

تأثیر تغییر اقلیم بر حجم و دبی پیک سیلاب (مطالعه موردی: زیر حوضه قران تالار)

تکتم ایمانی^۱، مهدی دلغندی^{۲*}، صمد امامقلی زاده^۳، زهرا گنجی نوری^۲

۱. دانش آموخته کارشناسی ارشد، گروه آب و خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲. استادیار گروه آب و خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی شاهرود

۳. دانشیار گروه آب و محیط زیست، دانشکده عمران، دانشگاه صنعتی شاهرود

(تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۸/۰۱؛ تاریخ تصویب: ۱۴۰۰/۱۲/۲۰)

چکیده

تغییر خصوصیات رواناب به دلیل تغییر اقلیم، از اصلی ترین نگرانی های حال حاضر در برنامه ریزی طولانی مدت منابع آب و حفاظت از سیلاب است. از این رو، بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر هیدرولوژی و منابع آب اهمیت زیادی دارد. بنابراین، در این تحقیق تأثیرات تغییر اقلیم بر خصوصیات رواناب حوضه آبریز قران تالار مورد بررسی قرار گرفت. به این منظور، از ۲۲ مدل AOGCM و دو سناریوی انتشار گازهای گلخانه ای (RCP4.5 و RCP8.5) برای تولید سناریوهای تغییر اقلیم استفاده شد. سری زمانی بارش روزانه برای دو دوره آتی (۲۰۷۰-۲۰۹۹ و ۲۰۲۱-۲۰۵۰) تحت سه سطح احتمالاتی (۰/۷۵، ۰/۵۰ و ۰/۹۰) محاسبه شد. سپس، بارش طرح با دوره بازگشت های ۲ تا ۵۰۰ سال برای دوره گذشته و دوره های آتی تعیین شد. نتایج نشان داد در دوره های آتی، در ماه های سرد سال، افزایش بارش و در ماه های گرم سال کاهش بارش را شاهد خواهیم بود. همچنین، خروجی مدل WMS مشخص کرد که در شرایط تغییر اقلیم (بسته به سناریو) مقدار دبی و حجم سیلاب برای باران طرح با دوره بازگشت های مختلف، حدود ۳۵ تا ۱۱۰ درصد افزایش خواهد یافت. میانگین گیری از نتایج دبی طرح با دوره بازگشت های مختلف نشان داد در سطح احتمال ۰/۵، دو سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 برای هر دو دوره آتی افزایش حدود ۳۰ درصدی دبی اوج و حجم سیلاب را برآورد می کنند و در سطح احتمال ۰/۷۵ و ۰/۹۰ برای دوره آتی ۲۰۲۱-۲۰۵۰، هر دو سناریوی انتشار نتایج یکسانی دارند، اما طی دوره ۲۰۷۰-۲۰۹۹، مقدار افزایش دبی اوج در سناریوی RCP8.5 در مقایسه با RCP4.5 بیشتر است.

واژه های کلیدی: تغییر اقلیم، سناریوی انتشار، سیلاب، عدم قطعیت.

مقدمه

وقوع سیلاب هر ساله خسارت‌های اقتصادی و جانی زیادی را به ساکنان مناطق سیل‌گیر وارد می‌کند. این خسارت‌ها فقط در مناطق پرباران مشاهده نمی‌شود؛ بلکه مناطق خشک و نیمه‌خشک نیز تحت تأثیر سیلاب‌های ناگهانی قرار می‌گیرند [۱]. علاوه بر این، سازه‌های آبی نیز بر اساس دبی طرح با دوره بازگشت‌های مختلف طراحی می‌شوند؛ بنابراین برآورد خصوصیات سیلاب، برای جلوگیری از خسارت‌ها و همچنین، مدیریت کاراتر منابع آب، حیاتی است [۲].

از طرف دیگر، زمین در قرن بیستم، تحت تأثیر تغییر اقلیم، افزایش ۰/۶۵ درجه‌ای دما را تجربه کرده است [۳] و انتظار می‌رود با افزایش انتشار گازهای گلخانه‌ای، دمای آن تا پایان قرن جاری بین ۱/۵ تا ۴/۶ درجه سانتی‌گراد افزایش یابد [۴]. تغییر اقلیم با تغییر در فرایند سیکل هیدرولوژیکی باعث تغییر در الگوی بارش، افزایش ذوب برف، تغییر رواناب رودخانه‌ها و افزایش رخدادهای حدی مانند خشک‌سالی و سیلاب می‌شود [۵ و ۶]. بسته به منطقه و شرایط آب‌وهوایی، تغییر اقلیم می‌تواند منجر به افزایش [۷] و یا کاهش رواناب رودخانه‌ها [۸] شود. والینگ و فانگ گفتند که در دهه‌های اخیر، دبی ۹ و ۲۲ درصد از رودخانه‌های بزرگ دنیا، به ترتیب کاهشی و افزایشی بوده است [۹].

مدل‌های جفت‌شده گردش عمومی جو-اقیانوس (AOGCM) به طور گسترده‌ای برای ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر بخش‌های مختلف؛ از جمله منابع آب استفاده می‌شوند [۱۰]. خروجی اقلیمی این مدل‌ها، مطمئن‌ترین روش برای شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی در دوره‌های آتی است [۱۱]. برای بررسی اثرات تغییر اقلیم بر رواناب رودخانه‌ها، روش‌های متعددی از جمله مدل‌سازی هیدرولوژیکی، روش‌های آماری، فرضیه Budyko مورد استفاده قرار می‌گیرد [۱۲]؛ که رایج‌ترین روش، استفاده از مدل‌های ارزیابی‌شده هیدرولوژیکی هستند [۱۳]. برای مثال، در تحقیقی برای بررسی سهم تغییر اقلیم و فعالیت‌های انسانی روی رواناب فلات تبت، از مدل WEP-L استفاده شد. نتایج این تحقیق نشان داد سهم تغییر اقلیم در تغییرات رواناب برای دو زیرحوضه مورد بررسی ۸۱/۷ و ۷۱/۵ درصد است. سهم باقی‌مانده نیز مربوط به

فعالیت‌های انسانی است [۶]. احمدی و همکاران نیز برای بررسی اثر تغییر اقلیم بر رواناب حوضه کن در دوره ۲۰۱۰-۲۰۴۰ از مدل هیدرولوژیکی IHACRES کمک گرفتند. ایشان برای این منظور از خروجی مدل اقلیمی CanESM2 تحت سه سناریوی انتشار RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 استفاده کردند شبیه‌سازی مدل برای سه سناریوی مورد بررسی، به ترتیب نشان از افزایش ۲۶، ۲۸ و ۳۳ درصدی رواناب داشت [۱۱]. در تحقیقی دیگر نیز برای ارزیابی اثرات طرح اقلیم بر مقدار برف و رواناب ناشی از باران در یک حوضه کوهستانی سوئیس، از مدل هیدرولوژیکی HBV استفاده شد. نتایج این تحقیق بیانگر کاهش رواناب در تابستان و افزایش آن در زمستان بود [۱۴]. یانگ و همکاران با استفاده از مدل هیدرولوژیکی SWAT تأثیر تغییر اقلیم و کاربری اراضی را بر رواناب یک حوضه واقع در شمال چین مورد بررسی قرار دادند. آن‌ها برای این منظور، از خروجی ۵ مدل GCM تحت هر ۴ سناریوی CMIP5 استفاده کردند. نتایج نشان داد مقدار رواناب تحت سناریوهای مختلف انتشار، بین ۳۹ تا ۵۸ درصد نسبت به دوره پایه افزایش خواهد یافت [۱۵]. در موضوع اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب سطحی تحقیقاتی نیز در سطح کشور صورت گرفته است از جمله میردشتوان و همکاران با استفاده از مدل هیدرولوژیکی IHACRES، جریان سطحی حوضه دریاچه ارومیه را برای دوره ۲۰۴۱-۲۰۷۰ شبیه‌سازی کردند و گفتند که در دوره‌های آتی مقدار جریان سطحی تحت دو سناریوی A2 و B2 به ترتیب ۲۴/۶ و ۴/۶ درصد کاهش می‌یابد [۱۶]. در بررسی اثر تغییر اقلیم (بر اساس خروجی مدل اقلیمی CanESM2 تحت دو سناریوی انتشار RCP4.5 و RCP8.5) بر رواناب سطحی حوضه آبخیز هلیل‌رود با استفاده از مدل IHACRES مشخص شد که افزایش میزان بارش طی دوره‌های آینده، منجر به افزایش رواناب و شدت وقایع سیل در این حوضه (در ماه‌های گرم سال) خواهد شد [۱۷]. در تحقیقی دیگر اثر پدیده تغییر اقلیم بر دبی رودخانه زولاچای مورد بررسی قرار گرفت. به این منظور، مقادیر بارش و دما تحت سناریوهای مختلف از سال ۲۰۲۱ تا سال ۲۰۸۰ پیش‌بینی شد و به کمک مدل بارش-رواناب IHACRES، حجم رواناب خروجی حوضه آبخیز در دوره‌های آتی شبیه‌سازی شد. نتایج نشان داد متوسط

بارش طرح دقیق تری استفاده شود. در صورت عدم رعایت این موضوع؛ اگر بارش در یک منطقه تحت تأثیر تغییر اقلیم افزایش یابد؛ سازه طراحی شده جوابگوی دبی طرح مورد نظر نخواهد بود و در صورتی که بارش طرح در دوره‌های آتی تحت تأثیر تغییر اقلیم کاهش یابد؛ طراحی سازه بر اساس بارش‌های طرح کنونی، موجب تحمیل هزینه بیشتری به پروژه‌های مربوط به سازه‌های آبی می‌شود. از این رو، ضروری به نظر می‌رسد که بارش طرح در دوره‌های آتی تعیین شود. بنابراین، در این تحقیق یکی از زیرحوضه‌های بابل رود یعنی زیرحوضه قران تالار با متوسط بارش ۹۵۰ میلی‌متری، برای ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر سیلاب‌های منطقه انتخاب شد. هدف اصلی این تحقیق، تعیین دبی طرح با دوره بازگشت‌های مختلف تحت سناریوهای تغییر اقلیم با در نظر گرفتن دو منبع اصلی عدم قطعیت (عدم قطعیت مدل‌های AOGCM و سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای) است.

مواد و روش‌ها

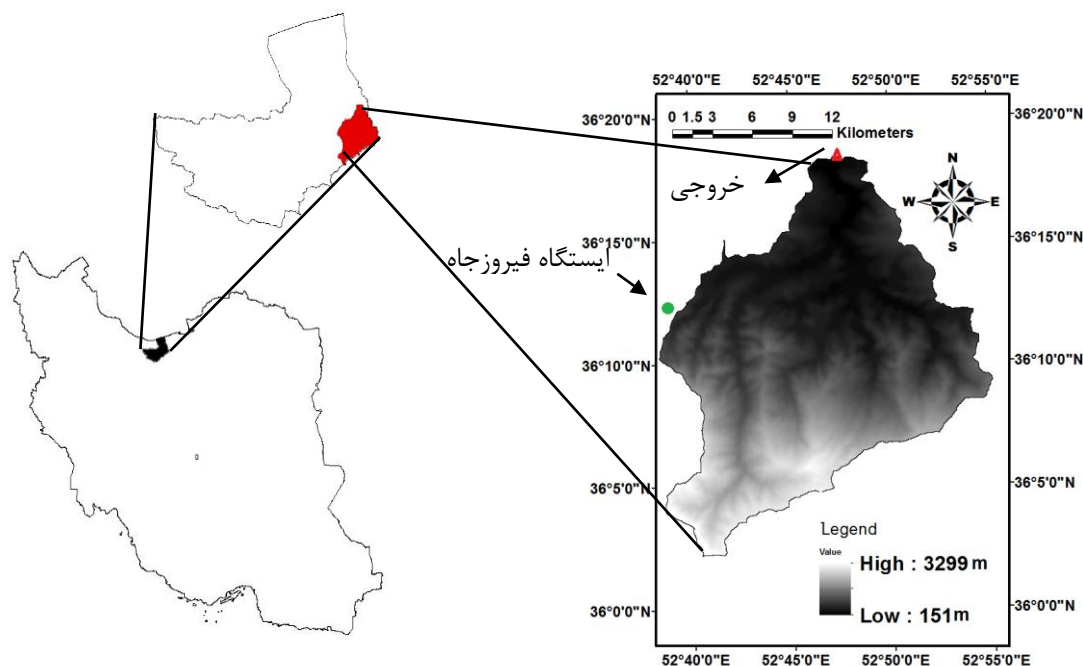
منطقه مطالعه شده

رودخانه بابلرود از دامنه‌های شمالی کوه‌های البرز سرچشمه می‌گیرد و از میان شهر بابل می‌گذرد. در این تحقیق یکی از زیرحوضه‌های بابلرود (اراضی بالاتر از ایستگاه هیدرومتری قران تالار) مورد مطالعه قرار گرفت. مساحت این زیرحوضه ۴۰۱/۵ کیلومترمربع است. ایستگاه هیدرومتری قران تالار با ارتفاع ۱۱۵ متری از سطح دریا با طول جغرافیایی ۵۲°۴۶' و عرض جغرافیایی ۳۶°۱۸' در خروجی منطقه مورد مطالعه قرار دارد. این زیرحوضه بین دو طول جغرافیایی ۵۲°۳۸' و ۵۲°۵۵' و دو عرض جغرافیایی ۳۶°۰۲' و ۳۶°۱۹' قرار دارد (شکل ۱). بر اساس روش دمارتن، منطقه از نظر آب‌وهوایی جزء مناطق مرطوب طبقه‌بندی می‌شود. بارندگی متوسط، تبخیر، تبخیر- تعرق پتانسیل و تبخیر واقعی منطقه به ترتیب حدود ۹۵۰، ۹۰۰، ۶۰۰ و ۲۸۰ میلی‌متر در سال است. با افزایش ارتفاع از شمال به سمت جنوب، متوسط سالیانه دما از ۱۶ به ۱۲ درجه سانتی‌گراد کاهش می‌یابد.

تغییرات رواناب سالانه درازمدت طی دوره ۲۰۲۱ - ۲۰۸۰ نسبت به دوره پایه به میزان ۱/۱۲ مترمکعب در ثانیه (۳۳/۳۴ درصد) تحت سناریوی RCP2.6، ۱/۱۷ مترمکعب در ثانیه (۳۳/۶۷ درصد) تحت سناریوی RCP4.5 و ۱/۳۷ مترمکعب در ثانیه (۳۹/۴۲ درصد) تحت سناریوی RCP8.5 کاهش خواهد یافت [۱۸].

در بررسی اثرات تغییر اقلیم، بیشتر مطالعات روی مقیاس‌های بزرگ انجام شده‌اند و مطالعات کمی در مقیاس زیرحوضه‌ها صورت پذیرفته است. این در حالی است که در بیشتر موارد، فرایند هیدرولوژیکی مناطق مورد مطالعه کاملاً شبیه مقیاس جهانی نیست. بنابراین، مطالعه رابطه بین رواناب و تغییر اقلیم در زیرحوضه‌ها می‌تواند درک کامل تری از مدیریت آب در منطقه ارائه دهد [۱۹]. از طرفی دیگر، در بررسی اثرات تغییر اقلیم بر رواناب، منابع عدم قطعیت زیادی وجود دارد، به طوری که انتخاب مدل‌های هیدرولوژیکی، GCM، روش‌های ریزمقیاس‌نمایی و منطقه مطالعه شده مختلف، منجر به نتایج متفاوت و حتی مخالف می‌شود [۶]. بنابراین، باید منابع عدم قطعیت مهم، در مطالعات در نظر گرفته شوند؛ اما در مطالعات تغییر اقلیم، کمتر به این امر توجه شده است.

ایران با متوسط بارش سالانه ۲۵۰ میلی‌متر، یکی از مناطق خشک جهان محسوب می‌شود. با این وجود، بسیاری از مناطق کشور مستعد سیلاب هستند و هر ساله چندین نفر جان خود را بر اثر سیلاب‌های ناگهانی از دست می‌دهند. علاوه بر آن، سیلاب‌ها خسارت‌های زیادی به بخش‌های مختلف از جمله کشاورزی و سازه‌های آبی اطراف رودخانه‌ها وارد می‌کنند [۱۱]. این خسارت‌های در مناطق شمالی ایران (حاشیه دریای خزر) که بارندگی سالانه بیشتری را تجربه می‌کنند؛ بیشتر است. از طرفی، دیگر سازه‌های آبی بر اساس دبی طرح، طراحی می‌شوند که یکی از روش‌های تعیین دبی طرح، استفاده از تلفیق مدل‌های بارش- رواناب و بارش طرح است. از آنجا که تغییر اقلیم بر مقدار بارش و در نتیجه، بارش طرح تأثیرگذار است؛ بنابراین باید مقدار بارش طرح در شرایط تغییر اقلیم تعیین شود تا در طراحی سازه‌های آبی، از



شکل ۱. منطقه مطالعه شده

پایه برای هر ماه $(1 \leq i \leq 12)$ میانگین P_{fut_i} ۳۰ ساله بارش شبیه‌سازی شده توسط AOGCM در دوره آتی، P_{base_i} میانگین ۳۰ ساله بارش شبیه‌سازی شده توسط AOGCM در دوره پایه دوره و i اندیس مربوط به شماره ماه است.

ریزمقیاس کردن و عدم قطعیت

از آنجا که خروجی مدل‌های AOGCM در مقیاس مکانی، بزرگ هستند، استفاده مستقیم از خروجی این مدل‌ها در مدل‌های هیدرولوژیکی امکان‌پذیر نیست. برای غلبه بر این محدودیت، با روش‌های ریزمقیاس‌نمایی می‌توان تفکیک مکانی خروجی مدل‌های AOGCM را افزایش داد [۲۴]. در تحقیق حاضر، برای ریزمقیاس کردن داده‌های بارش، از مدل LARS-WG استفاده شد که توانایی و کارایی آن در تحقیقاتی که صورت گرفته، به اثبات رسیده است [۲۵]. این مدل از یک توزیع نیمه‌تجربی برای تخمین توزیع‌های احتمال دوره‌های خشک و تر، بارش، دمای حداقل و حداکثر و تابش خورشیدی روزانه استفاده می‌کند. مدل LARS-WG قبل از استفاده باید مورد صحت‌سنجی قرار گیرد. برای این منظور، برای ایستگاه منتخب، با فرض اینکه هیچ‌گونه تغییر اقلیمی وجود ندارد. برای هر تعداد سال (مثلاً ۳۰ سال) داده‌های اقلیمی، تولید شده و سپس،

مدل‌های هیدرولوژیکی برای تبدیل بارش به رواناب و همچنین روندیابی رواناب، نیازمند برآورد پارامترهای معادلات مربوطه هستند. برآورد این پارامترها که به‌منظور نزدیکی خروجی مدل به مقادیر مشاهداتی صورت می‌پذیرد، ارزیابی مدل (واسنجی و اعتبارسنجی) نام دارد [۲۲]. در این مطالعه مدل WMS با استفاده از ۵ رویداد بارش-رواناب ارزیابی شد. از این ۵ رویداد، ۳ رویداد برای واسنجی و ۲ مورد هم برای اعتبارسنجی مدل استفاده شد. که نتایج کامل آن در مقاله [۲۳] ارائه شده است.

تولید سناریوهای تغییر اقلیم (بارش)

برای تولید سناریوهای تغییر اقلیم بارش ماهانه، از خروجی مدل AOGCM تحت دو سناریوی انتشار RCP8.5 و RCP4.5 استفاده شد. دوره ۱۹۷۱-۲۰۰۰ به عنوان دوره پایه و دو دوره ۲۰۲۱-۲۰۵۰ و ۲۰۷۰-۲۰۹۰ به عنوان دوره‌های آتی انتخاب شدند. برای هر مدل AOGCM، نسبت بارندگی در دوره‌های آتی به دوره پایه (رابطه ۱) محاسبه شد:

$$\Delta P_i = \frac{P_{fut_i}}{P_{base_i}} \quad (1)$$

که ΔP_i : نسبت بارندگی ۳۰ ساله در دوره‌های آتی به دوره

برای حوضه‌های فاقد آمار یک رابطه پیشنهاد کرد که قهرمان و آب خضر این رابطه را برای اقلیم‌های مختلف ایران توسعه دادند [۲۹].

$$R_t^T = At^B [a_1 + a_2 \ln(T - a_3)] R_{\text{ref}}^T \quad (2)$$

$$R_{\text{ref}}^T = 9.99 + 0.212(R_{1440}^T) \quad (3)$$

که در آن R_t^T : مقدار بارندگی در دوره بازگشت T ساله و مدت بارندگی (t) مورد نظر (میلی‌متر)، A و B: ضرایب ثابت محلی، t: مدت بارش طرح (ساعت)، a_1 ، a_2 ، a_3 : ضرایب رابطه، R_{60}^{10} : مقدار باران یک‌ساعته با دوره بازگشت ۱۰ ساله بر حسب میلی‌متر و R_{1440}^2 : میانگین حداکثر بارش روزانه است. طبق پیشنهاد قهرمان و آب خضر برای بارش‌های بیشتر از ۹ ساعت، A و B به ترتیب ۰/۱۵۸۹ و ۰/۴۳۶۱ و مقادیر a_1 و a_2 و a_3 به ترتیب ۰/۵۵۶۵ و ۰/۱۹۴۸ و ۰/۸ تعیین شد. درخور یادآوری است رابطه ۳ برای مناطق شمال کشور پیشنهاد شده است [۲۹]. از آنجا که در ایران، در طراحی سازه‌های آبی، بارش ۲۴ ساعته ملاک عمل قرار می‌گیرد [۳۰]؛ در این تحقیق برای محاسبه باران طرح از تداوم ۲۴ ساعت استفاده شد.

پانی و هاراگان معتقدند که الگوی بارش باید برای هر حوضه با استفاده از داده‌های بارندگی همان حوضه تهیه شود [۳۱]. در این مطالعه با بررسی بارش‌های روزانه ایستگاه فیروزجاه، الگوی کلی بارش روزانه تعیین شد و از این الگو، برای تبدیل باران طرح به باران ساعتی استفاده شد و در نهایت، با وارد کردن بارش‌های طرح در مقیاس زمانی نیم‌ساعته به مدل WMS، هیدروگراف سیلاب ناشی از این بارش‌ها شبیه‌سازی شد.

نتایج و بحث

نتایج ارزیابی مدل WMS

پارامترهای واسنجی مدل (شماره منحنی، درصد مناطق نفوذناپذیر، زمان تأخیر حوضه و ضریب مساحت حوضه) با استفاده از ۳ رخداد بارش-رواناب واسنجی شدند و مقدار این پارامترها به ترتیب ۰/۷۲، ۱۵٪، ۱۲ ساعت و ۰/۵۶ تعیین شد. برای اعتبارسنجی مدل، از ۲ رویداد دیگر استفاده شد. خطای متوسط مدل در برآورد دبی اوج و حجم سیلاب در مرحله اعتبارسنجی به ترتیب ۵/۱ و ۲۵/۷ درصد به دست

مشخصه‌های آماری داده‌های هواشناسی مشاهده‌شده و ساختگی، برای تعیین اینکه آیا اختلاف معناداری بین این دو سری داده وجود دارد یا خیر، تحلیل می‌شوند. در این مدل برای مقایسه توزیع‌های احتمالاتی، از آزمون کولوموگروف-اسمیرنوف، برای مقایسه میانگین‌ها از آزمون t-test و برای مقایسه انحراف معیار از آزمون F-test استفاده می‌شود [۲۵].

عدم قطعیت در مطالعات تغییر اقلیم هنگامی مطرح می‌شود که از چندین مدل اقلیم یا مدل اثر استفاده شود و یا در استفاده از این مدل‌ها، فرضیه‌ها و روش‌های مختلفی به کار گرفته شود. بنابراین، منابع عدم قطعیت در مطالعات تغییر اقلیم، بسیار متنوع است که در نظر گرفتن همه منابع عدم قطعیت، به‌سادگی امکان‌پذیر نیست [۲۶]. از بین همه منابع عدم قطعیت، عدم قطعیت مدل‌های AOGCM و سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای دارای اهمیت بیشتری هستند [۲۷]. بنابراین در این تحقیق نیز عدم قطعیت مدل‌های AOGCM و سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای مورد بررسی قرار گرفت.

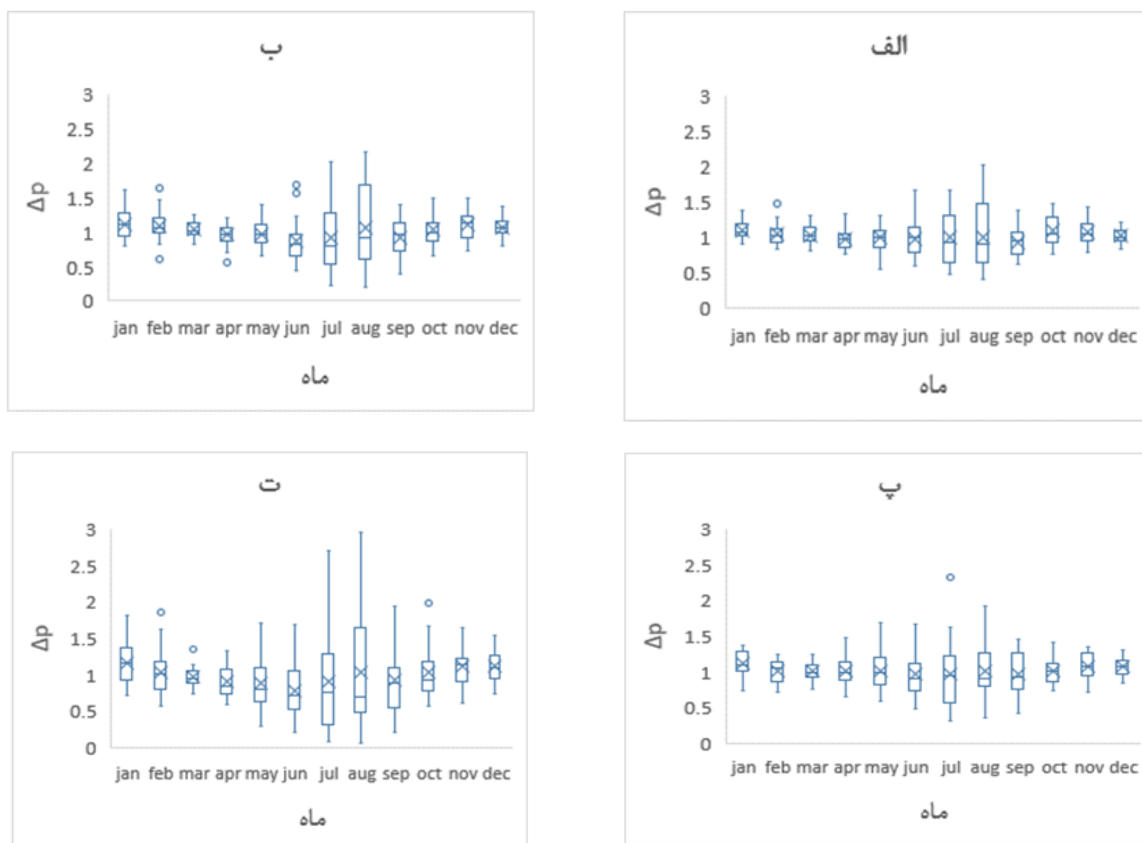
برای تولید سناریوهای بارش روزانه، مقادیر ΔP ماهانه (رابطه ۱) برای هریک از مدل‌های AOGCM تحت دو سناریوی انتشار RCP4.5 و RCP8.5 محاسبه شد. با توجه به استفاده از ۲۲ مدل AOGCM برای هر سناریوی انتشار و هر ماه، ۲۲ تا ΔP تولید شد. سپس، با استفاده از Easy Fit، بهترین تابع توزیع بر مقادیر ΔP ‌ها برازش داده شد و مقادیر ΔP ماهانه در سطوح احتمالاتی ۰/۵۰، ۰/۷۵ و ۰/۹۰ (به ترتیب سطوح ریسک ۰/۵، ۰/۲۵ و ۰/۱) از تابع توزیع تجمعی احتمالاتی (CDF) استخراج شد. با معرفی داده‌های مشاهداتی بارش روزانه دوره پایه (۱۹۷۱-۲۰۰۰) و مقادیر ΔP در سطوح احتمالاتی مختلف به مدل LARS-WG، سناریوهای بارش روزانه برای ۲ دوره آبی محاسبه شد.

باران طرح

طراحی و ساخت سازه‌های آبی، نیازمند اطلاع از مقادیر دبی طرح با دوره بازگشت مناسب (بر اساس ریسک مورد قبول) است. در حوضه‌های فاقد آمار و همچنین، دوره‌های آبی، برای تعیین دبی طرح می‌توان از بارش طرح در ترکیب با مدل‌های بارش-رواناب استفاده کرد. بل [۲۸]

نتایج تولید سناریوهای تغییر اقلیم مقادیر ماهانه ΔP برای هر مدل AOGCM تحت هر سناریوی انتشار توسط رابطه ۱ محاسبه شد که نتایج در شکل ۲ ارائه شده است.

آمد. همچنین، خطای متوسط مدل در برآورد هیدروگراف سیلاب در مرحله اعتبارسنجی حدود ۲۲ درصد تعیین شد. نتایج کامل ارزیابی مدل در مقاله دیگری [۲۳] ارائه شده است.



شکل ۲. نمودار ΔP برای ماه‌های مختلف و مدل‌های AOGCM الف: سناریوی RCP4.5 (دوره آتی اول) ب: سناریوی RCP4.5 (دوره آتی دوم) ت: سناریوی RCP8.5 (دوره آتی اول) پ: سناریوی RCP8.5 (دوره آتی دوم)

ΔP ، به بارش دوره گذشته این ماه‌ها نیز وابسته است؛ در نهایت مقدار عددی افزایش بارش در این ماه‌ها نسبت به ماه‌های پر بارش، افزایش بیشتری را تجربه نخواهد کرد. مقایسه مقادیر ΔP در دوره آتی اول و دوم مشخص می‌کند که عدم قطعیت مدل‌های AOGCM در دوره آتی دوم نسبت به دوره آتی اول بیشتر است، اما در مورد دو سناریوی انتشار، تفاوت چندانی وجود ندارد.

نتایج مربوط به ΔP در سطوح مختلف احتمالاتی برای دو دوره آتی، تحت هریک از سناریوهای انتشار در جدول ۱ ارائه شده است. M.P. در این جدول نمایانگر مقدار متوسط ΔP سالانه است.

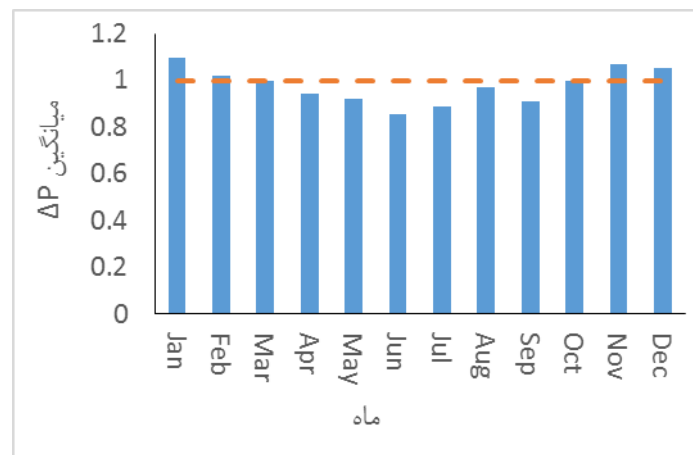
با توجه به شکل ۲ مشخص می‌شود؛ مدل‌های مختلف AOGCM مقادیر مختلفی برای ΔP تخمین زده‌اند که نشان‌دهنده عدم قطعیت این مدل‌ها برای پیش‌بینی بارش دوره‌های آتی است. اگر در شکل ۲ چارک ۰/۵ مبنا قرار گیرد، مشاهده می‌شود که مقدار ΔP از ماه ژانویه کاهش می‌یابد، در ماه‌های گرم سال به حداقل می‌رسد و دوباره روند افزایشی به خود می‌گیرد. همچنین، مشخص است که عدم قطعیت مدل‌های AOGCM در تعیین ΔP در ماه‌های گرم سال که مقدار بارندگی کمتر است، افزایش می‌یابد. درخور یادآوری است هرچند مدل‌های AOGCM در ماه‌های گرم سال عدم قطعیت بیشتری دارند، ولی با توجه به اینکه بارش دوره‌های آتی در این ماه‌ها علاوه بر مقدار

جدول ۱. استخراج ΔP در دوره‌های آتی تحت دو سناریوی انتشار و سه سطح احتمالاتی

دوره	سناریو	سطح احتمال	ماه												M.P
			Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	
دوره آتی اول	RCP4.5	۰/۵۰	۱/۰۸	۱/۰۲	۱/۰۲	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۶	۰/۹۱	۰/۹۳	۰/۹۳	۱/۰۵	۱/۰۵	۱/۰۰	۰/۹۹
		۰/۷۵	۱/۱۶	۱/۱۲	۱/۱۰	۱/۰۷	۱/۱۲	۱/۱۳	۱/۲۰	۱/۲۳	۱/۰۵	۱/۱۹	۱/۱۷	۱/۰۶	۱/۱۳
		۰/۹۰	۱/۲۶	۱/۲۲	۱/۱۸	۱/۱۸	۱/۲۷	۱/۳۱	۱/۵۴	۱/۵۸	۱/۱۷	۱/۳۵	۱/۳۲	۱/۱۳	۱/۲۹
	RCP8.5	۰/۵۰	۱/۰۹	۱/۰۲	۱/۰۰	۰/۹۸	۰/۹۶	۰/۹۲	۰/۹۱	۰/۹۵	۰/۹۶	۰/۹۹	۱/۰۶	۱/۰۶	۰/۹۹
		۰/۷۵	۱/۲۲	۱/۱۰	۱/۰۸	۱/۱۲	۱/۱۴	۱/۱۲	۱/۱۹	۱/۱۹	۱/۱۶	۱/۱۱	۱/۱۹	۱/۱۴	۱/۱۵
		۰/۹۰	۱/۳۵	۱/۱۹	۱/۱۷	۱/۲۸	۱/۳۶	۱/۳۴	۱/۵۳	۱/۴۸	۱/۳۶	۱/۲۲	۱/۳۲	۱/۲۳	۱/۳۲
دوره آتی دوم	RCP4.5	۰/۵۰	۱/۰۸	۱/۰۹	۱/۰۲	۰/۹۵	۰/۹۴	۰/۸۰	۰/۸۳	۰/۹۸	۰/۹۰	۰/۹۹	۱/۰۹	۱/۰۵	۰/۹۸
		۰/۷۵	۱/۲۲	۱/۲۵	۱/۱۰	۱/۰۵	۱/۰۷	۰/۹۸	۱/۱۷	۱/۳۵	۱/۱۰	۱/۱۶	۱/۲۲	۱/۱۶	۱/۱۵
		۰/۹۰	۱/۳۷	۱/۳۹	۱/۱۸	۱/۱۵	۱/۲۱	۱/۲۰	۱/۵۷	۱/۸۱	۱/۲۸	۱/۳۴	۱/۳۴	۱/۲۵	۱/۳۴
	RCP8.5	۰/۵۰	۱/۱۴	۰/۹۶	۰/۹۶	۰/۸۷	۰/۸۲	۰/۷۴	۰/۹۰	۱/۰۳	۰/۸۴	۰/۹۷	۱/۰۸	۱/۱۰	۰/۹۵
		۰/۷۵	۱/۳۴	۱/۱۶	۱/۰۴	۱/۰۱	۱/۰۴	۰/۹۷	۱/۳۲	۱/۵۱	۱/۱۴	۱/۱۹	۱/۲۸	۱/۲۵	۱/۱۹
		۰/۹۰	۱/۵۳	۱/۳۹	۱/۱۴	۱/۱۸	۱/۳۱	۱/۲۱	۱/۷۳	۱/۹۹	۱/۵۱	۱/۴۴	۱/۴۷	۱/۳۹	۱/۴۴

سطح احتمال ۰/۵ که تا حدودی نمایانگر میانگین ΔP مدل است) در دو سناریوی انتشار و دو دوره آتی میانگین گرفته شده و نتیجه در شکل ۳ ارائه شد. نتایج این شکل نشان می‌دهد بارش در ماه‌های ژانویه، فوریه، نوامبر و دسامبر افزایش خواهد یافت. در دو ماه اکتبر و مارس بارش تغییر نخواهد کرد و در بقیه ماه‌ها، کاهش بارش رخ خواهد داد. البته، این نتایج در مورد سطح احتمال ۰/۵ است. بنابراین، با تغییر سطح احتمال نتیجه نیز متفاوت خواهد بود. همان‌گونه که از این نمودار مشخص است، به طور کلی در منطقه مورد مطالعه مقدار بارش در فصل‌های بهار و تابستان تا حدودی کاهش یافته و در فصول پاییز و زمستان افزایش می‌یابد.

با توجه به جدول ۱ می‌توان گفت که میانگین افزایش ΔP از سطح احتمال ۰/۵ به ۰/۷۵ و از سطح احتمال ۰/۷۵ به ۰/۹۰ در سناریوی RCP4.5 دوره آتی اول حدود ۱۴ درصد است. این افزایش برای سناریوی RCP8.5 در دوره آتی اول حدود ۱۶ درصد است که تفاوت چندانی با سناریوی RCP4.5 ندارد. در دوره آتی دوم و سناریوی RCP4.5، افزایش ΔP از سطح احتمال ۰/۵ به ۰/۷۵ و از سطح احتمال ۰/۷۵ به ۰/۹۰ مشابه دوره آتی اول است، اما در سناریوی RCP8.5، این افزایش از یک سطح احتمال به سطح احتمال دیگر، به طور متوسط حدود ۲۲ درصد است. برای بررسی تغییرات ΔP در ماه‌های مختلف به این صورت عمل شد که از همه ΔP های مربوط به هر ماه (در

شکل ۳. میانگین ΔP سطح احتمال ۰/۵ (برای دو سناریو انتشاری و دو دوره آتی)

نتایج باران طرح

با وارد کردن مقادیر ΔP در سطوح مختلف احتمالاتی و بارش روزانه دوره پایه، سناریوهای بارش روزانه برای دوره‌های آتی توسط مدل LARS-WG تولید شد و بارش طرح با دوره بازگشت‌های مختلف (۲، ۵، ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۱۰۰ و ۵۰۰) برای دوره‌های آتی و گذشته محاسبه شد (جدول ۲). برای محاسبه باران طرح در دوره گذشته، بارش ۳۰ سال اخیر، استفاده شد تا طول دوره آماری باران طرح در دوره گذشته و دوره‌های آتی یکسان باشد.

از نتایج جدول ۲ مشخص است که در تمام سناریوهای تغییر اقلیم، بارش طرح (با دوره بازگشت‌های مختلف) نسبت به دوره گذشته (۳۰ سال اخیر) افزایش یافته است. این در حالی است که میانگین سالانه ΔP در هر دو دوره آتی و هر دو سناریوی انتشار نسبت به دوره گذشته کمتر از ۱ است؛ به این معنا که مقدار بارش

سالانه در سناریوهای تغییر اقلیم با این سطح احتمال، نسبت به دوره گذشته اندکی کاهش می‌یابد، ولی مقدار بارش طرح با همین سطح احتمال در دوره‌های آتی افزایش پیدا خواهد کرد. دلیل این امر نیز این است که بارش طرح بر اساس بارش حداکثر سالانه محاسبه می‌شود که با توجه به جدول ۱ مقدار بارش در ماه‌هایی که بارندگی بیشتر و شدیدتری دارند، نسبت به دوره گذشته افزایش یافته است.

با وارد کردن باران طرح به مدل ارزیابی شده WMS، هیدروگراف سیلاب ناشی از بارش‌های طرح (با دوره بازگشت‌های مختلف) در سناریوهای مختلف تغییر اقلیم (۸۴ بارش طرح) و دوره گذشته (۷ بارش طرح) شبیه‌سازی شد. نتایج به دست آمده از اجرای مدل برای دو خصوصیت اصلی مدل؛ یعنی دبی اوج و حجم رواناب برای دوره گذشته ارائه شد (جدول ۳).

جدول ۲. مقادیر باران طرح ۲۴ ساعته با دوره بازگشت‌های مختلف در هر یک از سناریوهای تغییر اقلیم و دوره گذشته (mm)

دوره	سناریو	سطح احتمال	دوره بازگشت						
			۲	۵	۱۰	۲۵	۵۰	۱۰۰	۵۰۰
دوره آتی اول	RCP4.5	۰/۵۰	۵۴/۹	۷۷/۶	۹۱/۷	۱۰۹/۲	۱۲۲/۰	۱۳۴/۷	۱۶۳/۹
		۰/۷۵	۵۹/۴	۸۳/۹	۹۹/۲	۱۱۸/۱	۱۳۲/۰	۱۴۵/۷	۱۷۷/۲
		۰/۹۰	۶۴/۸	۹۱/۵	۱۰۸/۳	۱۲۸/۹	۱۴۴/۰	۱۵۹/۰	۱۹۳/۵
	RCP8.5	۰/۵۰	۵۴/۵	۷۶/۹	۹۰/۹	۱۰۸/۳	۱۲۱/۰	۱۳۳/۶	۱۶۲/۵
		۰/۷۵	۵۸/۹	۸۳/۲	۹۸/۴	۱۱۷/۲	۱۳۱/۰	۱۴۴/۶	۱۷۵/۹
		۰/۹۰	۶۳/۷	۹۰/۰	۱۰۶/۵	۱۲۶/۸	۱۴۱/۶	۱۵۶/۴	۱۹۰/۲
دوره آتی دوم	RCP4.5	۰/۵۰	۵۴/۱	۷۶/۴	۹۰/۴	۱۰۷/۶	۱۲۰/۳	۱۳۲/۸	۱۶۱/۵
		۰/۷۵	۵۹/۹	۸۴/۶	۱۰۰/۱	۱۱۹/۲	۱۳۳/۲	۱۴۷/۰	۱۷۸/۹
		۰/۹۰	۶۶/۱	۹۳/۴	۱۱۰/۵	۱۳۱/۵	۱۴۷/۰	۱۶۲/۲	۱۹۷/۴
	RCP8.5	۰/۵۰	۵۳/۷	۷۵/۸	۸۹/۷	۱۰۶/۷	۱۱۹/۳	۱۳۱/۷	۱۶۰/۲
		۰/۷۵	۶۱/۶	۸۷/۰	۱۰۲/۹	۱۲۲/۴	۱۳۶/۸	۱۵۱/۰	۱۸۳/۸
		۰/۹۰	۷۰/۶	۹۹/۶	۱۱۷/۸	۱۴۰/۳	۱۵۶/۸	۱۷۳/۰	۲۱۰/۵
دوره گذشته (۱۹۸۹-۲۰۱۸)			۴۶/۷	۶۶/۰	۷۸/۰	۹۲/۹	۱۰۳/۸	۱۱۴/۶	۱۳۹/۴

جدول ۳. مقادیر دبی اوج و حجم سیلاب برای باران طرح در دوره گذشته و در دوره بازگشت‌های مختلف

حجم سیلاب (Mm ³)	دبی اوج (m ³ /s)	دوره بازگشت
۶/۶	۴۹/۸	۲
۱۰/۸	۹۰/۷	۵
۱۳/۸	۱۲۰/۲	۱۰
۱۷/۹	۱۵۹/۸	۲۵
۲۱/۲	۱۹۰/۵	۵۰
۲۴/۵	۲۲۲/۱	۱۰۰
۳۲/۴	۲۹۸/۴	۵۰۰

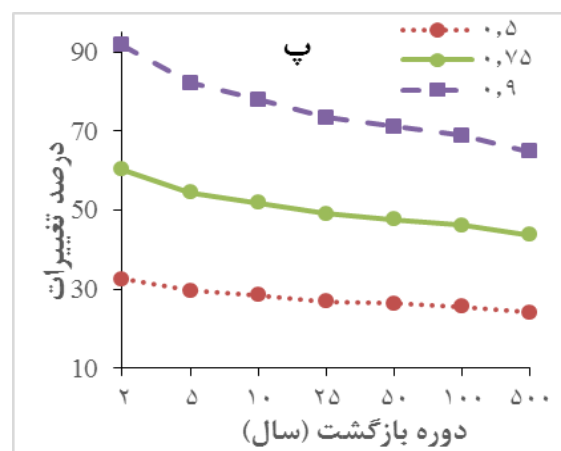
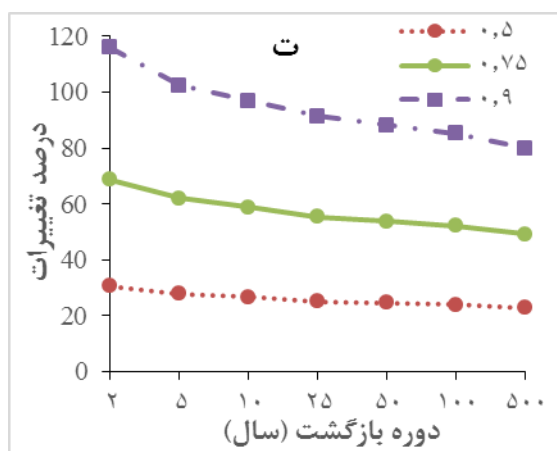
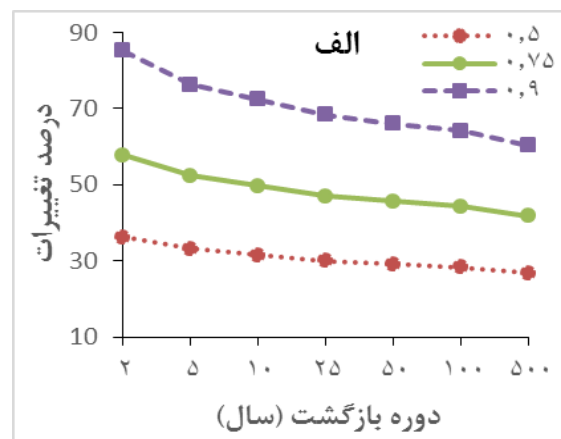
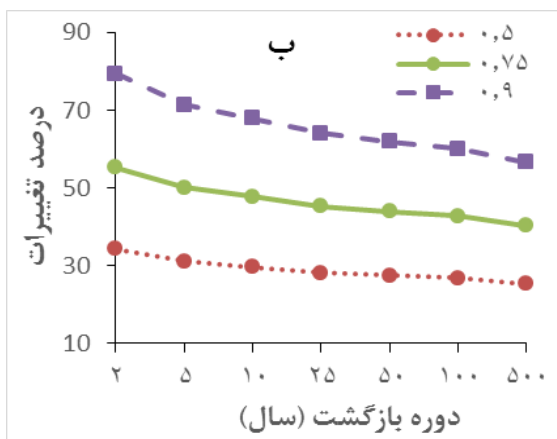
اختلاف در سطح احتمال ۰/۵۰ برای دبی اوج حدود ۶ درصد است، اما در دوره آبی دوم تحت سناریوی RCP8.5 و در دو سطح احتمال ۰/۷۵ و ۰/۹۰، مقدار تغییرات دبی و حجم سیلاب نسبت به RCP4.5 بیشتر است.

در همه سناریوها و سطوح مختلف احتمال، با افزایش دوره بازگشت، درصد افزایش دبی اوج و حجم سیلاب نسبت به دوره گذشته کاهش می‌یابد که دلیل این امر، به‌کارگیری رابطه غیرخطی بارش-رواناب SCS در مدل WMS است. با توجه به اینکه تلفات بارش (با توجه به عدد ثابت CN برای منطقه مطالعه‌شده)، مقدار ثابتی است، برای بارش‌های با دوره بازگشت کوچک‌تر، تلفات بارش اثرگذاری بیشتری دارد و هر چه بارش افزایش می‌یابد، این اثرگذاری کمتر می‌شود. از طرفی دیگر، با کاهش سطح ریسک (افزایش سطح احتمال)، درصد افزایش دبی اوج و حجم سیلاب نیز افزایش می‌یابد.

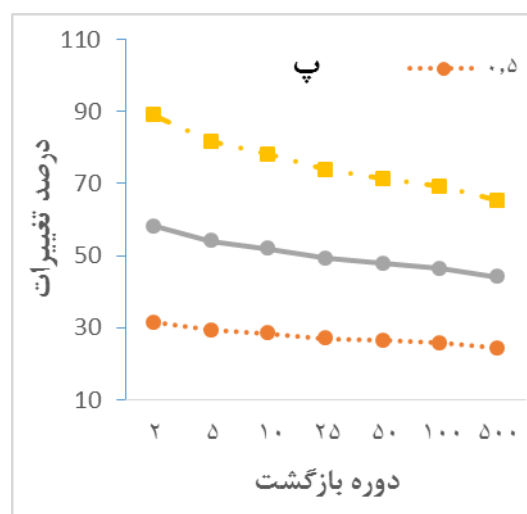
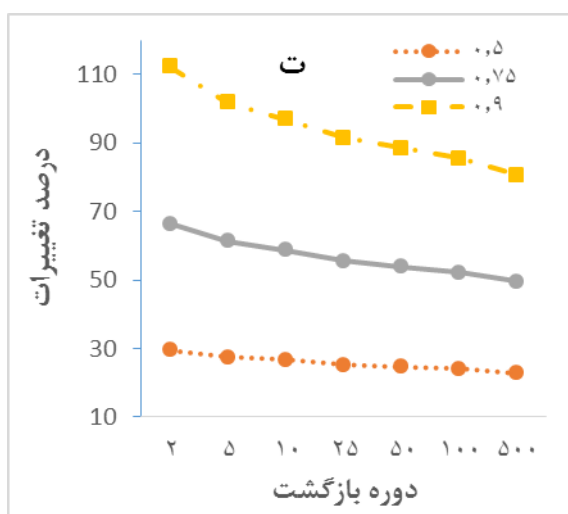
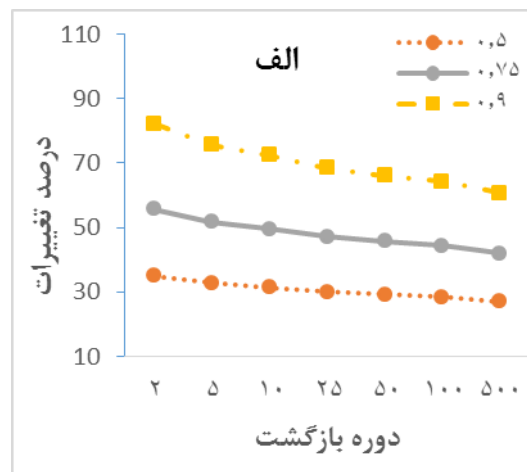
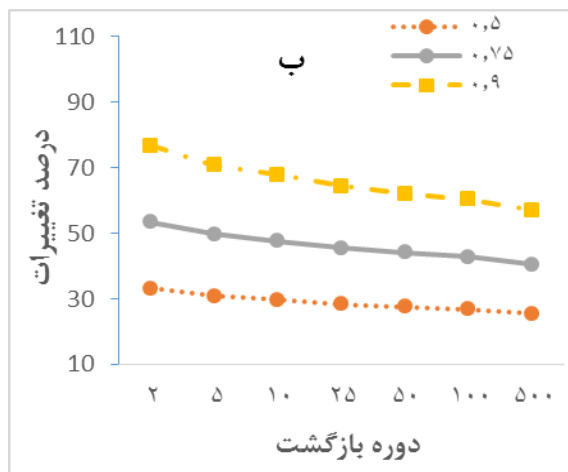
با توجه به جدول ۳، مقدار دبی اوج از حدود $50 \text{ m}^3/\text{s}$ برای بارش ۲ ساله تا $300 \text{ m}^3/\text{s}$ برای بارش ۵۰۰ ساله تغییر می‌کند. دامنه تغییرات حجم سیلاب نیز برای بارش ۲ تا ۵۰۰ ساله، $6/6 \text{ Mm}^3$ تا $32/4 \text{ Mm}^3$ است.

برای سناریوهای تغییر اقلیم نیز با وارد کردن بارش طرح مربوط به هر سناریوی انتشار و دوره آبی (در سه سطح احتمال) در مدل WMS، دبی و حجم سیلاب متناظر با این بارش‌ها شبیه‌سازی شد و با مقایسه نتایج سناریوهای تغییر اقلیم و دوره گذشته، درصد تغییرات دبی اوج (شکل ۳) و حجم رواناب (شکل ۴) در سناریوهای تغییر اقلیم نسبت به دوره گذشته محاسبه شد.

همان‌گونه که از شکل‌های ۴ و ۵ پیداست، نتایج مربوط به سناریوهای RCP4.5 و RCP8.5 در دوره آبی اول تفاوت چندانی با هم ندارند، به طوری که اختلاف درصد تغییرات دبی اوج در این دو سناریو نسبت به دوره گذشته کمتر از ۱۰ درصد است. به عنوان مثال، این



شکل ۴. درصد تغییرات دبی اوج طرح نسبت به دوره گذشته در سطوح مختلف احتمال الف: سناریوی RCP4.5 و دوره آبی اول، ب: سناریوی RCP8.5 دوره آبی اول، پ: سناریوی RCP4.5 و دوره آبی دوم، ت: سناریوی RCP8.5 و دوره آبی دوم



شکل ۵. درصد تغییرات حجم سیلاب ناشی از بارش‌های طرح (الف: سناریوی RCP4.5 و دوره آبی اول ب: در سناریوی RCP8.5 و دوره آبی اول پ: سناریوی RCP4.5 و دوره آبی دوم ت: سناریوی RCP8.5 و دوره آبی دوم) در سطوح مختلف احتمال نسبت به دوره گذشته

سناریو، افزایش بیشتری در مورد دبی و به تبع آن، حجم سیلاب رخ دهد.

با توجه به نتایج یادشده به طور کلی می‌توان گفت که برای منطقه مطالعه‌شده، در شرایط تغییر اقلیم (تحت دو سناریوی انتشار مورد بررسی) مقدار دبی و حجم سیلاب افزایش خواهد یافت و طراحی سازه‌ها بدون در نظر گرفتن این موضوع موجب بروز خسارت‌های خواهد شد. تحقیقاتی که در مناطق مرطوب صورت گرفته است نیز تأییدکننده نتایج این تحقیق هستند؛ از جمله این تحقیقات می‌توان به تحقیق هلاوکوا و همکاران اشاره کرد که برای حوضه‌ای در مرکز اسلوواکی با بارش سالانه مشابه منطقه مورد مطالعه نتیجه گرفتند که دبی ماهانه تحت تأثیر تغییر اقلیم در زمستان و بهار افزایش خواهد یافت [۳۲]. پیچوکا و همکاران نیز طی پژوهشی پیش‌بینی کردند تغییر اقلیم

در سناریوی RCP4.5 و دوره آبی اول در سطح احتمال ۵۰/۰، افزایش دبی اوج در دوره بازگشت ۲ سال حدود ۳۵ درصد است که با افزایش دوره بازگشت به ۵۰۰ ریسک به ۱۰/۰ (سطح احتمال ۹۰/۰)، افزایش دبی اوج نسبت به دوره گذشته برای بارش ۲ ساله حدود ۸۵ درصد است. این افزایش برای دبی در دوره بازگشت ۵۰۰ سال به حدود ۷۰ درصد می‌رسد. روند تغییرات حجم سیلاب نیز تقریباً مشابه دبی اوج است. این مطالب در مورد سناریوی RCP8.5 (در دوره آبی اول) نیز صدق می‌کند.

برای دوره آبی دوم، سناریوی RCP4.5 تا حدودی مشابه دوره آبی اول عمل می‌کند، ولی در سناریوی RCP8.5 تغییرات دبی نسبت به دوره آبی اول بیشتر است؛ به بیان دیگر پیش‌بینی می‌شود در صورت رخداد این

مایتی طی پژوهشی نتیجه گرفتند که حداکثر بارش محتمل برای ۷۰-۸۰ درصد مناطق هند تحت تأثیر سناریوی RCP8.5 (۲۰۷۱-۲۱۰۰) افزایش می‌یابد [۳۳].

بررسی عدم قطعیت نتایج

برای بررسی عدم قطعیت نتایج سناریوهای مختلف تغییر اقلیم، از درصد تغییرات دبی و حجم سیلاب در دوره بازگشت‌های مختلف میانگین‌گیری شد و نتایج برای سناریوهای انتشار و دوره آتی در جدول ۴ ارائه شد.

باعث افزایش تعداد رخدادهای حدی و همچنین، دبی این رخدادهای می‌شود [۲۴]. اثر و همکاران طی پژوهشی در مورد حوضه کوهستانی سوئیس نتیجه گرفتند که دبی در ماه‌های زمستان افزایش و در ماه‌های تابستان کاهش می‌یابد [۱۴]. ژانگ و همکاران نیز با بررسی سه سناریوی انتشار به این نتیجه رسیدند که تحت شرایط تغییر اقلیم دبی حاصل از بارش‌های طرح با دوره بازگشت مختلف برای یک حوضه در شرق چین (با اقلیم مرطوب) تحت هر سه سناریوی انتشار افزایش خواهد یافت [۲۷]. سرکار و

جدول ۴. میانگین درصد تغییرات دبی اوج و حجم رواناب در سناریوهای مختلف تغییر اقلیم

پارامتر	سطح احتمال	دوره آتی اول		دوره آتی دوم	
		RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
دبی اوج	۰/۵	۳۰/۷	۲۹/۰	۲۷/۷	۲۶/۰
	۰/۷۵	۴۸/۴	۴۶/۵	۵۰/۵	۵۷/۲
	۰/۹	۷۰/۳	۶۵/۹	۷۵/۸	۹۴/۳
حجم سیلاب	۰/۵	۳۰/۵	۲۸/۸	۲۷/۵	۲۵/۸
	۰/۷۵	۴۸/۱	۴۶/۲	۵۰/۲	۵۶/۸
	۰/۹	۷۰/۰	۶۵/۶	۷۵/۴	۹۳/۹

است. به بیان دیگر، منبع اصلی عدم قطعیت در مطالعات تغییر اقلیم در دوره آتی اول، خروجی مدل‌های GCM است. این مطالب در مورد حجم سیلاب نیز صدق می‌کند طبق جدول ۴ میانگین درصد تغییرات حجم سیلاب و دبی اوج خیلی نزدیک به هم هستند.

در دوره آتی دوم، میانگین درصد تغییرات دبی و حجم سیلاب در سناریوی RCP4.5 برای سه سطح احتمال ۰/۵، ۰/۷۵ و ۰/۹ به ترتیب حدود ۲۷، ۵۰ و ۷۵ درصد است که این اعداد برای سناریوی RCP8.5 به ترتیب به حدود ۲۶، ۵۷ و ۹۴ درصد می‌رسد. مقایسه این نتایج نشان می‌دهد در دوره آتی دوم نسبت به دوره آتی اول، عدم قطعیت مربوط به نتایج سناریوهای انتشار افزایش می‌یابد. دلیل این امر نیز میزان انتشار گازهای گلخانه‌ای در این دو سناریو است. با نزدیک شدن به انتهای قرن، اختلاف انتشار گازهای گلخانه‌ای در این دو سناریو افزایش می‌یابد و همین امر، باعث اختلاف خروجی این دو سناریو است. با این وجود، باز هم عدم قطعیت نتایج بیشتر ناشی از خروجی مدل‌های GCM است، به طوری که تغییر سناریوی انتشار منجر به افزایش حدود ۱۰ درصدی

با توجه به جدول ۴ مشخص است که در دوره آتی اول؛ در هر سه سطح احتمال، سناریوهای RCP4.5 و RCP8.5 نتایج تقریباً مشابهی ارائه می‌کنند، ولی در همه سطوح احتمال (ریسک) سناریوی RCP4.5 دبی و حجم سیلاب را کمی بیشتر از RCP8.5 برآورد می‌کند، به طوری که میانگین درصد تغییرات دبی اوج و حجم سیلاب برای سناریوی RCP4.5 در سه سطح احتمال ۰/۵، ۰/۷۵ و ۰/۹ به ترتیب ۳۰/۷، ۴۸/۴ و ۷۰/۳ و برای سناریوی RCP8.5 به ترتیب ۲۹/۰، ۴۶/۵ و ۶۵/۹ درصد است. همان‌گونه که از این اعداد مشخص است تفاوت دو سناریوی انتشار در دوره آتی اول کمتر از ۲ درصد است که نشان می‌دهد اختلاف نتایج این دو سناریو و یا به بیانی، عدم قطعیت ناشی از این دو سناریو بسیار پایین است، اما مقایسه نتایج مربوط به سطوح مختلف احتمال (ریسک) که ناشی از اختلاف خروجی مدل‌های GCM است زیاد است، به طوری که از سطح احتمال ۰/۵ تا ۰/۹، دبی اوج بیشتر از ۱۰۰ درصد افزایش می‌یابد. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که در دوره آتی اول عدم قطعیت نتایج، فقط ناشی از عدم قطعیت خروجی مدل‌های GCM

حجم سیلاب نیز تقریباً مشابه دبی اوج است. این مطالب در مورد سناریوی RCP8.5 در دوره آتی اول نیز صدق می‌کند. برای دوره آتی دوم سناریوی RCP4.5 تا حدودی مشابه دوره آتی اول عمل می‌کند، ولی در سناریوی RCP8.5 تغییرات دبی نسبت به دوره آتی اول بیشتر است. به بیان دیگر، پیش‌بینی می‌شود در صورت رخداد سناریوی اخیر، افزایش بیشتری در مورد دبی و به تبع آن، حجم سیلاب رخ دهد.

بررسی دو منبع مهم عدم قطعیت در مطالعات تغییر اقلیم نیز مشخص کرد که عدم قطعیت ناشی از مدل‌های GCM در مقایسه با سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای بیشتر است. در دوره آتی اول نتایج دو سناریوی انتشار مشابه هم بودند، ولی با نزدیک شدن به پایان قرن، تفاوت بین سناریوهای انتشار نیز بیشتر می‌شود و عدم قطعیت مربوط به سناریوهای انتشار نیز وارد نتایج حاصل از سناریوهای تغییر اقلیم می‌شود. با این وجود، باز هم عدم قطعیت مربوط به خروجی مدل‌های AOGCM نسبت به سناریوهای انتشار وزن خیلی بیشتری دارد.

با توجه به نتایج یادشده، به طور کلی می‌توان گفت که برای منطقه مطالعه‌شده، در شرایط تغییر اقلیم (تحت دو سناریوی انتشار مورد بررسی) مقدار دبی و حجم سیلاب افزایش خواهد یافت و طراحی سازه‌ها بدون در نظر گرفتن این پیش‌بینی‌ها خالی از اشکال نخواهد شد.

منابع

- [1]. Niyazi BA, Masoud MH, Ahmed M, Basahi JM, Rashed MA. Runoff assessment and modeling in arid regions by integration of watershed and hydrologic models with GIS techniques. *J African Earth Sci.* 2020; (172): 103966. [2]. Youssef AMA, Ibrahim SMM, El Sayed AN, Masoud MHZ. Assessment and management of water resources in Wadi El-Deeb using geophysical, hydrological and GIS techniques-Red Sea. *J African Earth Sci.* 2020; (164): 103777.
- [3]. Resende NC, Miranda JH, Cooke R, Chu ML, Chou SC. Impacts of regional climate change on the runoff and root water uptake in corn crops in Parana, Brazil. *Agric Water Manag.* 2019; (221): 556-565.
- [4]. Rogelj J, Meinshausen M, Knutti R. Global warming under old and new scenarios using IPCC climate sensitivity range estimates. *Nat Clim Chang.* 2012; 2(4): 248-253.

تغییرات دبی و حجم سیلاب؛ آن هم فقط در دو سطح احتمال ۰/۷۵ و ۰/۹۰ (نسبت به دوره گذشته) می‌شود، ولی تغییر سطح احتمال (ریسک) منجر به افزایش ۲۰۰ و ۳۰۰ درصدی تغییرات دبی و حجم سیلاب به ترتیب برای سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 می‌شود.

با توجه به نتایج یادشده برای دو دوره آتی، به طور کلی می‌توان گفت که عدم قطعیت نتایج بیشتر ناشی از خروجی مدل‌های GCM (در مقایسه با سناریوهای انتشار) است. بنابراین، در مطالعات تغییر اقلیم باید از خروجی چندین مدل GCM استفاده کرد تا با میانگین‌گیری یا بررسی احتمالاتی خروجی این مدل‌ها، تصمیم‌هایی با ضریب اطمینان بیشتر برای دوره‌های آتی اتخاذ کرد.

نتیجه‌گیری

در تحقیق حاضر، اثرات تغییر اقلیم بر رواناب حوضه قران تالار، از سرشاخه‌های رودخانه بابلرود مورد بررسی قرار گرفت. با شبیه‌سازی هیدروگراف بارش طرح ۲ تا ۵۰۰ ساله برای دوره گذشته، دبی اوج و حجم سیلاب به ترتیب ۵۰ تا ۳۰۰ مترمکعب بر ثانیه و ۶/۶ تا ۳۲/۴ میلیون مترمکعب به دست آمد. در تولید سناریوهای تغییر اقلیم نیز مشخص شد که عدم قطعیت خروجی مدل‌های AOGCM از سناریوهای انتشار بیشتر است و در تمام سناریوها، بارش طرح (در دوره بازگشت‌های مختلف) نسبت به دوره گذشته افزایش خواهد یافت.

نتایج شبیه‌سازی هیدروگراف سیلاب بارش‌های طرح نشان داد دبی و حجم سیلاب ناشی از سناریوهای RCP4.5 و RCP8.5 در دوره آتی اول تفاوت چندانی با هم نداشتند، به طوری که اختلاف درصد تغییرات دبی در این دو سناریو نسبت به دوره گذشته، کمتر از ۱۰ درصد است؛ اما در دوره آتی دوم، سناریوی RCP8.5 (در دو سطح احتمال ۰/۷۵ و ۰/۹۰) دبی و حجم سیلاب بیشتری را برآورد کرده است.

در سناریوی RCP4.5 و دوره آتی اول در سطح احتمال ۰/۵۰، افزایش دبی اوج در بارش ۲ ساله، حدود ۳۵ درصد است که این مقدار در بارش ۵۰۰ ساله به ۳۰ درصد می‌رسد، اما با کاهش سطح ریسک به ۰/۱۰ (سطح احتمال ۰/۹۰)، افزایش دبی اوج نسبت به دوره گذشته برای بارش ۲ و ۵۰۰ ساله به ترتیب به حدود ۸۵ و ۷۰ درصد می‌رسد. روند تغییرات

- [5]. Gao C, He Z, Pan S, Xuan W, Xu YP. Effects of climate change on peak runoff and flood levels in Qu River Basin, East China. Vol. 28, Journal of Hydro-Environment Research. 2020; (28): 34–47.
- [6]. Yang Y, Weng B, Man Z, Yu Z, Zhao J. Analyzing the contributions of climate change and human activities on runoff in the Northeast Tibet Plateau. J Hydrol Reg Stud. 2020; (27): 100639.
- [7]. Zhang Q, Liu J, Singh VP, Shi P, Sun P. Hydrological responses to climatic changes in the Yellow River basin, China: Climatic elasticity and streamflow prediction. J Hydrol. 2017; (554): 635–645.
- [8]. Zhai R, Tao F. Contributions of climate change and human activities to runoff change in seven typical catchments across China. Sci Total Environ. 2017; 605–606: 219–229.
- [9]. Walling DE, Fang D. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. Glob Planet Change. 2003; 39(1–2): 111–126.
- [10]. Good P, Gregory JM, Lowe JA. A step-response simple climate model to reconstruct and interpret AOGCM projections. Geophys Res Lett [Internet]. 2011; 38(1): L01703.
- [11]. Ahmadi M, Motamedvaziri B, Ahmadi H, Moeini A, Zehtabiyani GR. Assessment of climate change impact on surface runoff, statistical downscaling and hydrological modeling. Phys Chem Earth, Parts A/B/C. 2019; (114): 102800. 2
- [12]. Xue D, Zhou J, Zhao X, Liu C, Wei W, Yang X, et al. Impacts of climate change and human activities on runoff change in a typical arid watershed, NW China. Ecol Indic. 2021; (121): 107013.
- [13]. Yan X, Bao Z, Zhang J, Wang G, He R, Liu C. Quantifying contributions of climate change and local human activities to runoff decline in the upper reaches of the Luanhe River basin. J Hydro-environment Res. 2020; 28: 67–74.
- [14]. Etter S, Addor N, Huss M, Finger D. Climate change impacts on future snow, ice and rain runoff in a Swiss mountain catchment using multi-dataset calibration. J Hydrol Reg Stud. 2017; 13: 222–239.
- [15]. Yang W, Long D, Bai P. Impacts of future land cover and climate changes on runoff in the mostly afforested river basin in North China. J Hydrol. 2019; (570): 201–219.
- [16]. Mirdashtovan, M., Malekian, A., Mohseni Saravi, M. Stream flow simulation using statistical downscaling of climatic data: Urmia Lake Basin. Iranian journal of Ecohydrology. 2018; 5(2): 419-431. [Persian].
- [17]. Zarei, A., Sayari, N., Bakhtiari, B., Ahmadi, M. Modeling of Precipitation – runoff for Predicting Upcoming Flow Streams in Halilroud Basin. Iranian journal of Ecohydrology. 2021; 8(1): 143-160. [Persian].
- [18]. Ghorbani Dailari, M., Darbandi, S., Asadi, E., Samadian, M. Simulation of Parameters Affecting the River Flow Trend using the IHACRES Rainfall-runoff Model in Future Periods (Case Study: Zolachai River). Iranian journal of Ecohydrology. 2021; 8(1): 177-193. [Persian].
- [19]. Wang X, He K, Dong Z. Effects of climate change and human activities on runoff in the Beichuan River Basin in the northeastern Tibetan Plateau, China. CATENA. 2019; 176(1): 81–93.
- [20]. Marko K, Elfeki A, Alamri N, Chaabani A. Two Dimensional Flood Inundation Modelling in Urban Areas Using WMS, HEC-RAS and GIS (Case Study in Jeddah City, Saudi Arabia). Springer International Publishing. 2019; 265–267.
- [21]. Srinivas R, Singh AP, Deshmukh A. Development of a HEC-HMS-based watershed modeling system for identification, allocation, and optimization of reservoirs in a river basin. Environ Monit Assess. 2018; 190(1): 31.
- [22]. Mousavi SJ, Abbaspour KC, Kamali B, Amini M, Yang H. Uncertainty-based automatic calibration of HEC-HMS model using sequential uncertainty fitting approach. J Hydroinformatics. 2012; 14(2): 286–309.
- [23]. Imani T, Delghandi M, Emamgholizade S, Ganji-Noroozy Z. Estimating Floods of Various Return Periods for Babolroud Catchment Using WMS Model. Journal of rangeland and watershed. in press. [Persian].
- [24]. Pichuka S, Prasad R R, Maity R, Kunstmann H. Development of a method to identify change in the pattern of extreme streamflow events in future climate: Application on the Bhadra reservoir inflow in India. J Hydrol Reg Stud. 2017; 9: 236–246.
- [25]. Semenov M, Stratonovitch P. Use of multi-model ensembles from global climate models for assessment of climate change impacts. Clim Res. 2010; 41(1): 1–14.
- [26]. Ruiz-Ramos M, Mínguez M. Evaluating uncertainty in climate change impacts on crop

- productivity in the Iberian Peninsula. *Clim Res.* 2010; 44(1): 69–82.
- [27]. Zhang X, Xu Y-P, Fu G. Uncertainties in SWAT extreme flow simulation under climate change. *J Hydrol.* 2014; (515): 205–222.
- [28]. Bell FC. Generalized rainfall-duration-frequency relationships. *J Hydraul Div.* 1969; 95(1): 311–327.
- [29]. Ghahraman B, Abkhezh H. Improvement in Intensity-Duration-Frequency Relationships of Rainfall in Iran. (*Journal of Science and Technology of Agriculture and Natural Resources.* 2005; 8(2): 13. [*Persian*].
- [30]. Alizadeh A. Principles of applied hydrology. 29th ed. Imam Reza; 2010. [*Persian*].
- [31]. Pani EA, Haragan DR. A comparison of Texas and Illinois Temporal Rainfall Distributions. 4th Conference on Hydrometeorology, American Meteorology Society, Boston, USA. 1981; 76-80.
- [32]. Hlavčová K, Štefunková Z, Valent P, Kohnová S, Výleta R, Szolgay J. Modelling the Climate Change Impact On Monthly Runoff in Central Slovakia. *Procedia Eng.* 2016; 161: 2127–2132.
- [33]. Sarkar S, Maity R. Increase in probable maximum precipitation in a changing climate over India. *J Hydrol.* 2020; (585): 124806.