. در توافق با مطالعات پیشین همانند اسکرین و سیموندز

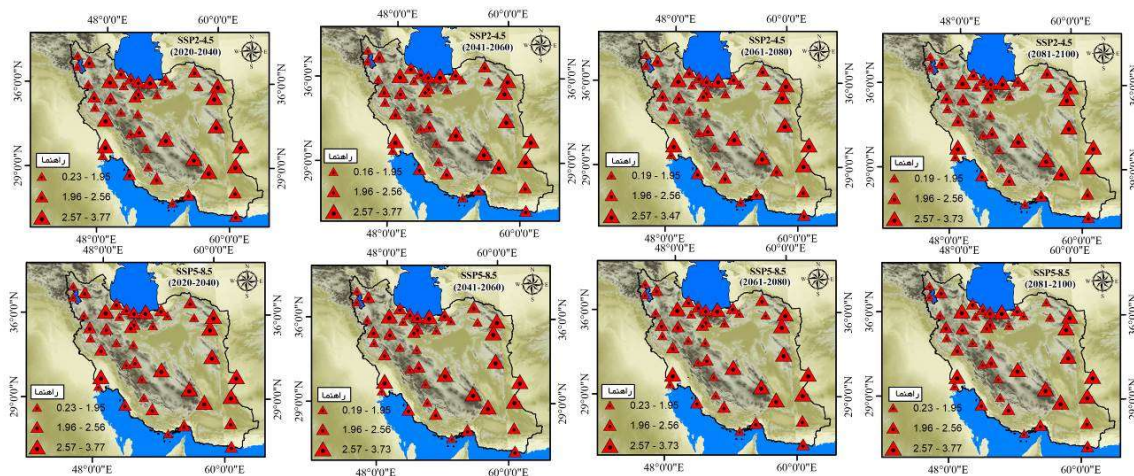
SSP2-4.5 و دوره دوم، سناریوی SSP5-8.5، بی‌هنجاری دما الگوی متفاوتی را نسبت به دوره‌های دیگر مدل MRI-ESM2-0 داشته است. در سایر دوره‌ها برای سناریوهای حد واسط SSP2-4.5 و سناریوی بدبینانه SSP5-8.5، بیشینه بی‌هنجاری دما بر ارتفاعات زاگرس و البرز منطبق است. کانون اصلی مکانی بی‌هنجاری مثبت دما همانند مدل BCC-CSM2-MR در شمال غرب ایران و کمینه آن در سواحل دریای عمان و خلیج فارس در جنوب شرق تا جنوب غرب ایران قرار دارد. مناطق مرکزی ایران نیز در حد واسط بین کمینه و بیشینه بی‌هنجاری مثبت دما قرار گرفته‌اند. کمینه و بیشینه بی‌هنجاری دما برای مدل MRI-ESM2-0 برای سناریوهای SSP2-4.5 و SSP5-8.5 به ترتیب در دوران اول و چهارم، ۱/۲۳ برای سناریوی SSP2-4.5 و ۱/۱۴ درجه سلسیوس برای سناریوی SSP5-8.5 است. همچنین بیشینه بی‌هنجاری دما نیز ۳/۱۴ و ۵/۸۲°C به دست آمده است.

۶ روند دمای ایران بر اساس مدل‌های منتخب CMIP6 طی دوره ۲۰۲۰-۲۱۰۰ با استفاده از آزمون ناپارامتری M-K

نتایج بررسی روند دما با استفاده از برونداد مدل‌های منتخب حاکی از روند افزایشی دما برای هر دو سناریو در بیشتر مناطق کشور است (شکل ۴). باین حال باید توجه داشت که در هیچ‌یک از مناطق ایران نمی‌توان روند صعودی یکنواختی برای متغیر دما مشاهده کرد. یکی از دلایل تفاوت در روند افزایشی دما، توسعه مناطق شهری است. تعداد زیادی از ایستگاه‌های همدید ایران در مناطق شهری قرار گرفته‌اند (مثل مهرآباد تهران، مشهد، تبریز، شیراز، اصفهان و...). ساختمان‌ها با مسدود کردن بخشی از تابش طول‌موج بلند خروجی در طول شب و همچنین جذب، ذخیره و تابش خورشیدی در طول روز نقش مؤثری در افزایش دما به خصوص دمای کمینه ایفا می‌کنند

درجه شمالی در ایران قرار دارند. شدت افزایش روند دمای ایران در مناطق کوهستانی اغلب به دلیل افزایش دمای کمینه است تا دمای بیشینه. این استنباط، پیشتر برای دمای هوای ایران در دهه‌های گذشته (طبری و همکاران، ۲۰۱۱ و طبری و معروفی، ۲۰۱۱) اثبات شده است. فلاح-قاله‌ری و همکاران (۲۰۱۹) نیز با مطالعه دمای کمینه و بیشینه ایران تأیید کردند که دمای کمینه با سرعت زیادی در حال افزایش است.

(۲۰۱۰)، گرایش برای افزایش دما در عرض‌های جغرافیایی بالاتر در ایران مشاهده می‌شود. همان‌طور که در شکل ۴ دیده می‌شود، روند دمای هوا در عرض جغرافیایی کمتر از ۲۹ درجه شمالی در ایران در سطح ۰/۵ یا فاقد روند معنی‌دار افزایشی است و با افزایش عرض جغرافیایی، معنی‌داری روند نیز افزایش یافته است، به طوری که بیشینه ایستگاه‌هایی که روند معنی‌دار در سطح ۹۹ درصد دارند، در بالاتر از مدار ۳۵



شکل ۴. روند دما بر اساس نتایج عملکرد مدل کارا در پهنه‌های اقلیمی ایران مبتنی بر مدل‌های CMIP6 با سناریوهای SSP و با استفاده از آزمون M-K.

هنوز تعریف درستی از تأثیر ارتفاع در گرمایش جهانی نمی‌توان ارائه داد؛ چون ضعف بسیار بزرگی در داده‌های مشاهداتی در این مناطق و در جزئیات فیزیوگرافی مناطق کوهستانی در مدل‌های آب‌وهوایی دیده می‌شود (ننگکر و همکاران، ۲۰۱۸). بیشینه بی‌هنجاری دمای سالانه مدل‌های منتخب CMIP6 در عرض‌های جغرافیایی بالا و مناطق مرتفع کوهستانی است. این نتیجه با پژوهش فلاح‌قاله‌ری و همکاران (۲۰۱۹) همخوانی دارد. در آن پژوهش با استفاده از سه روش مقیاس‌کاهی SDSM، MarkSimGCM و CORDEX، دمای کمینه و بیشینه ایران را با مدل‌های CanESM2، GFDL-ESM2M و MPI-ESM-LR تا ۲۱۰۰ شبیه‌سازی کردند. محیط‌های

۷ نتیجه‌گیری

توزیع بی‌هنجاری دما در تمام دوره‌ها و سناریوها در ایران از توپوگرافی پیروی می‌کند؛ بیشینه بی‌هنجاری دمایی در ارتفاعات و عرض‌های جغرافیایی بالا به دست آمده است. این شکل از تغییرات به خوبی نشان‌دهنده افت آهنگ محیطی دما و نقش بارز ارتفاعات در توزیع دما است (تین و دیمیری، ۲۰۱۴). لو و همکاران (۲۰۰۶) اظهار داشتند که شکل زمین مانند کوه‌ها، دامنه‌ها و جهت‌گیری آن‌ها به شدت در تغییرات فصلی دما تأثیر دارند. همچنین ننگکر و همکاران (۲۰۱۸) نیز در هیمالیا این نتیجه را تأیید کردند. با وجود پژوهش‌های بسیار برای نشان دادن وابستگی ارتفاع به گرمایش جهانی از سوی پژوهشگران،

شاخص الگوی پیوند از دور دریای شمال-خزر (NCP) نیز می‌تواند به‌عنوان یک عامل منطقه‌ای، نقش مهمی در تغییرات دمای ایران به‌خصوص در نواحی شمالی داشته باشد. از آنجاکه بی‌هنجاری‌های بین سالانه دما و سایر پارامترهای هواشناسی به تغییرات نوسانات جنوبی ال‌نینو و نوسان شبه‌دوسالانه و سایر الگوهای مؤثر در اقلیم در ایران مرتبط است، باید تلاش شود تا بیشتر درباره تأثیر این سیگنال‌ها بر اقلیم مطالعه شود تا بتوان بر اساس آن، بی‌هنجاری دما، روند و سازوکارهای مرتبط با آن را فرمول‌بندی کرد.

افزایش دما در ایران چه در دوره حاضر و چه در آینده، به احتمال زیاد پاسخی برای محرک‌های اصلی انسان‌شناختی مانند رشد جمعیت، جنگل‌زدایی، صنعتی شدن، تغییر در کاربری اراضی و افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای در جو است. فلورید و کریستودولید (۲۰۰۹) معتقد هستند که هنوز شواهد کافی وجود ندارد که نشان دهد افزایش CO₂ عامل اصلی مؤثر در گرم شدن کره زمین در قرن بیستم باشد. در ایران نیز کوثری و همکاران (۲۰۱۳) نشان دادند CO₂ به تنهایی عامل مؤثر در افزایش دمای کشور نیست. فارغ از نقش پدیده گرمایش جهانی و تغییرات آن در الگوهای بزرگ‌مقیاس هواشناسی، تغییرات کاربری اراضی که در مطالعات بسیاری به آن اشاره شده است (سیگارودی و ابراهیمی، ۲۰۱۰ و ایوبی و همکاران، ۲۰۱۲)، عاملی مهم در افزایش روند دما در ایران است.

منابع

رضیئی، ط.، ستوده، ف.، ۱۳۹۶، بررسی دقت مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت جوی (ECMWF) در پیش‌بینی بارش مناطق گوناگون اقلیمی ایران: فیزیک زمین و فضا، ۴۳(۱)، ۱۳۳-۱۴۷.

Abbasian, M., Moghim, S., and Abrishamchi, A., 2019, Performance of the general circulation models in

نفوذنابذیر و سطوح زیرین پیچیده آن به احتمال زیاد ویژگی‌هایی دارند که روند دما را در مناطق سردسیر کوهستانی کنترل می‌کنند (لوکوویکز و همکاران، ۲۰۱۲). همچنین عوامل جغرافیایی شامل ارتفاع و طول و عرض جغرافیایی، تأثیرات مهمی بر آب‌وهوای محلی دارند. پیشینه بی‌هنجاری دما در پژوهش نام‌برده در مناطق کوهستانی و عرض‌های جغرافیایی بالا به‌دست آمده است. بی‌هنجاری دما در هیچ‌یک از سناریوها و دوره‌های مورد مطالعه منفی نبوده است و بی‌هنجاری سرتاسری مثبت در کشور دیده می‌شود. این افزایش بی‌هنجاری می‌تواند تهدیدی عمده برای منابع آب کشور باشد.

تغییرات دمای آینده ایران در حالت تصحیح اریبی با مدل‌های CMIP6 بر اساس سناریوهای SSP2-4.5 و SSP5-8.5 در ایران طی چهار دوره بیست ساله از ۲۰۲۰ تا ۲۱۰۰ نشان داد متوسط شیب روند دما در ایران به ازای هر سال به ۰/۰۵ درجه سلسیوس خواهد رسید که افزایشی معادل ۰/۰۱ را برای کل ایران نشان می‌دهد. در مقیاس خرد، تغییرات کاربری اراضی اطراف ایستگاه و در مقیاس کلان، افزایش میانگین دمای سالانه ایران با الگوهای پیوند از دور همچون نوسانات اطللس شمالی در ارتباط است؛ چون این الگو عنوان اصلی‌ترین عامل برون‌مرزی در تغییرپذیری آب‌وهوای نیمکره شمالی است (سان و همکاران، ۲۰۰۹). مولوی‌عربشاهی و همکاران (۲۰۱۶) نشان دادند ارتباط بین دما و NAO در ایستگاه‌های شمالی ایران قوی است، اما این ارتباط برای شاخص ENSO ضعیف است. بر اساس مطالعه‌ای که دل ریو و همکاران (۲۰۱۳) در پاکستان (استناد به جنوب شرقی ایران) انجام دادند، نقش شاخص‌های ENSO، NAO و NCP برای دما مهم‌تر از سایر شاخص‌ها است؛ بنابراین با توجه به نزدیکی ایران به پاکستان و قرارگیری دریای خزر در شمال ایران،

simulating temperature and precipitation over Iran: Theoretical

- and Applied Climatology, **135**, 1465-1483.
- Allen, M., Antwi-Agyei, P., Aragon-Durand, F., Babiker, M., Bertoldi, P., Bind, M., and Cramer, W., 2019, Technical Summary: 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, sustainable development, and efforts to eradicate poverty.
- Andrews, T., Forster, P. M., and Gregory, J. M., 2009, A surface energy perspective on climate change: *Journal of Climate*, **22**, 2557-2570.
- Angélil, O., Stone, D., Wehner, M., Paciorek, C. J., Krishnan, H., and Collins, W., 2017, An independent assessment of anthropogenic attribution statements for recent extreme temperature and rainfall events: *Journal of Climate*, **30**, 5-16.
- Araghi, A., Adamowski, J., Martinez, C. J., and Olesen, J. E., 2019, Projections of future soil temperature in northeast Iran: *Geoderma*, **349**, 11-24.
- Ayoubi, S., Karchegani, P. M., Mosaddeghi, M. R., and Honarjoo, N., 2012, Soil aggregation and organic carbon as affected by topography and land use change in western Iran: *Soil and Tillage Research*, **121**, 18-26.
- Childs, P. P., and Raman, S., 2005, Observations and numerical simulations of urban heat island and sea breeze circulations over New York City: *Pure and Applied Geophysics*, **162**, 1955-1980.
- Dai, A., and Bloecker, C. E., 2019, Impacts of internal variability on temperature and precipitation trends in large ensemble simulations by two climate models: *Climate dynamics*, **52**, 289-306.
- Dai, A., Fyfe, J. C., Xie, S. P., and Dai, X., 2015, Decadal modulation of global surface temperature by internal climate variability: *Nature Climate Change*, **5**, 555-559.
- del Río, S., Anjum Iqbal, M., Cano-Ortiz, A., Herrero, L., Hassan, A., and Penas, A., 2013, Recent mean temperature trends in Pakistan and links with teleconnection patterns: *International Journal of Climatology*, **33**, 277-290.
- Dinpashoh, Y., Jahanbakhsh-Asl, S., Rasouli, A. A., Foroughi, M., and Singh, V. P., 2019, Impact of climate change on potential evapotranspiration (case study: west and NW of Iran): *Theoretical and applied climatology*, **136**, 185-201.
- Duhan, D., and Pandey, A., 2013, Statistical analysis of long term spatial and temporal trends of precipitation during 1901–2002 at Madhya Pradesh, India: *Atmospheric Research*, **122**, 136-149.
- El-Nesr, M. N., Abu-Zreig, M. M., and Alazba, A. A., 2010, Temperature trends and distribution in the Arabian Peninsula: *American Journal of Environmental Sciences*, **6**, 191-203.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E., 2016, Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization: *Geoscientific Model Development (Online)*, **9**(LLNL-JRNL-736881).
- Fallah-Ghalhari, G., Shakeri, F., and Dadashi-Roudbari, A., 2019, Impacts of climate changes on the maximum and minimum temperature in Iran: *Theoretical and Applied Climatology*, **138**, 1539-1562.

- Florides, G. A., and Christodoulides, P., 2009, Global warming and carbon dioxide through sciences: Environment international, **35**, 390-401.
- García-García, A., Cuesta-Valero, F. J., Beltrami, H., and Smerdon, J. E., 2019, Characterization of air and ground temperature relationships within the CMIP5 historical and future climate simulations: Journal of Geophysical Research: Atmospheres, **124**(7), 3903-3929.
- Gidden, M., Riahi, K., Smith, S., Fujimori, S., Luderer, G., Kriegler, E., and Calvin, K. 2019, Global emissions pathways under different socioeconomic scenarios for use in CMIP6: a dataset of harmonized emissions trajectories through the end of the century: Geoscientific Model Development Discussions, **12**, 1443-1475.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., and Martinez, G. F., 2009, Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modeling: Journal of Hydrology, **377**(1-2), 80-91.
- Hardy, J. T., 2003, Climate Change: Causes, Effects, and Solutions: John Wiley & Sons.
- IPCC, 2012: in Field, C. B., Barros, V., Stocker, T. F., Qin, D., Dokken, D. J., Ebi, K. L., Mastrandrea, M. D., Mach, K. J., Plattner, G. K., Allen, S. K., Tignor, M., Midgley, P. M. (eds.) WGI/WGII Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation (SREX), Cambridge University Press, Cambridge, 582 pp.
- IPCC, 2014, Climate Change, Synthesis Report, Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change; Core Writing Team, Pachauri, R. K., Meyer, L. A., (eds.), IPCC, Geneva, Switzerland.
- IPCC, 2018, Summary for policymakers: in Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pörtner, H. O., Roberts, D., Skea, J., Shukla, P. R., ... , and Waterfield, T., (eds) 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 ..., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Kalnay, E., and Cai, M., 2003, Impact of urbanization and land-use change on climate: Nature, **423**, 528-531.
- Kousari, M. R., Ahani, H., and Hendizadeh, R., 2013, Temporal and spatial trend detection of maximum air temperature in Iran during 1960–2005: Global and Planetary Change, **111**, 97-110.
- Lewkowicz, A. G., Bonnaventure, P. P., Smith, S. L., and Kuntz, Z., 2012, Spatial and thermal characteristics of mountain permafrost, northwest Canada: Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, **94**, 195-213.
- Linderholm, H. W., Folland, C. K., and Hurrell, J. W., 2008, Reconstructing Summer North Atlantic Oscillation (SNAO) variability over the last five centuries. Tree rings in archaeology: Climatology and Ecology, **6**, 8-16.
- Liu, H., Remer, L. A., Huang, J., Huang, H. C., Kondragunta, S., Laszlo, I., and Jackson, J. M., 2014, Preliminary evaluation of S-NPP VIIRS aerosol optical thickness: Journal of Geophysical Research: Atmospheres, **119**, 3942-3962.

- Lu, A., Pang, D., Ge, J., He, Y., Pang, H., and Yuan, L., 2006, Effect of landform on seasonal temperature structures across China in the past 52 years: *Journal of Mountain Science*, **3**, 158.
- Maghrabi, A. H., and Alotaibi, R. N., 2018, Long-term variations of AOD from an AERONET station in the central Arabian Peninsula: *Theoretical and Applied Climatology*, **134**(3-4), 1015-1026.
- 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*, **12**(2), 482.
- Molavi-Arabshahi, M., Arpe, K., and Leroy, S. A. G., 2016, Precipitation and temperature of the southwest Caspian Sea region during the last 55 years: Their trends and teleconnections with large scale atmospheric phenomena: *International Journal of Climatology*, **36**, 2156-2172.
- Motagh, M., Walter, T. R., Sharifi, M. A., Fielding, E., Schenk, A., Anderssohn, J., and Zschau, J., 2008, Land subsidence in Iran caused by widespread water reservoir overexploitation: *Geophysical Research Letters*, **35**, L16403.
- Nengker, T., Choudhary, A., and Dimri, A. P., 2018, Assessment of the performance of CORDEX-SA experiments in simulating seasonal mean temperature over the Himalayan region for the present climate: part I: *Climate dynamics*, **50**, 2411-2441.
- Nerem, R. S., Beckley, B. D., Fasullo, J. T., Hamlington, B. D., Masters, D., and Mitchum, G. T., 2018, Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **115**, 2022-2025.
- Nie, S., Fu, S., Cao, W., and Jia, X., 2020, Comparison of monthly air and land surface temperature extremes simulated using CMIP5 and CMIP6 versions of the Beijing Climate Center climate model: *Theoretical and Applied Climatology*, 1-16.
- Rahimzadeh, F., Asgari, A., and Fattahi, E., 2009, Variability of extreme temperature and precipitation in Iran during recent decades: *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, **29**, 329-343.
- Rashid, I., Romshoo, S. A., Chaturvedi, R. K., Ravindranath, N. H., Sukumar, R., Jayaraman, M., ... & Sharma, J. 2015, Projected climate change impacts on vegetation distribution over Kashmir Himalayas: *Climatic Change*, **132**(4), 601-613.
- Räty, 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.
- Salmi, T., Määttä, A., Anttila, P., Ruoho-Airola, T., Amnell, T., and Maatta, A., 2002, Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates: The Excel template application MAKESENS.
- Screen, J. A., and Simmonds, I., 2010, The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification: *Nature*, **464**, 1334-1337.
- Sellers, S., Ebi, K. L., and Hess, J., 2019, Climate change, human health, and social stability: addressing

- interlinkages: Environmental health perspectives, **127**, 045002.
- Shabalova, M. V., Van Deursen, W. P. A., & Buishand, T. A. 2003, Assessing future discharge of the river Rhine using regional climate model integrations and a hydrological model: *Climate research*, **23**(3), 233-246.
- Shi, Y., Gao, X., Zhang, D., and Giorgi, F., **2011**, Climate change over the Yarlung Zangbo–Brahmaputra River Basin in the 21st century as simulated by a high-resolution regional climate model: *Quaternary International*, **244**(2), 159-168.
- Sigaroodi, S. K., and Ebrahimi, S., 2010, Effects of land use change on surface water regime (case study Orumieh Lake of Iran): *Procedia Environmental Sciences*, **2**, 256-261.
- Snyder, K. A., Evers, L., Chambers, J. C., Dunham, J., Bradford, J. B., and Loik, M. E., 2019, Effects of changing climate on the hydrological cycle in cold desert ecosystems of the Great Basin and Columbia Plateau: *Rangeland Ecology and Management*, **72**, 1-12.
- Soltani, M., Laux, P., Kunstmann, H., Stan, K., Sohrabi, M. M., Molanejad, M., and Zawar-Reza, P., 2016, Assessment of climate variations in temperature and precipitation extreme events over Iran: *Theoretical and Applied Climatology*, **126**, 775-795.
- Son, N. T., Chen, C. F., Chen, C. R., Chang, L. Y., and Minh, V. Q., 2012, Monitoring agricultural drought in the Lower Mekong Basin using MODIS NDVI and land surface temperature data: *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **18**, 417-427.
- Sriver, R. L., Forest, C. E., and Keller, K., 2015, Effects of initial conditions uncertainty on regional climate variability: An analysis using a low-resolution CESM ensemble: *Geophysical Research Letters*, **42**, 5468-5476.
- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M. M., Allen, S. K., Boschung, J., and Midgley, P. M., 2014, *Climate change 2013: the physical science basis: Contribution of working group I to the fifth assessment report of IPCC the intergovernmental panel on climate change*.
- Stott, P. A., Christidis, N., Otto, F. E., Sun, Y., Vanderlinden, J. P., van Oldenborgh, G. J., and Zwiers, F. W., 2016, *Attribution of extreme weather and climate-related events*, Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, **7**, 23-41.
- Sun, J., Wang, H., and Yuan, W., 2009, Role of the tropical Atlantic sea surface temperature in the decadal change of the summer North Atlantic Oscillation: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**(D20).
- Tabari, H., and Marofi, S., 2011, Changes of pan evaporation in the west of Iran: *Water Resources Management*, **25**(1), 97-111.
- Tabari, H., Marofi, S., Aeini, A., Talaee, P. H., and Mohammadi, K., 2011, Trend analysis of reference evapotranspiration in the western half of Iran: *Agricultural and Forest Meteorology*, **151**, 128-136.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A., 2012, An overview of CMIP5 and the experiment design: *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**, 485-498.
- Thayyen, R. J., and Dimri, A. P., 2014, Factors controlling Slope Environmental Lapse Rate (SELR) of temperature in the monsoon and cold-arid glacio-hydrological regimes of the

- Himalaya: The Cryosphere Discussions, **8**, 5645-5686.
- Trigo, R. M., Osborn, T. J., and Corte-Real, J. M., 2002, The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms: *Climate Research*, **20**, 9-17.
- Wallace, J. M., Deser, C., Smoliak, B. V., and Phillips, A. S., 2016, Attribution of climate change in the presence of internal variability: in *Climate change: multidecadal and beyond*, 1-29.
- Wheeler, T., and Von Braun, J., 2013, Climate change impacts on global food security: *Science*, **341**, 508-513.
- Wu, J., Zhang, P., Zha, J., Zhao, D., and Lu, W., 2019, Evaluating the long-term changes in temperature over the low-latitude plateau in China using a statistical downscaling method: *Climate dynamics*, **52**, 4269-4292.
- Wu, T., Lu, Y., Fang, Y., Xin, X., Li, L., Li, W., and Zhang, F., 2019, The Beijing Climate Center Climate System Model (BCC-CSM): the main progress from CMIP5 to CMIP6: *Geoscientific Model Development*, **12**, 1573-1600.
- You, Q., Min, J., Fraedrich, K., Zhang, W., Kang, S., Zhang, L., and Meng, X., 2014, Projected trends in mean, maximum, and minimum surface temperature in China from simulations: *Global and Planetary Change*, **112**, 53-63.
- Yue, S., and Hashino, M., 2003, Temperature trends in Japan: 1900–1996: *Theoretical and Applied Climatology*, **75**, 15-27.
- Zhu, X., Dong, W., Wei, Z., Guo, Y., Gao, X., Wen, X., and Chen, J., 2018, Multi-decadal evolution characteristics of global surface temperature anomaly data shown by observation and CMIP5 models: *International Journal of Climatology*, **38**, 1533-1542.

Projected temperature anomalies and trends in different climate zones in Iran based on CMIP6

Azar Zarin^{1*}, Abbasali Dadashi-Rodbari² and Narges Salehabadi³

¹ Assistant Professor of Climatology, Ferdowsi University of Mashhad, Department of Geography, Mashhad, Iran

² Postdoctoral Researcher of Climatology, Ferdowsi University of Mashhad, Department of Geography, Mashhad, Iran

³ MSc of Climatology, Ferdowsi University of Mashhad, Department of Geography, Mashhad, Iran

(Received: 24 September 2020, Accepted: 07 November 2020)

Summary

Climate change is a major challenge for human society and the natural environment. Evidence suggests that human activities play a role in increasing temperature at various temporal-spatial scales. The effects of climate change can be assessed by analyzing air temperature trends. According to the latest IPCC report, global average temperatures will increase by 1.5 degrees Celsius by the end of this century. The main purpose of this study is to assess CMIP6 projected temperature over different climate zones of Iran and its trend in the future. The result of this study can be useful for a wide range of management areas, especially the study of water resources, snow reserves, agriculture, and tourism.

In this study, the mean annual temperature data of 43 synoptic stations of the Iran Meteorological Organization (IRIMO) were obtained from 1990 to 2009. To evaluate the anomaly and temperature trend in Iran until the end of the 21st century, the data of three models BCC-CSM2-MR, CAMS-CSM1-0, and MRI-ESM2-0 of CMIP6 models under two scenarios of SSP2.4-5 and SSP5.8-5 were used. We divided the period into four twenty-year periods, which are the first period (2020-2040), the second period (2041-2061), the third period (2061-2080), and the fourth period (2081-2100), respectively. To evaluate the air temperature which is the output of selected CMIP6 models, three statistical measures of RMSE, NSE and KGE were used. Using the Delta Change Factor (DCF) method, the bias of the models was corrected. Then, non-parametric Man-Kendall (MK) and Sen's Slope Estimator tests were used to analyze trend analysis and trend slope in long-term data series.

The maximum temperature is seen on the northern coast of the Persian Gulf and the Sea of Oman and the minimum temperature is seen in the northwest following the heights of the Zagros and also in the north of Iran (Alborz Mountains). The minimum annual temperature of 10.80°C was calculated based on observed data for the period 1990-2009, and the maximum temperature was 27.90°C on the coasts of the Oman Sea in southeastern Iran and Khuzestan province on the shores of the Persian Gulf in southwestern Iran. The intensity of the increase in temperature in Iran in mountainous areas is mainly due to the increase in the minimum temperature rather than to the maximum one.

Generally, the intensity of the warming in Iran is mostly projected in cold and temperate regions. There is also a tendency for the temperature to rise further at higher latitudes.

The projected temperature of CMIP6 models based on the SSP2.4-5 and SSP8.5-8 scenarios in Iran over four 20-year periods from 2020 to 2100 showed that the average slope of the temperature trend in Iran will reach 0.05°C per year, which shows an increase by a factor of 0.01 throughout Iran. As a general result, the annual trend of air temperature in Iran, based on observational data and projected output of CMIP6 models, shows warmer climate conditions for Iran. Temperature anomaly was not negative in any of the scenarios and periods; whereas positive anomaly is seen throughout the country. This increase in anomaly can be a major threat to the country's water resources.

Keywords: Temperature, CMIP6 models, SSP scenarios, DCF, Iran

*Corresponding author:

zarrin@um.ac.ir