

پیش‌بینی اثر تغییر اقلیم بر دبی ماهانه رودخانه کارون با به‌کارگیری مدل‌های چندگانه خطی

مختار کرمی^۱، رسول سروستان*^۲ و رضا صبوری^۳

^۱استادیار اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا و علوم محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران، ^۲دانشجوی دکتری رشته آب و هواشناسی شهری، دانشکده جغرافیا و علوم محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران و ^۳کارشناس مسئول، اداره هواشناسی سبزوار، سبزوار، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۲/۰۶

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۴/۰۵

چکیده

هدف از پژوهش حاضر، بررسی اثر تغییر اقلیم بر دبی ماهانه حوزه آبخیز کارون به‌عنوان بزرگ‌ترین حوضه کشور است. در این مطالعه، پنج ایستگاه هیدرومتری (بام‌دژ، تله‌زنگ، حرمله، گتوند و دزفول) و سه ایستگاه سینوپتیکی (اهواز، دزفول و مسجد سلیمان) در نظر گرفته شد. با استفاده از نرم‌افزار SDSM، داده‌های NCEP و داده‌های بزرگ مقیاس مدل گردش عمومی جو (HadCM3 برای دما و CgCM3 برای دبی) تحت دو سناریوی اقلیمی A1B و A2 در حوضه کارون ریزمقیاس‌سازی شد. سپس داده‌های تغییر اقلیم و خروجی مدل ریزمقیاس‌نمایی به نرم‌افزار SPSS 19 و Minitab 17 وارد تا روند معنی‌داری دبی برای دوره‌های اقلیمی آینده (۲۰۲۰-۲۰۷۰) پیش‌بینی شود. نتایج تحلیل تغییر اقلیم نشان داد که در منطقه مورد مطالعه تحت سناریوهای مختلف دمای هوا در ماه‌های مختلف سال در سناریوی A1B به میزان ۱/۶۰ درجه سانتی‌گراد و در سناریوی A2، ۱/۵۸ درجه سانتی‌گراد افزایش پیدا می‌کند، اما متوسط دبی سالانه ایستگاه‌ها در سناریوی A1B به میزان ۱۹/۸۲ مترمکعب و در سناریوی A2 به ۱۶/۲۷ مترمکعب کاهش می‌یابد. نتایج همچنین نشان داد، تحت سناریوهای مختلف اقلیمی دبی در فصل بهار و نیمه اول سال در سطح اطمینان ۹۵ درصد بدون روند معنی‌داری، ولی در دیگر فصل‌های سال و نیمه دوم سال دارای روند کاهشی معنی‌داری می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: دما، ریزمقیاس‌نمایی، من-کندال، نرم‌افزار SDSM، CgCM3

مقدمه

اقلیمی دما و بارش تغییر می‌کنند و این تغییرات موجب تغییر در رژیم رودخانه‌ها می‌شود (IPCC، ۲۰۱۳). معتبرترین ابزار برای بررسی اثرات پدیده تغییر اقلیم بر سامانه‌های مختلف، استفاده از متغیرهای اقلیمی شبیه‌سازی شده با کاربرد شبیه‌های گردش عمومی جفت شده جوی-اقیانوسی می‌باشد (Garibdoust، ۲۰۱۶). در ریزمقیاس‌نمایی آماری

تغییر اقلیم و پیامدهای ناشی از آن خصوصاً گرم شدن کره زمین، به‌عنوان بزرگ‌ترین معضل قرن بیست و یکم شناخته شده است (Samadi و همکاران، ۲۰۰۹). تغییر اقلیم در واقع مسئله تازه‌ای نیست، اصولاً تغییر و حرکت جزء وجود سامانه‌های طبیعی است (Azizi، ۲۰۰۴). با تغییر اقلیم، متغیرهای

استفاده از مدل SDSM تحت دو سناریوی A2 و B2 پرداختند. نتایج حاصل از پیش‌بینی پارامترهای اقلیمی نشان داد، شبیه‌سازی پارامترهای اقلیمی به-وسیله مدل با دقت بالایی انجام گرفته است. در همه ایستگاه‌های مورد مطالعه، بارش در دوره ۲۰۴۹-۲۰۲۰ در مقایسه با دوره مشاهداتی ۲۰۰۸-۱۹۷۹، دارای یک روند افزایشی است، ولی شدت افزایش در جبهه‌های جنوبی بیشتر از شمالی خواهد بود. نتایج همچنین نشان داد، می‌توان با صحت بالایی از این داده‌های شبیه‌سازی شده برای آینده‌نگری مناسب‌تر شرایط آب و هوایی در دوره‌های آتی استفاده کرد و به کمک آن مدیریت‌های کلان آبی را در زمینه‌های بهره‌وری مناسب‌تر از منابع و به‌خصوص منابع آبی ارتقاء بخشید. Malmir و همکاران (۲۰۱۶) با استفاده از مدل SDSM داده‌های بزرگ‌مقیاس مدل گردش عمومی جو HadCM3 در دو سناریوی اقلیمی A2 و B2، برای پارامترهای هواشناسی دما و بارندگی در حوضه قره‌سو را ریزمقیاس‌نمائی و سپس، با استفاده از داده‌های تغییر اقلیم و خروجی‌های مدل ریزمقیاس-نمائی و با به‌کار گرفتن شبکه عصبی مصنوعی، دبی رودخانه قره‌سو را در دوره آینده شبیه‌سازی کردند. نتایج مدل اقلیمی، نشان‌دهنده افزایش دما و کاهش بارندگی در دوره مورد نظر نسبت به دوره پایه است، به‌طوری که به‌طور متوسط تحت سناریوی A2، افزایش ۱/۶ درجه سانتی‌گراد دما و کاهش ۱/۷۷ درصدی بارندگی و تحت سناریوی B2، کاهش ۱/۱ درصدی بارندگی و کاهش میزان رواناب در منطقه پیش‌بینی می‌شود. در راستای این امر، دستیابی به روش‌های مطمئن پیش‌بینی جریان رودخانه‌ها به‌منظور برنامه‌ریزی در بهره‌برداری به‌موقع از منابع آب، از اهمیت روزافزونی برخوردار است. Nikbakht و Shabbazi (۲۰۱۷) در پژوهشی به ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر بارندگی و دما در حوضه آبخیز سد کارون ۳ با استفاده از مدل LARS-WG، مدل‌های گردش عمومی جو و سناریوهای تغییر اقلیم IPCC به شبیه‌سازی و تولید داده‌های هواشناسی در دوره‌های آینده پرداختند. نتایج نشان داد، میزان بارش‌ها در فصل بهار افزایش یافته، در فصل تابستان و پاییز کاهش می‌یابد. بیشترین افزایش بارش در فصل

می‌توان از روش‌های متداول آماری مانند وایزی و همچنین، شبیه‌سازی‌های مولد هواشناسی استفاده کرد (Wilby و Haris، ۲۰۱۴). به‌منظور ارزیابی اثر تغییر اقلیم آینده بر ویژگی‌های هیدرولوژیکی حوضه‌ها و اتخاذ تدابیر سازگاری برای آن شرایط، به‌خصوص در ارتباط با منابع آب و طراحی سازه‌های بزرگ رودخانه لازم است، اثر تغییر اقلیم بر رژیم هیدرولوژیکی حوضه‌ها ارزیابی شود (Khazaei، ۲۰۱۶). به همین دلیل، مطالعاتی در زمینه تغییر اقلیم بر روی این متغیرها صورت گرفته است. Sals Kani و همکاران (۲۰۱۴) با بررسی آثار تغییر اقلیم بر رواناب حوضه آبخیز آجی‌چای در استان آذربایجان شرقی، با استفاده از مدل گردش عمومی جو (GCM) و مدل ریزمقیاس‌نمایی، LARS-WG با به‌کارگیری مدل HadCM3 و سناریوهای A2، A1B و B1 در افق ۲۰۵۵، تغییرات بارش و دما را شبیه‌سازی کردند. نتایج به‌دست آمده نشان داد که مقدار بارش در حوضه در مقایسه با دوره پایه کاهش داشته است. بیشترین کاهش در مقدار بارش برای کلیه سناریوها در ماه می رخ خواهد داد. همچنین، مقدار دما در سطح حوضه در مقایسه با دوره پایه به‌طور متوسط به میزان ۲/۲ درجه سانتی‌گراد افزایش خواهد داشت. با به‌کارگیری الگوهای مختلف، از مدل برنامه‌ریزی بیان ژن برای شبیه‌سازی رواناب استفاده شد و نتایج به‌دست آمده، حاکی از کاهش محسوس رواناب در افق ۲۰۵۵ در مقایسه با دوره پایه بود. نتایج نشان داد، اگرچه روند کلی هیدروگراف در دوره ۲۰۴۵-۲۰۶۵ مشابه دوره پایه است، اما مقدار پیک هیدروگراف به میزان ۳۳ درصد کاهش یافته است. Salajegha و همکاران (۲۰۱۶) پیش‌بینی متغیرهای اقلیمی را با مدل چندگانه خطی SDSM در دوره آینده بر پایه سناریوی A2 انجام دادند. نتایج نشان داد که در سناریوی A2 در ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه، مقدار بارش سالانه در دوره‌های ۲۰۴۰-۲۰۱۵ و ۲۰۶۵-۲۰۴۰، نسبت به دوره پایه کاهش می‌یابد و دمای متوسط کمینه و دمای متوسط بیشینه نسبت به دوره پایه افزایش می‌یابد. Dastranj و همکاران (۲۰۱۶) به مدل‌سازی اقلیم و مقایسه تغییرات پارامترهای اقلیمی در جبهه شمالی و جنوبی البرز با

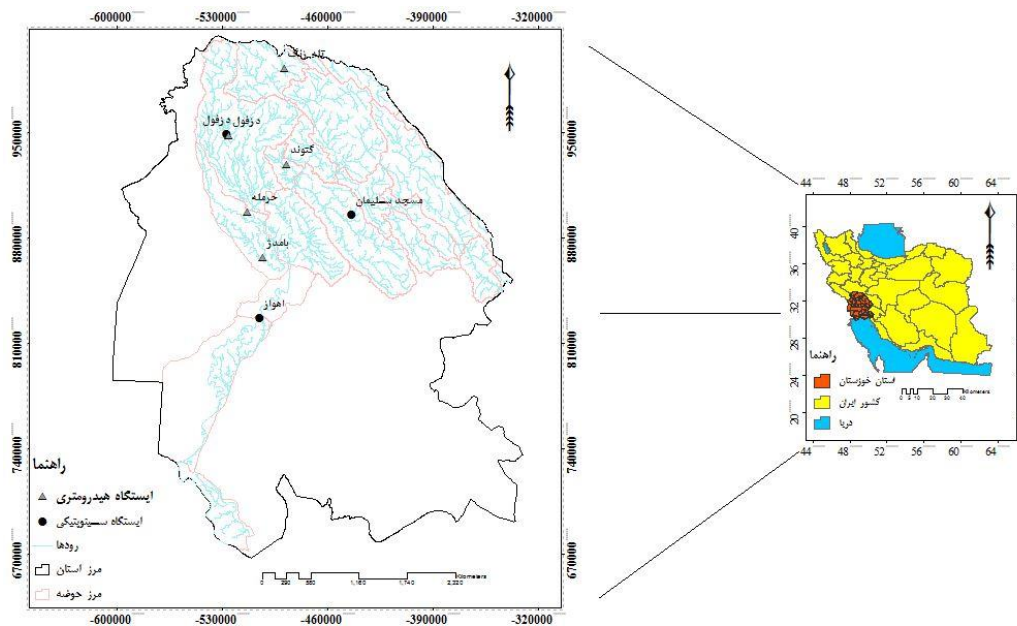
پژوهش سعی شد با توجه به خروجی‌های مدل جهانی HadCM3 و CgCM3 تحت دو سناریوی A2 و A1B از مجموعه سناریوهای گردش عمومی جو چشم‌انداز تغییرات دما و بارش این حوزه آبخیز، در دهه ۲۰۲۰ تا ۲۰۷۰ شبیه‌سازی شود.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد پژوهش: کارون یکی از بزرگ‌ترین و پرآب‌ترین رودهای ایران و حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان است. طول رودخانه کارون حدود ۸۹۰ کیلومتر و حوزه آبخیز آن منطقه‌ای به وسعت ۶۲۵۷۰ کیلومتر مربع را شامل می‌شود. پهنای ژرفای رودخانه کارون در طول مسیر طولانی آن متفاوت است (Madari و همکاران، ۲۰۱۰). شکل ۱، موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهند (Statistical Yearbook of Khuzestan Province، ۲۰۱۶).

روش پژوهش: ریزمقیاس‌نمایی بر اساس سناریوهای اقلیمی به‌وسیله IPCC تعریف شده و چگونگی تغییرات متغیرهای اقلیمی را در مقیاس منطقه‌ای بر اساس پیشرفت‌های اجتماعی-اقتصادی، تجمع گازهای گلخانه‌ای و ذرات معلق در آینده بیان می‌کند. IPCC از بین سناریوهای اقلیمی به سناریوهای A1B و A2 تأکید بیشتری دارد (IPCC، ۲۰۰۹). با توجه به دقت بالای مدل SDSM، در این پژوهش، ابتدا از داده‌های بزرگ‌مقیاس گردش عمومی جو HadCM3 برای سه ایستگاه سینوپتیکی اهواز، دزفول، مسجد سلیمان و از داده CgCM3 برای پنج ایستگاه هیدرومتری بامدژ، حرمله، سد گتوند، تله زنگ و دزفول در دو سناریوی A1B و A2 در حوضه کارون ریزمقیاس شده است. از ۳۰ سال داده‌های دبی از ایستگاه‌های هیدرومتری خوزستان (تله زنگ، بامدژ، حرمله، گتوند و دزفول) و میانگین، کمینه و بیشینه دما ایستگاه‌های سینوپتیکی اهواز، دزفول و مسجد سلیمان واقع در مرکز و بخش‌های مختلف حوضه در سال‌های ۲۰۱۴-۱۹۸۴ برای پیش‌بینی دبی، دما و تأثیر تغییر اقلیم بر این پارامترها تحت سناریوهای مختلف اقلیمی استفاده شد. موقعیت ایستگاه‌ها در جدول ۱ نشان داده شده است.

زمستان و در دی ماه اتفاق می‌افتد. نتایج همچنین نشان داد که فراوانی سال‌های نرمال و مرطوب نسبت به میانگین درازمدت بارش منطقه در سناریوی انتشار A2 و B1 بیشتر از A1B است. Anderson و همکاران (۲۰۰۶) از مدل هیدرولوژیکی برای ارزیابی تأثیر سناریوهای مختلف تغییر اقلیم روی پایین‌دست رودخانه استفاده کردند. پیش‌بینی‌های دبی میانگین سالانه برای دوره ۲۰۵۰-۲۰۲۰ برای تمام سناریوهای مربوط به چهار GCM استفاده شده در مطالعه میانگین‌گیری شد که نتایج برای دو سناریوی A2 و B2 نزدیک به موقعیت کنونی بود. برای دوره‌های ۲۰۸۰-۲۰۵۰ و ۲۰۹۹-۲۰۷۰ میانگین همه GCMها برای دبی به ترتیب ۱۴ و ۱۷ درصد برای سناریوهای A2 و B2 کاهش می‌یافت. Joe و همکاران (۲۰۱۴) به تأثیرات تغییرات اقلیمی بر اکو-هیدرولوژی حوضه رودخانه جیوشو در کشور چین، با استفاده از مدل HadCM3 و روش مقیاس گردانی SDSM تحت دو سناریوی A2 و B2 در دوره ۲۰۱۰ تا ۲۰۹۹ پرداختند. نتایج حاصل از بررسی آنان نشان داد که درجه حرارت کمینه و بیشینه روزانه و تبخیر و تعرق پیش‌بینی شده در ۹۰ سال آینده دارای روند افزایشی است، در حالی که بارش و رواناب سطحی به‌طور کلی نشان‌دهنده روند کاهشی در این حوضه است. Chung و Komoze (۲۰۱۴) به بررسی اثرات تغییر اقلیم بر رواناب و شاخص خشکسالی حوضه گنومهو در کره جنوبی پرداختند. در این پژوهش، از روش لارس دلبیو جی برای ریزمقیاس‌نمایی مدل‌های گردش عمومی جو استفاده شد و عدم قطعیت‌های مدل نیز بررسی شد. نتایج نشان از افزایش رواناب به مقدار نه درصد در دوره‌های آینده و بروز خشکسالی در سال ۲۰۶۰ می‌شود. همچنین، نتایج بررسی‌های بالا نشان داد که تغییر اقلیم اثرات جدی و انکارناپذیری بر اقلیم حوزه‌های آبخیز و منابع آب سطحی و دبی رودخانه حوزه‌های آبخیز در دوره‌های آتی خواهند داشت. بنابراین، برای مدیریت بهینه و پایدار منابع آب در سطح حوزه آبخیز ضروری است، بررسی تمامی ابعاد اثرات تغییر اقلیم به‌صورت جدی مورد پژوهش قرار گیرند. لذا، با توجه به این‌که حوزه آبخیز کارون در چند دهه اخیر با کاهش آب مواجه شده است، در این



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد پژوهش

جدول ۱- مشخصات ایستگاه‌های منطقه مورد پژوهش

نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا	دوره آماری
بامدژ	۴۸/۶۸	۳۱/۶۸	۲۰	۳۰
تله‌زنگ	۴۸/۷۶	۳۲/۸۲	۴۸۰	۳۰
حرمه	۴۸/۵۵	۳۱/۹۵	۳۸	۳۰
دزفول	۴۸/۴	۳۲/۴	۱۵۰	۳۰
گتوند	۴۸/۸۱	۳۲/۲۵	۱۰۰	۳۰
اهواز	۴۸/۶۸	۳۳/۳۱	۵/۲۲	۳۰
دزفول	۳۸/۴۰	۳۲/۴	۱۴۳	۳۰
مسجد سلیمان	۴۹/۲۸	۳۱/۹۳	۳۲۰	۳۰

H_1 : میانگین داده‌های شبیه‌سازی با میانگین داده‌های مشاهده شده فرق می‌کند (Bihanta و همکاران، ۲۰۱۱). برای انجام آزمون مقایسه میانگین‌ها، به‌طور معمول از آزمون t -استیودنت استفاده می‌شود که آماره این آزمون در شرایطی که اندازه و واریانس دو نمونه یکسان نباشد، از معادله (۱) استفاده می‌شود.

$$t = \frac{\bar{X}_2 - \bar{X}_1}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}} \quad (1)$$

که در آن، n اندازه نمونه، S^2 واریانس نمونه و \bar{X} میانگین نمونه و اندیس‌های ۱ و ۲ معرف نمونه مشاهده شده و شبیه‌سازی شده‌اند. پس از محاسبه t ، احتمال مقادیر بزرگ‌تر از $|t|$ (یعنی P -value) به‌دست آمده از توزیع آماری t با درجه آزادی n_1+n_2-2 در سطوح معنی‌داری پنج درصد مقایسه می‌شود، چنانچه

قبل از تولید داده‌ها به‌وسیله مدل SDSM، این مدل یک سری داده‌های اقلیمی بدون به‌کارگیری هیچ مدل شده (تولید شده) و مشاهداتی، از لحاظ میانگین و واریانس اختلاف معنی‌داری وجود نداشته باشد، می‌توان از داده‌های این مدل برای تولید داده‌های تحت سناریوهای مختلف اقلیمی استفاده کرد. سپس، از آزمون مقایسه میانگین‌ها برای مقایسه میانگین داده‌ها ماهانه شبیه‌سازی شده و مشاهداتی برای ارزیابی مدل SDSM در شبیه‌سازی دمای کمینه، بیشینه و بارش مورد استفاده قرار گرفت. در این آزمون دو فرض به صورت زیر مطرح می‌شود.

H_0 : میانگین داده‌های شبیه‌سازی شده با میانگین داده‌های مشاهده شده برابر است.

این آزمون یک آزمون بر پایه مرتبه داده‌ها می‌باشد. با فرض این‌که داده‌ها مستقل بوده، توزیع یکنواخت دارند، میانگین و واریانس S به دست می‌آید (معادله ۴).

$$E(S) = 0 \quad (۴)$$

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

که در آن، n تعداد داده‌ها، m تعداد گره‌ها و t تعداد داده در هر گره است. منظور از گره، این است که اگر از یک مقدار داده، بیشتر از یکی وجود داشته باشد، این مقادیر مساوی، تشکیل یک گره را می‌دهند و تعداد مقادیر مساوی در گره lm برابر t می‌باشد. آماره این آزمون (Z) دارای توزیع نرمال بوده، از معادله (۵) به دست می‌آید.

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{Var(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (۵)$$

این آزمون، یک آزمون دو طرفه است، بنابراین، در صورتی که $|Z| \leq Z_{\alpha/2}$ باشد، در سطح اطمینان α فرض صفر پذیرفته می‌شود و در غیر این صورت، فرض صفر رد خواهد شد. در حالت رد فرض صفر (وجود روند)، در صورتی که $s > 0$ باشد، سری زمانی دارای روند مثبت (صعودی) و در صورتی که $s < 0$ باشد، سری زمانی دارای روند منفی (نزولی) خواهد بود (Hamed و Rao، ۱۹۸۸). برای حذف اثرات ضرایب خود همبستگی معنی‌دار از سری زمانی روش من-کندال را مورد اصلاح و تعدیل قرار داده‌اند. برای این کار، ابتدا آزمون ضریب خود همبستگی مرتبه k (r_k) بر اساس معادله زیر انجام می‌شود (معادله ۶).

$$r_k = \frac{\frac{1}{n-k} \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (۶)$$

که در آن، $k=1, 2, \dots, n/4$ می‌باشد اگر $\frac{1-1.645\sqrt{n-k-1}}{n-k} \leq r_k \leq \frac{1+1.645\sqrt{n-k-1}}{n-k}$ باشد، آن-گاه داده‌ها در سطح ۱۰ درصد مستقل فرض می‌شود و روند از همان روش من-کندال تشخیص داده شده می‌شود، اما اگر ضریب خود همبستگی مرتبه k غیرمستقل و معنی‌دار فرض شود، در معادله (۷) به جای $Var(s)$ از واریانس اصلاح شده $Var(s)^*$ مطابق معادله (۸) استفاده می‌شود.

$$Var(s)^* = Var(s) \frac{n}{n^*} \quad (۷)$$

مقدار p -value کمتر از پنج درصد باشد، فرضیه صفر رد می‌شود. پس از ارزیابی دقت مدل SDSM برای شبیه‌سازی مقادیر دما و بارش ماهانه از نتایج خروجی مدل گردش عمومی جو HadCM3 و داده‌های NCEP برای دما و CgCM3 و داده‌های NCEP برای بارش تحت سناریوهای مختلف انتشار گازهای گلخانه‌ای شامل A1B و A2 استفاده شد. جهت بررسی تغییر در میانگین داده‌ها و تغییر اقلیم، آزمون مقایسه میانگین بین مقادیر مشاهداتی و داده‌های بارش و دما در دوره فعلی و مقادیر شبیه‌سازی تحت سناریو فوق انجام شد. **آزمون تعیین روند:** برای انجام تعیین روند سری‌های زمانی از آزمون ناپارامتری من-کندال که به وسیله Man (۱۹۴۵) ارائه و به وسیله Kendall (۱۹۷۵) توسعه یافت و برای تعیین شیب خط روند از روش تخمین گر Sen استفاده شد. آزمون من-کندال بر پایه مرتبه داده‌ها در یک سری زمانی استوار است. این آزمون برای تصادفی بودن داده‌ها (عدم وجود روند) در مقابل وجود روند در سری‌های زمانی هیدرولوژیکی و هواشناسی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Zhang و همکاران، ۲۰۰۰). فرض مورد بررسی در این آزمون به صورت زیر است.

H_0 : داده‌ها دارای روند نیستند.

H_1 : داده‌ها دارای روند هستند.

این آزمون که فرم کلاسیک آزمون من-کندال می‌باشد، در بسیاری از مطالعات مورد استفاده قرار گرفته است. اگر تعداد سری زمانی در دوره مورد مطالعه n باشد، ابتدا آماره S به شرح زیر محاسبه می‌شود (معادله ۲ و ۳).

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (۲)$$

که در آن، x_i مقدار داده i ام و $\text{sgn}(\theta)$ تابع علامت

است که به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$\text{sgn}(x) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (۳)$$

در واقع در این آزمون، هر داده با تمامی داده‌های پس از خود مقایسه می‌شود. در این مرحله می‌توان به جای استفاده از مقادیر اصلی داده‌ها، از مرتبه داده‌ها در مجموعه مورد نظر (سری زمانی) استفاده کرده، مرتبه‌ها را به همین روش مقایسه کرد. به این دلیل،

غربال‌گیری متغیرها: داده‌های واکاوی شده NCEP، داده‌های مدل، HadCM3 برای متغیر دما و داده‌های مدل CgCM3 برای بارش تحت سناریوی A2 و A1B می‌باشد که با فرمت dat وارد مدل می‌شوند. مدل، HadCM3 و CgCM3 در مرکز تحقیقاتی HCCPR انگلستان اجرا شده است. این مدل‌ها دارای شبکه‌ای با ابعاد ۵/۲ درجه عرض جغرافیایی و ۷۵/۳ درجه طول جغرافیایی هستند (Fallah Qolouri, ۲۰۱۴). داده‌های NCEP شامل ۲۶ متغیر اتمسفری است که این متغیرها در جدول ۲ و در مقیاس روزانه از مرکز ملی پیش‌بینی متغیرهای محیطی کانادا از طریق سایت (تغییر اقلیم کانادا)، قابل دسترسی هستند. در روش ریزمقیاس‌نمایی این داده‌ها به‌عنوان (متغیر مستقل) پیش‌بینی کننده وارد مدل‌ها می‌شوند. با توجه به این‌که متغیرهای پیش‌بینی کننده، NCEP می‌توانند روابط مختلفی با داده‌های پیش‌بینی شونده دما و بارش (متغیر وابسته) داشته باشد. لذا، متغیرهایی حائز اهمیت هستند که دارای بالاترین ضریب همبستگی و پایین‌ترین واریانس خطا باشند.

(۸)
$$\frac{n}{n^*} = 1 + \frac{2}{n(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^{n-1} (n-i)(n-i-1)(n-i-2)r_i$$
 که در آن، ضریب همبستگی r_i با تأخیر i می‌باشد که از معادله (۶) محاسبه می‌شود (Kumar و همکاران، ۲۰۰۹).

روش تخمین‌گر شیب سن که به‌وسیله Sen (۱۹۸۶) برای تعیین شیب خط روند در سری زمانی داده‌ها ارائه شد، روشی ناپارامتری است که با استفاده از تحلیل تفاوت بین مشاهدات یک سری زمانی، یک شیب میانه را برای سری زمانی داده‌ها از معادله (۹) محاسبه می‌کند. در روش سن برای هر جفت داده متوالی یک شیب محاسبه می‌شود. شیب محاسبه شده تشکیل یک سری زمانی می‌دهند که میانه آن‌ها شیب خط روند را نشان می‌دهد.

(۹)
$$\beta = \text{Median} \left(\frac{x_i - x_l}{j - l} \right) \quad \forall j > l$$
 که در آن، β برآوردگر شیب خط روند و X_i مقدار مشاهده z ام می‌باشد، z یک واحد زمانی بعد از l می‌باشد. مقادیر مثبت (منفی) β نشان‌دهنده روند افزایشی (کاهشی) در سری داده-هاست (Sen, ۱۹۶۸).

جدول ۲- فهرست متغیرهای NCEP

ردیف	متغیر	ردیف	متغیر
۱	فشار سطح صفر	۱۴	میانگین دما در ارتفاع دو متری
۲	سرعت مداری سطحی	۱۵	رطوبت ویژه سطحی
۳	قدرت جریان هوای سطحی	۱۶	رطوبت نسبی سطحی
۴	حالت گردابی سطحی	۱۷	رطوبت نسبی در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۵	سرعت نصف‌النهاری سطحی	۱۸	رطوبت نسبی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال
۶	واگرایی سطحی	۱۹	واگرایی در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۷	جهت باد سطحی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	۲۰	جهت باد در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۸	سرعت مداری در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	۲۱	ژئوپتانسیل در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۹	قدرت جریان هوا در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	۲۲	حالت گردابی در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۱۰	حالت گردابی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	۲۳	سرعت نصف‌النهاری در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۱۱	سرعت نصف‌النهاری در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	۲۴	سرعت مداری در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۱۲	جهت باد در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	۲۵	قدرت جریان هوا در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال
۱۳	ژئوپتانسیل در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	۲۶	واگرایی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال

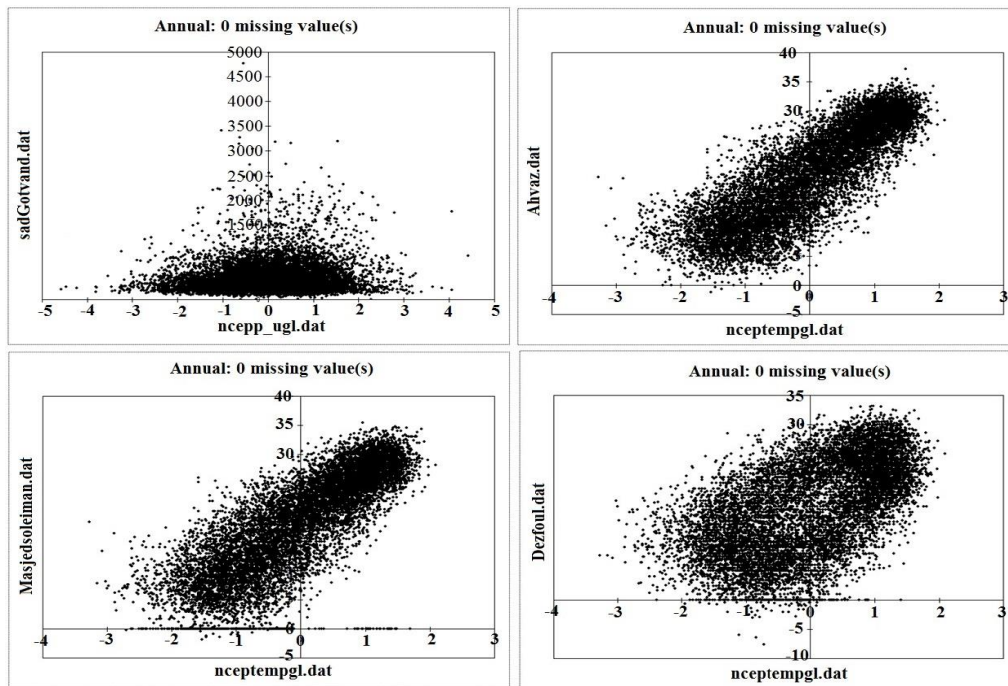
جریان هوا در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، سرعت مداری در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، رطوبت ویژه در ارتفاع دو متری و میانگین دما در ارتفاع دو متری (با پارامتر بارش) بیشترین همبستگی را دارا بودند که به‌طور نمونه نمودار پراکندگی دما و بارش مشاهداتی

متغیرهای مستقل، متغیرهای میانگین دما در ارتفاع دو متری، ژئوپتانسیل در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال با متغیر وابسته (با پارامترهای دما)، متغیرهای ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، سرعت مداری در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، قدرت

دما در ارتفاع دو متری سطح زمین داده‌های NCEP همبستگی بسیار بالایی با میانگین دما ایستگاه‌های سینوپتیکی اهواز، دزفول، مسجد سلیمان و متغیر مستقل سرعت مداری در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی همبستگی بالایی با ایستگاه هیدرومتری گتوند دارد.

شهرهای اهواز، دزفول، مسجد سلیمان (متغیر دمایی) و گتوند (متغیر بارشی) در مقابل، میانگین دما داده‌های NCEP در جدول ۳ و شکل ۲ آورده شده است.

این پارامترها از درجه همبستگی بالایی برخوردار هستند. بر اساس این نمودار، متغیر مستقل متوسط



شکل ۲- پراکندگی دما و بارش مشاهداتی شهرهای منتخب در مقابل میانگین دما و بارش داده‌های NCEP

جدول ۳- مقادیر P-Value حاصل از آزمون t برای مقایسه کمینه و بیشینه دما و بارش شبیه‌سازی شده به‌وسیله مدل SDSM با داده‌های مشاهداتی

ماه	بارش (m)	بیشینه دما (°c)	کمینه دما (°c)
فروردین	۰/۳۰۷	۰/۴۲۳	۰/۰۲۲
اردیبهشت	۰/۴۴۸	۰/۵۲۶	۰/۹۸۳
خرداد	۰/۵۸۴	۰/۳۷۷	۰/۳۷۷
تیر	۰/۸۲۶	۰/۳۲۳	۰/۰۹۰
مرداد	۰/۷۳۷	۰/۴۲۲	۰/۳۴۲
شهریور	۰/۴۴۱	۰/۵۳۴	۰/۲۰۳
مهر	۰/۳۱۲	۰/۵۷۶	۰/۰۷۱
آبان	۰/۴۱۱	۰/۲۹۵	۰/۰۱۹
آذر	۰/۷۲۶	۰/۷۴۶	۰/۰۳۲
دی	۰/۰۲۸	۰/۳۸۹	۰/۲۴۳
بهمن	۰/۰۸۳	۰/۵۸۰	۰/۲۵۲
اسفند	۰/۲۳۰	۰/۳۴۳	۰/۰۶۷

نتایج و بحث

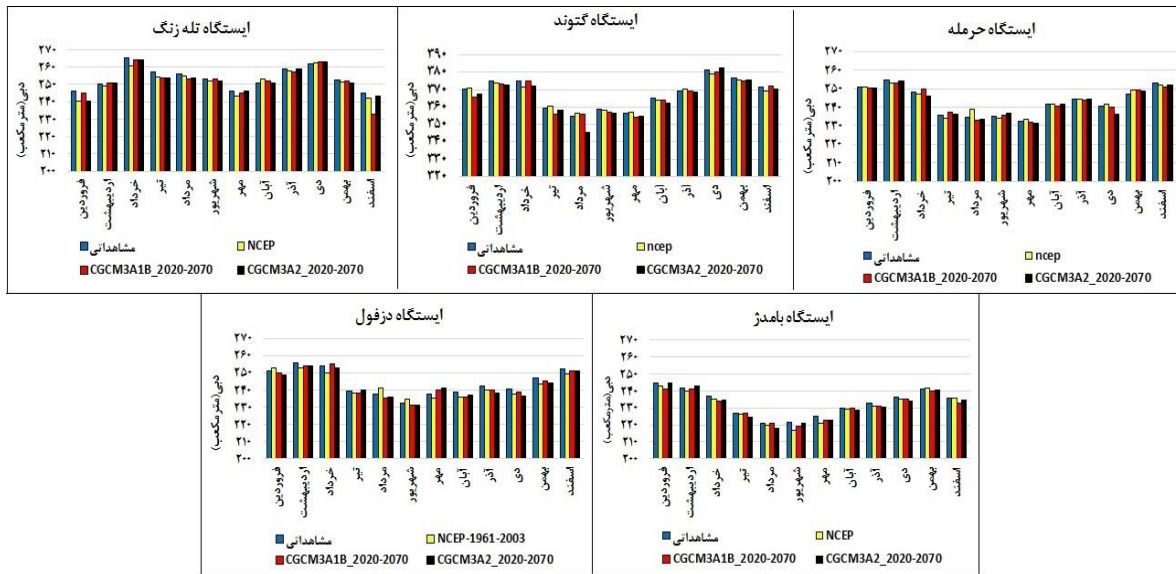
برای آشکارسازی رخداد تغییر اقلیم و تشخیص در داده‌ها، از آزمون مقایسه میانگین برای سری‌های زمانی دمای کمینه و بیشینه و بارش در مقیاس ماهانه استفاده شد. نتایج این آزمون به‌طور مجزا برای سری داده‌های تاریخی و سری تولید شده برای دوره آینده تحت سناریوهای A1B و A2 مطابق جدول ۳ می‌باشد. در این جدول، مقدار P-Value حاصل از به‌کارگیری آزمون t است. در صورتی که مقدار P-Value کمتر از ۰/۰۵ باشد، فرض صفر رد شده و بدان معناست که در سطح پنج درصد، اختلاف معنی‌داری بین میانگین داده‌های شبیه‌سازی و مشاهداتی وجود دارد. یافته‌های جدول ۳ نشان داد که بین میانگین بارش و دما تولید شده به‌وسیله مدل SDSM و داده‌های مشاهداتی، هیچ اختلاف معنی‌داری وجود ندارد و مدل SDSM توانسته است با دقت قابل قبولی میانگین دما و بارش را شبیه‌سازی کند. میانگین ماهانه کمینه و بیشینه دمای روزانه در تمام ماه‌های سال تغییر (مقدار P-Value بزرگ‌تر از ۰/۰۵) افزایش را نشان می‌دهد

(جدول ۴ و شکل ۳). البته افزایش در ماه‌های گرم سال بیشتر از دیگر ماه‌های سال و همچنین، افزایش دمایی بیشتر از دمای بیشینه در بین سناریوی A2 نسبت به سناریوی A1B افزایش دمای بیشتری را نشان می‌دهد.

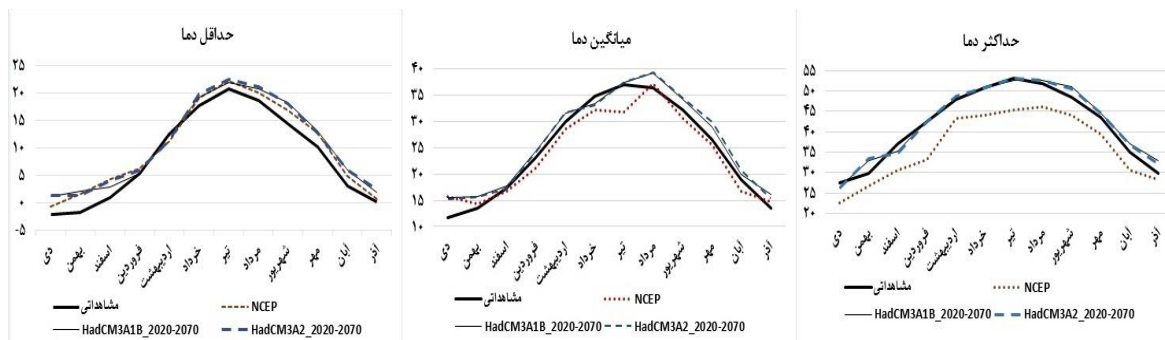
معنی‌دار نبودن اختلاف بین میانگین ماهانه داده‌های دمای کمینه و بیشینه در دوره آتی، بدون در نظر گرفتن سناریو با داده‌های مشاهداتی، توانایی مدل SDSM را در شبیه‌سازی دمای هوا و بارش نشان می‌دهد. میانگین ماهانه بارش در بیشتر ماه‌های سال در دوره آتی نسبت به دوره مشاهداتی تغییر را نشان می‌دهد. البته این تغییرات در ماه‌ها و در سناریوهای مختلف اقلیمی منظم نیست (شکل ۳)، به‌طوری که مقدار بارش در بعضی از سناریوها افزایش و در بعضی دیگر کاهش را نشان می‌دهد. تغییرات بارش مورد بررسی قرار گرفته در ماه‌های سال معنی‌دار است، ولی در نهایت متوسط بارش برای هر دو سناریوها کاهش می‌یابد.

جدول ۴- مقادیر P-Value حاصل نتایج t برای مقایسه میانگین‌های ماهانه داده‌های تولید شده بارش و دما تحت سناریوهای مختلف در دوره مشاهداتی (۱۹۸۴-۲۰۱۴) با دوره اقلیمی آینده (۲۰۲۰-۲۰۷۰)

ماه	بارش (m)		بیشینه دما (°C)		کمینه دما (°C)	
	A2	A1B	A2	A1B	A2	A1B
فروردین	۰/۵۳۶	۰/۴۲۳	۰/۲۰۰	۰/۷۹۶	۰/۶۶۳	۰/۹۴۴
اردیبهشت	۰/۴۱۹	۰/۲۴۶	۰/۹۳۶	۰/۹۴۶	۰/۴۷۸	۰/۷۶۳
خرداد	۰/۴۹۱	۰/۲۹۷	۰/۹۸۹	۰/۸۵۷	۰/۰۴۵	۰/۲۰۱
تیر	۰/۳۶۳	۰/۱۶۷	۰/۴۲۶	۰/۴۲۶	۰/۰۴۶	۰/۱۹۲
مرداد	۰/۲۴۹	۰/۲۴۰	۰/۰۶۶	۰/۰۷۳	۰/۰۴۷	۰/۱۲۰
شهریور	۰/۳۰۷	۰/۱۵۵	۰/۲۱۲	۰/۲۷۰	۰/۰۴۲	۰/۰۲۳
مهر	۰/۵۱۳	۰/۴۲۸	۰/۱۵۸	۰/۱۰۳	۰/۰۳۵	۰/۰۱۰
آبان	۰/۹۴۶	۰/۸۹۰	۰/۰۸۵	۰/۱۲۶	۰/۱۳۵	۰/۱۴۸
آذر	۰/۰۲۱	۰/۰۲۸	۰/۷۶۸	۰/۷۸۸	۰/۲۷۰	۰/۳۰۱
دی	۰/۱۴۶	۰/۱۵۱	۰/۲۱۵	۰/۱۷۵	۰/۱۷۱	۰/۱۴۶
بهمن	۰/۳۱۸	۰/۲۴۴	۰/۴۰۶	۰/۴۲۳	۰/۱۱۲	۰/۱۳۳
اسفند	۰/۵۳۶	۰/۴۲۳	۰/۲۰۰	۰/۷۹۶	۰/۱۵۰	۰/۰۷۲



شکل ۳- میانگین دبی ماهانه مشاهداتی (۲۰۱۴-۱۹۸۴) و شبیه‌سازی شده در ایستگاه‌های هیدرومتری حوضه کارون در دوره آبی (۲۰۷۰-۲۰۲۰) تحت سناریوهای مختلف با استفاده از مدل CGCM3



شکل ۴- میانگین، بیشینه و کمینه سه ایستگاه‌های سینوپتیکی دمای ماهانه مشاهداتی (۲۰۱۴-۱۹۸۴) و شبیه‌سازی شده در دوره آبی (۲۰۷۰-۲۰۲۰) تحت سناریوهای مختلف با استفاده از مدل HadCM3

میلی‌متر و سناریوی A2 به $10/83$ مترمکعب کاهش یافته است. در ایستگاه بامدز مقدار دبی در دوره مشاهداتی $232/72$ مترمکعب بوده ولی در سناریوی A1B به $13/74$ میلی‌متر و در سناریوی A2 به $6/28$ مترمکعب کاهش یافته است. بررسی میزان خطا و انحراف معیار برای هر یک از داده‌های مشاهداتی با سناریوها نشان‌دهنده وضعیت عملکرد مدل SDSM را در دوره واسنجی (۲۰۰۰-۱۹۸۴) و صحت‌سنجی (۲۰۱۴-۲۰۰۱) نشان می‌دهد.

جدول ۶، آماره t فاصله اطمینان ۹۵ درصد و نیز سطح معنی‌داری میزان تفاوت دبی در دوره‌های مشاهداتی با آینده را نشان می‌دهد. آماره آزمون t دارای $n-1$ درجه آزادی است. لذا، از آنجایی که میزان t مطابق با جدول مقادیر t استیودنت در سطح آلفا پنج

برای بررسی میزان افزایش یا کاهش دبی در حوضه‌های منتخب، با توجه به پارامترهای دمایی، در ابتدا به محاسبه میانگین و نیز تفاضل‌گیری بین میزان دبی در دوره مشاهداتی با دوره واکاوی و سناریوهای آینده اقدام شد. خروجی جدول ۵، نشان‌دهنده اطلاعات توصیفی مربوط به داده‌های دبی مشاهداتی و سناریوهای آبی می‌باشد. همان‌طوری که مشاهده می‌شود، میانگین دبی حوضه‌های منتخب کارون در دوره مشاهداتی (۲۰۱۴-۱۹۸۵) بیشتر از دبی برای سناریوهای آینده (۲۰۷۰-۲۰۲۰) است. به‌طور نمونه، در ایستگاه گتوند که بیشترین میزان میانگین دبی به مقدار $346/68$ مترمکعب در دوره مشاهداتی دارد، برای سال‌های آینده ۲۰۲۰ تا ۲۰۷۰ با داده‌های واکاوی به $18/29$ مترمکعب، سناریوی A1B با $14/01$

معنی‌دار است. هرگاه حد پایین منفی و حد بالا مثبت باشند، بین دو میانگین نمونه و استاندارد تفاوت معنی‌داری وجود ندارد (Pourtaheri, ۲۰۱۴). همان‌طوری که مشاهده می‌شود، در ایستگاه حرمله و بامدژ، در سناریوی AIB حد پایین و بالا مثبت می‌باشد، میانگین نمونه‌ها کوچک‌تر از استاندارد بوده، تفاوت نیز معنی‌دار است. ولی در بقیه ایستگاه‌ها به‌دلیل این‌که حد پایین و بالا مثبت است و میانگین نمونه‌ها کوچک‌تر از میانگین استاندارد بوده، تفاوت معنی‌داری وجود ندارد. میانگین درازمدت ماهانه دبی طی دوره مشاهده شده و دوره تغییرات سناریوهای اقلیمی در تمام ایستگاه‌های حوزه آبخیز کارون نشان می‌دهد، میزان دبی کاهش می‌یابد. مقدار کاهش دبی در سناریوی AIB به ۱۹/۸۲ و در سناریوی A2 به مقدار ۱۶/۲۷ مترمکعب کاهش یافته است.

درصد در یک آزمون دو دامنه‌ای با ۱۱ درجه آزادی برابر ۲/۲۰۲ می‌باشد و این میزان کوچک‌تر از t محاسبه شده در ایستگاه حرمله و بامدژ در سناریو AIB است، پس فرض برابری میانگین به احتمال ۹۵ درصد رد می‌شود و تغییر اقلیم در میزان دبی ایستگاه حرمله و بامدژ در سناریوی AIB در سناریوهای آتی تأثیر دارد. بقیه ایستگاه‌ها به‌دلیل سطح معنی‌داری‌ها (۹۵ درصد) بزرگ‌تر از ۰/۰۵ است، فرض صفر تأیید می‌شود و میزان تغییر اقلیم در دبی در آینده با توجه به سناریوهای مختلف تغییر نمی‌کند. یکی از شیوه‌های رایج برای تبیین بهتر نتایج توجه به مقادیر حد بالا و پایین در فاصله اطمینان است. در این حالت هرگاه حد بالا و پایین مثبت باشند، میانگین نمونه‌ها بزرگ‌تر از میانگین استاندارد بوده، تفاوت معنی‌دار است. هرگاه حد بالا و پایین منفی باشند، میانگین نمونه‌ها بزرگ‌تر از میانگین استاندارد بوده، تفاوت

جدول ۵- اطلاعات توصیفی و میزان دبی ماهانه حوضه‌های منتخب کارون

ایستگاه	مولفه	میانگین	انحراف معیار	مقدار خطا
بامدژ	A ¹	۲۳۲/۷۲	۴/۷۳	۲/۹۱
	B ²	۲۲۸/۳۲	۴/۴۷	۱/۲۹
	C ³	۲۱۸/۴۳	۷/۹۸	۲/۳۰
	D ⁴	۲۲۶/۴۴	۹/۲۶	۲/۶۷
تله زنگ	A	۲۵۳/۵۹	۰/۵۲	۳/۰۳
	B	۲۵۱/۸۳	۷/۹۸	۰/۹۶
	C	۲۵۱/۳۸	۵/۹۸	۰/۳۸
	D	۲۵۲/۸۶	۷/۱۰	۰/۷۰
دزفول	A	۲۴۴/۰۷	۶/۴۸	۵/۲۲
	B	۲۲۵/۲۷	۵/۰۳	۴/۳۴
	C	۲۱۵/۱۱	۳/۵۴	۱/۰۲
	D	۲۱۵/۴۲	۴/۵۸	۱/۳۲
حرمله	A	۲۴۳/۲۰	۴/۲۰	۲/۱۰
	B	۲۳۱/۳	۲/۵۳	۱/۲۶
	C	۲۴۲/۸۷	۳/۱۶	۱/۵۸
	D	۲۴۲/۵۰	۵/۴۳	۲/۷۱
گتوند	A	۳۴۶/۶۸	۶/۰۹	۳/۱۱
	B	۳۲۹/۱۱	۵/۱۷	۲/۰۷
	C	۳۳۳/۳۹	۳/۷۲	۱/۰۷
	D	۳۳۵/۸۵	۵/۶۵	۱/۶۳

¹ داده‌های مشاهداتی، ^۲ NCEP، و ^۳ CGCM3A1B 2020-2070 و ^۴ CGCM3A2 2020-2070

(جدول ۸) نشان می‌دهد، در نیمه اول سال هیچ روند معنی‌داری وجود ندارد، در حالی‌که در نیمه ماه دوم سال روند کاهشی بارش دیده می‌شود. با توجه به این- که رودخانه‌ها در فصل تابستان در حالت کم‌آبی قرار دارد، بنابراین، عدم وجود روند در فصل بهار، وضعیت روند در نیمه اول سال را تحت تأثیر قرار می‌دهد. در بین سناریوهای اقلیمی نیز به ترتیب سناریوهای A1B، NCEP و A2 شیب کاهشی بیشتری را نشان می‌دهد، به طوری که می‌توان بیان کرد، سناریوی A1B حالت بدبینانه‌تری را برای منطقه مطالعاتی در نظر می‌گیرد.

نتایج آزمون روند با استفاده از دو آزمون من- کندال اصلاح شده (Z) و آزمون خط سن (Q) بر روی سری دبی‌های تشکیل شده به دو صورت فصلی و نیم سالانه و تحت سناریوهای اقلیمی مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت (جدول ۷). یافته‌ها نشان می‌دهد که در سری‌های فصلی در فصل بهار به دلیل این‌که در سطح اطمینان ۹۵ درصد مقدار Z کمتر از ۱/۹۶ است، هیچ روند معنی‌داری مشاهده نمی‌شود، ولی دیگر فصل‌های سال به دلیل بالا بودن مقدار Z (بیشتر از ۱/۹۶) شاهد معنی‌دار بودن روند کاهشی دبی می‌باشد. همچنین، یافته‌های تحلیل روند نیمه‌سالانه

جدول ۶- محاسبه سطح معنی‌داری تفاوت میزان دبی ماهانه حوضه‌های منتخب کارون در دوره مشاهداتی و سناریوها

ایستگاه	مؤلفه‌ها	میانگین	انحراف معیار	مقدار خطا	فاصله اطمینان ۹۵ درصد		t	df	Sig(2-tailed)
					پایین	بالا			
	A-B	۳/۵۷	۵/۱۰	۲/۰۲	-۲۵/۰۷	۳۲/۲۳	۰/۲۷۵		۰/۷۸۸
بامدژ	A-C	۴۰/۹۷	۴/۲۱	۱/۰۵	۱۲/۲۴	۶۵/۶۹	۳/۱۳	۱۱	۰/۰۰۰
	A-D	۲۳/۹۵	۵/۳۴	۱/۰۸	-۴/۸۵	۵۲/۷۶	۱/۸۳		۰/۰۹۴
	A-B	-۷/۴۸	۶/۶۰	۰/۵۶	-۳۰/۷۴	۱۵/۷۷	-۰/۷۰۹		۰/۴۹۳
تله‌زنگ	A-C	-۰/۱۹	۵/۵۹	۰/۲۷	-۲۲/۸۱	۲۲/۴۲	-۰/۰۱۹	۱۱	۰/۹۸۵
	A-D	-۱/۶۹	۶/۸۴	۰/۶۳	-۲۵/۱۰	۲۱/۷۱	-۰/۱۵۹		۰/۸۷۶
	A-B	۱۵/۳۴	۴/۷۶	۲/۸۸	-۴/۲۰	۳۴/۸۹	۱/۷۲۸		۰/۱۱۲
دزفول	A-C	۸/۵۰	۳/۳۹	۲/۴۸	-۱۰/۱۶	۲۷/۱۷	۱/۰۰۲	۱۱	۰/۳۳۸
	A-D	۸/۱۹	۲/۲۱	۲/۴۳	-۱۰/۳۷	۲۶/۷۵	۰/۹۷۱		۰/۳۵۲
	A-B	۶۱/۲۵	۵/۸۸	۰/۳۵	۳۸/۴۵	۸۴/۰۵	۵/۹۱۳		۰۰۰
حرمه	A-C	۴۰/۹۳	۷/۵۳	۰/۸۳	۱۷/۰۸	۶۴/۷۸	۳/۷۷۸	۱۱	۰/۰۰۳
	A-D	۴۳/۸۷	۶/۴۸	۰/۵۳	۲۰/۶۶	۶۷/۰۲	۳/۱۶۴		۰/۰۰۲
	A-B	۱۷/۵۶	۳/۸۴	۱/۹۰	-۲/۰۲	۳۷/۱۶	۱/۹۷۳		۰/۰۷۴
گتوند	A-C	۱۳/۲۸	۲/۹۲	۲/۰۶	-۴/۴۵	۳۱/۰۲	۱/۶۴۸	۱۱	۰/۱۲۸
	A-D	۱۰/۸۲	۳/۵۴	۱/۸۱	-۸/۵۷	۳۰/۲۳	۱/۲۲۸		۰/۲۴۵

جدول ۷- نتایج آزمون من-کندال و شیب سن برای دبی‌های فصلی

سناریو	فصل بهار			فصل تابستان		
	Z	Q	P-value	Z	Q	P-value
NCEP	-۱/۰۶۸	-۰/۰۱۴	۰/۴۶۰	-۲/۶۹**	-۱/۳۹۷**	۰/۰۰۲
A1B	-۱/۰۴۵	-۰/۱۰۰	۰/۴۵۶	-۲/۹۸**	۰/۴۱۸**	۰/۰۰۴
A2	-۱/۰۴۴	-۰/۴۹۰	۰/۴۲۱	-۲/۷۲**	۰/۲۲۳**	۰/۰۰۳
سناریو	فصل پاییز	فصل زمستان	فصل پاییز	فصل زمستان	فصل پاییز	فصل زمستان
	Z	Q	Z	Q	Z	Q
NCEP	-۲/۲۸**	-۰/۰۴۶**	-۲/۲۸**	-۰/۰۴۶**	-۲/۲۸**	-۰/۰۴۶**
A1B	-۲/۳۵**	-۰/۰۴۶**	-۲/۳۵**	-۰/۰۴۶**	-۲/۳۵**	-۰/۰۴۶**
A2	-۲/۱۰**	-۰/۰۴۶**	-۲/۱۰**	-۰/۰۴۶**	-۲/۱۰**	-۰/۰۴۶**

جدول ۸- نتایج آزمون من-کندال و شیب سن برای دبی‌های نیمه سالانه

سناریو	نیمه اول سال			نیمه دوم سال		
	Z	Q	P-value	Z	Q	P-value
NCEP	-۱/۳۱	-۰/۰۲۴	۰۰۶	-۲/۸۵**	-۰/۰۴۲**	...
A1B	-۱/۳۸	-۰/۰۲۴	۰۰۳	-۲/۹۱**	-۰/۰۴۶**	۰۰۱
A2	-۱/۲۹	-۰/۰۲۸	۰۱۶	-۲/۹۵**	-۰/۰۴۹**	...

نتیجه‌گیری

پیش‌بینی‌های تغییر اقلیم برای آب را نمی‌توان نادیده گرفت، رشد سریع جمعیت، توسعه صنعتی شهرنشینی و نیاز برای آبیاری برای تغذیه جمعیت رو به رشد، باعث ایجاد فشار شدید بر منابع آب می‌شود. اثرات رو به افزایش تغییر اقلیم بر فشار کم‌آبی کشورها، خواهد افزود و به‌طور بالقوه بحران کم‌آبی را بین آن‌ها افزایش می‌دهد (Javad Barati, ۲۰۱۱). در این مطالعه، اثر تغییر اقلیم بر روی دما و دبی حوزه آبخیز کارون در استان خوزستان مورد بررسی قرار گرفت. مهمترین نتایجی که از روند تحلیل دبی در ایستگاه‌های هیدرومتری حوزه آبخیز ناشی از تغییر اقلیم تحت سناریوهای مختلف اقلیمی به‌دست آمده با نتایج Nikbakht Shahbazi (۲۰۱۷) که فراوانی سال‌های نرمال و مرطوب نسبت به میانگین درازمدت بارش منطقه در سناریوی انتشار A2 و B1 بیشتر از A1B می‌باشد و نیز با نتایج Bandr Abadi و همکاران (۲۰۱۵) که بررسی تغییرات بارش و دبی در حوضه کرخه با استفاده از آزمون‌های ویلکاکسن و رتبه‌ای اسپیرمن مورد بررسی قرار دادند، بارندگی در این منطقه طی دوره آماری مورد بررسی، دارای روند کاهشی است، مطابقت دارد. مدل SDSM توانایی خوبی در شبیه‌سازی دبی و دما در منطقه مطالعاتی دارد و میانگین دبی و دما را می‌تواند به‌خوبی شبیه‌سازی کند. در منطقه مطالعاتی، تحت سناریوهای مختلف اقلیمی پیش‌بینی می‌شود، دمای هوا در ماه‌های مختلف سال (میانگین دما از تیرماه شروع و تا اواخر آبان ماه) افزایش پیدا می‌کند. میانگین دمای مشاهده شده برای سه ایستگاه دوره آینده در سناریوی A1B به میزان ۱/۶۰ و در سناریوی

A2 به ۱/۵۸ درجه سانتی‌گراد افزایش پیدا کرده است، اما در مورد دبی در برخی از ماه‌های سال افزایش و در ماه‌های دیگر کاهش دبی پیش‌بینی می‌شود، ولی در مجموع بارش در کل سال کاهش نشان می‌دهد. میزان میانگین دبی در پنج ایستگاه منتخب هیدرومتری در دوره آینده برای هر یک از سناریوی A1B به ۱۹/۸۲ میلی‌متر و در سناریوی A2 به ۱۶/۲۷ مترمکعب کاهش یافته است. با توجه به افزایش دما و کاهش دبی تحت سناریوهای مختلف پیش‌بینی می‌شود، دبی نیز کاهش پیدا کند. این کاهش دبی در فصل بهار و نیمه اول سال روندی را نشان نمی‌دهد، ولی در دیگر فصل‌ها به‌ویژه در نیمه دوم سال روند کاهشی معنی‌داری را نشان می‌دهد. بررسی تغییر اقلیم در ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان داد که دمای هوا با توجه به سناریوها اقلیمی در حال افزایش است و این افزایش دما باعث کاهش مقدار بارندگی و در نتیجه باعث کاهش دبی در ایستگاه‌های مورد مطالعه می‌شود و باید برنامه‌ریزان و مسئولان هیدرولوژی و اقلیمی باید به فکر چاره‌ای برای این کم‌آبی در استان خوزستان باشند، زیرا استان خوزستان به‌عنوان یکی از استان‌های دارای منابع عظیم طبیعی، محیطی و به‌عنوان قطب کشاورزی در آینده با مشکل مواجه می‌شود و حیات این منابع به خطر می‌افتد. بنابراین، برای مدیریت بهینه و پایدار منابع آب در سطح حوزه آبخیز کارون، ضروری است، بررسی تمامی ابعاد اثرات تغییر اقلیم به‌صورت جدی مورد تحقیق قرار گیرند تا اثرات تغییر اقلیم بر رواناب سطحی حوزه آبخیز به کمک مدل‌های گردش عمومی جو شناسایی و همچنین، راهکارهای سازگاری در راستای کاهش اثرات سوء تغییر اقلیم ارائه شود.

منابع مورد استفاده

1. Azizi, G. 2014. Climate change. Gomes Publishing, 256 pages.

2. Anderson, L., J. Wilk, M. Todd, D. Hughes, A. Earle, D. Kniveton, R. Layberry and H. Savenije. 2006. Impact of climate change and development scenarios on flow patterns in the Okavango River. *Journal of Hydrology*, 331: 43-57.
3. Bihanta, M. and M. Chahouki. 2011. Principles of statistics for the natural resources science. Tehran University Publishers, 125 pages.
4. Dastranj, A., A. Shahbazi, M. Mohseni Saravi, A. Salehnasab and S. Jafari. 2016. Climate modeling and comparison of climate parameters variation in the northern and southern front of Alborz using SDSM model. *Journal of Science and Watershed Management Engineering*, 32(10): 11-26.
5. Fallah Qolouri, G. 2014. Small scale of statistical analysis of climatic data. Sokhan Gostar Publishing Company of Mashhad, 165 pages.
6. Garib Dost, M., M. Victim and A. Forouzandeh Shahraky. 2016. Estimating the impact of climate change on precipitation-soil flow in Soofi Chay Basin. *Water Resources Engineering*, 9: 17-29.
7. Giorgi, F. and L. Mearns. 1991. Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Reviews of Gheophysics*, (29): 191-219.
8. Hamed, K. and A. Rao. 1998. A modified Mann-Kendall trend test for auto correlated data. *Journal of Hydrology*, 204: 182-196.
9. IPCC. 2007. Summary for policymakers climate change: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Forth Assessment Report. Cambridge University Press, 881 pages.
10. Javad Barati Fatz, M. 2011. Fighting with climate change. Abu Ali Sina University Press, 143 pages.
11. Kendall, M. 1975. Rank correlation measures. *American Journal of Climate Change*, 12: 15-36.
12. Khazaei, M. 2016. Evaluation of the effect of climate change on hydrologic regime of a mountainous watershed in Iran. *Journal of Soil and Water Resources Conservation*, 3: 43-54.
13. Komozep, T. and O. Chung. 2014. The effects of climate change on the water resources of the Geumho River Basin, Republic of Korea. *Journal of Hydro-Environment Research*, 4(2014): 358-366.
14. Kumar, S., V. Merwade, J. Kam and K. Thurner. 2009. Streamflow trends in Indiana: effects of long term persistence, precipitation and subsurface drains. *Journal of Hydrology*, 374: 171-183.
15. Madari, A., A. Kikavosy, M. Mahmoudi Fard, A. Allah Bakhshi and A. Kohoudi. 2010. Geography of Khuzestan Province. *Applied Climatology*, 99: 149-161.
16. Malmir, M., A.M. Zapour, S. Sharif Azari and A. Kandahari. 2016. The study of the effects of climate change on the runoff of Ghareh Souz Basin using the quantitative statistical scale of HadCM3 model and dynamic neural network. *Water and Soil Conservation Research Journal*, 3: 21-35.
17. Mann, H. 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13(3): 245-259.
18. Nikbakht Shahbazi, A.S. 1392. Survey and analysis of standard precipitation in Karun 3 Basin in climate change. *Quarterly of Aquatic Sciences*, Ahvaz Islamic Azad University, 3(8): 98-83.
19. Nikbakht Shahbazi, A.S. 1396. Evaluation of the effects of climate change on rainfall and temperature in the Karoun Dam Basin. *Journal of Environmental and Water Engineering*, 2: 133-143.
20. Pourtaheri, M. 2014. Use of statistics in geographic sciences in rural, urban, political and tourism studies using SPSS software. Qoof Publishing, 135 pages (in Persian).
21. Rahimi Bandarabadi, S., S. Jahanbakhsh, B. Sari Sarraf, A. Baha'i and A. Khorshid Dost. 2015. Study of precipitation and temperature variations in Karkheh Basin. *Watershed Engineering and Management*, 2: 184-194 (in Persian).
22. Salajegha, A., A. Rafiei Sardouei, A. Moghadamnia, A. Malekian, S. Arakinejad, S. Khalighi Sigarudi, A. Salehpour Jam. 2016. Prediction of climate variables by SDSM multiple linear models in the future based on A2 scenario. *Desert Management Journal*, 7: 12-25.
23. Samadi, Z. and M. Mahdavi. 2009. Selection of predictive variable in order to small scale data on temperature and rainfall in Karkheh Watershed. 5th National Conference on Watershed Management Sciences and Engineering (Sustainable Management of Natural Disasters), Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources.
24. Sen, P. 1968. Estimates of the regression coefficients based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63: 1379-1389.
25. Tatsumi, K., T. Oizumi and Y. Yamashiki. 2013. Introduction of daily minimum and maximum temperature change signals in the Shikoku region using the statistical downscaling method by GCMs. *Hydrological Research Letters*, 7(3): 48-53.
26. Wilby, R. and C.W. Dawson. 2014. Using SDSM version 4.2-A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. User Manual, 94 pages.
27. Zhaofa, L., Z. Xu, P. Stephen, G. Chales and L. Liu. 2011. Evaluation of two statistical downscaling models for daily precipitation over an arid basin in China. *Royal Meteorological Society*, (31): 2006-2020.