

پاسخ هیدرولوژیکی حوزه آبخیز چهل چای گلستان به تغییر اقلیم آینده

رضا چمنی^۱، محمود آذری^{۲*} و سون کرایلیش

^۱ کارشناس ارشد، دانشکده منابع طبیعی و محیط‌زیست، دانشگاه فردوسی مشهد، ^۲ استادیار، دانشکده منابع طبیعی و محیط‌زیست، دانشگاه فردوسی مشهد و ^۳ گروه علم اطلاعات جغرافیایی، دانشگاه فریدریش شیلر ینا، آلمان

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۱/۲۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۵/۱۷

چکیده

اثرات هیدرولوژیکی تغییر اقلیم چالش بزرگی برای برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آب است. تعیین اثرات تغییر اقلیم بر فرایندهای هیدرولوژیکی، پیش‌نیاز تدوین استراتژی‌های سازگاری با اثرات تغییر اقلیم می‌باشد که لازمه مواجهه با بحران کم‌آبی در آینده است. هدف این پژوهش، بررسی اثر تغییر اقلیم بر رژیم هیدرولوژیکی حوضه رودخانه چهل چای در استان گلستان می‌باشد. برای شبیه‌سازی فرایندهای هیدرولوژیکی حوضه از مدل توزیعی و فرایندی J2000 استفاده شد. در این راستا، مدل با استفاده از داده‌های دبی روزانه ایستگاه خروجی حوضه برای دوره زمانی ۲۰۱۴-۲۰۰۲ واسنجی و اعتبارسنجی شد. به‌منظور تعیین اثر تغییر اقلیم، از آخرین خروجی‌های هفت مدل اقلیمی CanESM2، MPI-M-MPI-ESM-LR و ICHEC- EC-EART، CESM1-CAM5، CESM1-BGC، BBC-CSM1.1، CCSM4 برای دو سناریوی انتشار RCP4.5 و RCP8.5 برای دوره ۲۰۷۱-۲۱۰۰، استفاده شد. نتایج پژوهش نشان داد که میانگین افزایش دمای بیشینه حوضه برای مدل‌های مختلف در سناریوهای RCP4.5 و RCP8.5 در دوره ۲۰۷۱-۲۱۰۰ به میزان ۲/۶ و ۴/۷ درجه و دمای کمینه به میزان ۲/۴ و ۴/۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. همچنین، میانگین تغییرات مقدار بارندگی برای این سناریوها به میزان ۱/۳۵ درصد افزایش و ۰/۶ درصد کاهش می‌باشد. این تغییرات باعث افزایش تبخیر و تعرق به میزان ۹/۶ و ۱۶/۷ درصد و کاهش دبی حوضه به میزان ۴/۲ و ۳/۲ درصد می‌شود. نتیجه این تغییرات هیدرولوژیکی به‌صورت کاهش جریان حوضه در آوریل تا ژوئن نمایان می‌شود که برای سناریوی RCP 8.5 تا اکتبر ادامه دارد.

واژه‌های کلیدی: دبی جریان، مدل اقلیمی، مدل‌سازی هیدرولوژی، مدیریت منابع آب، J2000

مقدمه

(Sunde و همکاران، ۲۰۱۷). به احتمال زیاد، گرمایش جهانی باعث تغییر در آب و هوای کره زمین نیز می‌شود. این تغییر اقلیم، باعث تشدید چرخه آب، تغییر در خصوصیات بارش، تغییر در مقدار و زمان ظهور رواناب، وقوع خشکسالی و سیلاب‌های بزرگ، توسعه مناطق بیابانی و تغییر در میزان تبخیر و تعرق می‌شود (Delgado و همکاران، ۲۰۱۳). با توجه به نقش

استفاده روزافزون از سوخت‌های فسیلی، تولید آلاینده‌ها و انتشار گازهای گلخانه‌ای را به‌همراه داشته است که این سبب افزایش دمای کره زمین و تغییر اقلیم جهانی شده است. همه پیش‌بینی‌ها دلالت بر افزایش دما در بخش‌های مختلف کره زمین دارد، هر چند مقدار دقیق افزایش دما در آینده مشخص نیست

استفاده از سناریوی B2 و مدل HadCM3 برای یک دوره ۳۰ ساله از سال ۱۳۵۶ تا ۱۳۸۶ مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج نشان داد که حجم آبدهی سالانه ایستگاه تمر در بالادست سه سد بوستان، گلستان و وشمگیر برای سیلاب‌های با دوره بازگشت ۵۰ و ۱۰۰ ساله در دوره ۲۰۷۱-۲۱۰۰ به ترتیب ۱/۳۸ و ۱/۳۳ درصد کاهش خواهد یافت. Azari و همکاران (۲۰۱۳) اثرات هیدرولوژیکی تغییر اقلیم در حوزه آبخیز گرگان‌رود را با استفاده از مدل SWAT و خروجی‌های سه مدل چرخش عمومی جو (CGCM1, HadCM3 و SCIRO) برای حد پایین و بالای انتشار گازهای گلخانه‌ای (B1 و A1F1) در دوره زمانی ۲۰۷۰ تا ۲۰۹۹ مورد ارزیابی قرار دادند. نتایج نشان داد، در شرایط تغییر اقلیم، میزان بارندگی در حوضه ۳/۲ تا ۶/۷ درصد کاهش، رواناب سطحی به میزان ۰/۴ تا ۷/۷ درصد کاهش، مقدار آب خاک به میزان ۵/۲ تا ۱۳ درصد کاهش، آبدهی حوضه ۵/۳ تا ۱۰/۲ درصد افزایش و تبخیر و تعرق بین ۳/۶ تا ۱/۶ درصد افزایش خواهد یافت. Sohrabian و همکاران (۲۰۱۵) در مطالعه اثر تغییر اقلیم بر حوضه گالیکش استان گلستان، به این نتیجه رسیدند که تغییر اقلیم باعث افزایش ۱/۸۳-۰/۱۹ درجه دمای بیشینه و ۱/۷۱-۰/۱۲ درجه دمای کمینه می‌شود. نتایج همچنین، دلالت بر کاهش میزان بارندگی حوضه نیز دارد که کاهش دبی به میزان ۷/۹۴-۴/۴۳ متر مکعب بر ثانیه را به همراه داشته است. Noori و همکاران (۲۰۱۵)، تأثیر تغییرات اقلیمی بر جریان ورودی به مخازن سدهای بوستان و گلستان در حوزه آبخیز گرگان‌رود را با استفاده از LARS-WG بررسی کردند. نتایج پژوهش، بیانگر کاهش حدود ۲۰ تا ۲۵ درصدی بارش و افزایش یک تا دو درجه‌ای دمای سالیانه است. همچنین، کاهش رواناب در حدود ۱۸ درصد در حوضه سد بوستان و ۲۴ درصد در حوضه سد گلستان نیز پیش‌بینی شده است. Niroomandfard و همکاران (۲۰۱۷) اثر تغییر اقلیم بر جریان رودخانه حوضه محمدآباد در استان گلستان را برای دوره ۲۰۴۰-۲۰۱۱ با استفاده از مدل بارش-رواناب HBV-Light و خروجی مدل اقلیمی HadCM3 برای سناریوهای انتشار، B1، A2 و A1B بررسی نمودند. نتایج پژوهش

حیاتی منابع آب در توسعه اقتصادی و اجتماعی هر کشور، اثرات هیدرولوژیکی تغییر اقلیم چالش بزرگی برای برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آب محسوب می‌شود. به همین خاطر، مطالعات متعددی به اثرات تغییرات آب و هوایی بر منابع آب در مناطق مختلف پرداخته است. اثر تغییرات اقلیم بر منابع آب، به مدل چرخش عمومی جو^۱ و سناریوهای اقلیمی بستگی دارد (Yan و همکاران، ۲۰۱۵) عدم قطعیت نتایج، به مدل هیدرولوژی، مدل‌های GCM، سناریوهای انتشار، روش و پارامترهای واسنجی مربوط است که در این میان عدم قطعیت ناشی از GCM‌ها بیشتر از مدل‌های هیدرولوژی گزارش شده است (Sunde و همکاران، ۲۰۱۷). از این‌رو، در ارزیابی اثرات هیدرولوژیکی تغییر اقلیم، ترکیب مدل‌های هیدرولوژیکی و خروجی‌های مدل‌های اقلیمی یکی از معمول‌ترین روش‌ها می‌باشد (Tan و همکاران، ۲۰۱۷).

استان گلستان به‌عنوان یکی از قطب‌های کشاورزی کشور از اهمیت زیادی در توسعه کشور برخوردار است. پیش‌بینی اثر نوسانات اقلیمی و تغییر اقلیم بر منابع آب استان به‌منظور برنامه‌ریزی اقدامات سازگاری و تعدیل با تغییر اقلیم ضروری است که تا کنون مطالعات مختلفی به این مقوله پرداخته‌اند. Mahdizadeh و همکاران (۲۰۱۱)، تأثیر تغییر اقلیم بر میزان بارش در ایستگاه کریم‌ایشان و رباط‌قربیل واقع در حوضه سد گلستان را ارزیابی کردند. در این پژوهش، از مدل چرخش عمومی جو CGCM 3 برای دو سناریوی A2 و B1 در دوره زمانی ۲۰۲۱-۲۰۵۰ و ۲۰۷۱-۲۱۰۰ استفاده شد. نتایج پژوهش نشان داد، میانگین بارش ماهانه در ایستگاه کریم‌ایشان در فصل پاییز و زمستان تا ۴۳ میلی‌متر افزایش و در بهار و تابستان تا ۲۳ میلی‌متر کاهش می‌یابد. در ایستگاه رباط‌قربیل نیز در فصل پاییز و زمستان تا ۳۲ میلی‌متر افزایش و در بهار و تابستان تا ۱۱ میلی‌متر کاهش پیش‌بینی شده است. در مطالعه‌ای دیگر، Modaresi و همکاران (۲۰۱۱) به بررسی اثر تغییر اقلیم بر میزان آبدهی سالانه گرگان‌رود پرداختند. در این پژوهش، اثر سه متغیر دمای بیشینه، دمای کمینه و بارش با

¹ General Circulation Model (GCM)

موقعیت منطقه مورد مطالعه را در کشور نشان می‌دهد.

مدل هیدرولوژی J2000: مدلی توزیعی و فرایندی برای شبیه‌سازی هیدرولوژیکی حوضه‌های کوچک و بزرگ می‌باشد. این مدل در سامانه مدل‌سازی JAMS^۲ که یک چارچوب نرم‌افزاری برای توسعه و استفاده از مدل‌های محیطی است، اجرا می‌شود (Krause, ۲۰۰۲). اولین نسخه از این مدل، در سه حوضه رودخانه Elbe به کار گرفته شد و کارایی مدل تایید شد (Krause و Flügel, ۲۰۰۵). متغیرهای اقلیمی ورودی مدل J2000 شامل مقادیر روزانه بارش، دمای کمینه و بیشینه، سرعت باد، رطوبت نسبی و مطلق و ساعت آفتابی است. تغییرپذیری عمودی متغیرهای اقلیمی در مدل J2000 با همبستگی بین ارتفاع و متغیر و تغییرات افقی با عکس مجذور فاصله محاسبه می‌شود. هیدرولوژی حوضه از بخش‌های گیرش، آب خاک، آب زیرزمینی، روندیابی جریان، روندیابی جانبی، برف و بارش تشکیل شده است (Santosh, ۲۰۱۶). محاسبه بیشینه گیرش گیاهی در مدل با توجه به ظرفیت پوشش مختلف و شاخص سطح برگ محاسبه می‌شود. فرایند نفوذ، تبخیر و ترق و ذخیره‌سازی در بخش آب خاک مدل محاسبه می‌شود.

به‌منظور محاسبه نفوذ (INF)، از بیشینه سرعت نفوذ تعریف شده (maxINF) بر حسب میلی‌متر در روز و نسبت اشباع نسبی خاک (Soilsat) به شرح روابط (۱) و (۲) استفاده می‌شود.

$$INF = (1 - soil_{sat}) \cdot maxINF \quad (1)$$

$$soil_{sat} = (MPS_{act} + LPS_{act}) / (MPS_{max} + LPS_{max}) \quad (2)$$

که در آن‌ها، MPS_{act} و MPS_{max} به ترتیب ذخیره حقیقی و بیشینه ذخیره در منافذ متوسط و LPS_{act} و LPS_{max} به ترتیب ذخیره واقعی و بیشینه ذخیره در منافذ درشت می‌باشد. در بخش آب زیرزمینی، هر آبخوان به دو بخش تفکیک می‌شود، بخش بالایی (RG1) شامل مواد هوازده با نفوذپذیری بالا که در تشکیل رواناب سریع موثر است. بخش پایینی آبخوان (RG2) شامل بخشی از سازند است که شکستگی‌ها و

نشان داد که تغییر اقلیم افزایش دما و کاهش و افزایش بارش را برای فصول مختلف به‌همراه خواهد داشت. بیشترین افزایش رواناب حوضه برای دسامبر به میزان ۲/۵۵ متر مکعب بر ثانیه و بیشترین کاهش برای ماه می به میزان ۰/۵۲ متر مکعب بر ثانیه پیش‌بینی شده است.

تا کنون، در خصوص ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر هیدرولوژی حوضه در کشور و استان گلستان تحقیقاتی انجام شده است، اما در همه این تحقیقات از سناریوهای انتشار مربوط به گزارش‌های ارزیابی سوم و چهارم هیئت بین‌دولتی تغییر اقلیم^۱ استفاده شده است. هدف این پژوهش، ارزیابی اثرات تغییر اقلیم در هیدرولوژی حوضه چهل‌چای در استان گلستان با استفاده از خروجی‌های هفت مدل اقلیمی برای دو سناریوی انتشار RCP8.5 و RCP4.5 مربوط به آخرین گزارش ارزیابی هیئت بین‌دولتی تغییر اقلیم (CMIP5) می‌باشد که اخیراً ارائه شده است. در راستای این هدف، از قابلیت‌های مدل هیدرولوژیکی توزیعی و فرایندی J2000 برای شبیه‌سازی فرایندهای هیدرولوژی حوضه استفاده می‌شود.

مواد و روش‌ها

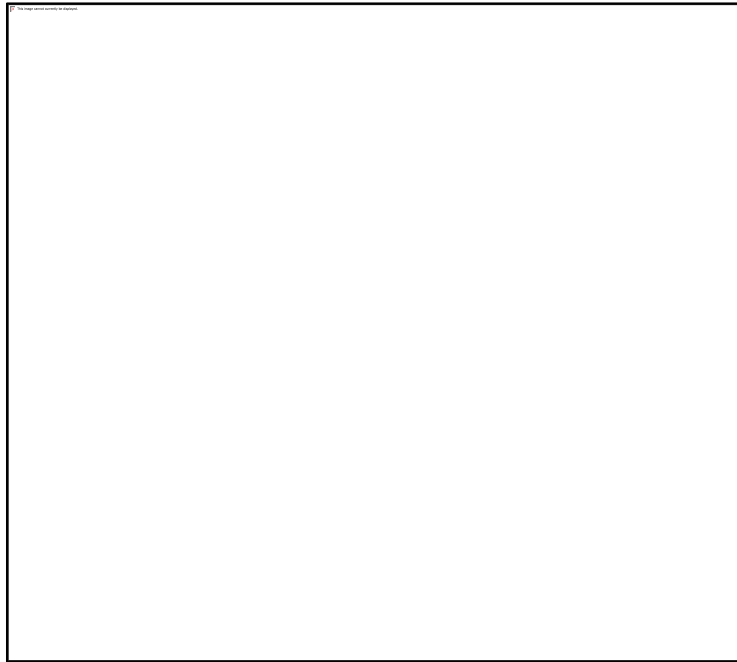
معرفی منطقه مورد پژوهش: حوزه آبخیز چهل‌چای به مساحت ۲۵۶۸۳/۱ هکتار یکی از زیرحوضه‌های آبخیز گرگان‌رود است که در طول‌های جغرافیایی ۲۲° ۳۰' تا ۵۵° ۳۰' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۰° ۵۷' تا ۳۶° ۱۵' شمالی قرار دارد. ارتفاع متوسط حوضه ۹۵۱ متر می‌باشد، به طوری که کمترین ارتفاع حوضه با ارتفاع ۱۹۰ متر، در محل خروجی حوضه و مرتفع‌ترین نقطه با ارتفاع ۲۵۷۰ متر در ارتفاعات جنوبی حوضه قرار دارند. بارش متوسط حوضه ۸۱۹ میلی‌متر می‌باشد. شیب متوسط حوضه ۴۵/۸ درصد است و ۵۸/۹ درصد از سطح حوضه در شیب ۳۰ الی ۶۰ درصد واقع شده است. جهت غالب حوزه آبخیز مورد مطالعه، شمال غربی است. شکل ۱،

¹ Inter-governmental Panel on Climate Change (IPCC)

² Jena Adaptable Modelling System

می تواند از طریق جریان زیرزمینی فرعی و همچنین، عمق مویبندی در منطقه غیر اشباع انجام شود.

درز و شکاف در سنگ بستر وجود دارد و با تاخیر بیشتر در جریان دخالت دارد. خروج آب های زیرزمینی



شکل ۱- موقعیت حوزه آبخیز چهل چای در استان گلستان و ایران

تجمع، دگردیسی و ذوب برف است. ظرفیت های مختلف آب برف شامل آب معادل برف واقعی (SWE_{dry}) و آب ذخیره شده در برف در حالت انجماد (SWE_{tot}) در مدل قابل محاسبه است. دمای تجمع و ذوب برف با استفاده از دمای روزانه محاسبه می شود. در سیستم مدل سازی J2000، نوع بارش بر اساس دمای هوا تعیین می شود. به منظور تعیین مقدار برف و باران، دو دمای آستانه در نظر گرفته می شود (Krause, 2002).

آماده سازی داده ها و اجرای مدل: به منظور اجرای مدل هیدرولوژی، داده های دما و بارندگی ایستگاه های منطقه و داده های دبی روزانه ایستگاه لزوره در خروجی حوضه، از شرکت آب منطقه ای و اداره کل هواشناسی گلستان اخذ شد. پس از بررسی اولیه و انتخاب ایستگاه های مناسب، داده های ورودی مدل آماده شد. پراکنش ایستگاه های مورد استفاده در شکل ۱، نشان داده شده است.

محاسبه آب زیرزمینی (outRG1 و outRG2) از طریق روابط (۳) و (۴) و با استفاده از ضرایب ذخیره سازی مخازن (recRG1 و recRG2)، مقدار ذخیره سازی واقعی (actRG1 و actRG2) و ضریب واسنجی gwRGFact محاسبه می شود.

$$\text{outRG1} = \frac{1}{\text{gwRG1Fact} + \text{recRG1}} \cdot \text{actFG1} [\text{mm}] \quad (3)$$

$$\text{outRG1} = \frac{1}{\text{gwRG1Fact} * \text{recRG1}} \cdot \text{actFG1} [\text{mm}] \quad (4)$$

پدیده های جریان در کانال شامل زمان اوج، سرعت انتقال و جریان می باشد که با توجه به روابط مانینگ و استریکلر محاسبه می شود. تنها پارامتر این بخش، ضریب روندیابی (TA) می باشد که به وسیله کاربر تنظیم می شود. این ضریب، نشان دهنده زمان حرکت و تخلیه رواناب در داخل کانال پس از یک واقعه بارش می باشد. از سرعت جریان (V) و طول جریان (FL) برای محاسبه ضریب حفظ رواناب (RK) استفاده می شود (رابطه ۵).

$$RK = \frac{V}{FL} \cdot TA \cdot 3600 [-] \quad (5)$$

بخش برف مدل شامل محاسبه مراحل مختلف

جدول ۱- داده‌های مورد نیاز برای اجرا مدل J2000 و منابع آن

منبع	دوره زمانی	داده
شرکت سهامی آب منطقه‌ای و هواشناسی استان گلستان	۱۹۹۲-۲۰۱۴	دمای بیشینه، کمینه و بارش روزانه
شرکت سهامی آب منطقه‌ای استان گلستان	۱۹۹۲-۲۰۱۴	دبی روزانه ایستگاه لزوره
سازمان زمین‌شناسی آمریکا	-	DEM با دقت ۳۰ متر
اداره کل منابع طبیعی و آبخیزداری استان گلستان	۱۳۹۲	نقشه زمین‌شناسی، نقشه کاربری اراضی و نقشه خاک (مقیاس ۱:۳۵۰۰۰)

مورد استفاده قرار گرفتند. در این پژوهش، از داده‌های دبی ایستگاه لزوره در خروجی حوضه برای دوره زمانی ۲۰۱۰-۲۰۰۳ استفاده شد. دوره زمانی ۲۰۱۰-۲۰۰۲ برای واسنجی و دوره زمانی ۲۰۱۴-۲۰۱۱ برای اعتبارسنجی مدل در نظر گرفته شد. برای تعیین کارایی مدل، ضریب نش-ساتکلیف (E_{NS}) و ضریب همبستگی (R^2) به شرح رابطه‌های (۶) و (۷) محاسبه شد.

$$R^2 = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}} \right]^2 \quad (6)$$

$$E_{NS} = 1 - \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (7)$$

که در آن‌ها، n تعداد داده‌ها، O_i مقدار مشاهده‌ای، P_i مقدار پیش‌بینی مدل، \bar{O} میانگین مقادیر مشاهده‌ای، \bar{P} میانگین مقادیر پیش‌بینی مدل می‌باشد. مقدار E_{NS} از منهای بی‌نهایت تا یک متغیر می‌باشد. هرچه این ضریب به یک نزدیک‌تر باشد، عملکرد مدل بهتر و مناسب‌تر است (Moriasi, 2007). مقدار ضریب همبستگی نیز بین صفر تا یک متغیر است. هرچه این ضریب به یک نزدیک‌تر باشد، میزان همبستگی بین داده‌ها بیشتر و پراکندگی کمتر است.

داده‌های تغییر اقلیم: در این پژوهش، به‌منظور تعیین اثر تغییر اقلیم از داده‌های روزانه بارش و دمای بیشینه و کمینه هفت مدل اقلیمی مربوط به پنجمین گزارش ارزیابی هیئت بین دولتی تغییر اقلیم (CMIP5) برای دوره تاریخی ۱۹۷۶-۲۰۰۵ و دوره آینده ۲۰۷۱-۲۱۰۰ استفاده شد (جدول ۲). داده‌های مدل‌ها مربوط به طرح CORDEX^۴ می‌باشد که از

شبیه‌سازی فرایندهای هیدرولوژی در مدل J2000 در واحد پاسخ هیدرولوژیکی^۱ انجام می‌شود که از ترکیب نقشه‌های شیب، کاربری زمین، زمین‌شناسی و خاک‌شناسی به‌دست می‌آید. در این راستا، از نقشه خاک‌شناسی، زمین‌شناسی و کاربری اراضی مطالعات پایه حوضه استفاده شد. نقشه خاک‌شناسی حوضه از ۱۴ جزء واحد اراضی و نقشه زمین‌شناسی از ۱۱ سازند زمین‌شناسی تشکیل شده است. کاربری اراضی حوضه نیز شامل هشت طبقه کاربری مختلف است که بخش اعظم حوضه را جنگل تشکیل می‌دهد. مدل رقومی ارتفاع حوضه (DEM) با دقت مکانی ۳۰ متر از سایت سازمان زمین‌شناسی آمریکا^۲ اخذ شد. دو روش پنمن-مانتیت و هارگریوز-سامانی برای محاسبه تبخیر و تعرق در مدل هیدرولوژی J2000 گنجانده شده است که در این پژوهش، از روش هارگریوز-سامانی استفاده شده است. در جدول ۱، خلاصه‌ای از داده‌های پژوهش ارائه شده است.

واسنجی و اعتبارسنجی مدل J2000: برای تعیین کارایی مدل J2000 در شبیه‌سازی هیدرولوژی حوضه آبخیز چهل‌چای ۳۶ پارامتر اصلی با بررسی منابع انتخاب شد (Fisher و همکاران، ۲۰۰۹؛ Nepal و همکاران، ۲۰۱۴). سپس با ترکیب روش‌های دستی و خودکار تحلیل حساسیت و واسنجی شد. بدین‌صورت که واسنجی خودکار مدل با روش SCE^۳ انجام شد، ولی به‌منظور دقت بیشتر برخی از پارامترها به‌صورت دستی نیز تغییر داده شد. در مجموع، تعداد ۱۵ پارامتر که حساسیت بیشتری داشتند، در واسنجی

¹ Hydrological response unit² The United States Geological Survey (USGS)³ Shuffled Complex Evolution⁴ COordinated Regional climate Downscaling EXperiment

$$P_{GCM} = P_{obs} + \left(\frac{P_{GCM}}{\bar{P}_{His}}\right) \quad (9)$$

که در آن‌ها، T_{GCM} دمای آینده برای روز مورد نظر، T_{obs} دمای مشاهده‌ای در دوره تاریخی، \bar{T}_{GCM} متوسط دمای GCM در دوره آینده، \bar{T}_{His} متوسط دمای GCM در دوره تاریخی، P_{GCM} بارندگی در روز مورد نظر برای آینده، P_{obs} بارندگی مشاهده‌ای در دوره تاریخی، \bar{P}_{GCM} متوسط بارندگی آینده GCM و \bar{P}_{His} متوسط بارندگی دوره تاریخی GCM می‌باشد. در این پژوهش سال‌های ۲۰۰۵-۱۹۷۶ به‌عنوان دوره تاریخی و سال‌های ۲۰۷۱-۲۱۰۰ به‌عنوان دوره آینده ریزمقیاس‌نمایی در نظر گرفته شد.

نتایج و بحث

واسنجی و اعتبارسنجی مدل J2000: مدل برای دوره ۲۰۱۰-۲۰۰۳ واسنجی و برای سال‌های ۲۰۱۴-۲۰۱۰ اعتبارسنجی شد. جدول ۳، پارامترهای حساس مدل به همراه دامنه تغییرات و مقدار بهینه را نشان می‌دهد. شکل ۲، دبی شبیه‌سازی شده و مشاهده‌ای ماهانه در دوره واسنجی و اعتبارسنجی را نشان می‌دهد. جدول ۳، ضریب نش-ساتکلیف و ضریب همبستگی را در دوره واسنجی و اعتبارسنجی و کل دوره آماری نشان می‌دهد.

ضریب نش-ساتکلیف و ضریب همبستگی برای دوره اعتبارسنجی به ترتیب ۰/۷۸ و ۰/۷۰ به‌دست آمد. با توجه به نتایج ضریب همبستگی و نش-ساتکلیف مدل که در جدول ۴ ارائه شده است، کارایی مدل با مقایسه با معیار کیفی Moriasi و همکاران (۲۰۰۷) قابل قبول است. مطالعات دیگر مانند Julian و همکاران (۲۰۱۳) و Krause و همکاران (۲۰۰۶) که از مدل J2000 برای شبیه‌سازی حوضه استفاده کردند، قابلیت مدل را خوب برآورد کرده‌اند. در مطالعاتی که دوره آماری کوتاه‌تر بوده، کارایی بهتر مدل هم گزارش شده است (Nepal و همکاران، ۲۰۱۴؛ Nepal و همکاران، ۲۰۱۵؛ Krause، ۲۰۰۲). در این پژوهش، دوره شبیه‌سازی طولانی‌تر (۲۰۱۰-۲۰۰۳) در نظر گرفته شد تا معرف شرایط هیدرولوژی حوضه برای تحلیل اثرات تغییر اقلیم باشد.

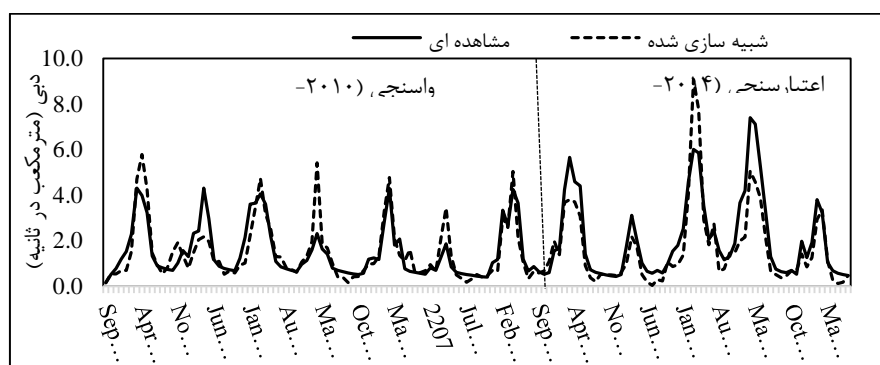
سایت مرکز محاسبات آب و هوای آلمان (DKRZ) دانلود شده است. این داده‌ها ریزمقیاس شده و در اندازه سلول ۰/۴۴ درجه برای ایران قابل دریافت می‌باشد. مدل‌های گردش عمومی جو با توجه به انتشار گازهای گلخانه‌ای اقدام به پیش‌بینی وضعیت اقلیمی در آینده می‌کنند. در سال ۱۹۹۲، هیئت بین‌دولتی تغییر اقلیم (IPCC) اولین مجموعه از سناریوهای اقلیمی را تحت عنوان SRES منتشر کرد. در سال ۲۰۱۴، این سناریوها به‌روز رسانی و در قالب چهار سناریو با نام RCP ارائه شده است. در این پژوهش، از سناریوهای RCP4.5 و RCP8.5 استفاده شد. در سناریوی RCP8.5 فرض شده است که هیچ‌گونه فعالیتی در راستای کاهش گازهای گلخانه‌ای صورت نگیرد و جمعیت جهان تا پایان سال ۲۱۰۰ به ۱۲ میلیارد نفر برسد. بر این اساس، غلظت دی‌اکسید کربن به ۱۹۶۰ قسمت در میلیون می‌رسد. در سناریوی RCP4.5 جمعیت جهان در انتهای قرن اخیر کمتر از هفت میلیارد برآورد شده و غلظت دی‌اکسید کربن به ۷۵۰ قسمت در میلیون خواهد رسید (IPCC، ۲۰۱۳).

توجه به این‌که داده‌های مدل‌های اقلیمی در مقیاس بزرگ مکانی تولید می‌شوند، برای استفاده در تحلیل‌های هیدرولوژیکی در سطح حوزه آبخیز کوچک مناسب نیستند. از این‌رو، روش‌هایی نیاز است تا داده‌های اقلیمی قابل استفاده در سطح حوضه شود که به این روش‌ها ریزمقیاس‌نمایی می‌گویند (Modaresi، ۲۰۱۲). به‌منظور ریزمقیاس‌نمایی داده‌های تغییر اقلیم از روش عامل تغییر استفاده شد (Fowler و همکاران، ۲۰۰۷؛ Teutschbein و Seibert، ۲۰۱۲). در این روش، برای ریزمقیاس‌نمایی بارش از نسبت ماهانه بارش برای دوره تاریخی و آینده مدل اقلیمی و برای ریزمقیاس‌نمایی دما از تفاضل میانگین ماهانه دوره تاریخی و دوره آینده استفاده می‌شود. برای به‌دست آوردن دما و بارش روزانه در دوره آینده، اختلاف میانگین ماهانه دما و نسبت ماهانه بارش با داده‌های روزانه دما و بارندگی دوره مشاهده‌ای طبق رابطه‌های (۸) و (۹) جمع می‌شود (Fowler و همکاران، ۲۰۰۷).

$$T_{GCM} = T_{obs} + (\bar{T}_{GCM} - \bar{T}_{His}) \quad (8)$$

جدول ۲- مدل‌های اقلیمی مورد استفاده در پژوهش

مدل‌ها	کشور	سازمان	دقت مکانی (درجه)
CanESM2 ^۱	کانادا	Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis	۰/۴۴
CCSM4 ^۲	آمریکا	National Science Foundation and the U.S. Department of Energy	۰/۴۴
BBC-CSM1.1 ^۳	چین	Beijing Climate Centre, China Meteorological Administration	۰/۴۴
CESM1-BGC ^۴	آمریکا	by National Center for Atmospheric Research is sponsored the National Science Foundation	۰/۴۴
CESM1-CAM5 ^۵	آمریکا	by National Center for Atmospheric Research is sponsored the National Science Foundation.	۰/۴۴
MPI-M-MPI-ESM-LR ^۶	آلمان	Max-Planck-Institut für Meteorologie	۰/۴۴
ICHEC-EC-EARTH	سوئد	Meteorological Institution at Stockholm University	۰/۴۴



شکل ۲- مقایسه مقادیر دبی ماهانه مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده مدل برای دوره واسنجی و اعتبارسنجی

جدول ۳- پارامترهای منتخب مدل و دامنه تغییرات آن

ردیف	پارامتر	توضیحات	دامنه کلی	مقدار بهینه
۱	a_rain	مقدار گیرش برای باران	۰-۱۰	۰/۰۰۱
۲	a_snow	مقدار گیرش برای برف	۰-۱۰	۰/۶
۳	r_factor	عامل ذوب به‌وسیله بارش مایع	۰-۵	۰/۰۰۱
۴	g_factor	عامل ذوب به‌وسیله جریان گرمای خاک	۰-۱۰	۰/۰۰۱
۵	soilLinRed	ضریب کاهش خطی برای AET	۰-۱۰	۰/۶
۶	SoilDistMPSLPS	ضریب توزیع در MPS-LPS	۰-۱۰	۰/۱
۷	SoilDiffMPSLPS	ضریب نفوذ در MPS-LPS	۰-۱۰	۰/۱
۸	soilOutLPS	ضریب خروج برای LPS	۰-۱۰	۰/۷
۹	soilLatVertLPS	ضریب توزیع عمودی	۰-۱۰	۰/۷
۱۰	soilMaxPerc	حداکثر نرخ نفوذ به آب‌های زیرزمینی	۰-۲۰	۰/۲
۱۱	soilConcRD1	ضریب فروکش برای آب‌های سطحی	۰-۱۰	۱۰
۱۲	soilConcRD2	ضریب فروکش برای آب‌های زیرزمینی	۰-۱۰	۱/۸
۱۳	gwRG1RG2dist	ضریب توزیع RG1-RG2	۰-۱	۰/۴
۱۴	gwRG1Fact	تنظیم جریان RG1	۰-۱۰	۳/۳
۱۵	gwRG2Fact	تنظیم جریان RG2	۰-۱۰	۳/۳

¹ Canadian Earth System Model² Community Climate System Model³ Beijing Climate Center Climate System Model⁴ Community Earth System Model, version 1-Biogeochemistry⁵ Climate Change Projections in CESM1-Community Atmospheric Model version 5⁶

جدول ۴- ضرایب کارایی مدل برای دوره‌های مختلف

آماره	دوره واسنجی	دوره اعتبارسنجی	کل دوره
ضریب نش-سانتکلیف	۰/۷۴	۰/۷۸	۰/۷۲
ضریب همبستگی (R2)	۰/۷۱	۰/۷۰	۰/۷۵

اثر تغییر اقلیم بر دما، بارندگی و تبخیر و تعرق: در جدول ۵، متوسط تغییر دمای سالانه برای مدل-های مختلف نشان داده شده است. در شکل ۳ نیز

دامنه تغییرات دمای بیشینه و کمینه حوضه پیش-بینی شده مدل‌ها برای سناریوهای اقلیمی ارائه شده است.

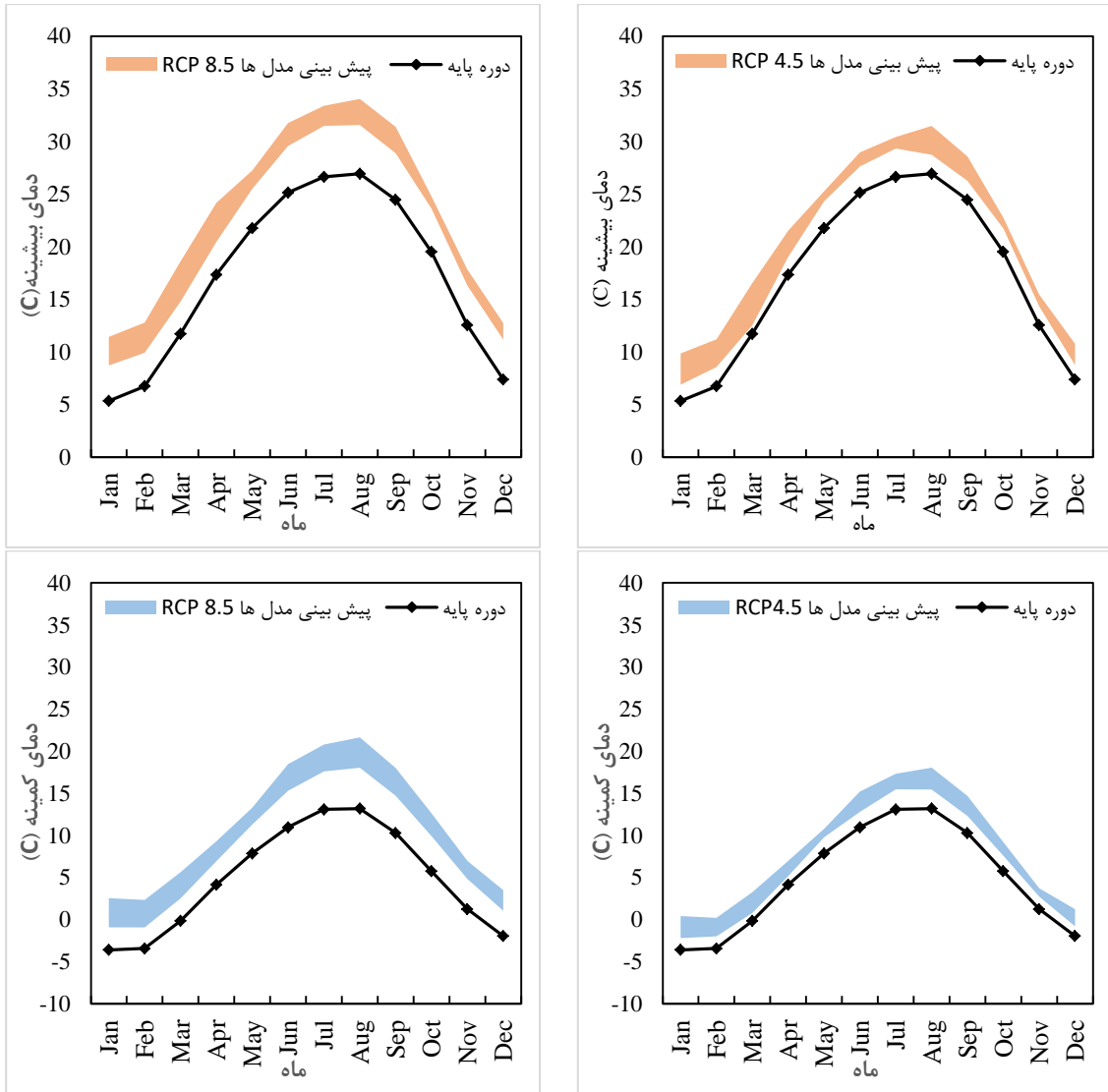
جدول ۵- تغییرات سالانه دما بر حسب مدل‌های مختلف

متغیر اقلیمی	سناریو	CanEsm2	CCSM4	BBC-CSM1.1	CESM1-BGC	CESM1-CAM5	ICHEC-EC-EARTH	MPI-ESM-LR
دمای بیشینه	RCP4.5	۳/۹۵	۲/۳۳	۲/۴۷	۲/۱۹	۲/۸۱	۲/۶۶	۲/۴۵
	RCP8.5	۶/۲۱	۴/۴۰	۴/۷۷	۴/۳۶	۴/۲۰	۴/۴۰	۴/۷۵
دمای کمینه	RCP4.5	۳/۶۴	۲/۱۹	۲/۰۳	۲/۰۲	۲/۶۴	۲/۵۴	۱/۸۹
	RCP8.5	۶/۴۸	۴/۱۳	۴/۰۶	۴/۱۱	۴/۱۱	۴/۰۵	۳/۹۰

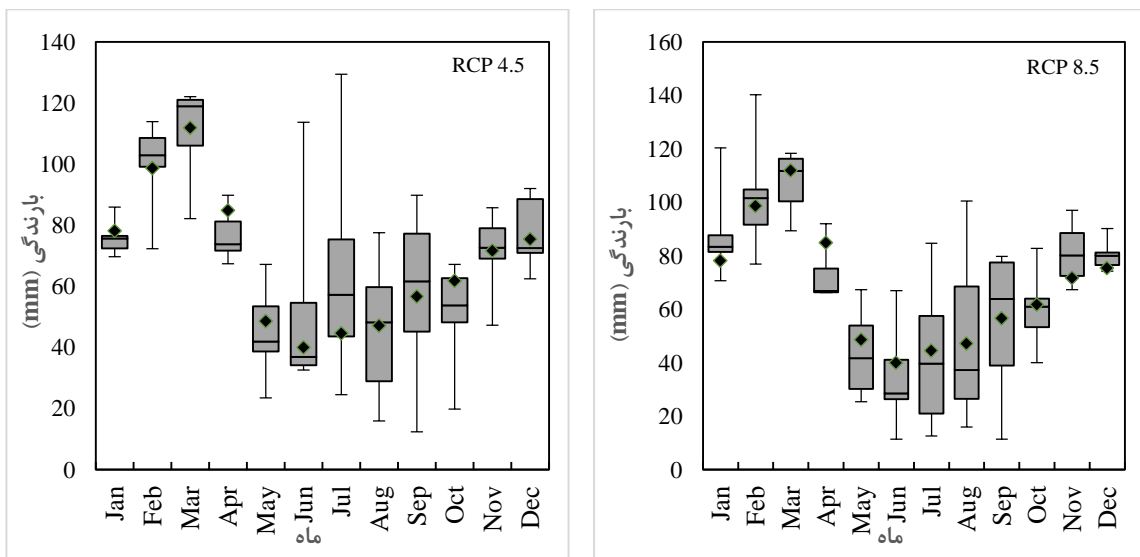
پیش‌بینی مدل‌ها برای بارندگی نیز نشان می‌دهد که بارش سالانه حوضه نسبت به دوره پایه در سناریوی RCP4.5 به میزان ۱/۳۵ درصد افزایش و تحت سناریوی RCP8.5 به مقدار ۰/۶ درصد کاهش خواهد یافت. در شکل ۴، نمودار بارندگی ماهانه پیش-بینی مدل‌ها برای سناریوهای مختلف نسبت به دوره پایه نشان داده شده است.

الگوی بارندگی ماهانه نشان می‌دهد که در سناریوی RCP8.5 در بیشتر ماه‌های سال و به خصوص در فصول بهار و تابستان میزان بارندگی کاهش و در زمستان بارندگی افزایش می‌یابد. بیشترین کاهش در ماه آوریل به میزان ۱۲ درصد و بیشترین افزایش در ماه ژانویه به میزان ۹/۴ میلی‌متر پیش‌بینی شده است. اما در شرایط سناریوی RCP4.5 تغییرات متفاوت می‌باشد. در زمستان و بهار میزان بارش‌ها کاهش را نشان می‌دهد و در تابستان افزایش کمی پیش‌بینی شده است. بیشترین افزایش بارش برای سناریوی RCP4.5 در ماه جولای به میزان ۱۹/۵۸ و بیشترین کاهش در ماه اکتبر به میزان ۹/۹۴ میلی‌متر پیش‌بینی شده است. الگوی فصلی تغییرات با نتایج پیش‌بینی شده در تحقیقات Ghorbani و همکاران (۲۰۱۶)، Mahdizadeh و همکاران (۲۰۱۱) مبنی بر افزایش بارش برای زمستان و بهار و کاهش بارش برای تابستان منطبق است.

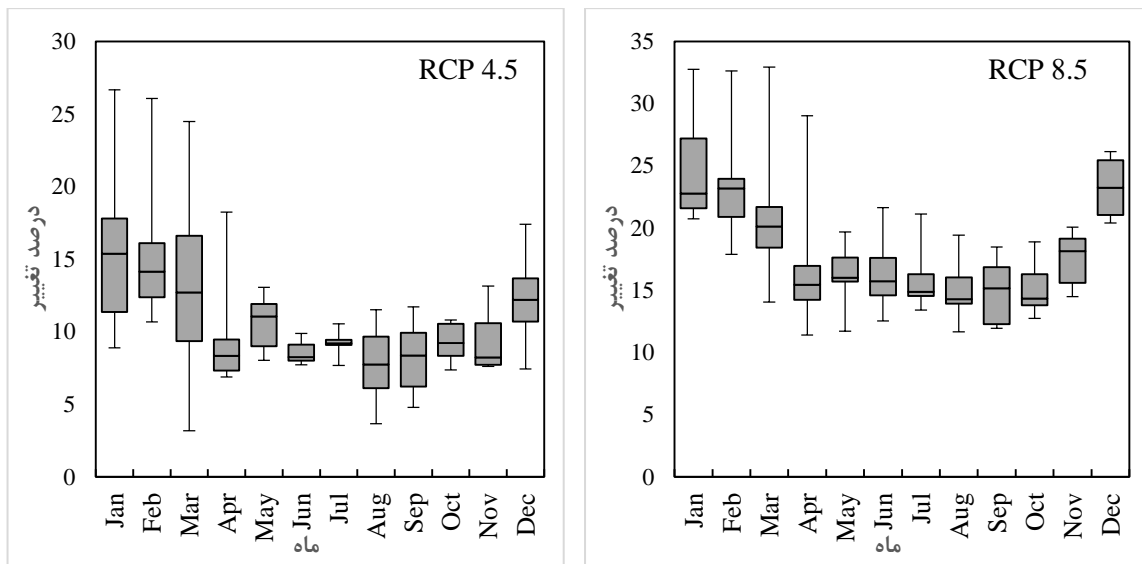
متوسط دمای بیشینه در حوضه، در RCP4.5 و RCP8.5 به ترتیب ۲/۶۹ و ۴/۷۹ درجه سانتی‌گراد و متوسط دمای کمینه، ۲/۴۴ و ۴/۵ درجه سانتی‌گراد نسبت به دوره پایه افزایش خواهد یافت. میانگین دمای بیشینه سالانه حوضه در دوره تاریخی، ۱۷/۱۲ درجه سانتی‌گراد بوده است که در اثر تغییر اقلیم برای سناریوهای RCP4.5 و RCP8.5 به ۱۹/۸ و ۲۱/۸ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. میانگین دمای کمینه حوضه نیز ۴/۷۷ درجه سانتی‌گراد می‌باشد که تحت تاثیر تغییر اقلیم به ۷/۱۹ در RCP4.5 و به ۹/۱۸ درجه سانتی‌گراد در RCP8.5 خواهد رسید. بیشترین افزایش دمای کمینه برای سناریوی RCP4.5 در ماه-های ژولای، آگوست و سپتامبر به ترتیب به مقدار ۲/۹۹، ۲/۹۱ و ۲/۷۹ درجه سانتی‌گراد و برای سناریوی RCP8.5 در همین ماه‌ها به مقدار ۵/۳۷، ۵/۶۶ و ۵/۲۸ درجه سانتی‌گراد افزایش خواهد یافت. مقدار تغییر پیش‌بینی شده در مطالعات Sohrabian و همکاران (۲۰۱۵)، Mahdizadeh و همکاران (۲۰۱۱) و Noori و همکاران (۲۰۱۵) در حوضه گرگان‌رود افزایش دمای بیشینه و دمای کمینه گزارش شده است. هر چند در این تحقیقات از سناریوی RCP برای حوضه استفاده نشده است و سوابق پژوهشی از استفاده سناریوهای RCP برای حوضه وجود ندارد.



شکل ۳- مقایسه تغییرات دمای بیشینه و دمای کمینه در دهه ۲۰۹۰ تحت دو سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 نسبت به دوره پایه



شکل ۴- نمودار جعبه‌ای بارندگی ماهانه پیش‌بینی شده برای سناریوهای RCP4.5 و RCP8.5 نسبت به مقادیر دوره پایه



شکل ۵- درصد تغییر تبخیر و تعرق ماهانه حوضه برای سناریوهای RCP4.5 و RCP8.5

کاهش میانگین سالانه می‌باشد. به طوری که برای سناریوهای ذکر شده به ترتیب $10/2$ و $11/2$ درصد کاهش پیش‌بینی شده است. همان‌طور که در شکل ۷ دیده می‌شود، میزان نفوذ آب نیز در هر دو سناریوی اقلیمی کاهش یافته است. در سناریوی RCP4.5 به میزان $14/5$ درصد و در سناریوی RCP8.5، $19/8$ درصد کاهش پیش‌بینی شده است. بیشترین کاهش در سناریوهای بالا به ترتیب در می و ژوئن پیش‌بینی شده است.

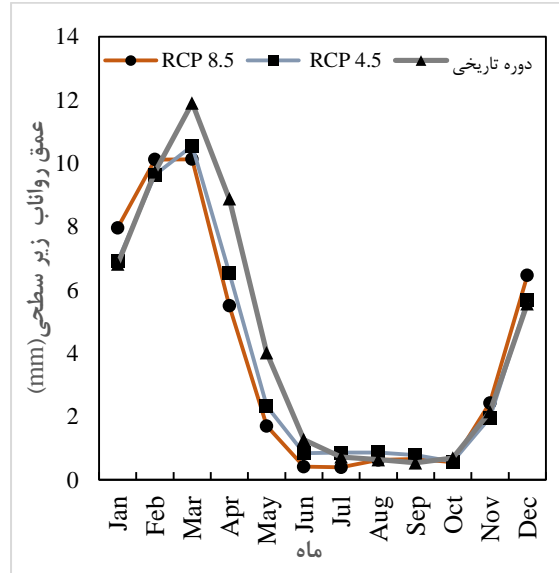
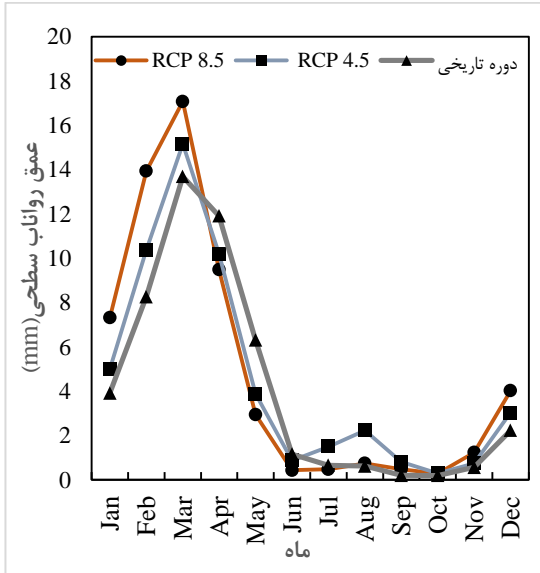
شکل ۸، نتایج پیش‌بینی دبی ماهانه برای سناریوهای RCP 4.5 و RCP 8.5 را نسبت به دوره تاریخی نشان می‌دهد. متوسط دبی سالانه ثبت شده در ایستگاه لزوره در محل خروجی حوضه برای دوره پایه $1/35$ مترمکعب بر ثانیه می‌باشد. نتایج پژوهش نشان می‌دهد که برای سناریوهای RCP4.5 و RCP8.5 به ترتیب به $1/29$ و $1/30$ مترمکعب بر ثانیه برسد. این بدین معنی است که دبی سالانه در دو سناریوی ذکر شده به ترتیب $4/2$ و $5/8$ درصد کاهش می‌یابد. سایر مطالعات، مانند پژوهش Sohrabian و همکاران (۲۰۱۵) و Ghorbani و همکاران (۲۰۱۶) در حوضه گالیکش، Noori و همکاران (۲۰۱۵) در بالادست سد گلستان و بوستان، Modaresi و همکاران (۲۰۱۱) در حوضه تمر دلالت بر کاهش رواناب و دبی رودخانه دارد که هم‌راستا با نتایج پژوهش می‌باشد.

یکی دیگر از متغیرهای مهم هیدرولوژیکی تبخیر و تعرق می‌باشد که تحت تاثیر تغییر اقلیم قرار می‌گیرد. در شکل ۵، درصد تغییر در مقدار تبخیر و تعرق برای سناریوهای اقلیمی نشان داده شده است. بر اساس این شکل، میزان تبخیر و تعرق برای هر دو سناریو نسبت به حالت پایه افزایش را نشان می‌دهد. تبخیر و تعرق سالانه در سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 به ترتیب به میزان $9/6$ و $16/7$ درصد افزایش داشته است. این افزایش از نظر فصلی در ماه‌های مرطوب (ژانویه، فوریه، مارس و دسامبر) از افزایش بیشتری برخوردار می‌باشد. بیشترین افزایش در RCP4.5 در ماه ژانویه به میزان $15/6$ و کمترین افزایش در ماه آگوست به میزان $7/7$ میلی‌متر می‌باشد.

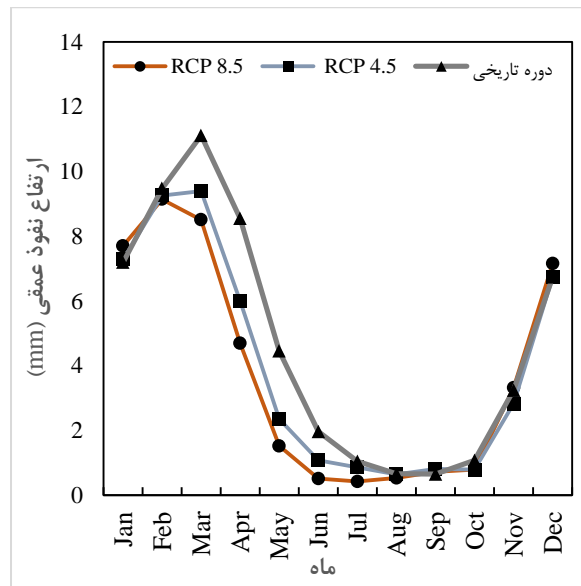
اثر تغییر اقلیم بر رواناب سطحی، نفوذ و دبی جریان: تغییرات رواناب سطحی حوضه برای دوره حال و تحت تاثیر سناریوهای اقلیمی در شکل ۶ نشان داده شده است. در هر دو سناریوی اقلیمی میزان رواناب سالانه حوضه افزایش داشته است. رواناب سطحی برای سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 به ترتیب به میزان $8/7$ و $17/4$ درصد افزایش نشان می‌دهد. در سناریوی RCP4.5 این تغییر از 38 - درصد در می تا 298 درصد در سپتامبر و برای RCP8.5 از 62 - درصد در ژوئن تا 134 درصد در سپتامبر متغیر است. در خصوص جریان زیرسطحی پیش‌بینی‌ها نشان‌دهنده

برای می (۳۹ درصد) پیش‌بینی شده است. دبی ماهانه در RCP4.5 در آوریل تا ژوئن و اکتبر و نوامبر و در RCP8.5 در ماه‌های آوریل تا اکتبر کاهش پیش‌بینی شده است.

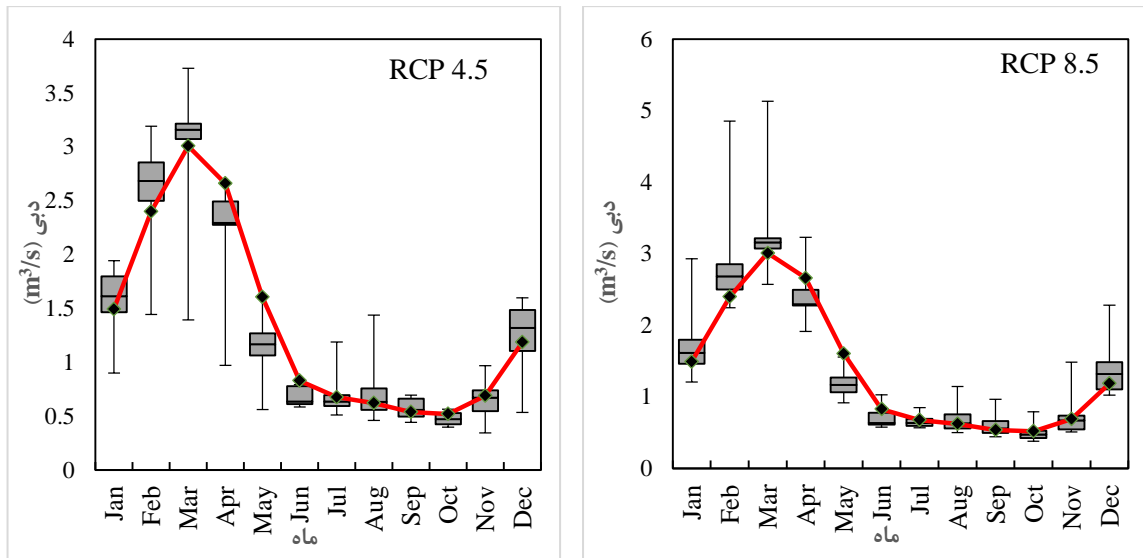
الگوی تغییرات ماهانه نشان می‌دهد که در سناریوی RCP4.5 بیشترین مقدار افزایش در ماه آگوست (۱۸/۶ درصد) و بیشترین کاهش در می (۲۸/۸ درصد) پیش‌بینی شده است. در RCP8.5 بیشترین افزایش در ژانویه به میزان (۲۶/۱۲ درصد) و بیشترین کاهش



شکل ۶- مقایسه مقدار رواناب سطحی و جریان زیر سطحی پیش‌بینی مدل‌ها برای سناریوهای RCP 8.5 و RCP 4.5 نسبت به دوره تاریخی



شکل ۷- مقایسه مقدار نفوذ عمقی پیش‌بینی مدل‌ها برای سناریوهای RCP 8.5 و RCP 4.5 نسبت به دوره تاریخی



شکل ۸- مقایسه دبی پیش‌بینی مدل‌ها برای سناریوهای RCP 8.5 و RCP 4.5 نسبت به دوره تاریخی

نتیجه‌گیری

هدف این پژوهش، بررسی اثر تغییر اقلیم بر رژیم هیدرولوژیکی حوزه رودخانه چهل چای در استان گلستان بود که با شبیه‌سازی فرایندهای هیدرولوژیکی حوزه با مدل J2000 انجام شد. مدل با استفاده از داده‌های دبی روزانه ایستگاه خروجی حوزه واسنجی و اعتبارسنجی شد. به منظور تعیین اثر تغییر اقلیم، از آخرین خروجی‌های هفت مدل اقلیمی برای دو سناریوی انتشار RCP4.5 و RCP8.5 مربوط به پنجمین گزارش ارزیابی هیئت بین‌دولتی تغییر اقلیم برای دوره ۲۰۷۱-۲۱۰۰ استفاده شد. نتایج پژوهش نشان می‌دهد که اثر تغییر اقلیم در حوزه، افزایش دمای بیشینه و کمینه را به دنبال دارد که نتیجه آن افزایش تبخیر و تعرق پتانسیل است. این تغییر برای تمام ماه‌های مختلف و سناریوهای انتشار از یک الگوی افزایشی برخوردار است. اما اثر تغییر اقلیم بر بارندگی حوزه در ماه‌های مختلف و برای سناریوهای انتشار روند یکسانی ندارد. نتایج نشان می‌دهد که برای ماه‌های مارس، آوریل، می و اکتبر در هر دو سناریو کاهش بارش پیش‌بینی شده است و برای ماه‌های فوریه، نوامبر و دسامبر افزایش بارش پیش‌بینی شده است، در سایر ماه‌ها پیش‌بینی مدل‌ها هم جهت نیستند. با تغییر در مقدار بارش حوزه، سهم رواناب سطحی و زیرسطحی نیز تغییر کرده است که این

تغییر نیز مشابه بارندگی برای ماه‌های مختلف یکسان نمی‌باشد. پیش‌بینی مدل‌ها برای هر دو سناریو، به جز در ماه‌های ژولای و آگوست هم جهت می‌باشد. به گونه‌ای که برای آوریل تا ژوئن کاهش و برای سایر ماه‌ها رواناب سطحی افزایش می‌یابد. افزایش رواناب سطحی حتی در شرایطی که بارش با کاهش همراه بوده نیز مشاهده می‌شود که این می‌تواند به دلیل نقش تغییر اقلیم در تغییر نوع بارش از برف به باران باشد که در تحقیقات مختلف به آن پرداخته شده است. یکی از اثرات قابل توجه تغییر اقلیم، کاهش مقدار نفوذ آب در خاک از ماه فوریه تا آگوست است که تقریباً با دوره کاهش جریان زیرسطحی مارس تا ژوئن هم‌زمان است. این پیش‌بینی برای هر دو سناریوی انتشار هم جهت است. نتیجه این تغییرات هیدرولوژیکی، به صورت کاهش جریان حوزه در آوریل تا ژوئن نمایان می‌شود که برای سناریوی RCP 8.5 به دلیل لحاظ شرایط بدبینانه‌تر انتشار، کاهش جریان از آوریل تا اکتبر ادامه دارد.

صرف نظر از درصد تغییر متغیرهای مختلف، نتایج پژوهش حاضر نشان می‌دهد که اثر تغییر اقلیم در حوزه مورد مطالعه، تشدید الگوی فصلی جریان می‌باشد. به طوری که رواناب، نفوذ، جریان زیرسطحی و دبی جریان در رودخانه چهل چای از اواسط بهار تا اواسط تابستان با کاهش همراه است و در پاییز و

افزایش مقدار جریان رودخانه و رواناب در پاییز و زمستان نیز می‌تواند با ایجاد سیلاب، خسارت به‌بار بیاورد که لازم است، در برنامه‌ریزی کلان حوضه برای آینده مورد توجه قرار گیرد.

زمستان با افزایش اندکی همراه خواهد بود. با توجه به این‌که دوره کاهش جریان رودخانه با دوره رشد گیاه و نیاز به آب در حوضه منطبق است، می‌تواند باعث کاهش تولید در بخش کشاورزی و زراعت حوضه شود.

منابع مورد استفاده

1. Azari, M., H.R. Moradi, B. Saghafian and M. Faramarzi. 2013. Assessment of hydrological effects of climate change in Gourganroud river basin. *Journal of Water and Soil*, 27(3): 537-547 (in Persian).
2. Delgado, J.A., M.A. Nearing and C.W. Rice. 2013. Chapter two-conservation practices for climate change adaptation. *Advances in Agronomy*, 121: 47-115.
3. Fowler, H.J., S. Blenkinsop and C. Tebaldib. 2007. Review linking climate change modeling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modeling. *Journal of Climatology*, 27: 1547-1578.
4. Ghorbani, Kh., E. Sohrabian, M. Salarijazi and M. Abdolhoseini. 2016. Prediction of climate change impact on monthly river discharge's trend using IHACRES hydrological model, case study: Galikesh Watershed. *Journal of Soil and Water Resources Conservation*, 5(4): 18-34 (in Persian).
5. IPCC. 2013. Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the 5th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
6. Julian, M.M., M. Fink, C. Fischer, P. Krause and W.A. Flügel. 2013. Implementation of J2000 hydrological model in the western part of Java Island, Indonesia. In *Proceedings of the Macro Trend Conference on Applied Science*, Paris, France 2013 Dec (20-21).
7. Krause, P. and W.A. Flügel. 2005. Integrated research on the hydrological process dynamics from the Wilde Gera Catchment in Germany. *Hydrology, Ecology and Water Resources in Headwaters*, IAHS Conference.
8. Krause, P. 2002. Quantifying the impact of land use changes on the water balance of large catchments using the J2000 model. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27(9): 663-673.
9. Mahdizadeh, S., M. Meftah Halghi, S. Seyyed Ghasemi and A. Mosaedi. 2012. Study of precipitation variation due to climate change, case study: Golestan dam basin. *Journal of Water and Soil Conservation*, 18(3): 117-133 (in Persian).
10. Modaresi, F., S. Araghinejad, K. Ebrahimi and M. Kholghi. 2012. Assessment of climate change effects on the annual water yield of rivers: a case study of Gorganroud River, Iran. *Journal of Water and Soil*, 25(6): 1365-1377 (in Persian).
11. Moriasi, D.N., J.G. Arnold, M.W. Van Liew, R.L. Bingner, R.D. Harmel and T.L. Veith. 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3): 885-900.
12. Nepal, S., P. Krause, W.A. Flügel, M. Fink and C. Fischer. 2014. Understanding the hydrological system dynamics of a glaciated alpine catchment in the Himalayan region using the J2000 hydrological model. *Hydrological Processes*, 28(3): 1329-1344.
13. Niroomandfar, F., M. Zakerinia and B. Yazarloo. 2017. Investigating the effect of climate change on river flow using HBV light rainfall-runoff model, case study: Mohammad Abad Watershed, Golestan. *Iranian Irrigation and Water Engineering*, 7(28): 152-163 (in Persian).
14. Noori, M., M. Sharifi and M. Zarghami. 2015. Effects of climate changes on inflow of reservoirs in the uncertainty condition, case study: Bostan and Golestan dams in the Gorganroud Catchment. *Iranian Journal of Irrigation and Drainage*, 9(2): 367-380 (in Persian).
15. Santosh, M. 2016. Impacts of climate change on the hydrological regime of the Koshi river basin in the Himalayan region. *Journal of Hydro-Environment Research*, 10: 76-89.
16. Sohrabian, E., M. Meftah Halghi, Kh. Ghorbani, S. Golian and M. Zakerinia. 2015. Effects of climate change on the discharge basin hydrology model, case study: Galikesh Watershed in Golestan. *Journal of Water and Soil Conservation*, 22(2): 111-125 (in Persian).
17. Sunde, M.G., H.S. He, J.A. Hubbart and M.A. Urban. 2017. Integrating downscaled CMIP5 data with a physically based hydrologic model to estimate potential climate change impacts on streamflow processes in a mixed use watershed. *Hydrological Processes*, 31(9): 1790-1803.
18. Tan, M.L., A.L. Ibrahim, L. Yusop, V.P. Chua and N.V. Chan. 2017. Climate change impacts under CMIP5 RCP scenarios on water resources of the Kelantan river basin, Malaysia. *Atmospheric Research*, 189: 1-10.

19. Teutschbein, C. and J. Seibert. 2012. Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology*, 456: 12-29.
20. Yan, D., S.E. Werners, F. Ludwig and H.Q. Huang. 2015. Hydrological response to climate change: the Pearl River, China under different RCP scenarios. *Journal of Hydrology, Regional Studies*, 4: 228-245.