

## بررسی توزیع مکانی-زمانی تبخیر-تعرق مرجع با استفاده از داده‌های شبکه‌بندی CRU و پیش‌نگری تغییرات آن طی دوره‌های آبی در خراسان رضوی

زهرا شیرمحمدی علی اکبرخانی<sup>۱\*</sup>، منصوره کوهی<sup>۲</sup>، آزاده محمدیان<sup>۳</sup>، مجید حبیبی نوخندان<sup>۴</sup>،

سیدمحمدجواد میرزایی<sup>۵</sup> محمدناصر مودودی<sup>۶</sup>

۱- استادیار، گروه مهندسی آب مجتمع آموزش عالی کشاورزی و دامپروری تربت‌جام

۲- دکتری هواشناسی کشاورزی، عضو گروه پژوهشی اقلیم‌شناسی کاربردی، پژوهشکده اقلیم‌شناسی، مشهد-ایران

۳- کارشناسی ارشد مهندسی آبیاری و زهکشی، عضو گروه پژوهشی اقلیم‌شناسی کاربردی، پژوهشکده اقلیم‌شناسی، مشهد-ایران

۴- دانشیار، مدیر گروه پژوهشی اقلیم‌شناسی کاربردی، مشهد-ایران

۵- استادیار گروه مهندسی آب، مجتمع آموزش عالی کشاورزی و دامپروری تربت‌جام، تربت‌جام

۶- استادیار گروه باغبانی، مجتمع آموزش عالی کشاورزی و دامپروری تربت‌جام، تربت‌جام

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۷/۲۱

تاریخ وصول: ۱۳۹۶/۱۲/۱۲

### چکیده

در این پژوهش، نحوه توزیع مکانی-زمانی تبخیر-تعرق محاسبه شده با استفاده از داده‌های شبکه‌ای CRU برای استان خراسان رضوی طی دوره ۲۰۱۴-۱۹۶۱ بررسی شده و میزان تغییرات مکانی-زمانی آن طی دو دوره آینده نزدیک (۲۰۵۰-۲۰۲۱) و میانی (۲۰۵۱-۲۰۸۰) نیز با استفاده از بروداد ۴ مدل اقلیمی آرشیو در CMIP5 تحت دو سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 پیش‌بینی شده است. به منظور محاسبه مقدار تبخیر-تعرق مرجع، میزان صحت داده‌های دمای کمینه و بیشینه CRU با داده‌های دمای ۱۱ ایستگاه هم‌مدید استان مقایسه گردید. بر اساس معیارها و نمودارهای آماری، همخوانی مناسبی بین داده‌های شبکه با داده‌های ایستگاهی در اکثر ایستگاه‌های این استان وجود داشت. بر اساس تبخیر-تعرق محاسبه شده، این متغیر در محدوده خراسان رضوی دارای دامنه‌ای از ۷۲۰ تا ۹۸۰ میلی‌متر در سال می‌باشد. نقشه‌ی ترسیم‌شده نشان داد شیب مکانی در توزیع مقدار ETo وجود دارد و با افزایش عرض جغرافیایی از میزان این متغیر کاسته می‌شود. روند زمانی این متغیر طی این دوره برای تمامی نقاط شبکه، معنادار و افزایشی به دست آمد. برای دوره‌های آبی و بر اساس آزمون t، برای تمام نقاط شبکه، تفاوت بین مقادیر میانگین سالانه تبخیر-تعرق دوره پایه با دو دوره آینده، از نظر آماری معنادار بوده و مقدار میانگین سالانه این متغیر طی دو دوره آبی، بیشتر از مقدار آن در دوره پایه می‌باشد. طی آینده نزدیک، بیشترین درصد افزایش این دوره نسبت به دوره پایه، توسط مدل IPSL و CSIRO پیش‌بینی شده است. در این ۲۰۸۰-۲۰۵۱، درصد افزایش ETo در چهار مدل بیش از دوره پایه و دوره‌ی آینده نزدیک، پیش‌بینی شده است. بالاترین درصد افزایش همانند دوره قبل، برای دو مدل IPSL و CSIRO به دست آمده است. از نظر الگوی مکانی تحت دو سناریو ۴/۵ و ۸/۵، سه مدل GFDL، CCSM4 و CSIRO بیشترین افزایش را در قسمت شمال غرب استان نشان می‌دهند در حالی که در مدل IPSL، مرکز و نیمه شرقی استان احتمالاً شاهد بیشترین درصد افزایش تبخیر-تعرق مرجع نسبت به دوره پایه خواهد بود.

**کلید واژگان:** تغییر اقلیم، تبخیر-تعرق، داده‌های شبکه‌ای CRU، مدل اقلیمی

## مقدمه

جهت پیش‌بینی‌های اقلیمی شناخته می‌شوند. در اغلب پژوهش‌ها، برای محاسبه این متغیر، از خروجی‌های ریزمقیاس شده مدل‌های جهانی اقلیم با قدرت تفکیک بالای زمانی و مکانی استفاده شده است؛ زیرا به علت قدرت تفکیک پایین بروداد مدل‌های جهانی اقلیم، پیش‌بینی با خروجی‌های خام GCM نتایج مقدماتی می‌دهد در صورتی که بروداد ریزگردانی شده این مدل‌ها، اطلاعاتی ویژه ایستگاه را تولید می‌کنند (Li et al., 2012).

تاکنون پژوهش‌هایی در رابطه با پیش‌بینی و تغییرات مقادیر تبخیر-تعرق طی دوره‌های آبی با استفاده از بروداد مدل‌های گردش عمومی جو (ریزگردانی شده با روش‌های آماری یا دینامیکی) در سطح جهان و ایران انجام شده است. به عنوان نمونه، ویلی و همکاران (۲۰۰۶) مقدار بارش، مجموع تبخیر پتانسیل و میانگین دمای روزانه را برای حوضه کنت انگلستان با استفاده از بروداد ریزمقیاس شده‌ی مدل‌های CSIRO، CGCM2 و HadCM3 تحت سناریوهای انتشار A2 و B2 با استفاده از مدل SDSM تولید کردند. نتایج نشان داد تبخیر پتانسیل طی فصل زمستان برای کل دوره ۲۱۰۰-۱۹۶۱، دارای افزایشی نسبی است. تغییرات این متغیر، در تابستان کمی بیشتر پیش‌بینی شد. لی و همکاران (۲۰۱۰) در Suwon کره جنوبی، از مدل LARS-WG برای ریزگردانی و برآورد تبخیر-تعرق مرجع استفاده نمودند (Lee et al., 2010). لاولی و همکاران (۲۰۱۰) برای ریزمقیاس گردانی تبخیر-تعرق در منطقه مدیترانه از مدل اقلیمی منطقه‌ای مدل گردش منطقه‌ای HadRM3P (Lovelli et al., 2010) و اسحاق و همکاران نیز در جنوب غربی انگلستان از یک سامانه مدل‌سازی میان‌مقیاس (MM5) (Ishak et al., 2010) استفاده نمودند. تائو و همکاران (۲۰۱۵) نیز ضمن بررسی توزیع مکانی و روندهای زمانی ETo در حوضه رودخانه‌ی Xiangjiang در چین طی دوره‌ی ۲۰۱۰-۱۹۶۱، از مدل SDSM جهت بررسی میزان تغییر و روند این متغیر طی دوره‌ی ۲۱۰۰-۲۰۱۱ استفاده کردند نتایج حاکی از افزایش ETo طی دوره‌های آبی تحت هر دو سناریوی واداشت تابشی ۴/۵ و ۸/۵ بود. فن و همکاران (۲۰۱۶) نیز باهدف بررسی تغییر

انتشار گازهای گلخانه‌ای ناشی از فعالیت انسان که به صورت تابشی فعال‌اند (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, ...) منجر به گرمایش جهانی شده است (Mienshausen et al., 2009). هیات بین‌الدولی تغییر اقلیم (IPCC) گزارش داده است که میانگین دمای سطحی جهانی از سال ۱۸۸۰ تا ۲۰۱۲ حدود ۰/۸۵ درجه سلسیوس افزایش یافته و پیش‌بینی شده است که تا آخر قرن بیست و یکم (۲۱۰۰-۲۰۸۱) دما ۱/۵ °C نسبت به دوره ۱۹۰۰-۱۸۵۰ افزایش یابد (Pachauri et al., 2014). این افزایش دما به‌طور چشمگیری بر چرخه آب و الگوهای اکو-هیدرولوژیکی تأثیر خواهد گذاشت (Han et al., 2014). همراه با افزایش دما، دیگر متغیرهای اقلیمی مانند کسر فشار بخار، تابش موج‌کوتاه ورودی، تبخیر از سطح و تعرق از سطح پوشش گیاهی و تبخیر-تعرق (ET) که دارای پیوندهای قوی مستقیم یا ضمنی با دما هستند نیز به‌طور معنی‌داری متأثر خواهند شد (Li et al., 2012).

تبخیر - تعرق گیاه مرجع<sup>۱</sup> متغیری است که بزرگ‌ترین جزء چرخه‌ی هیدرولوژی محسوب می‌شود. از این متغیر می‌توان برای کمی کردن مقدار هدر رفت آب از حوضه و طراحی و مدیریت سیستم‌های آبیاری و زه‌کشی، زمان‌بندی آبیاری، مطالعات زیست محیطی و ارزیابی اثرات هیدرولوژیکی تغییر اقلیم بهره جست. با توجه به ارتباط مستقیم تبخیر-تعرق مرجع، با متغیرهای اقلیمی، انتظار می‌رود افزایش دمای هوا و تغییرات در متغیرهای مرتبط با دما، بر روند و مقدار این متغیر تأثیر بگذارد.

اگرچه در سنوات گذشته، از سری‌های زمانی و یا روش‌های رگرسیونی برای پیش‌بینی تغییرات آبی ETo استفاده شده است (طلاتپه و همکاران، ۱۳۹۱) اما در حال حاضر، مدل‌های گردش کلی (Global Circulation Models) با ارائه متغیرهای اقلیمی موردنیاز در برآورد و تخمین تبخیر-تعرق بکار می‌روند به‌عنوان معتبرترین ابزار

۳/۵ و ۸ میلی‌متر در ماه تحت سناریوی B2 نسبت به دوره پایه افزایش خواهد داشت. قهرمان و همکاران (۱۳۹۵) میزان تغییرات این کمیت را بر اساس سناریوهای جدید واداشت تابشی RCP و مدل‌های اقلیمی پس پردازش‌شده طرح CORDEX در ۵۰ سال آتی (۲۰۷۰-۲۰۲۱) در دشت مشهد موردبررسی قرار دادند. همان‌طور که ذکر گردید در اکثر مطالعات انجام‌شده، از برون‌داد مدل‌های اقلیمی تحت سناریوهای انتشار (SRES) استفاده شده است. اما با توجه به تأکید هیات بین‌الدول تغییر اقلیم در استفاده از سناریوهای واداشت تابشی (RCPs) در ارزیابی اثرات تغییر اقلیم (تیلور، ۲۰۱۲)، در این مطالعه، پیش‌بینی تغییرات این متغیر بر اساس برون‌داد مدل‌های آرشیو در فاز پنجم CMIP انجام شده است. همچنین، از آنجایی که شناخت بهتر روندهای مکانی-زمانی ETo و ارزیابی پاسخ این متغیر نسبت به تغییر اقلیم دارای اهمیت خاصی برای مدیریت سامانه‌های منطقه‌ای زراعی و برنامه‌ریزی نیاز آبی، برنامه‌ریزی و طراحی آبیاری است، بنابراین، نوسانات مکانی و روند زمانی این متغیر با استفاده از برون‌داد ۴ مدل تحت شدیدترین سناریوی تابشی ۸/۵ و یک سناریوی حد متوسط (RCP ۴/۵) برای استان خراسان رضوی طی دو دوره آینده نزدیک (۲۰۵۰-۲۰۲۱) و آینده میانی (۲۰۵۱-۲۰۸۰) مورد بررسی قرار گرفته است. سناریوی RCP8.5 سناریوی حد بالای واداشت تابشی (انتشار گازهای گلخانه‌ای می‌باشد) و در واقع بدترین حالت ممکن گرمایش جهانی را نمایندگی می‌کند. از چنین سناریویی به طور طبیعی انتظار افزایش معنی‌دار ETo آینده می‌رود لذا در این پژوهش، با هدف پوشش سایر سناریوی‌های مورد تایید IPCC از یک سناریوی حد متوسط (RCP4.5) نیز استفاده شده است.

## مواد و روش‌ها

### منطقه موردبررسی

استان خراسان رضوی دارای وسعتی بیش از ۱۲۷ هزار کیلومترمربع می‌باشد که بین مدار جغرافیایی ۳۳ درجه و ۵۲ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۴۲ دقیقه عرض شمالی از خط استوا و ۵۶ درجه و ۱۹ دقیقه تا ۶۱ درجه و ۱۶ دقیقه طول شرقی از

اقلیم، اقدام به بررسی روند و نحوه تغییرات تبخیر-تعرق مرجع طی دوره ۲۰۱۵-۱۹۵۶ در چهار ناحیه اقلیمی چین نمودند. نتایج حاکی از وجود روند معنی‌دار برای این متغیر در کل کشور به جز ناحیه مونسونی جنب‌حاره‌ای بود.

علیزاده و همکاران (۱۳۸۹) اثرات احتمالی تغییر اقلیم بر تبخیر و تعرق در حوضه کشف رود را مورد بررسی قرار دادند. در این پژوهش، خروجی‌های مدل HadCM3 شامل دما (حداقل، حداکثر و میانگین) و بارش، تحت سناریوی A2 برای سه دوره ۲۰۳۹-۲۰۱۰، ۲۰۶۹-۲۰۴۰ و ۲۰۹۹-۲۰۷۰ با استفاده از مدل ASD ریزمقیاس گردید و سپس با استفاده از متغیرهای ریزمقیاس شده تبخیر-تعرق با استفاده از روش هارگریوز - سامانی محاسبه و مقادیر به‌دست‌آمده برای دوره‌های مختلف مورد مقایسه قرار گرفتند. نتایج حاکی از افزایش دما (حداقل، حداکثر و میانگین) و میزان تبخیر-تعرق محاسبه شده برای تمامی ماه‌ها و برای هر سه دوره آتی نسبت به دوره پایه ۱۹۹۰-۱۹۶۱ بود. بابائیان و کوهی (۱۳۹۱) در سه ایستگاه مشهد، سبزوار و تربت‌حیدریه با استفاده مدل LARS-WG، متغیرهای روزانه موردنیاز برای محاسبه تبخیر-تعرق بالقوه ماهانه به روش هارگریوز-سامانی را تولید و مقدار تبخیر-تعرق ماهانه را محاسبه نمودند. مقایسه‌ی مقادیر به‌دست‌آمده با دوره پایه، نشان داد میزان تبخیر-تعرق بالقوه در انتهای دوره نسبت به دوره پایه به ترتیب ۱۳/۴، ۱۴/۲ و ۹/۳ درصد افزایش خواهد یافت. احترامیان و همکاران (۲۰۱۲) نیز با استفاده از متغیرهای ریزمقیاس شده‌ی مدل HadCM3 با استفاده از LARS-WG تحت سه سناریوی A1B، A2 و B2، میزان تغییرات تبخیر-تعرق و عملکرد گندم برای ایستگاه مشهد موردبررسی قرار دادند. نتایج نشان داد عملکرد گندم طی سه دوره آتی یعنی ۲۰۴۰-۲۰۱۱، ۲۰۷۰-۲۰۴۱ و ۲۰۹۹-۲۰۷۱ میلادی به علت افزایش مقدار تبخیر-تعرق و میانگین دمای بیشینه کاهش خواهد یافت. ابراهیم پور و همکاران (۱۳۹۱) نیز اثر تغییر اقلیم بر تبخیر-تعرق پتانسیل را در ایستگاه مشهد با استفاده از مدل SIMETAW مورد مطالعه قرار دادند. نتایج نشان داد تبخیر-تعرق پتانسیل به‌طور متوسط طی دوره‌های ۲۰۵۰-۲۰۲۰ و ۲۰۸۰-۲۰۵۰ به ترتیب ۵/۳ و ۱۰/۴ میلی‌متر در ماه تحت سناریوی A2 و

نصف‌النهار گرینویچ قرار گرفته است. این استان از تنوع اقلیمی برخوردار است اما در کل، اقلیم آن در دو طبقه خشک و نیمه‌خشک سرد قرار می‌گیرد. متوسط بارش استان طی دوره آماری (۱۳۹۴-۱۳۶۸) ۲۰۷/۵ میلی‌متر محاسبه شده است. توزیع بارش استان یکنواخت نبوده و به‌طور کلی مقدار آن از شمال به جنوب استان کاهش می‌یابد. از نظر دمایی، استان خراسان رضوی دارای تابستان‌های گرم و زمستان‌های نسبتاً سرد است و میانگین درجه حرارت سالانه از شمال به جنوب افزایش می‌یابد به‌گونه‌ای که میانگین سالانه دمای شهرستان فریمان ۱۲/۳ درجه سانتی‌گراد بوده و سردترین منطقه خراسان رضوی محسوب می‌شود. در حالی که شهرستان سبزوار با دمای میانگین سالانه ۱۸/۳ درجه سانتی‌گراد گرم‌ترین نقطه استان محسوب می‌شود. میانگین بیشینه دمای استان ۲۲/۵ درجه و میانگین کمینه دمای استان طی دوره آماری ۹/۳ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

#### داده‌ها

در این پژوهش، از داده‌های مشاهداتی به‌صورت شبکه‌ای و ایستگاهی و برون‌داد مدل‌های اقلیمی ریزمقیاس شده توسط روش تصحیح اریبی برای برآورد تبخیر-تعرق استفاده شده است که در ادامه به آن‌ها پرداخته خواهد شد.

#### داده‌های مشاهداتی شبکه‌ای و نقطه‌ای

در این طرح از داده‌های شبکه‌ای سری‌های زمانی واحد تحقیقات اقلیمی<sup>۲</sup> (CRU TS3.23) انگلستان به‌عنوان داده‌های مشاهداتی شبکه‌ای استفاده شده است. اولین نسخه این داده‌ها توسط نیو و همکاران (۱۹۹۹) به صورت سطوح

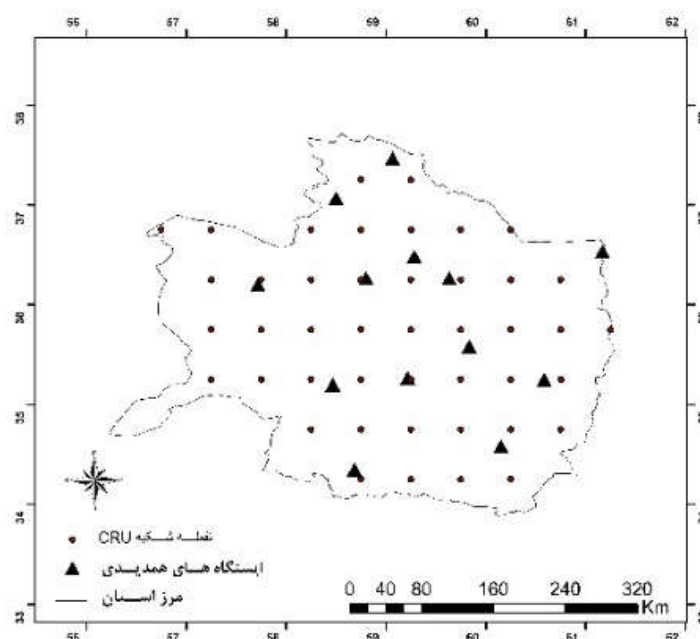
اقلیمی ماهانه متغیرهای بارش، فراوانی روزهای تر، میانگین دما، دامنه تفاوت دمای روزانه، فشار بخار، ساعت آفتابی، پوشش ابر و فراوانی یخبندان برای دوره اقلیمی ۱۹۹۰-۱۹۶۱ میلادی با قدرت تفکیک مکانی ۰/۵ درجه طول جغرافیایی در ۰/۵ درجه عرض جغرافیایی از سطح کل خشکی‌های جهان به جز قطب جنوب تهیه شده‌اند. در تکمیل این بانک، نیو و همکاران (۲۰۰۲)، میشل و جونز (۲۰۰۹) مجموعه داده‌های مشاهداتی ماهانه اقلیمی با عنوان CRU TS 2.1 و هاریس و همکاران (۲۰۱۴) با به‌روز کردن این مجموعه داده تا سال ۲۰۰۹، سری‌های زمانی متغیرهای اقلیمی CRU TS3 را تهیه نمودند. از آنجایی که این داده‌ها برای تصحیح اریبی برون‌داد مدل‌های اقلیمی جهانی بکار رفته و دارای قدرت تفکیک یکسان با برون‌داد ریزمقیاس شده‌ی این مدل‌های اقلیمی می‌باشند، لذا در این پژوهش از متغیرهای میانگین ماهانه دمای بیشینه و دمای کمینه روزانه مربوط به نسخه CRU TS3.23 استفاده شده است. این داده‌ها به فرمت NetCDF برای دوره ۱۹۰۱-۲۰۱۴ میلادی تهیه و آرشیو شده است که در سایت مرکز تحلیل داده محیطی<sup>۳</sup> (CEDA) انگلستان به آدرس <http://data.ceda.ac.uk> در دسترس می‌باشد.

این مجموعه داده، در بسیاری از پژوهش‌ها مورد ارزیابی قرار گرفته (ژائو فو ۲۰۰۶، کوتک و همکاران، ۲۰۰۶، هلدن و توتراپ، ۲۰۰۸، لاولر و همکاران، ۲۰۰۹ و شی و همکاران، ۲۰۱۷) و یا به‌عنوان داده‌های مورد نیاز<sup>۴</sup> برای تصحیح اریبی داده‌های باز تحلیل و مدل‌های اقلیمی مورد استفاده قرار گرفته است.

4. [http://gdo-dcp.ucllnl.org/downscaled\\_cmip\\_projections/dcpInterface.html](http://gdo-dcp.ucllnl.org/downscaled_cmip_projections/dcpInterface.html)

2 Climatic Research Unit

3 Centre for Environmental Data Analysis



شکل ۱- نقاط شبکه CRU در محدوده استان خراسان رضوی و موقعیت ایستگاه‌های مورد بررسی

گازهای گلخانه‌ای و آتروسل‌ها است (IPCC, 2013). این مدل‌ها قادرند برآوردهای کمی قابل‌اطمینانی از تغییر اقلیم آتی به‌ویژه در مقیاس‌های بزرگ و قاره‌ای فراهم آورند (IPCC, 2007). طی سال ۲۰۱۳-۲۰۱۲، برنامه جهانی تحقیقات اقلیمی<sup>۷</sup> (WCRP)، پیش‌بینی‌های جهانی اقلیم بر اساس فاز پنجم پروژه هم‌سنج مدل جفت شده<sup>۸</sup> (CMIP) را در اختیار جامعه علمی قرار دارد (تیلور، ۲۰۱۲). مزیت CMIP5 نسبت به نسخه قبلی، قدرت تفکیک بالاتر مدل‌های استفاده شده در آن، تعداد بیشتر مدل‌ها و مجموعه غنی‌تری از میدان‌های خروجی (علاوه بر دما و بارش) است. در مدل‌های CMIP5، از سناریوهای جدید به نام «نماینده خط سیر غلظت گازهای گلخانه‌ای»<sup>۹</sup> (RCP) استفاده شده است که شامل چهار سناریوی با نام‌های RCP2.6، RCP4.5، RCP6 و RCP8.5 می‌باشند که بر اساس میزان واداشت تابشی آن‌ها در سال ۲۱۰۰ نام‌گذاری شده‌اند (جدول ۱).

در این پژوهش از متغیرهای میانگین ماهانه دمای بیشینه و کمینه ایستگاه‌های همدیدی خراسان رضوی برای صحت‌سنجی مجموعه داده شبکه‌ای CRU به صورت ایستگاه به ایستگاه استفاده شده است. موقعیت این ایستگاه‌ها و همچنین نقاط شبکه CRU در شکل ۱ آورده شده است. طول دوره آماری موجود برای این متغیرها در ایستگاه درگز ۶، خواف و فریمان ۸، تربت‌جام ۲۱، نیشابور ۲۳، گناباد و گل‌مکان ۲۷، کاشمر ۲۸، سرخس و قوچان ۳۰، تربت‌حیدریه ۵۵، سبزوار ۶۰ و مشهد ۶۳ سال می‌باشد.

### برونداد مدل‌های اقلیمی

مدل‌های گردش عمومی جو-اقیانوس<sup>۵</sup> (AOGCM) مدل‌های استاندارد هستند که در ارزیابی گزارش چهارم هیأت بین‌الدولی تغییر اقلیم<sup>۶</sup> (AR4) بکار رفته‌اند. این مدل‌ها بر اساس شناخت مؤلفه‌های فیزیکی و دینامیکی سامانه اقلیم (جو، اقیانوس، سطح زمین و یخ دریا) طراحی شده و پیش‌بینی‌های این مدل‌ها بر اساس واداشت

8 Coupled model intercomparison project  
9 Representative Concentration Pathways

5 Atmosphere-Ocean Global Circulation Model  
6 IPCC Fourth Assessment Report  
7 World Climate Research Programme

جدول ۱- مشخصات سناریوهای RCP

سناریو	غلظت دی‌اکسید کربن (ppm) تا سال		واداشت تابشی (Wm <sup>2</sup> ) تا سال		کشور و موسسه طراح	فرض‌های کلیدی
	۲۱۰۰	۱۳۷۰	۲۱۰۰	۸/۵		
RCP8.5	۱۳۷۰	۸/۵	۲۱۰۰	۸/۵	تیم مدل‌سازی MESSAGE و موسسه بین‌المللی آنالیز سیستم‌های کاربردی اتریش (IIASA)	بدون اتخاذ هیچ‌گونه سیاست‌های کاهش آثار و مقابله با پیامدهای تغییر اقلیم، آب‌وهوای کره زمین در خط سیر انتشار پیش خواهد رفت به طوری که ادامه این روند منجر به واداشت تابشی به میزان ۸/۵ وات بر مترمربع در سال ۲۱۰۰ می‌شود. در این هنگام غلظت دی‌اکسید کربن به ppm ۱۰۰۰ رسیده و همچنان روند افزایشی خواهد داشت. واداشت تابشی بعد از سال ۲۱۰۰، به دلیل استفاده از فناوری‌های جدید و سیاست‌های کاهش گازهای گلخانه‌ای ثابت می‌ماند.
RCP6	۸۵۰	۶	۲۱۰۰	۶	گروه مدل‌سازی AIM در موسسه ملی مطالعات محیطی ژاپن	واداشت تابشی ناشی از این گازها، قبل از سال ۲۱۰۰ در مقدار ۴/۵ وات بر مترمربع ثابت می‌ماند.
RCP4.5	۶۵۰	۴/۵	۲۱۰۰	۴/۵	گروه مدل‌سازی MiniCAM و موسسه (JGCRI) در شمال غرب اقیانوس آرام	واداشت تابشی در اواسط این قرن به حدود ۳/۱ رسیده و سپس کاهش یافته و به ۲/۶ وات بر مترمربع در سال ۲۱۰۰ می‌رسد. برای رسیدن به این سطح واداشت تابشی بایستی گازهای گلخانه‌ای به میزان قابل توجهی کاهش یابند.
RCP2.6	۴۹۰	۲/۶	۲۱۰۰	۲/۶	تیم مدل‌سازی IMAGE از موسسه ارزیابی‌های محیطی هلند	

مدل‌های اقلیمی منطقه‌ای نظیر RegCM<sup>1</sup>، ریزمقیاس کردن آماری با استفاده از مدل‌هایی چون ASD<sup>11</sup> (Hessami et al. 2008) و SDSM (Wilby et al. 2006) و مدل‌های تولیدکننده تصادفی آب‌وهوا مانند LARS-WG می‌باشد (Semenov & Stratonovitch, 2010).

سه روش دیگر، شامل تصحیح اریبی، فاکتور تغییر و نگاه‌شست چندک نیز برای تولید داده‌های روزانه و ماهانه اقلیمی شبکه‌بندی شده برای دوره‌های آتی بکار می‌رود. از بین روش‌های فوق، نگاه‌شست چندک برای متغیرهایی چون بارش و تابش خورشیدی که ماهیتی تصادفی دارند بکار می‌رود. با توجه به استفاده از رهیافت تصحیح اریبی برای دو متغیر دمای کمینه و بیشینه، در ادامه توضیحات این روش آورده شده است.

#### تصحیح اریبی

هدف از ارائه این سناریوها، بهبود شناخت ما از پیوند پیچیده بین فعالیت‌های انسانی و سامانه اقلیم و مهیا نمودن مجموعه‌ای از اطلاعاتی است که از نتایج آن بتوان عوامل اصلی تغییرات اقلیمی را ردیابی نمود و نتایج آن را در مدل‌های اقلیمی آرشیو در CMIP5 اعمال کرد.

#### روش‌های ریزمقیاس گردانی

به دلیل قدرت تفکیک پایین زمانی و مکانی GCMs و عدم قطعیت بالای آن‌ها در خروجی‌های روزانه به‌ویژه بارش، استفاده مستقیم از برون‌داد این مدل‌ها، در مطالعات تحلیل اثرات تغییر اقلیم بر بخش‌های مختلف و کاربرد آن‌ها در مدل‌های هیدرولوژیکی اطمینان بخش نیست (Semenov, 2008). جهت استفاده از این داده‌ها لازم است تا خروجی‌های این مدل‌ها توسط روش‌های مختلف، در سطوح ایستگاهی ریزمقیاس گردد. روش‌های ریزمقیاس گردانی شامل ریزمقیاس کردن دینامیکی با استفاده از

برای تصحیح برون‌داد GCM برای دو دوره پایه و آبی بکار می‌رود.

### برآورد تبخیر-تعرق مرجع

بر اساس استاندارد سازمان خواروبار و کشاورزی ملل متحد<sup>۲</sup> (FAO)، تبخیر-تعرق گیاه مرجع<sup>۳</sup> (ET<sub>o</sub>) عبارت است از میزان آبی که یک مزرعه پوشیده از گیاه مرجع (نظیر چمن) در یک دوره زمانی مشخص مصرف نماید به طوری که گیاهان این مزرعه در طول دوره رشد با کمبود آب مواجه نشوند. این متغیر به دو روش مستقیم (لایسیمتر) و غیرمستقیم (استفاده از روش‌های ترکیبی، آئرو‌دینامیک و تجربی) برآورد می‌شود. معادلات رایج در محاسبه تبخیر-تعرق مرجع دامنه‌ای از انواع روش‌ها شامل معادلات دما-مبنا، تابش مبنا و معادلات ترکیبی را در برمی‌گیرد. به ترتیب پیچیدگی، این مدل‌ها شامل بلانی-کریدل (Doorenbos & Pruitt, 1977)، تورنت وایت (Thorntwaite, 1948)، هارگریوز و سامانی (Hargraves and Samani, 1982)، فائو-پنمن-مانتیت که از روش هارگریوز-سامانی در محاسبه تابش بهره می‌برد (Allen et al., 1998)، می‌باشند (جدول ۲).

رهیافت تصحیح اریبی<sup>۱</sup> برون‌داد خام روزانه پیش‌بینی‌شده پیش‌بینی‌شده GCM را با استفاده از تفاوت در میانگین و تغییرپذیری بین GCM و مشاهدات در دوره پایه اصلاح می‌کند. با فرض ثابت بودن تغییرپذیری برای داده‌های مشاهداتی و GCMs، داده روزانه (t) به سادگی با استفاده از میانگین اریبی به دست‌آمده طی دوره مرجع تغییر می‌یابد بنابراین:

$$T_{BC}(t) = T_{RAW}(t) - \overline{T}_{REF} \quad (1)$$

در این رابطه،  $\overline{T}_{REF}$  میانگین اریبی طی دوره پایه،  $T_{RAW}$  خروجی خام GCM برای دوره پایه یا آبی،  $T_{BC}(t)$  برون‌داد تصحیح اریبی شده GCM می‌باشند.

کاربرد شکل عمومی‌تر از روش تصحیح اریبی که نه تنها مقادیر میانگین، بلکه نوسان‌پذیری زمانی برون‌داد مدل را نسبت به مقادیر مشاهداتی نیز به شکل زیر اصلاح نماید، امکان‌پذیر می‌باشد:

$$T_{BC}(t) = \overline{O}_{REF} + \frac{\sigma_{O,REF}}{\sigma_{T,REF}} (T_{RAW}(t) - \overline{T}_{REF}) \quad (2)$$

در این رابطه،  $\sigma_{O,REF}$  و  $\sigma_{T,REF}$  به ترتیب نشان‌دهنده‌ی انحراف استاندارد در دوره پایه برون‌داد روزانه GCM و مشاهداتی می‌باشند.  $\overline{O}_{REF}$  میانگین مقدار مشاهداتی در دوره پایه است. توجه شود که این روش تصحیح اریبی هم

جدول ۲- خلاصه‌ای از معادلات تبخیر-تعرق مرجع

مدل ET <sub>o</sub>	گروه ۱		گروه ۲		گروه ۳
	تجربی (دما مبنا)		دما- نماینده تابش		تابش مشاهداتی
	تورنت-وایت	بلانی-کریدل	هارگریوز-سامانی	PMT (تنها دما)	FAO56 P-M
میانگین دما	X	X	X	X	X
دمای بیشینه/کمینه			X	X	
سرعت باد				X	X
فشار سطح					X
رطوبت ویژه					X
تابش	T <sub>mean</sub>	T <sub>mean</sub>	T <sub>max</sub> -T <sub>min</sub>	T <sub>max</sub> -T <sub>min</sub>	تابش خالص
مرجع	تورنت وایت (۱۹۴۸)	دورنبوس و پروت (۱۹۷۷)	هارگریوز-سامانی (۱۹۸۲)	آلن و همکاران (۱۹۹۸)	آلن و همکاران (۱۹۹۸)

ترسیم نمودار (با همبستگی مشخص شده با کسینوس زاویه سمت رأس) بر اساس شباهت فرمول ۴ و قانون کسینوس می‌باشد.

$$c^2 = a^2 + b^2 - 2ab \cos \varphi \quad (۹)$$

### آزمون روند

باهدف ارائه ویژگی‌های زمانی تبخیر-تعرق طی دوره مشاهداتی و آتی، تحلیل روند میانگین سالانه این متغیرها با دو روش پارامتری کمترین مربعات خطا و روش نا پارامتری من-کندال انجام شده است.

با توجه به غیر پارامتری بودن آزمون من-کندال، از روش سن (۱۹۶۸) و سیل (۱۹۵۰) جهت تعیین مقدار شیب روند استفاده شد. مزیت و برتری اصلی این روش نسبت به روش رگرسیون خطی این است که در این روش داده‌های پرت موجود در سری داده‌ها، اثر کمی در تعیین شیب روند دارند (Novotny and Stefan, 2007).

$$\beta = \text{Median} \left[ \frac{X_j - X_i}{j - i} \right] \quad \text{برای هر } j > i \quad (۱۰)$$

در این رابطه  $X_i$  و  $X_j$  به ترتیب  $i$  امین و  $j$  امین داده مشاهده‌ای و  $\beta$  مقدار شیب می‌باشد که مقدار  $\beta$  به‌عنوان میانه دنباله مقادیر داخل گروه معرفی شده است.

### نتایج

با توجه به اینکه سطوح اقلیمی دما و بارش CRU، پوشش‌دهنده کل خشکی‌های جهان می‌باشند، لازم است مقادیر نقاط شبکه برای منطقه مورد مطالعه استخراج شود. بدین منظور، با استفاده از بسته‌های نرم‌افزاری موجود و کد نویسی در محیط نرم‌افزار R، داده‌های مربوط به میانگین ماهانه دمای بیشینه و کمینه روزانه برای دوره ۲۰۱۴-۱۹۶۱ از مجموعه داده‌ی CRU TS3.23 پوشش‌دهنده‌ی استان خراسان رضوی (۴۵ نقطه شبکه) استخراج شد و با ترسیم نمودار تیلور، میزان نزدیکی مقادیر شبکه‌ای این دو متغیر با مقادیر مشاهداتی نقطه‌ای به‌صورت ایستگاه به ایستگاه مقایسه گردید. همان‌طور که در بخش ۲-۵-۱ آمده است، با توجه به امکان بررسی سه معیار دقت مرکزی به‌طور همزمان در نمودار تیلور، از این ابزار، برای بررسی میزان انطباق الگوهای دمای ماهانه درون‌یابی شده‌ی CRU با داده‌های مشاهداتی نقطه‌ای (ایستگاهی) استفاده شد. در شکل ۲ و ۳

به دلیل عدم دسترسی به داده‌های ورودی برای حل معادلات توازن انرژی ترکیبی، برای تخمین  $ET_o$  در مدل‌های اقلیمی، در بسیاری از مطالعات اثرات تغییر اقلیم و همچنین در تحقیق حاضر از معادلات تجربی دما یا تابش مبنا، مانند روش هارگریوز-سامانی استفاده شده است (علیزاده و همکاران، ۱۳۸۹، بابائیان و کوهی، ۱۳۹۱، المهدی و همکاران، ۱۳۸۷). معادله هارگریوز-سامانی، تفاوت روزانه دمای بیشینه و کمینه را به‌عنوان نماینده‌ای برای برآورد تابش خالص بکار می‌برد (Hargrives and Samani, 1982) (معادله ۳).

$$ET_o = 0.0023 (T_{\text{mean}} + 17.8)(T_{\text{max}} - T_{\text{min}})^{0.5} R_a \quad (۳)$$

در این معادله،  $T_{\text{max}}$ ،  $T_{\text{min}}$  و  $T_{\text{mean}}$  به ترتیب دمای بیشینه، دمای کمینه و دمای میانگین برحسب درجه سلسیوس،  $R_a$  تابش برون زمینی ( $M_j \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ ).

### معیارهای دقت مدل

#### نمودار تیلور

نمودار تیلور (تیلور، ۲۰۰۱) به‌صورت ترسیمی میزان نزدیکی و همخوانی یک یا چند الگو را با داده‌های مشاهداتی ارائه می‌دهد. شباهت بین دو الگو، برحسب مقدار ضریب همبستگی آن‌ها و تفاوت جذر میانگین مربعات خطا و دامنه‌ی نوسانات (مقادیر انحراف معیار داده‌ها) به‌صورت کمی نشان داده می‌شود. دلیل اینکه هر نقطه این نمودار در فضای دوبعدی قادر است سه آماره را همزمان نشان دهد، استفاده از رابطه‌ی ۴ می‌باشد:

$$E^2 = \text{Var}(X_r - X_f) = \sigma_r^2 + \sigma_f^2 - 2\sigma_r\sigma_f R \quad (۴)$$

در این رابطه،  $X_r$  و  $X_f$  به ترتیب نشان‌دهنده‌ی کمیت میدان آزمون و کمیت میدان مرجع،  $R$  ضریب وابستگی بین میدان‌های مرجع و آزمون،  $E$  تفاوت مرکزی شده RMS بین میدان‌ها،  $\sigma_r^2$  و  $\sigma_f^2$  واریانس به ترتیب میدان‌های مرجع و مورد آزمون می‌باشند.

اگر  $f$  میدان آزمون و  $r$  میدان مرجع باشد، واریانس هر کمیت و ضریب وابستگی با استفاده از روابط زیر محاسبه می‌گردد.

$$(\Delta)R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r})}{\sigma_f \sigma_r} \quad (۵)$$

$$E^2 = \frac{1}{N} \left[ \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r}) \right]^2 \quad (۶)$$

$$\sigma_f^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})^2 \quad (۷)$$

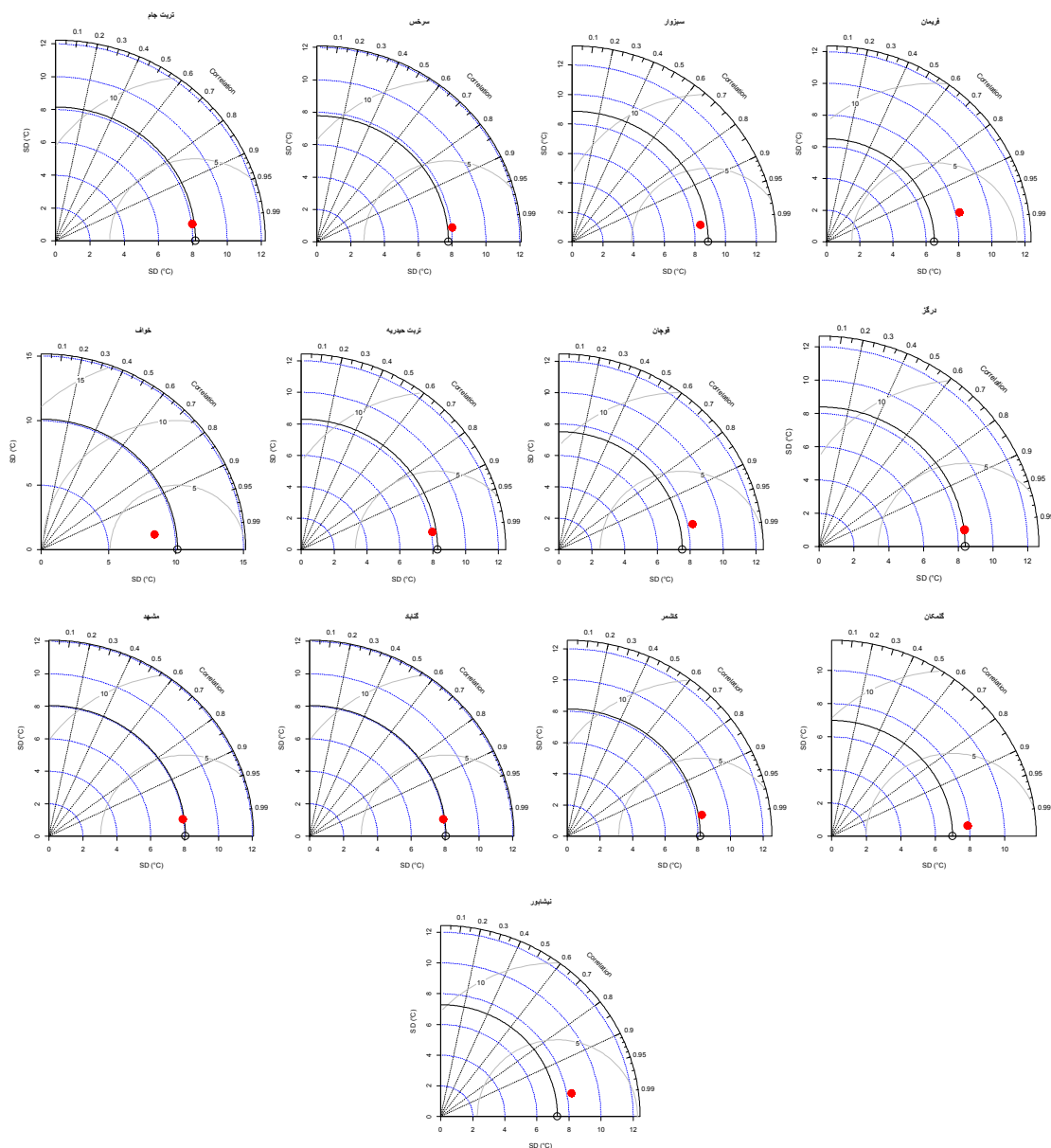
$$\sigma_r^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (r_n - \bar{r})^2 \quad (۸)$$



### دمای کمینه

بیشترین میزان همخوانی بین مقادیر ایستگاهی دمای کمینه و داده‌های شبکه‌ای CRU برای ایستگاه‌های مشهد، تربت جام، درگز، تربت حیدریه، کاشمر، گناباد، سرخس به‌دست آمده است (شکل ۲). در این ایستگاه‌ها، مقدار ضریب همبستگی دو سری داده، بیش از ۰/۹۹ به‌دست آمده است. همچنین مقادیر انحراف معیار دو سری داده با هم برابر بوده و مقدار RMSE بین ۱ تا ۱/۵ درجه سلسیوس قرار دارد..

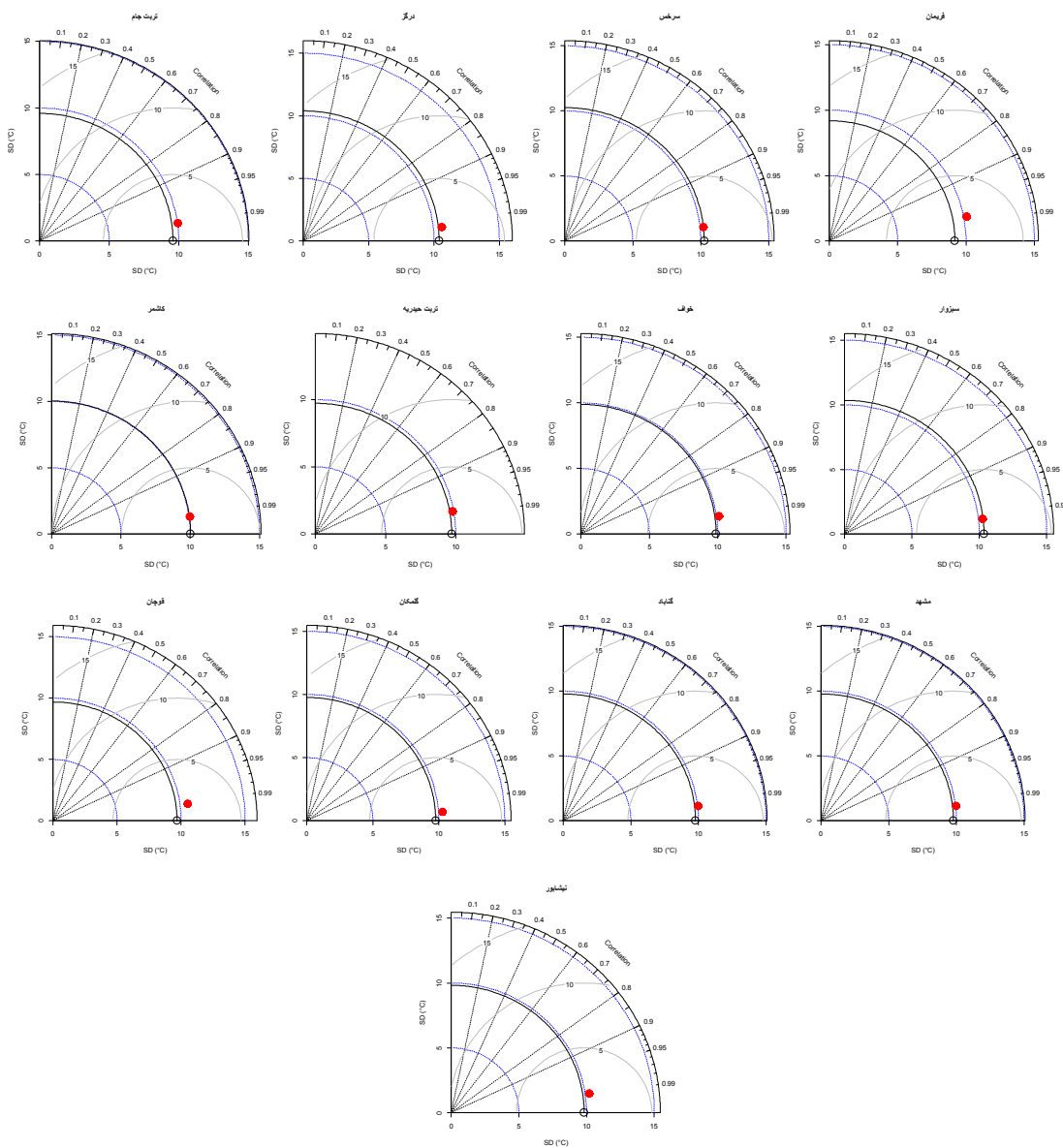
نمودار تیلور مربوط به هر ایستگاه به ترتیب برای دمای کمینه و بیشینه نشان داده شده است. دمای مشاهداتی با دایره توخالی روی محور X و دمای مدل (CRU) با دایره توپر نشان داده شده است. در نمودار تیلور، تفاوت میانگین مربعات خطا بین الگوی ایستگاهی و CRU (دایره توپر) متناسب با فاصله نقطه تا دایره توخالی بر روی محور X می‌باشد. در ادامه توضیحات مربوط به مقایسه این دو سری داده به تفکیک برای دو متغیر دمای کمینه و بیشینه آورده شده است.



شکل ۲- مقایسه دمای میانگین ماهانه دمای کمینه داده‌های نقطه‌ای (ایستگاه‌های همدیدی خراسان رضوی) با شبکه‌ای CRU

### دمای بیشینه

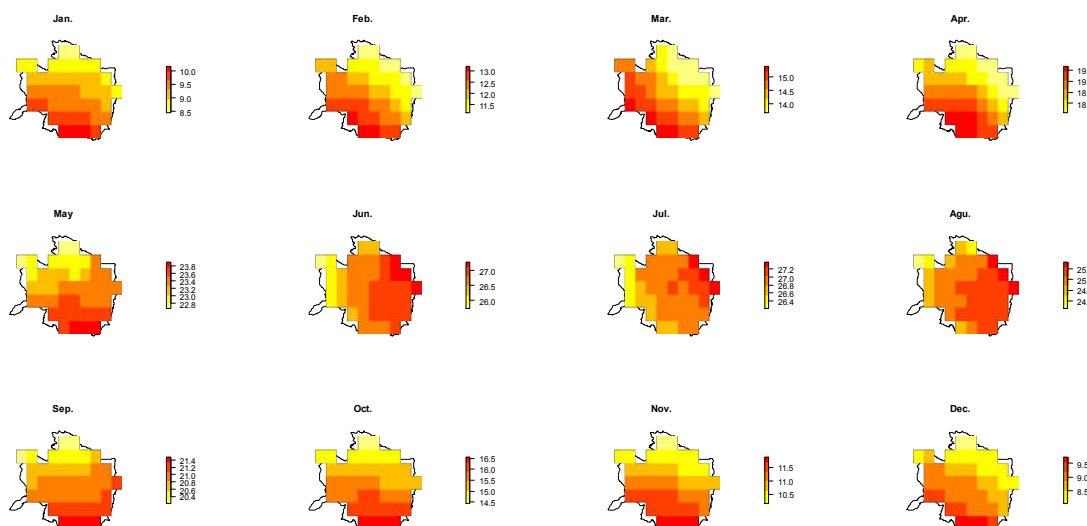
همانند دمای کمینه، با استفاده از نمودار تیلور، مقایسه‌ی بین دو سری داده‌های ماهانه دما در هر ایستگاه (دایره توخالی) با مقادیر دمای میانگین ماهانه به دست آمده از نقطه شبکه CRU مربوط به هر ایستگاه (دایره توپر) انجام شد. بر اساس این نمودار، در تمامی ایستگاه‌های مورد بررسی، مقادیر ماهانه دمای میانگین بیشینه دو سری مشاهداتی و CRU، دارای شدت همبستگی بیش از ۰/۹۹ می‌باشند. مقدار RMSE برای این ایستگاه‌ها بین ۱ تا ۲ درجه سلسیوس به دست آمد. نتایج ضعیف مربوط به ارزیابی این متغیر، متعلق به ایستگاه‌های فریمان و قوچان می‌باشد همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود به رغم شدت همبستگی بالا بین دو سری داده که نشان‌دهنده‌ی پیروی دما در دو سری داده، از الگوی زمانی مشابه می‌باشد، مقادیر SD در این دو ایستگاه بیش از انحراف معیار داده‌های مشاهداتی است. تفاوت مقادیر SD دمای درون‌یابی شده در نقاط شبکه CRU TS3.23 با مقادیر مشاهداتی ایستگاهی بیش از ۱ درجه سلسیوس می‌باشد.



### شکل ۳- مقایسه دمای میانگین ماهانه دمای بیشینه روزانه نقطه‌ای (ایستگاه‌های همدیدی خراسان رضوی) با شبکه‌ای CRU توزیع مکانی تبخیر-تعرق مرجع

رضوی طی دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۴ و با استفاده از لایه‌ی رستری میانگین ماهانه مقدار تشعشع خورشیدی (شکل ۴) با کد نویسی در نرم‌افزار R با استفاده از رابطه (۳)، مقدار تبخیر-تعرق مرجع ماهانه طی دوره مذکور محاسبه گردید.

با استفاده از لایه‌های شبکه‌ای میانگین دمای کمینه و بیشینه روزانه سلول‌های پوشش‌دهنده‌ی استان خراسان

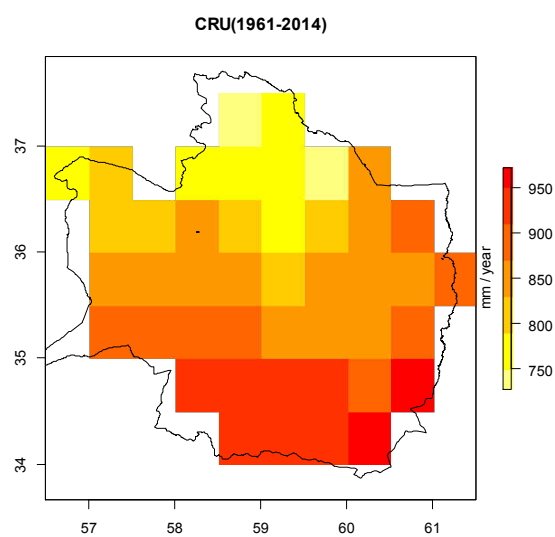


### شکل ۴- داده‌های شبکه‌بندی شده‌ی تابش خورشیدی ماهانه برحسب مگاژول بر مترمربع بر روز (WorldClim, 2017)

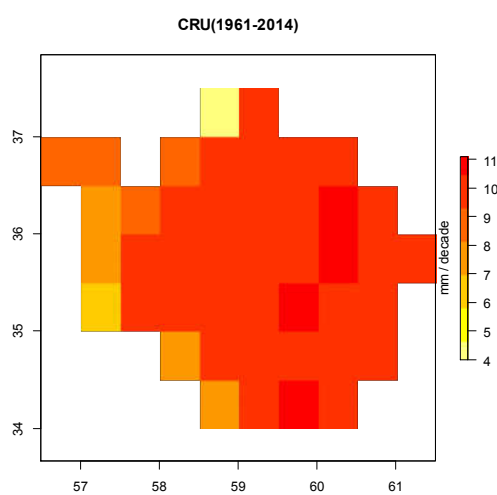
معنی‌داری هر دو آزمون برای هر نقطه شبکه برای مقادیر سالانه متغیر محاسبه گردید. بر اساس محاسبات انجام شده، روند این متغیر بر اساس آزمون من-کندال، برای تمامی نقاط شبکه پوشش‌دهنده‌ی این استان معنی‌دار (در سطح  $\alpha=0/05$ ) و افزایشی می‌باشد. مقدار شیب خط رگرسیون برازش یافته بر مقادیر سالانه این متغیر طی دوره موردبررسی در شکل ۶ آورده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود اکثر مناطق استان طی این دوره شاهد روند افزایشی معنی‌دار به میزان ۱۰ تا ۱۱ میلی‌متر بر دهه بوده‌اند.

در ادامه، مقادیر این متغیر در مقیاس سالانه برای نقاط شبکه CRU محاسبه گردید. در شکل ۵ توزیع مکانی میانگین سالانه این متغیر طی دوره موردبررسی آورده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود این متغیر در محدوده خراسان رضوی دارای دامنه‌ای از ۷۲۰ تا ۹۸۰ میلی‌متر در سال می‌باشد. شیب مکانی در توزیع مقدار ETo از سمت جنوب به شمال وجود دارد و با افزایش عرض جغرافیایی از میزان این متغیر کاسته می‌شود.

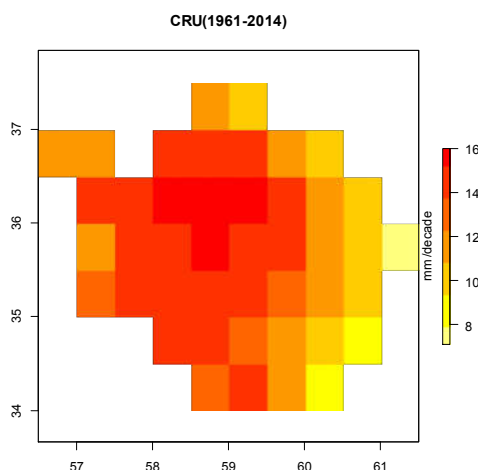
برای بررسی روند این متغیر نیز طی دوره مذکور، از آزمون من-کندال و کمترین مربعات خطا استفاده شد و



شکل ۵- توزیع مکانی تبخیر-تعرق مرجع سالانه طی دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۴



شکل ۶- توزیع مکانی مقدار شیب خط رگرسیونی تبخیر-تعرق سالانه طی دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۴



شکل ۷- مقدار شیب برآورد شده به روش سن-سیل طی دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۴

### دوره‌های آتی

برای پیش‌بینی تغییرات میزان تبخیر-تعرق طی دوره‌های آتی و ارائه سناریوهای اقلیمی این متغیر، از برون‌داد چهار مدل اقلیمی آرشیو در CMIP5 با مشخصات مندرج در جدول ۳ استفاده شده است. با توجه به اینکه دوره تاریخی مجموعه مدل‌های اقلیمی CMIP5 از ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۵ و داده‌های مشاهداتی از ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۵ می‌باشد، لذا برای مقایسه و ارزیابی توانمندی مدل‌های اقلیمی، مقادیر تبخیر-تعرق با استفاده از مقادیر نقاط شبکه‌ای دمای ماهانه کمینه و بیشینه و با استفاده از رابطه (۳) برای دوره ۱۹۶۱-۲۰۰۵ محاسبه گردید و مقدار سالانه تبخیر-تعرق برای هر چهار مدل به دست آمد (شکل ۸).

آزمون کمترین مربعات خطا برای بررسی معنی‌داری روند متغیر طی دوره مورد بررسی نیز انجام گرفت. نتایج نشان داد شیب خط اختلاف معنی‌داری با صفر دارد لذا روند (افزایشی) در سری داده‌ها تأیید می‌گردد. مقدار شیب روند در روش من-کندال از روش سن-سیل استفاده شد. در شکل ۷ توزیع مکانی مقدار شیب به روش من-کندال نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود شیب، دامنه‌ی آن از ۷/۵ تا ۱۶ میلی‌متر بر سال را در برمی‌گیرد (شکل ۷). در این روش، مقدار این شیب در قسمت مرکزی و شمالی بیش از ناحیه شرقی استان است. این روش نسبت به روش رگرسیون خطی، مقدار روند را بیشتر برآورد نموده است.

### پیش‌بینی تغییرات تبخیر - تعرق مرجع طی

جدول ۳- مدل‌های اقلیمی جهانی مورد بررسی در این پژوهش

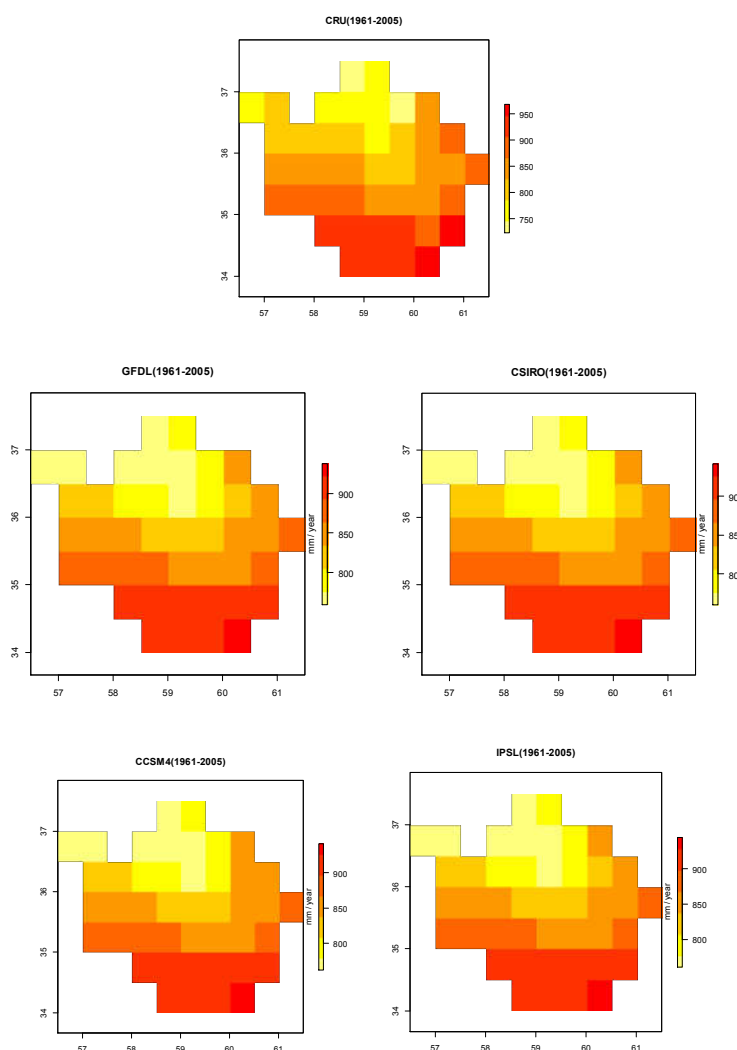
کشور	گروه مدل‌سازی	قدرت تفکیک	نوع	نام مدل	
استرالیا	سازمان پژوهش‌های صنعتی و علمی	$1/8^{\circ} \times 1/8^{\circ}$	AO	CSIRO-Mk3-6-0	۱
کشورهای مشترک‌المنافع سازمان همکاری با کوئینزلند					
فرانسه	موسسه پیر-سیمون لاپلاس	$1/8^{\circ} \times 3/8^{\circ}$	ChemES M	IPSL-CM5A-LR	۲
ایالات متحده آمریکا	آزمایشگاه دینامیک سیالات ژئوفیزیکی - NOAA	$2/1^{\circ} \times 2/6^{\circ}$	ESM	GFDL-ESM2G	۳
ایالات متحده آمریکا	دانشگاه میامی	$0/9^{\circ} \times 1/25^{\circ}$	AO	CCSM4	۴

## ارزیابی مدل‌های اقلیمی

## توزیع‌های مکانی و روند زمانی ETo

با استفاده از برونداد دمای کمینه و بیشینه ۴ مدل اقلیمی، مقدار تبخیر-تعرق ماهانه به روش هارگریوز-سامانی برای دوره موردبررسی (۱۹۶۱-۲۰۰۵) محاسبه شد و مقدار میانگین سالانه این متغیر به دست آمد. همان‌طور که در شکل ۸ مشاهده می‌شود هر چهار مدل دامنه تغییرات این متغیر را کم برآورد کرده‌اند (دامنه ۷۵۰ تا ۹۵۰ میلی‌متر بر

سال). با این وجود، در هر چهار مدل، تغییرات مکانی از الگوی مشابهی پیروی می‌کند به طوری که بیشترین مقدار میانگین سالانه تبخیر-تعرق طی دوره موردبررسی، در جنوب استان به دست آمده است. همانند توزیع مکانی این متغیر بر اساس داده‌های مشاهداتی، در چهار مدل، این متغیر دارای شیب مکانی قوی می‌باشد. بیشترین مقدار این متغیر در جنوب استان و کمترین آن در نوار شمالی استان به دست آمده است.



شکل ۸- مقدار و توزیع مکانی تبخیر-تعرق مرجع طی دوره ۱۹۶۱-۲۰۰۵ بر اساس داده‌های

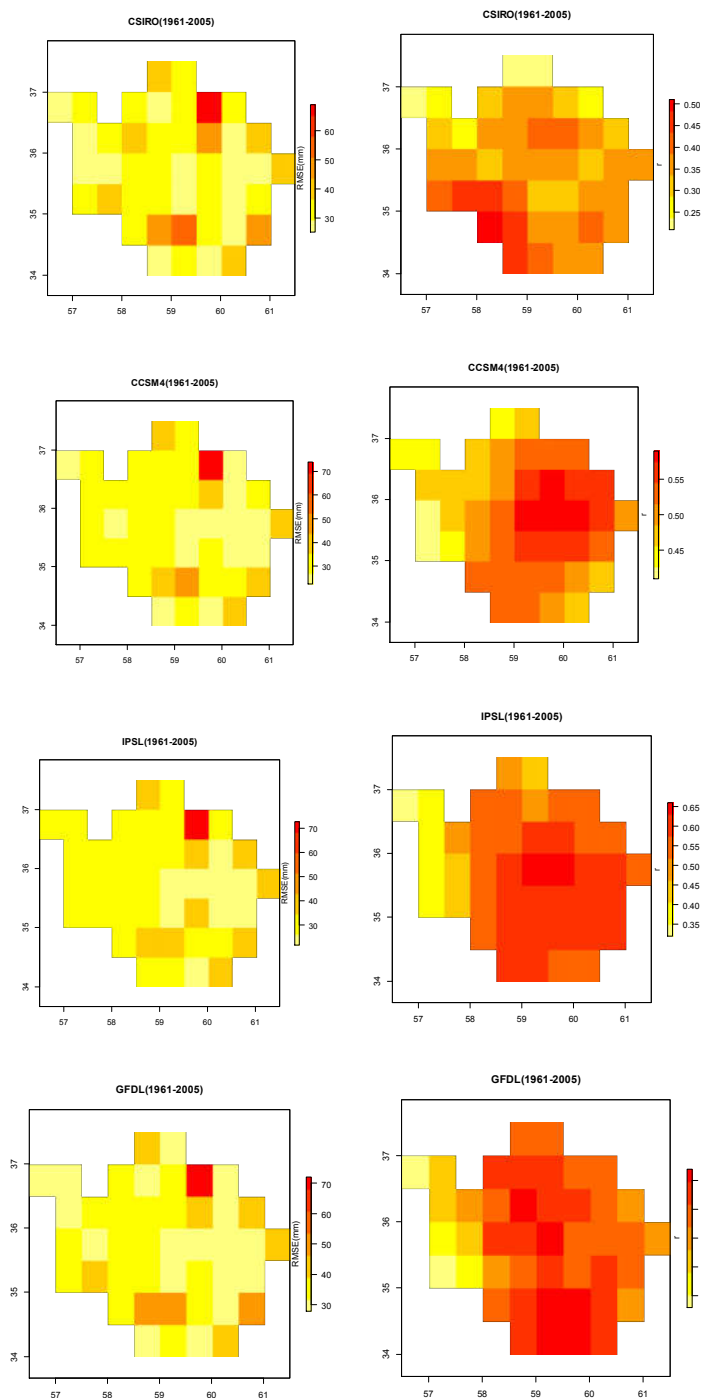
شبکه‌بندی CRU و برونداد چهار مدل اقلیمی

طی دوره ۱۹۶۱-۲۰۰۵ و چهار مدل اقلیمی انجام شد. آزمون معنی‌داری ضریب همبستگی، نشان داد در هر چهار مدل، این ضریب در سطح  $\alpha=0/05$  معنی‌دار است.

با استفاده از معیارهای دقت مورد استفاده (ضریب همبستگی و RMSE) نیز مقایسه‌ای بین مقدار میانگین سالانه تبخیر-تعرق محاسبه شده با داده‌های شبکه‌ای CRU

حالی است که در مدل CSIRO بیشترین مقدار همبستگی در جنوب غرب استان به دست آمده است. در مدل CCSM4، مناطق مرکز و شمال شرق استان دارای بیشترین مقدار ضریب همبستگی بین دو سری زمانی موردبررسی می‌باشند.

همان‌طور که در شکل ۸ مشاهده می‌شود بیشترین مقدار ضریب همبستگی بین مقدار تبخیر-تعرق محاسبه‌شده با داده‌های شبکه‌ای CRU، با مدل IPSL به دست آمده است (در قسمت مرکز و شرق استان). پراکندگی مکانی این ضریب در دو مدل IPSL و GFDL مشابه می‌باشد. این در



شکل ۹- مقدار ضریب همبستگی ساده (راست) و RMSE (چپ) بین میانگین سالانه تبخیر-تعرق محاسبه‌شده با استفاده از داده‌های شبکه‌بندی CRU و چهار مدل اقلیمی

اینجا تبخیر-تعرق) در دوره پایه و به‌عنوان نمونه دوره‌ی ۲۰۲۰ است. در شکل ۱۰ پراکندگی مکانی معیار درصد نرخ تغییر محاسبه‌شده برای چهار مدل تحت دو سناریوی RCP۴/۵ (بالا) و RCP۸/۵ (پایین) برای دوره ۲۰۲۱-۲۰۵۰ آورده شده است. تحت سناریوی RCP۴/۵، در چهار مدل، درصد افزایش این متغیر کمتر از سناریوی مقابل می‌باشد. انجام آزمون مقایسه میانگین  $t$  نیز نشان داد میانگین دوره آینده نزدیک (۲۰۲۱-۲۰۵۰) تحت دو سناریوی موردبررسی در چهار مدل، به‌طور معنی‌داری با دوره پایه متفاوت و بزرگ‌تر است. بیشترین درصد افزایش این دوره نسبت به دوره پایه، توسط مدل IPSL و CSIRO پیش‌بینی شده است. از نظر همخوانی الگوی مکانی تبخیر-تعرق مرجع در دوره موردبررسی همان‌طور که در شکل ۱۰ مشاهده می‌شود الگوی مکانی این متغیر تحت سناریوی ۴/۵، در دو مدل CCSM4 و CSIRO مشابه بوده و بیشترین درصد افزایش در شمال غرب و مرکز استان پیش‌بینی شده است. تحت سناریوی ۸/۵، به‌غیراز مدل IPSL، الگوی مکانی سه مدل مشابه می‌باشند.

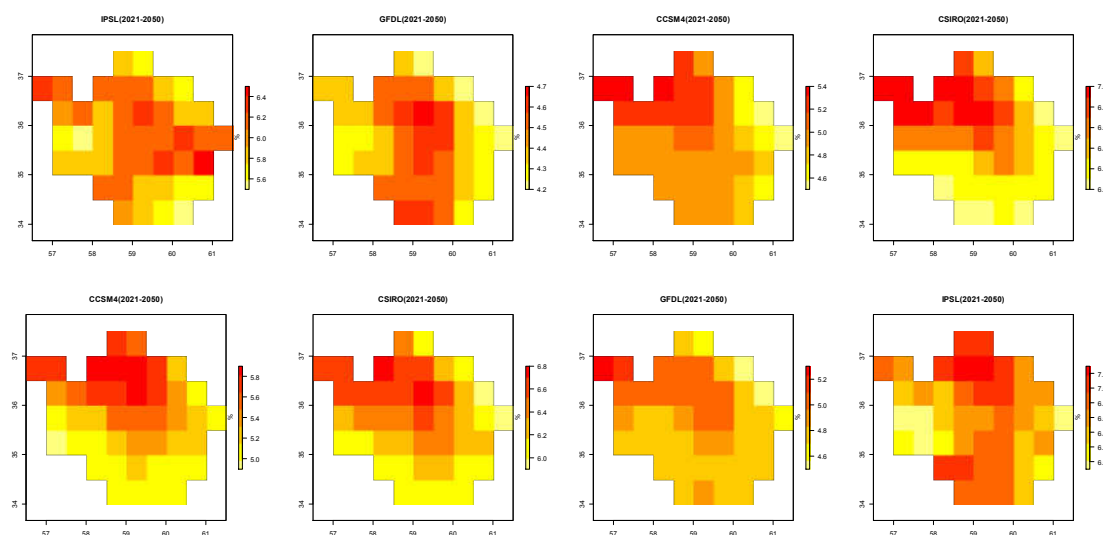
مقدار و پراکندگی مکانی معیار RMSE محاسبه‌شده بین دو سری داده‌های شبکه‌ای CRU و چهار مدل اقلیمی برای نقاط شبکه  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  نیز در شکل ۹ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود دامنه این متغیر در چهار مدل مشابه بوده و سه مدل GFDL، IPSL و CCSM4 دارای الگوی مکانی مشابهی می‌باشند. بر اساس معیار RMSE، چهار مدل توانمندی بیشتری در شبیه‌سازی مقدار سالانه این متغیر در قسمت مرکز و غرب این استان دارند.

### سناریوهای آبی تبخیر-تعرق مرجع

با استفاده از برون‌داد ۴ مدل اقلیمی تحت دو سناریوی ۴/۵ و ۸/۵ مقدار ETO ماهانه برای دوره موردبررسی (۲۰۲۱-۲۰۵۰) و دو دوره آینده نزدیک (۲۰۲۱-۲۰۵۰) و آینده میانی (۲۰۵۱-۲۰۸۰) محاسبه گردید و مقادیر سالانه آن به دست آمد. درصد نرخ تغییر این متغیر طی دو دوره آبی نسبت به دوره موردبررسی برای تمامی نقاط شبکه مدل با استفاده از رابطه (۱۱) محاسبه گردید.

$$\Delta 2020s = \frac{(V_{2020s} - V_{base}) \times 100}{V_{base}} \quad (11)$$

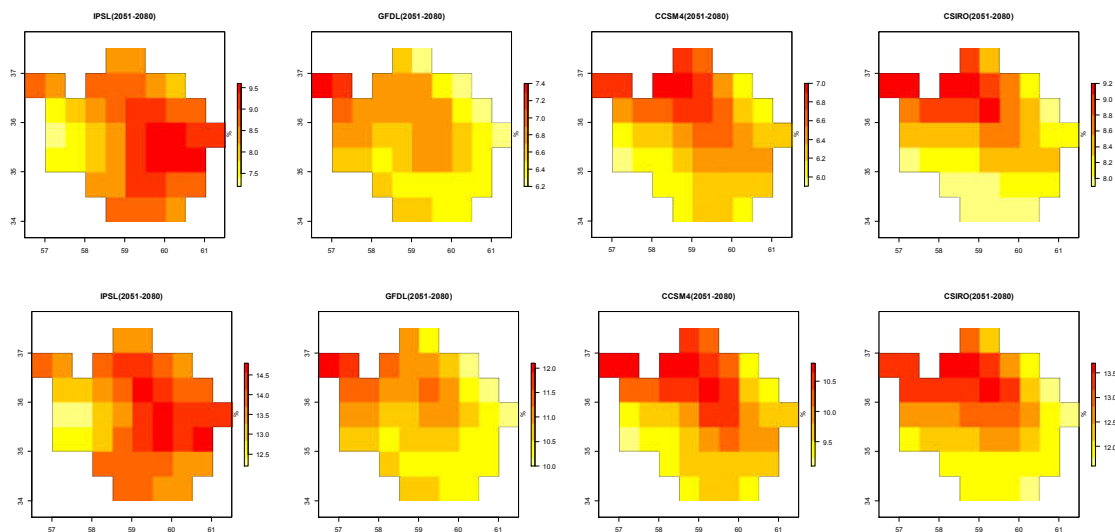
که در این رابطه،  $V$  مقدار میانگین متغیر موردنظر (در



شکل ۱۰. درصد افزایش تبخیر-تعرق مرجع سالانه دوره ۲۰۲۱-۲۰۵۰ نسبت به دوره‌ی ۱۹۶۱-۲۰۰۵

تحت سناریوی RCP4.5 (بالا) و RCP8.5 (پایین)

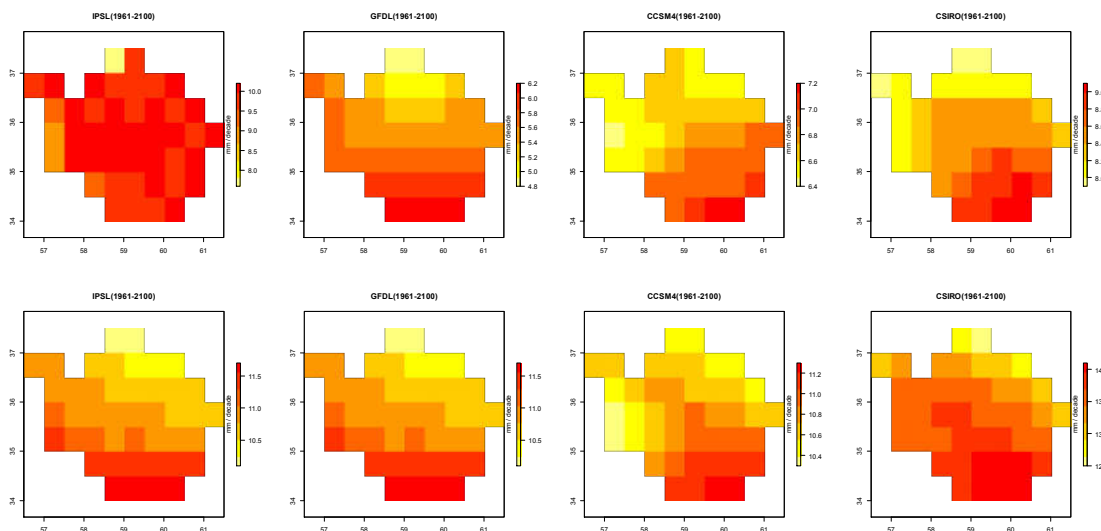




شکل ۱۱. درصد افزایش تبخیر-تعرق مرجع سالانه دوره ۲۰۵۱-۲۰۸۰ نسبت به دوره ۲۰۰۵-۲۰۵۰ تحت سناریوی RCP4.5 (بالا) و RCP8.5 (پایین)

در شکل ۱۱، توزیع مکانی مقدار درصد افزایش این متغیر در چهار مدل برای دوره ۲۰۵۱-۲۰۸۰ نسبت به دوره ۱۹۶۱-۲۰۰۵ تحت دو سناریوی موردبررسی ترسیم شده است. در این دوره، درصد افزایش ETo در چهار مدل بیش از دوره پایه و دوره آینده نزدیک، پیش‌بینی شده است. بالاترین درصد افزایش همانند دوره قبل، برای مدل IPSL و نسبت به دوره پایه خواهد بود.

در شکل ۱۱، توزیع مکانی مقدار درصد افزایش این متغیر در چهار مدل برای دوره ۲۰۵۱-۲۰۸۰ نسبت به دوره ۱۹۶۱-۲۰۰۵ تحت دو سناریوی موردبررسی ترسیم شده است. در این دوره، درصد افزایش ETo در چهار مدل بیش از دوره پایه و دوره آینده نزدیک، پیش‌بینی شده است. بالاترین درصد افزایش همانند دوره قبل، برای مدل IPSL و نسبت به دوره پایه خواهد بود.



شکل ۱۲- شیب خط رگرسیونی برازش یافته بر مقادیر تبخیر-تعرق طی دوره ۲۱۰۰-۱۹۶۱ تحت سناریوی RCP4.5 (بالا) و RCP8.5 (پایین)

در انتها نیز، روند زمانی این متغیر طی دوره ۲۱۰۰-۱۹۶۱ در چهار مدل اقلیمی منتخب تحت دو سناریوی RCP۸/۵ و RCP۲/۶ با استفاده از آزمون کمترین مربعات خطا موردبررسی قرار گرفت. بر اساس نتایج آزمون آماری مربوطه، شیب خط برازش یافته بر این متغیر در تمامی نقاط شبکه و در چهار مدل تحت دو سناریو، اختلاف معنی‌داری با صفر دارد که می‌توان نتیجه گرفت طی دوره آتی، این متغیر دارای روند بوده و بر اساس علامت شیب خط، این روند صعودی خواهد بود. توزیع مکانی مقدار شیب خط رگرسیون برای مدل‌های موردبررسی، در شکل ۱۲ آورده شده است. مقدار شیب در نقاط شبکه در دو مدل GFDL و CCSM4 کمترین مقادیر می‌باشند و توزیع مکانی این متغیر تحت این سناریو در این دو مدل از الگوی مکانی مشابهی پیروی می‌کند. در این الگو، مقدار شیب خط از سمت جنوب شرقی به سمت شمال غربی کاهش می‌یابد. بر اساس محاسبات انجام‌شده، تحت سناریوی ۴/۵، مدل IPSL بیشترین مقدار شیب را برای نقاط شبکه نشان می‌دهد. از نظر توزیع مکانی تقریباً تمامی نقاط شبکه در این مدل، دارای شیب بین ۹/۵ تا ۱۰/۵ میلی‌متر بر دهه می‌باشند. تحت سناریوی ۸/۵، در چهار مدل مقدار شیب افزایش نشان می‌دهد. تحت این سناریو، مدل CSIRO، بیشترین مقادیر شیب را برای این متغیر نشان می‌دهد و در این مدل، مساحت بیشتری از استان با مقادیر بالا شیب (۱۳/۵ تا ۱۴/۵ میلی‌متر بر دهه) نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل ۱۲ مشاهده می‌شود در چهار مدل، الگوی مکانی مقادیر شیب مشابه می‌باشد.

### نتیجه‌گیری

در این پژوهش، با هدف بررسی نوسانات مکانی و روند زمانی ETo طی دوره ۲۰۱۴-۱۹۶۱ در استان خراسان رضوی، همانند مطالعات مشابه مانند ونگ و همکاران (۲۰۱۷) از داده‌های شبکه‌بندی روزانه ( $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ) واحد تحقیقات اقلیمی (CRU) استفاده شد. نتایج صحت‌سنجی داده‌های میانگین ماهانه دمای کمینه و بیشینه این پایگاه داده در مقایسه با داده‌های ایستگاهی، نشان داد داده‌های شبکه‌ای CRU دارای همخوانی مناسبی با مقادیر ایستگاهی هستند. مطالعات زیادی در رابطه با میزان صحت

این پایگاه داده، در ایران و جهان انجام شده است به‌عنوان نمونه، ژائو فو (۲۰۰۶)، در پژوهش خود با مقایسه‌ی مقادیر بارش تابستانه برآورد شده در مجموعه داده‌ی CRU، NCEP2 و ERA-40 با داده‌های ایستگاه‌های زمینی چین طی دوره آماری ۲۰۰۰-۱۹۷۹ نشان دادند در منطقه موردبررسی، CRU دارای بیشترین همخوانی با داده‌های زمینی است. عینی و همکاران (۲۰۱۷) نیز اقدام به ارزیابی پایگاه‌های CRU، CFSR و NCEP در حوضه دریاچه مهارلو با استفاده از مدل SWAT نمودند. نتایج نشان داد CRU نسبت به دو پایگاه دیگر قادر به شبیه‌سازی بهتر رواناب سطحی می‌باشد. حسینی و همکاران (۱۳۹۶) نیز نشان دادند داده‌های مشاهداتی CRU در ایستگاه ارومیه عملکرد مناسبی داشته‌اند. حاجی حسینی و همکاران (۱۳۹۵) نیز با توجه به کارایی اطلاعات CRU، به منظور بررسی تغییرات هواشناسی و هیدرولوژیکی در بالادست حوضه هیرمند طی قرن بیستم، از این بانک داده استفاده کردند. اجرای مدل یک‌بار با داده‌های اقلیمی مشاهداتی و یک‌بار با داده‌های CRU نشان داد، مدل بر اساس داده‌های CRU عملکرد بهتری داشت.

مقدار تبخیر-تعرق مرجع با استفاده از روش هارگریوز-سامانی (با توجه به نیاز داده‌های محدود) برای تمامی نقاط شبکه CRU محاسبه شد. توزیع مکانی این متغیر در محدوده‌ی خراسان رضوی نشان داد مقدار سالانه این متغیر از سمت شمال به جنوب افزایش می‌یابد. بررسی روند زمانی این متغیر با استفاده از دو روش کمترین مربعات خطا و من-کندال نشان از وجود روند معنی‌دار افزایشی در مقدار سالانه این متغیر در تمامی نقاط شبکه موردبررسی داشت که نتایج به‌دست‌آمده همخوانی مناسبی با پژوهش سبزی‌پرور و شادمانی (۱۳۸۹) دارد. این پژوهشگران، روند این متغیر را برای ایستگاه‌های مشهد و سبزوار در مقیاس سالانه، افزایشی و مقدار شیب برای مشهد را طی دوره ۲۰۰۵-۱۹۶۵، ۷/۵ میلی‌متر بر سال به دست آوردند.

در ادامه، ضمن ارزیابی چهار مدل موردبررسی در برآورد مقدار تبخیر-تعرق سالانه، چشم‌اندازی از نحوه توزیع مکانی تغییرات مقدار تبخیر-تعرق سالانه دو دوره‌ی آینده نزدیک ۲۰۲۱-۲۰۲۰ و ۲۰۵۱-۲۰۸۰ با استفاده از پرونداد

## مراجع

- Alizadeh, A., Sayari, N., Hesami Kermani, M.H., Bannayan Aval, M., Farid Hossaini, A. 2010, Assessment of Climate Change Potential Impacts on Agricultural Water Use and Water Resources of Kashaf rood basin, *Journal of Water and Soil*, 24(4), pp.815-835.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Dirck, R., Smith, M. 1998. Crop Evapotranspiration Guidelines for Computing Crop Water Requirements /FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56. Rome, Italy, pp. 103-156.
- Babaeian, I., Kouhi, M., 2012, Agroclimatic Indices Assessment over Some Selected Weather Stations of Khorasan Razavi Province Under Climate Change Scenarios, *Journal of Water and Soil*, 26(4), pp. 953-967.
- Dehghan, H., Alizadeh, A., 2012, Evaluation and Calibration of Different Methods to Estimate Reference Crop Evapotranspiration under Climatic Data Limitations (Case Study: KhorasanRazavi province), *Journal of Water and Soil*, 26(1), pp.236-250.
- Doorenbos J., Pruitt WO. 1977, Guidelines for predicting crop water requirements. FAO irrigation and drainagem paper, 24.
- Ebrahimpour, M., Ghahreman, G., Liaghat, A. 2012, An evaluation of simetaw model for simulating climatic variables and an assessment of climate change impact on potential evapotranspiration (case study: mashhad). *Iranian Journal of Soil and Water Research (IJSWR)*, 43(4), pp. 349-356.
- Ehteramian, K., Norm ohamadi, G., Bannayan, M., Alizadeh, A., 2012, Impacts of climate change scenarios on wheat yield determined by evapotranspiration calculation, *Agriculture*, 99(3), pp.279-286.
- Eini Karim Kandi, M. R., Javadi, S., Delavar, M., 2017, Evaluating the performance of CRU and NCEP CFSR global reanalysis climate datasets, in hydrological simulation by SWAT model, Case Study: Maharlu basin. *Iran-Water Research Journal*, Articles in Press. (in Farsi)
- Elmahdi, A., Shahkarami, N., Morid, S., Massah Bavani, A. R., 2009, Assessing the Impact of AOGCMs Uncertainty on the Risk of Agricultural Water Demand Caused by Climate Change. 18th World IMACS / MODSIM Congress, Cairns, Australia: 13-17.
- Fan, J., Wu, L., Zhang, F., Xiang, Y., Zheng, J., 2016, Climate change effects on reference crop evapotranspiration across different climatic zones of China during 1956-2015, *Journal of Hydrology*, 542, pp. 923-937.
- Ghahreman; N., Babaeian; I., Tabatabaei, M. ۴ مدل اقلیمی تحت دو سناریوی واداشت تابشی ۴/۵ و ۸/۵ (که شدیدترین و بیشترین افزایش را در مقدار گازه‌های گلخانه‌ای در نظر می‌گیرد) برای این منطقه از کشور ارائه شد. مقایسه مقادیر ETo مشاهداتی با برون‌داد ۴ مدل اقلیمی در تمامی نقاط شبکه برای دوره ۲۰۰۵-۱۹۶۱ با استفاده از معیارهای دقت، نشان داد به‌رغم تفاوت در مقدار، نحوه پراکنش مکانی مقادیر این متغیر با توزیع مکانی مقادیر مشاهداتی همخوانی مناسبی دارد. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده، این متغیر طی دو دوره‌ی موردبررسی افزایش خواهد یافت که همان‌طور که انتظار می‌رود تحت سناریوی RCP۸/۵ درصد افزایش بیش از سناریوی مقابل می‌باشد. این نتایج همخوانی خوبی با نتایج به‌دست‌آمده با پژوهش‌های مشابه دارد (ابراهیم پور و همکاران، ۱۳۹۱، بابائیان و کوهی، ۱۳۹۱). بر اساس بررسی انجام‌شده، روند در مقادیر سالانه متغیر در چهار مدل معنی‌دار و صعودی می‌باشد. از آنجایی‌که ETo با روش‌های گریوز-سامانی محاسبه‌شده است (محاسبه‌شده با دمای میانگین ماهانه کمینه و بیشینه) لذا می‌توان نتیجه گرفت افزایش به‌دست‌آمده از افزایش دما ناشی شده است. در نتایج این پژوهش عدم قطعیت‌هایی وجود دارد. بزرگ‌ترین عدم قطعیت در پیش‌بینی‌های اقلیمی و ارزیابی اثرات آن، ناشی از کاربرد مدل‌های اقلیمی و به علت ساختار این مدل‌هاست. به‌منظور کاهش عدم قطعیت، در این مقاله، از برون‌داد ۴ مدل اقلیمی تحت دو سناریوی متفاوت (شدید و متوسط) استفاده‌شده است. یکی دیگر از علل افزایش عدم قطعیت در نتایج به‌دست‌آمده، ناشی از روش ریز گردانی آماری است. در این پژوهش از روش تصحیح اریبی بهره گرفته شد.

## سپاسگزاری

این مقاله مستخرج از نتایج طرح تحقیقاتی با عنوان «بررسی مشخصات زمانی تبخیر-تعرق پتانسیل طی دوره ۲۰۱۴-۱۹۶۱ و پیش‌بینی تغییرات آن طی دوره ۲۰۹۹-۲۰۱۱ در ایستگاه‌های منتخب استان خراسان رضوی» اجرا شده از محل اعتبارات معاونت پژوهشی مجتمع آموزش عالی کشاورزی و دامپروری تربت‌جام می‌باشد. بدین‌وسیله از حمایت مالی این مجتمع تقدیر و تشکر می‌گردد.

23. Lawler, J.J., Shafer, S. L., White, D., Kareiva, P., Maurer, E. P., Blaustein, A. R., Bartlein, P. J., 2009, Projected climate-induced faunal change in the Western Hemisphere. *Ecology*, 90(3), pp. 588–597.
24. Lee, E.J., Kang, M.S., Park, S.W., Kim, H.K., 2010, Estimation of future reference evapotranspiration using artificial neural network and climate change scenario. ASABE Annual Meeting Paper Number: 1009967. Pittsburgh, Pennsylvania
25. Li, Z., Zhengb, F., Liub, W., 2012, Spatiotemporal Characteristics of Reference Evapotranspiration During 1961–2009 and its Projected Changes During 2011–2099 on the Loess Plateau of China, *Agricultural and Forest Meteorology*, 154–155, pp.147–155.
26. Lovelli, S., Perniola, M., Di Tommaso, T., Ventrella, D., Moriondo, M., Amato, M., 2010, Effects of rising atmospheric CO2 on crop evapotranspiration in a Mediterranean area. *Agricultural Water Management*, 97 (9), pp. 1287–1292.
27. Meinshausen, M., Meinshausen, N., Hare, W., Raper, S. C. B., Frieler, K., Knutti, R., Frame, D.J., Allen, M.R., 2009, Greenhouse-gas emission targets for limiting global warming to 2 C. *Nature*, 458, pp.1158–1162.
28. Mitchell, T. D. Jones, P. D., 2005, An improved method of constructing a database of monthly. *International Journal of Climatology*, 25, pp. 693–712.
29. New, M., Hulme, M., Jones, P., 1999, Representing Twentieth-Century Space-Time Climate Variability. Part I: Development of a 1961–90 Mean Monthly Terrestrial Climatology. *Journal of Climate*, 12, pp. 829–856.
30. New, M., Lister, D., Hulme, M., Makin, I. 2002, A high-resolution data set of surface climate over global land area. *Climate Research*: 21, pp.1-25.
31. Nixon, P. R., Lawless, G. P., Richardson, G. V., 1972, Coastal California Evapotranspiration Frequencies. Proceeding of the American Society of Civil Engineering, *J. Irrig. Drain. Div.* 98(IR2) 185-191.
32. Novotny E.V., Stefan H.G. 2007, Stream flow in Minnesota: Indicator of climate change, *Journal of Hydrology*, 334, pp.319-333.
33. Pachauri, R.K., Allen, M.R., Barros, V.R., Broome, J., Cramer, W., Christ, R., Church, J.A., Clarke, L., Dahe, Q., Dasgupta, P., 2014, Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
34. Sabziparvar, A. A., Shadmani, M., 2011, Trends 2016, Evaluation the post processed outputs of dynamic models in estimation potential evapotranspiration changes under RCP scenarios (Case Study: Mashhad plain). 42 (3), pp. 469-708
12. Hajihoseini, H., Hajihosseini, M., Najafi, A., Morid, S., and Delavar, M., 2015, Assessment of changes in hydro-meteorological variables upstream of Helmand basin during the last century using CRU data and SWAT model. *Iran-Water Resources Research*, 10(3), pp. 38-52. (In Farsi)
13. Han, S., Tang, Q., Xu, D., Wang, S., 2014, Irrigation-induced changes in potential evaporation: more attention is needed, *Hydrological Processes*, 28, pp. 2717–2720.
14. Hargreaves G. H., Samani, Z. A., 1982, Estimating Potential Evapotranspiration, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 108, pp.225–230.
15. Harris, I., Jones, P.D., Osborna T.J., Listera, D.H., 2014, Updated high resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology*, 34, pp. 623–642.
16. Hellden, U., Tottrup, C., 2008, Regional desertification: A global synthesis, *Global and Planetary Change*, 64(3-4), pp.169-176.
17. Hessami, M., Gachon, P., Ouarda, T.B.M.J., St-Hilaire A., 2008, Automated regression-based statistical downscaling tool, *Environmental Modelling and Software*, 23, pp. 813–834.
18. Hosseini-Moghari; S. M., Araghinejad; S., Ibrahimi, K., 2017, Evaluation of Global Gridded Precipitation Datasets Accuracy over Urmia Lake Basin. *Iranian Journal of Soil and Water Research*, 48(3), pp. 587-598. (in Farsi).
19. Intergovernmental Panel on Climate Change. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
20. IPCC, 2007, Climate Change 2007: The Physical Science Basis / Contribution of Working Group I to the 4th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK, New York, USA, pp. 24-57.
21. Ishak, A.M., Bray, M., Remesan, R., Han, D., 2010, Estimating reference evapotranspiration using numerical weather modelling. *Hydrological Processes*, 24 (24), pp.3490–3509.
22. Kotttek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, Bruno Rubel, F., 2006, World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), pp. 259-263.

- Wetensch. Proc.* 53, pp.386-392.
44. Theil, H., 1950, A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis, *I. Nederlands Akad, Wetensch. Proc.* 53, pp.386-392.
  45. Thornthwaite, C.W., 1948, an approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38, pp 55-94.
  46. Tianbao, Z., Congbin, F., 2006, Comparison of products from ERA40, NCEP-2, and CRU with station data for summer precipitation over China. *Advances in Atmospheric Sciences*, 23, 593-604. 10.1007/s00376-006-0593-1.
  - Montaseri, M., 2013, Predicting Potential Evapotranspiration Using Time Series Models (Case Study: Urmia), *Journal of Water and Soil*, 27(1), pp.213-223.
  47. Tukey, J. W., 1977, *Exploratory Data Analysis*, Addison-Wesley Reading, MA.
  48. Wang, Z., Xie, P., Lai, C., Chen, X., Wu, X., Zeng, Z., Li, Z., 2017, Spatiotemporal variability of reference evapotranspiration and contributing climatic factors in China during 1961-2013, *Journal of Hydrology*, 544, pp: 97-108.
  49. Wilby, R. L., Dawson, C. W., Barrow, E. M., 2001, A Decision Support Tool for the Assessment of Regional Climate Change Impacts. *Journal of Environmental Modeling and Software*, 17, pp. 147-159.
  50. Wilby, R. L., Whitehead, P.G., Wade, A.J., Butterfield, D., Davis, R.J., Watts, G., 2006, Integrated modelling of climate change impacts on water resources and quality in a lowland catchment: River Kennet, UK, *Journal of Hydrology*, 330, pp. 204-220.
  51. Zhao, T., Congbin, F., 2006, Comparison of products from ERA40, NCEP-2, and CRU with station data for summer precipitation over China. *Advances in Atmospheric Sciences*, 23(4). pp. 593-604.
  - Analysis of Reference Evapotranspiration Rates by Using the Mann-Kendall and Spearman Tests in Arid Regions of Iran. *Water and Soil Science*, 25 (4), pp. 823-834.
  35. Semenov, M. A., Stratonovitch, P., 2010, Use of Multi-model Ensembles from Global Climate Models for Assessment of Climate Change Impacts, *CLIMATE RESEARCH*, 4, pp.1-14.
  36. Semenov, M., 2008, Simulation of Extreme Weather Events by a Stochastic Weather Generator. *Climate Research*, 35, pp.203-212.
  37. Sen P.K., 1968, Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau, *Journal of the American Statistical Association*, 63, pp.1379-1389.
  38. Shi, H., Li, T., Wei, J., 2017, Evaluation of the gridded CRU TS precipitation dataset with the point rain gauge records over the Three-River Headwaters Region. *Journal of Hydrology*, 548, pp. 322-332.
  39. Talatpeh, A. N., Behmanesh, J., Montaseri, M., 2013, Predicting Potential Evapotranspiration Using Time Series Models (Case Study: Urmia), *Journal of Water and Soil*, 27(1), pp.213-223.
  40. Tao, X., Chen, H., Xu, C., Hou, Y., Jie, M., 2015, Analysis and prediction of reference evapotranspiration with climate change in Xiangjiang River Basin, China, *Water Science and Engineering*, 8(4), pp. 273-281.
  41. Taylor, K.E., 2001, summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research*, 106, pp. 7183-7192.
  42. Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A., 2012, An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 93, pp. 485-498.
  43. Theil H., 1950, A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis, *I. Nederlands Akad,*