

اثرات تغییر اقلیم بر رواناب خروجی از حوضه‌ی آبخیز گاوهرود با در نظر گرفتن عدم قطعیت

بهرروز یعقوبی^۱، سیدعباس حسینی^{۲*}، سارا نظیف^۳
تاریخ دریافت: ۹۵/۳/۱۱ صص: ۷۱-۸۶ تاریخ پذیرش: ۹۵/۹/۱۳

چکیده

وقوع تغییر اقلیم با توجه به تحقیقات سال‌های اخیر به تأیید رسیده است. فرایند تغییر اقلیم به جهت اثر آن بر دما و بارش و نوسانهای آنها، تاثیر بسزایی بر منابع آب، کشاورزی، محیط‌زیست و صنعت دارد. در این تحقیق، جهت بررسی اثرات تغییر اقلیم بین سال‌های ۲۰۱۶-۲۰۹۹ بر رواناب حوضه‌ی آبخیز گاوهرود، و با در نظر گرفتن عدم قطعیت، فراسنج‌های نرم‌افزار آشناسی از شبیه‌ساز گردش عمومی جو HadCM3 تحت الگوی تغییر اقلیم A2 استفاده شده است. نرم‌افزار SDSM جهت ریزمقیاس کردن آماری فراسنج‌های اقلیمی دما و بارش در مقیاس محلی بکار گرفته شده است. برای شبیه‌سازی بارش-رواناب در آینده تحت تأثیر تغییر اقلیم، براساس داده‌های ریزمقیاس شده، از نرم‌افزار HYMOD، که در محیط نرم‌افزار متلب با الگوریتم DREAM مرتبط و واسنجی گردیده است، بهره گرفته شد. نتایج نرم‌افزار SDSM نشان از تغییرات دما و بارندگی نسبت به دوره‌ی مشاهداتی (سال‌های ۱۹۸۹-۲۰۰۰) دارند. افزایش میانگین دما در دوره‌های پیش‌بینی شده نسبت به دوره‌ی مشاهداتی ۵٪ تا ۸/۵٪، و کاهش میانگین بارندگی در دوره‌های پیش‌بینی شده نسبت به دوره‌ی مشاهداتی به میزان ۳٪ تا ۵٪ می‌باشد. نتایج حاصله از این تحقیق نشان دهنده‌ی کاهش میانگین رواناب دوره‌های پیش‌بینی شده نسبت به دوره‌ی مشاهداتی به میزان ۵٪ تا ۲۳٪ می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، SDSM، HYMOD، تحلیل عدم قطعیت، حوضه‌ی گاوهرود

^۱ دانشجوی دوره دکتری در رشته عمران-آب، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران

^۲ استادیار گروه مهندسی عمران-آب، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران

^۳ استادیار دانشکده مهندسی عمران، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران

* نویسنده مسوؤل مقاله: abbas_hoseyni@srbiau.ac.ir

مقدمه

حوضه آبخیز گرگانرود در شمال کشور مورد بررسی قرار دادند. بدین منظور از پیش‌بینی‌های سه نمونه GCM و دو الگوی حدی برای لحاظ حداکثر دامنه‌ی عدم قطعیت استفاده گردید، و از نرم‌افزار SWAT به منظور شبیه‌سازی آشناسی حوضه استفاده کردند؛ نتایج این تحقیق برای دوره‌ی زمانی ۲۰۷۰-۲۰۹۹ نشان دهنده‌ی کاهش میانگین بارندگی سالانه به میزان ۳/۲ تا ۷/۶ درصد، مقدار رواناب سطحی به میزان ۰/۴ تا ۷/۷ درصد، رطوبت خاک نیز به میزان ۵/۲ تا ۱۳ درصد، و افزایش بیشینه‌ی دمای سالانه برای نمونه‌های مختلف از ۳ تا ۵/۷ درجه‌ی سانتیگراد، کمینه‌ی دمای سالانه ۲/۸ تا ۵/۲ درجه‌ی سانتیگراد، آبدهی ۵/۳ تا ۱۰/۲ درصد، و میزان تبخیر-تعرق بین ۱/۶-۳/۶ درصد می‌باشد. بابائیان و همکاران (۱۳۹۲) اثرات تغییر اقلیم را بر متغیرهای آب-اقلیم بخشی از حوضه آبریز قره‌قوم در زیرحوضه‌های دو رود مهم درگز به نام‌های درونگر و قوزقانچای ارزیابی نمودند. یافته‌های این تحقیق نشان از کاهش بارندگی در دوره‌های آبی به میزان ۲۰ تا ۲۶ درصد و افزایش دما بین ۰/۹۵ تا ۳/۸ درجه سانتی‌گراد داشته، و میانگین رواناب دوره‌ی آبی ۱۲ تا ۱۵/۷ درصد کاهش می‌یابد. احمدی و همکاران (۲۰۱۵) تأثیر تغییر اقلیم را بر حجم جریان ورودی به مخزن سد کارون ۴ را مورد بررسی قرار داده، و بر پایه‌ی الگوهای مختلف اقلیمی و نرم‌افزار HadCM3 دما و بارش آینده را شبیه‌سازی کرده، و بر اساس این مقادیر و نرم‌افزار آشناسی IHACRES^۲ مقدار رواناب آبی را شبیه‌سازی نمودند؛ و مشخص گردید که رواناب ورودی به حوضه در دوره‌های آبی نسبت به دوره‌ی پایه کاهش خواهد یافت افزون بر آن، این فرآیند را بر بهره‌برداری از مخزن سد کارون ۴ بررسی نمودند. سهرابیان و همکاران (۱۳۹۴)، با استفاده از نرم‌افزار LARS-WG دما و بارندگی را برای دوره‌ی آبی (۲۰۱۱-۲۰۳۰) شبیه‌سازی نموده و نشان دادند که در شرایط اقلیمی آینده، دما و بارندگی نسبت به دوره‌ی پایه (۱۹۸۵-۲۰۱۰) به ترتیب افزایش و کاهش خواهد یافت. در نهایت، نتایج نرم‌افزار IHACRES نشان دادند

با توجه به افزایش میزان گاز CO₂، و به تبع آن وقوع گرم‌شدن جهانی و تأثیر آن بر منابع آبی ملی و منطقه‌ای، لحاظ کردن تأثیر تغییرات اقلیمی در برنامه‌ریزی منابع آب ضروری بنظر می‌رسد. با توجه به ارتباط تنگاتنگی که میان چرخه‌ی آشناسی و سامانه اقلیم وجود دارد، هر تغییری که در اقلیم ایجاد گردد، بر چرخه‌ی آشناسی تأثیرگذار خواهد بود. در برنامه‌ریزی بهره‌برداری از سدها، که متأثر از آبدهی و رواناب ورودی به این مخازن می‌باشند، مسأله تغییر اقلیم، که بارش و دما از مهمترین عناصر آن بشمار می‌روند، یکی از فراسنجه‌های اصلی تأثیرگذار است. روش‌های مختلفی برای شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی در دوره‌های آبی تحت تأثیر تغییر اقلیم وجود دارند که معتبرترین آنها استفاده از داده‌های شبیه‌سازی گردش عمومی جو یا GCM^۱ است (خان و همکاران، ۲۰۰۶). دقت مکانی این نمونه‌ها (حدود 50,000 km²) است و قادر به شبیه‌سازی داده‌ها در سطوح بزرگ می‌باشند که این امر کارایی آنها را برای مطالعات منطقه‌ای محدود می‌سازد (ویلی و همکاران، ۲۰۰۷). لذا کوچک مقیاس کردن بارش و دمای روزانه در مقیاس منطقه‌ای از متغیرهای هواشناسی بزرگ مقیاس در زمان بررسی اثرات تغییر اقلیم در مورد آشناسی منطقه مورد نیاز می‌باشد (خان و همکاران، ۲۰۰۶). IPCC^۲ در چهارمین گزارش ارزیابی اثرات تغییر اقلیم خود پیش‌بینی کرده است که، در اواسط قرن ۲۱، میزان دسترسی آب و میانگین سالانه‌ی رواناب رودخانه‌های در عرض‌های بالا و برخی مناطق گرمسیری مرطوب بین ۱۰ تا ۴۰ درصد افزایش یابد، و در برخی مناطق خشک و عرض‌های جغرافیای میانی و در نواحی گرمسیری خشک، که برخی از آنها در حال حاضر نیز با کمبود آب مواجهند بین ۱۰ تا ۳۰ درصد کاهش خواهد یافت (نوهارا و همکاران، ۲۰۰۶؛ پری، ۲۰۰۷). این پیش‌بینی بر اهمیت بررسی تغییر اقلیم، به‌خصوص در بخش برنامه‌ریزی آب مخازن، که با رواناب ورودی به مخزن سد در ارتباط می‌باشد می‌افزاید. آذری و همکاران (۱۳۹۲) اثرات تغییر اقلیم را بر وضعیت آشناسی

³Identification of Unit Hydrographs and Component Flows from Rainfall, Evaporation and Streamflow Data

¹General Circulation Models

²Intergovernmental Panel on Climate Change

که رواناب در دوره آتی نسبت به دوره مشاهداتی
به میزان ۴/۴۳-۷/۹۴ مترمکعب بر ثانیه، کاهش پیدا کرده،
که نشان از تأثیر تغییر اقلیم بر رواناب حوضه در
دوره‌ی

یونان مرکزی بررسی نموده‌اند که نتایج نشان‌دهنده‌ی کاهش جریان و افزایش غلظت نیترژن بوده‌اند. ما و همکاران (۲۰۰۸) تغییرات اقلیمی و اثر آنها را بر وضعیت جریان در حوضه‌های آبخیز رودهای منطقه‌ی خشک شمال غرب کشور چین مورد تحلیل قرار دادند. برای این منظور از آمار آسنجی جریان متوسط سالانه در هشت حوضه‌ی آبخیز استفاده شده که در پنج حوضه روند کاهشی جریان سالانه به اثبات رسیده است. چن و همکاران (۲۰۱۲) با کاربرد روشهای کوچک مقیاس‌کردن، خروجی شبیه‌سازهای CGM3 و HadCM3^۴ را تحت الگوهای A2 رواناب خروجی از حوضه با استفاده از نرم‌افزارهای آشناسی HBV و Xin-anjian پیش‌بینی نمودند. نتایج نشان دادند که با توجه به تفاوت بارشی که از روشهای مختلف کوچک‌مقیاس بدست می‌آید، و به‌عنوان ورودی به نرم‌افزارهای آشناسی معرفی می‌گردد، نتایج شبیه‌سازی‌ها با هم متفاوتند. هانگ و همکاران (۲۰۱۱)، با استفاده از نرم‌افزار SDSM در حوضه‌ی رودخانه یانگ‌تسه چین شبیه‌سازی بارش را در دوره‌ی آتی تحت الگوهای A2 و B2 مورد بررسی قرار دادند. در این بررسی مشخص گردید که بارش سالانه در دوره‌ی پیش‌بینی (۲۰۱۰-۲۰۹۹) تا سال ۲۰۲۰ یک روند کاهشی، تغییری ناچیز تا ۲۰۵۰، و در سال ۲۰۸۰ روند افزایشی نسبت به دوره‌ی پایه (۲۰۰۰-۱۹۶۰) را خواهد داشت. سعیدی و زهرایی (۱۳۹۰) شبیه‌سازی بارش-رواناب حوضه‌ی پیشین را در سیستان و بلوچستان تحت الگوی تغییر اقلیم (A1B) انجام دادند. نتایج این اجرا نشان دادند تحت الگوی مزبور، میانگین رواناب چهار ماه پرآب سال (نیمه‌ی آذر تا نیمه‌ی فروردین) و آورد حداکثر افزایش خواهد یافت. عجم‌زاده و ملائی‌نیا (۱۳۹۵) اثرات تغییر اقلیم را بر رواناب رود فیروزآباد واقع در استان فارس مورد ارزیابی قرار دادند. برای این منظور از نرم‌افزارهای SDSM و LARS-WG برای ریزمقیاس‌نمایی تحت الگوهای B1، A2 و A1B استفاده کرده، و در انتخاب شبیه‌سازهای گردش جوی مناسب با منطقه مطالعاتی از وزن‌دهی اولیه به عنوان عنصر غربالگری استفاده شده، و به منظور تعیین اثر تغییر اقلیم بر رواناب از ترکیب شبکه‌های عصبی و الگوریتم رقابت

آتی دارد. رضائی و همکاران (۱۳۹۴) بارندگی ایستگاه‌های کرمان، راور و رابر را با استفاده از خروجی‌های HadCM3 تحت الگوی A2 با استفاده از نرم‌افزار SDSM و شبکه‌ی عصبی مصنوعی برای دوره‌های ۲۰۳۹-۲۰۱۰، ۲۰۶۹-۲۰۴۰ و ۲۰۹۹-۲۰۷۰ میلادی پیش‌بینی نمودند. در این تحقیق، عملکرد شبکه‌ی عصبی مصنوعی از نرم‌افزار SDSM بهتر، و بارندگی شبیه‌سازی شده بوسیله‌ی شبکه‌ی عصبی مصنوعی نسبت به دوره‌ی پایه (۲۰۰۱-۱۹۷۱) برای سه ایستگاه مذکور به ترتیب ۱۲/۸۶، ۱۱/۶۸ و ۱۱/۳۹ درصد کاهش را نشان می‌دهد، در حالی که این مقادیر برای نرم‌افزار SDSM ۰/۸۹، ۱۸/۴۸ و ۱/۵۵ درصد می‌باشد. هارم و ویلی (۲۰۰۵) روش‌های مختلف ریزمقیاس کردن چون نرم‌افزار SDSM، شبکه‌ی عصبی شعاعی و شبکه‌ی عصبی چند لایه را برای پیش‌بینی بارش مناطق مختلف انگلستان مورد استفاده قرار داده‌اند. نتایج نشان دهنده‌ی برتری نرم‌افزار SDSM در پیش‌بینی می‌باشد. خان و همکاران (۲۰۰۶) به بررسی عدم قطعیت در نتایج کوچک مقیاس شده بارش و دمای حاصل از سه روش کوچک مقیاس کردن به نام‌های SDSM، LARS-WG، شبکه‌ی عصبی مصنوعی، پرداختند. نتایج حاصل نشان دهنده‌ی آنند که به ترتیب نرم‌افزار SDSM، نرم‌افزار LARS-WG و در نهایت شبکه‌ی عصبی مصنوعی، خصوصیات مختلف آماری داده‌های مشاهداتی را حفظ کرده‌اند. با توجه به مطالعات انجام شده در زمینه‌ی روش‌های متعدد ریزمقیاس کردن، در این مطالعه، نرم‌افزار SDSM بر مبنای روش آماری ریزمقیاس کردن، با استفاده از خروجی‌های شبیه‌ساز GCM، جهت پیش‌بینی بلند مدت بارش و دما مورد استفاده قرار گرفته است. با توجه به این‌که، مورد توجه‌ترین متغیرهای هواشناسی مؤثر در میزان رواناب، مقادیر بارش و دمای هوا می‌باشند، نرم‌افزارهای متعددی جهت محاسبه رواناب از اطلاعات بارش و دما توسعه داده شده‌اند. ورنو و همکاران (۲۰۰۲) با استفاده از نرم‌افزار SWAT^۵ تغییرات کیفیت و کمیت رواناب را در حوضه‌ی علی‌افنتی^۳ در

^۱ Long Ashton Research Station Weather Generator

^۲ Soil And Water Assessment Tool

^۳ Afenti

^۴ Hadley Centre Coupled Model, version 3

استعماری بهره‌بردند. نتایج بررسی‌ها حاکی از افزایش دما و بارندگی در این حوضه‌ی مزبور می‌باشد؛ رواناب نیز در تمام ماه‌های سال غیر از

و رویکرد زنجیره‌ی مارکوف مونت کارلو^۵ MCMC برای تحلیل عدم قطعیت مربوط به ورودی‌های نرم‌افزار بارش-رواناب پیشنهاد دادند بدین منظور، نرم‌افزار بارش-رواناب HYMOD با پنج فراسنج برای دو حوضه‌ی متفاوت توسعه داده شد. نتایج نشان داد که اصلاح خطای بارش در طول واسنجی نرم‌افزار آشناسی، نه تنها مرزهای عدم قطعیت، بلکه توزیع فراسنج‌های نرم‌افزار را نیز به طور قابل توجهی تغییر می‌دهد.

تاکنون در زمینه‌ی های مختلف هیدرولوژی، و پیش‌بینی‌ها از این نرم‌افزار و ترکیب آن با الگوریتم DREAM (برای در نظر گرفتن عدم قطعیت فراسنج‌های نرم‌افزار و ورودی‌ها) استفاده شده است (دووس و همکاران، ۲۰۱۰؛ مرادخانی و همکاران، ۲۰۰۵؛ اشمایر و همکاران، ۲۰۰۵؛ سان و همکاران، ۲۰۱۰ و ون دلفت و همکاران، ۲۰۱۰).

در این تحقیق اثرات تغییر اقلیم بر رواناب حوضه‌ی گاوهرود مورد مطالعه قرار گرفته است. برای این منظور، ابتدا شبیه‌سازی بارش-رواناب حوضه‌ی آبخیز گاوهرود با استفاده از نرم‌افزار HYMOD که با الگوریتم DREAM گردیده، انجام شده است. پس از اطمینان از عملکرد قابل قبول آن، داده‌های بارش و دمای ریزمقیاس شده‌ی الگوی SRES-A2 (با استفاده از نرم‌افزار SDSM) به نرم‌افزار داده شده و اثر تغییر اقلیم بر رواناب شبیه‌سازی شده است. شبیه‌سازی رواناب تحت تأثیر تغییر اقلیم، و با در نظر گرفتن عدم قطعیت ورودی‌های نرم‌افزار آشناسی برای حوضه‌ی گاوهرود تا اکنون انجام نگردیده است، و در مطالعات قبلی نیز به تأثیر همزمان تغییر اقلیم و عدم قطعیت ورودی‌های نرم‌افزار آشناسی HYMOD اشاره نشده است. روندنمای تأثیر تغییر اقلیم بر رواناب حوضه‌ی مورد مطالعه در شکل (۱) نشان داده شده است. در این شکل مراحل انجام کار مشخص گردیده‌اند.

ریزمقیاس‌سازی آماری

جهت پیش‌بینی بارش در راستای ریزمقیاس کردن از نرم‌افزار آماری SDSM استفاده شده است. داده‌های مورد استفاده در این تحقیق عبارتند از میانگین مشاهداتی روزانه‌ی دما و بارش ثبت شده در ایستگاه‌های

آوریل، مه، ژوئن و اکتبر افزایش داشته است. یانگ و همکاران (۲۰۱۶)، با ترکیب تابع بهره‌برداری مخزن و منحنی‌های فرمان، یک شبیه‌ساز بهره‌برداری چند هدفه تطبیقی را تحت اثر تغییر اقلیم توسعه دادند. برای این تحقیق اندازه‌های بارندگی و دما را در دوره‌های آتی تحت اثر تغییر اقلیم با نرم‌افزار SDSM شبیه‌سازی کرده، و اثر آن را بر رواناب حوضه‌ی هنجینگ بررسی نمودند. نتایج در قسمت نرم‌افزار SDSM حاکی از کاهش دما در ماه‌های اوت و دسامبر و افزایش آن در بقیه ماه‌های سال بوده‌اند. با استفاده از این نتایج بر رواناب حوضه مشخص گردید که رواناب در فصول سیلابی کاهش، و در فصول خشک افزایش خواهد داشت. هانگ و همکاران (۲۰۱۶) با تحقیق در مورد رود وی^۲ در چین در طول ۵۰ سال گذشته پرداخته، و سهم نسبی تغییر اقلیم و فعالیت‌های انسان بر تغییرات رواناب برای دو ایستگاه در این حوضه با استفاده از فرضیه‌ی Budyko و روش SVM تعیین کردند. نتایج این تحقیق نشان دادند که فعالیت‌های انسان بر کاهش رواناب تأثیر بیشتری دارد.

یکی دیگر از نرم‌افزارهای آشناسی نرم‌افزار HYMOD^۳ است که دارای کاربردهای متنوعی در شبیه‌سازی‌های بارش رواناب، و همچنین سامانه‌های هشدار سیل است. این نرم‌افزار یک شبیه‌ساز مفهومی غیر خطی است که بر اساس روش آماری تخمین بارش-رواناب (PDM) ارائه و بسط داده شده است (بویل، ۲۰۰۱ و مور، ۱۹۸۵). صادقی طیس و پوررضا بیلندی (۱۳۹۴) تحلیل عدم قطعیت فراسنج‌های نرم‌افزار بارش-رواناب HYMOD را در حوضه‌ی معرف رود لیف آمریکا با استفاده از الگوریتم‌های فراکوشی ارزیابی و مقایسه کرده، و به این نتیجه رسیدند الگوریتم تکامل تصادفی جوامع و بهینه‌سازی مجموعه‌ی ذرات در تحلیل عدم قطعیت فراسنج‌های نرم‌افزار HYMOD، نسبت به دو الگوریتم جهش ترکیبی قورباغه و الگوریتم ترکیبی ژنتیک-بهینه‌سازی مجموعه ذرات کارایی بهتری دارند. وروت و همکاران (۲۰۰۹) روشی را بر اساس الگوریتم^۴ DREAM

^۱Hanjiang Basin

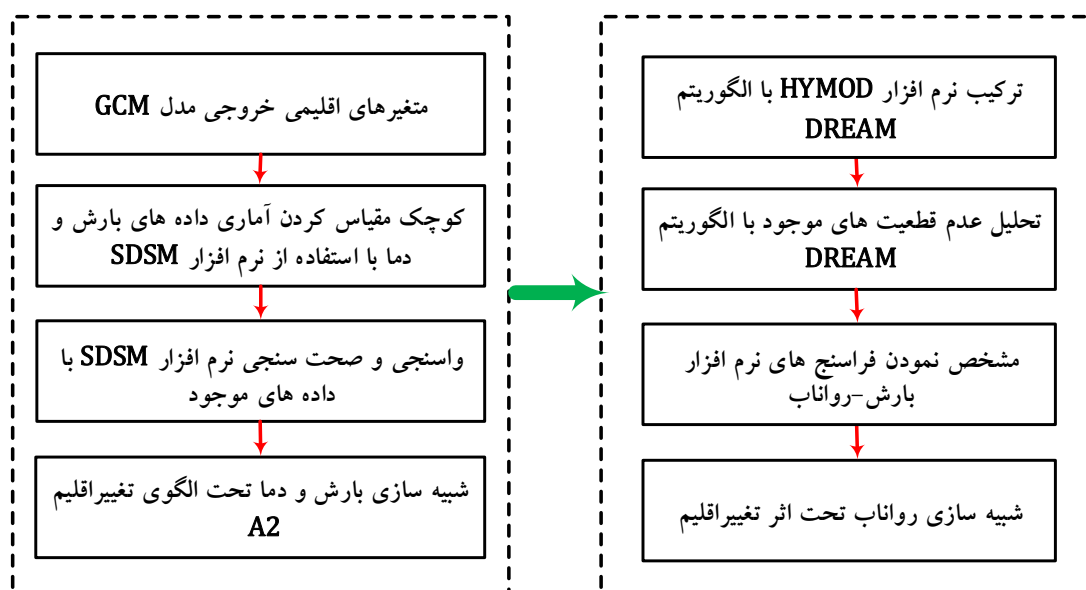
^۲Wei

^۳ Hydrological Model

^۴Differential Evolution Adaptive metropolis

^۵Monte Carlo-Marcov Chain

مختلف در سطح حوضه در بازه‌ی ۱۹۸۹-۲۰۰۰، و
متغیرهای هواشناسی بزرگ مقیاس. بارش و دمای ثبت
در شده



شکل (۱) - الگوریتم اثرات تغییر اقلیم بر وضعیت رواناب ورودی به مخزن سد

می‌باشند جهت تولید متغیرهای هواشناسی همچون بارش و دما در دوره‌های آتی مورد استفاده قرار می‌گیرند.

نرم‌افزار آشناسی HYMOD

در نرم‌افزار HYMOD حوضه به تعدادی نامحدود نقاط کوچک تقسیم می‌شود که هیچ‌گونه اندرکنشی بین آنها وجود ندارد. هر یک از این نقاط دارای یک ظرفیت نگهداشت آب مشخص (C) می‌باشند که با ذخیره کردن آب بارش پر می‌شوند (شکل ۳). از دیگر خصوصیات این نقاط میزان بارش و تبخیر-تعرق بالقوه طی یک دوره زمانی مشخص می‌باشد. هنگامی که آب موجود در هر نقطه از ظرفیت نگهداشت آب آن نقطه بیشتر شود، آب مازاد به شکل رواناب سطحی از نقطه مزبور جاری می‌شود. ظرفیت نگهداشت آب، به دلیل پراکنش مکانی در مقادیر فراسنج‌هایی چون ساختار خاک در نقاط مختلف متفاوت خواهد بود؛ لذا، تابع توزیع فراوانی ظرفیت‌های مختلف نگهداشت آب برای خاک حوضه مطابق رابطه زیر تعریف می‌گردد:

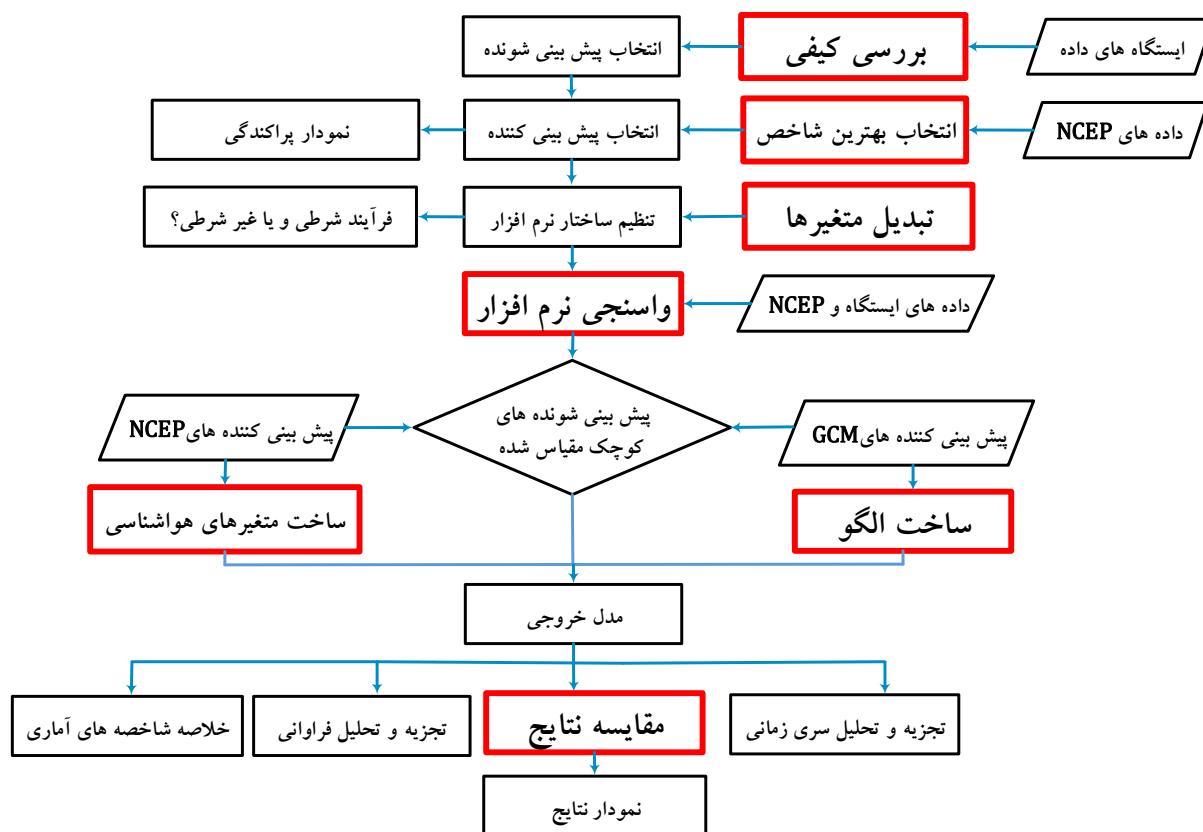
$$F(C) = 1 - \left(1 - \frac{C}{C_{max}}\right)^{\beta}, \quad 0 < C < C_{max} \quad (1)$$

که در آن F احتمال تجمعی را که مقدار ظرفیت نگهداشت آب در یک نقطه‌ی دلخواه از حوضه برابر با C باشد نشان می‌دهد. C_{max} ظرفیت حداکثر نگهداشت آب در بین تمام نقاط حوضه را برحسب میلی‌متر بیان می‌کند.

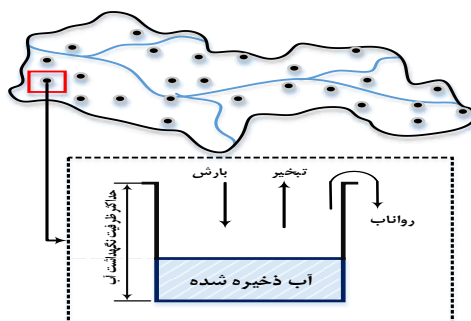
ایستگاه‌های هواشناسی به عنوان پیش‌بینی شونده در نرم‌افزار SDSM مورد استفاده قرار می‌گیرند. متغیرهای هواشناسی بزرگ مقیاس، پیش‌بینی‌کننده‌هایی بشمار می‌روند که شامل متغیرهای هواشناسی مشاهداتی NCEP^۱ و شبیه‌ساز گردش عمومی جو HadCM3 می‌باشند. اطلاعات این مقادیر از پایگاه CCIS^۲ گرفته شده‌اند، که تقسیم‌بندی‌های منطقه‌ای آن به صورت محدوده‌هایی با فواصل عرض جغرافیایی 2.5° و طول جغرافیایی 3.75° می‌باشند. از بین نرم‌افزارهای موجود برای ریزمقیاس کردن آماری، نرم‌افزار SDSM به جهت برتری در توانایی تولید دوباره‌ی شاخصه‌های آماری گوناگون داده‌های مشاهداتی در نتایج کوچک مقیاس شده خود با سطح اطمینان ۹۵٪ نسبت به سایر نرم‌افزارهای آماری همچون LARS-WG و ANN، در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته‌اند (کارآموز و همکاران، ۲۰۰۹؛ ویلی و همکاران ۲۰۰۲). گام‌های مورد نیاز برای کوچک مقیاس کردن و تولید الگوهای اقلیمی در نرم افزار SDSM در شکل (۲) آورده شده‌اند (ویلی و همکاران ۲۰۰۲). متغیرهای هواشناسی NCEP برای توسعه‌ی نرم‌افزار کوچک مقیاس کردن بکار برده شده که این متغیرها مربوط به دوره‌ی ۱۹۷۱-۲۰۰۰ بوده، و یکی از نمونه‌های GCM، HadCM3 تحت الگوهای مختلف

¹ National Centre for Environmental Prediction

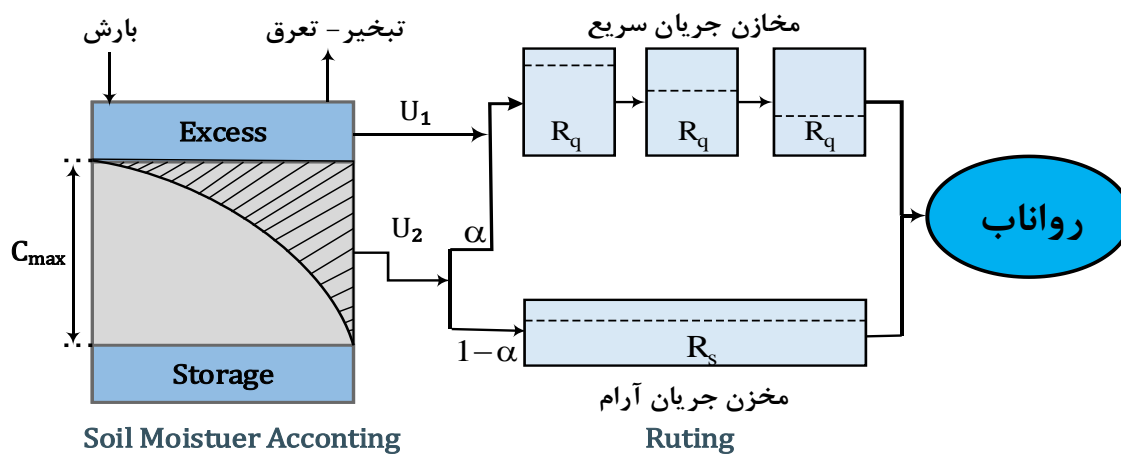
² Canadian Climate Impacts Scenarios



شکل (۲) - نمودار جریان‌ی تولید الگوهای اقلیمی بوسیله‌ی نرم‌افزار SDSM (ویلی و همکاران ۲۰۰۷).



شکل (۳) - نمایش طرح‌واره مدل مفهومی Moore.



شکل (۴) - نمایش طرح‌واره نرم‌افزار HYMOD.

در انتها، توان β مشخص کننده‌ی درجه‌ی تنوع مکانی در ظرفیت نگهداشت آب در بین نقاط مختلف حوضه است، که دامنه‌ی تغییر آن بین ۰/۱ تا ۲ می‌باشد. نرم‌افزار آبخیزشناسی HYMOD متشکل از یک نرم‌افزار نسبتاً ساده باران اضافی است که با دو گروه از مخازن متوالی، که شامل سه مخزن سریع جریان و یک مخزن پاسخ کند جریان است در ارتباط می‌باشد. این نرم‌افزار شامل پنج فراسنج است. در شکل (۴) نحوه‌ی کار نرم‌افزار HYMOD به صورت طرح‌واره نشان داده شده است. ورودی‌های نرم‌افزار تبخیر- تعرق بالقوه، بارندگی و جریان رود اندازه‌گیری شده برای واسنجی نرم‌افزار می‌باشند (معادله ۲). فراسنج‌های نرم‌افزار و دامنه‌ی تغییر آنها در جدول (۱) ارائه شده‌اند.

¹ potential evapotranspiration

جدول (۱) - فراسنج‌های نرم‌افزار HYMOD (وروت و همکاران ۲۰۰۸).

ماک	مینیم	توضیح	وا	فراسن
50 0	1	حداکثر ظرفیت نگهداشت آب (ذخیره رطوبت خاک) حوضه	nm	C_{max}
2	0.1	ضریب معرف میزان پراکندگی ظرفیت نگهداشت نقطه‌ای آب در سطح	-	β
0. 99	0.1	ضریبی که بارش اضافی را بین مخازن سریع و کند جریان تقسیم می‌کند	-	α
0. 1	0.00 1	زمان رکود جریان برای مخازن کند	lay	R_S
0. 99	0.1	زمان رکود جریان برای مخازن سریع	lay	R_q

¹maximum storage capacity

تحلیل عدم قطعیت فراسنجهای نرم افزار آبناسی

نرم افزار بارش-رواناب می تواند شامل فراسنجهای بسیاری باشد که مشخصات حوضه را توصیف می کنند. این فراسنجهای بایستی از طریق کالیبراسیون نرم افزار در برابر داده های تاریخی تعیین شوند. یک نرم افزار بارش - رواناب (M) را می توان با رابطه ی زیر نشان داد:

$$y = M(X, \theta) \quad (7)$$

که در آن y جریان در حوضه، θ مجموعه ی فراسنجهای نرم افزار و X داده های ورودی مشاهداتی را نشان می دهد. e بردار باقی مانده ها، که تفاوت بین جریان شبیه سازی شده y و جریان مشاهداتی \hat{y} را نشان می دهد، به صورت زیر بیان می گردد:

$$(8)$$

$$e = y - \hat{y}$$

معمولاً تصور می شود که این باقیمانده ها با توزیع بهنجار، میانگین صفر و انحراف معیار ثابت σ ، مستقل می باشند؛ در نتیجه، رابطه ی زیر بین آنها برقرار خواهد بود:

$$a = 6.75 \times 10^{-7} I_t^3 - 7.71 \times 10^{-5} I_t^2 + 1.792 \times 10^{-2} I_t + 0.0014e \quad e \approx N(0, \sigma) \quad (9)$$

هرچقدر باقیمانده ها به صفر نزدیک تر شوند، نشان دهنده این است که دقت شبیه سازی نرم افزار بیشتر بوده است؛ اما به دلیل خطای ناشی از فراسنجهای، ورودی و ساختار نرم افزار، مقدار باقیمانده ها صفر نمی شود. عدم قطعیت ورودی و فراسنجهای نرم افزار را می توان با بررسی تأثیر تغییر آن ها در مقدار خروجی آن بررسی کرد.

در این تحقیق، نرم افزار بارش-رواناب با برآورد مجموعه ای از فراسنجهای، که خطای شبیه سازی را حداقل می کنند، واسنجی شده است. به منظور بررسی عدم قطعیت فراسنجهای نرم افزار، توابع چگالی احتمال (pdf) برای تک تک فراسنجهای نرم افزار، با استفاده از مجموعه ی فراسنجهای تولید شده بوسیله ی الگوریتم DREAM تشکیل شد. این الگوریتم بوسیله ی وروت و همکاران (۲۰۰۸) پیشنهاد شده و نسخه ی تکامل یافته ی الگوریتم بهینه سازی SCEM-UA^۳

در این تحقیق از مقدار بهینه ی فراسنجهای نرم افزار HYMOD، که از نتایج تحلیل عدم قطعیت فراسنجهای نرم افزار DREAM بدست آمده اند، استفاده می گردد. این فراسنجهای با توجه به دامنه ی تغییر داده شده بدست می آیند، به طوری که مقدار خطای بین رواناب مشاهداتی و شبیه سازی شده بوسیله ی نرم افزار HYMOD حداقل گردد. بارندگی و دما (جهت محاسبه تبخیر) از ایستگاه های باران سنجی، و رواناب مشاهداتی نیز از ایستگاه های آبناسی استخراج می گردند. تبخیر- تعرق بالقوه نیز از رابطه ی تورنت وایت مطابق معادله ی (۳) تعیین می گردد (پریرا و همکاران، ۱۹۸۹):

$$(2)$$

$$R_t = f(PET_t, R_t, R_{Obs}, A) \quad (3)$$

$$PET = 16L_a \left(\frac{10T_a}{I_t} \right)^a \quad (4)$$

$$I_t = \sum_{m=1}^{12} i_m ; \quad i = \left(\frac{T_a}{5} \right)^{1.514} \quad (5)$$

که در آنها PET تبخیر- تعرق بالقوه ماهانه (mm)، \bar{T}_a میانگین دمای ماهانه (°C)، I نمایه حرارتی سالانه است که از رابطه ی (۴) بدست می آید؛ a ثابت تجربی که از رابطه (۵) بدست می آید و L_a ضریب اصلاحی برای تعداد ساعات روشنایی و تعداد روزهای ماه که بر اساس عرض جغرافیایی از جدول استخراج می گردند.

مقدار رواناب مشاهداتی (R_{Obs}) نیز به عنوان ورودی نرم افزار در نظر گرفته می شود که بر اساس آن و مقدار رواناب شبیه سازی شده، تابع هدف حداقل خواهد شد. تابع هدف می تواند یکی از شاخص های اندازه گیری خطا باشد که در این تحقیق شاخص^۱ MSE در نظر گرفته شده است (معادله ی ۶). این تابع میانگین مربعات خطا برای رواناب مشاهداتی (R_i^{Obs}) و رواناب شبیه سازی شده (R_i^{Sim}) را نشان می دهد؛ بنابراین، با حداقل کردن این تابع مقادیر مطلوب فراسنجهای نرم افزار بدست می آید.

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (R_i^{Obs} - R_i^{Sim})^2 \quad (6)$$

^۲probability density function

^۳shuffled complex evolution metropolis

^۱mean square error

فراسنج اندازه‌گیری شده، شبیه‌سازی شده و متوسط مقادیر اندازه‌گیری شده‌ی i و n به ترتیب شمارنده‌ی داده‌های مشاهداتی و تعداد داده‌های مشاهداتی می‌باشند. معمولاً در نرم‌افزارهای شبیه‌سازی آشناسی، در صورتی که شاخص‌های ارزیابی $NSC > 0$ ، $PBIAS = \pm 25\%$ و $RSR < 0.7$ باشند می‌توان نتایج نرم‌افزار را رضایت‌بخش در نظر گرفت (موریاسی و همکاران، ۲۰۰۷).

مطالعه‌ی موردی

در این تحقیق از داده‌های ایستگاه‌های باران‌سنجی و ایستگاه آبنجی سد مخزنی در حوضه‌ی گاوهرود واقع در غرب ایران استفاده گردیده‌است. حوضه گاوهرود در شیب‌های جنوب غربی زاگرس در جنوب استان کردستان و شمال استان کرمانشاه قرار دارد. طول و عرض جغرافیایی این حوضه به ترتیب $34^{\circ} 45' - 35^{\circ} 10' N$ و

(مورد استفاده در مسائل واسنجی نرم‌افزارهای حوضه‌ی آبخیز) است. DREAM روشی است بر اساس روش زنجیره‌ی مارکوف مونت کارلو (MCMC) برای برآورد توابع چگالی احتمال فراسنجها در مسائل نمونه‌برداری با ابعاد بالا.

روش تلفیقی مونت کارلو و زنجیره‌ی مارکوف (MCMC) بر اساس زنجیره‌ی مارکوف است که یک نمونه‌ی تصادفی در فضای جستجو تولید، و به‌طور متوالی جواب‌هایی با بسامد پایدار ناشی از یک توزیع احتمال ثابت تولید می‌کند. الگوریتم MCMC، برای رسیدن به جواب‌هایی با بسامد پایدار، حرکت‌های تصادفی را از وضعیت کنونی زنجیره‌ی مارکوف به حالت جدید تولید می‌کند. عمومی‌ترین و اولین روش MCMC، الگوریتم حرکت تصادفی متروپولیس (RWM) نام دارد که یک روش اصلی برای ساختن زنجیره‌ی مارکوف می‌باشد (باتس و همکاران ۲۰۰۱). الگوریتم عدم قطعیت در شبیه‌سازی بارش-رواناب به‌صورت شکل (۴) است.

معیارهای ارزیابی

شاخص‌های مختلفی برای ارزیابی عملکرد نرم‌افزارها توسعه‌یافته‌اند. عملکرد نرم‌افزارها با استفاده از برخی معیارهای سنجش خطا شامل درصد اریبی (PBIAS)، نسبت شاخص مربعات خطا به انحراف معیار استاندارد مشاهداتی (RSR) و رابطه‌ی ناش ساتکلیف (NSC) مورد بررسی و مقایسه قرار گرفته‌اند. این شاخص‌ها به‌صورت زیر محاسبه می‌شوند:

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i^{obs} - x_i^{sim})}{\sum_{i=1}^n x_i^{obs}} \times 100 \quad (10)$$

$$RSR = \frac{RMSE}{STDEV_{obs}} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i^{obs} - x_i^{sim})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i^{obs} - x_{mean}^{obs})^2}} \quad (11)$$

$$NSC = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_i^{obs} - x_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (x_i^{obs} - x_{mean}^{obs})^2}$$

که در آنها x_i^{obs} ، x_i^{sim} و x_{mean}^{obs} به ترتیب مقدار

¹Markov Chain-Monte Carlo

²random walk metropolis

³percent bias

⁴RMSE-observations standard deviation ratio

⁵Nash-Sutcliffe efficiency

می‌باشد. ارتفاع متوسط حوضه $46^{\circ}49' - 47^{\circ}58'E$ متر از سطح دریا، و میانگین بارندگی سالانه آن $455/7$ میلی‌متر است. بیشترین مقدار بارندگی ماهانه در فروردین به میزان $84/7$ میلی‌متر می‌باشد. فصل زمستان پر باران‌ترین فصل در منطقه بوده، و 44 درصد کل بارندگی سالانه مربوط به این فصل است. میانگین سالانه دمای هوای محدوده‌ی موردبررسی $14/2$ درجه سانتی‌گراد است. دی‌ماه سردترین و تیرماه گرم‌ترین، ماه سال و معدل روزانه دما بین 2 تا 26 درجه سانتی‌گراد در ماه‌های مختلف سال متغیر می‌باشد. مساحت حوضه‌ی زهکشی منطقه‌ی موردبررسی $2075/5$ کیلومترمربع است. مقدار شاخص خشکی $18/83$ می‌باشد؛ بنابراین، اقلیم منطقه بر اساس روش دومارتن نیمه‌خشک نسبتاً مدیترانه‌ای است.

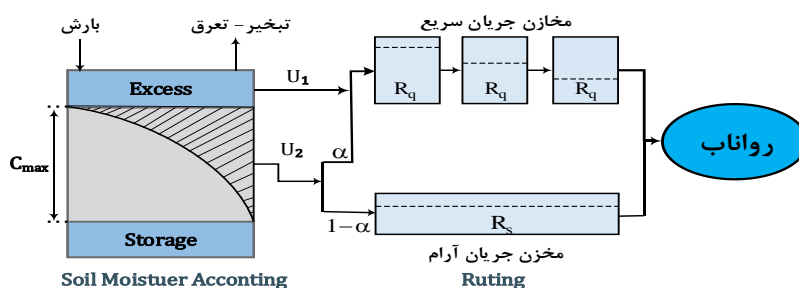
موقعیت ایستگاه آبرسانی سد مخزنی در شکل (۶) نشان داده شده است. داده‌های مشاهداتی روزانه‌ی ۱۱ ساله در دوره‌ی زمانی ۱۹۸۹ و ۲۰۰۰ به کار برده شده‌اند. در این بررسی داده‌های روزانه ۸ سال اول (۷۳ درصد کل داده‌ها) برای واسنجی، و ۳ سال باقیمانده (۲۷٪ کل داده‌ها) برای اعتبارسنجی به کار برده شده‌اند.

نتایج

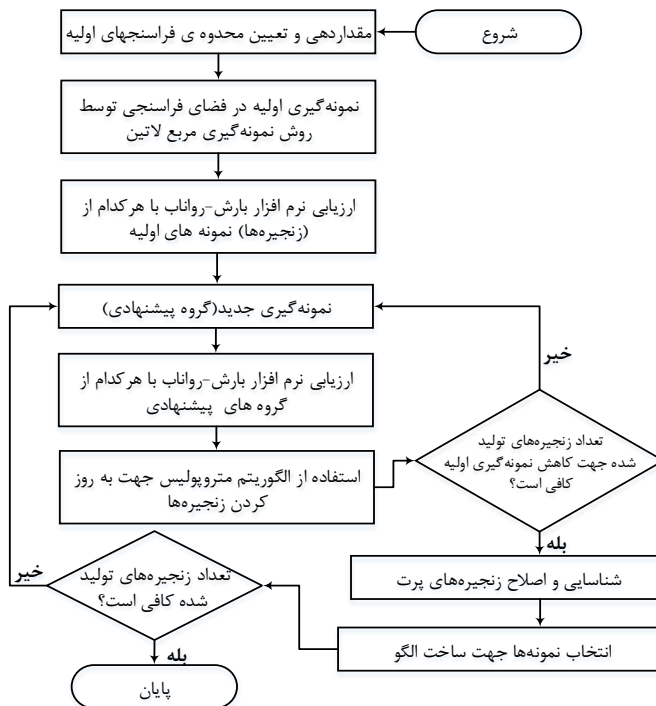
پیش‌بینی بارش و دما با استفاده از نرم‌افزار SDSM متغیرهای هواشناسی NCEP برای توسعه‌ی نرم‌افزار کوچک‌مقیاس کردن بکار برده شده‌اند که این شبیه‌سازها مربوط به دوره‌ی مشاهداتی ۱۹۷۹-۲۰۰۰ بوده، و شبیه‌ساز GCM، که در اینجا HadCM3 تحت الگوی A2 می‌باشد، جهت تولید متغیرهای هواشناسی همچون بارش و دما در دوره‌های آتی مورد استفاده قرار می‌گیرند.

¹semiarid

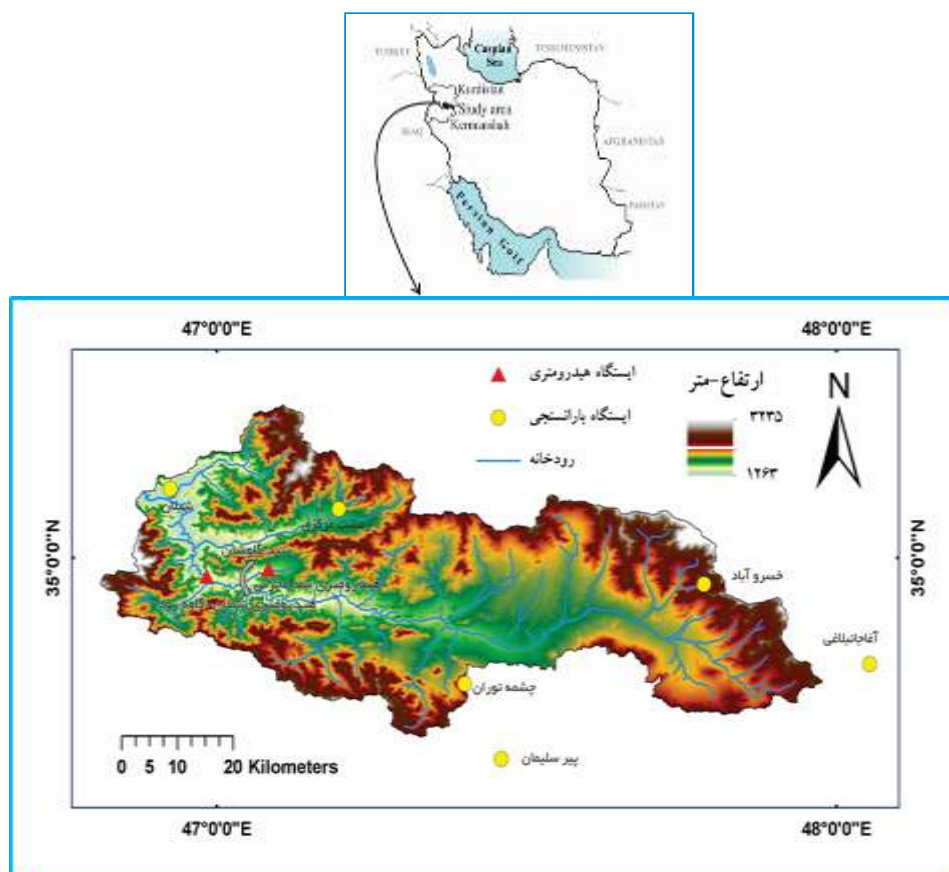
²Mediterranean



شکل (۴) - نمایش طرح‌واره نرم‌افزار HYMOD.



شکل (۵) - روندنمای الگوریتم عدم قطعیت DREAM.



شکل (۶) - منطقه‌ی مورد مطالعه.

دوره‌ی ۲۰۰۰-۱۹۸۹ انجام شد. در گام دوم تنظیم کیفی داده‌ها انجام گردید. در گام سوم، متغیرهای پیش‌بینی کننده‌ی مناسب انتخاب شدند و در گام چهارم، با استفاده از دوره‌ی اعتبارسنجی (۱۹۹۷-۲۰۰۰) به ارزیابی نرم‌افزار با شاخص‌های PBIAS، RSR و NSC، مطابق معادلات (۱۰-۱۲)، پرداخته شد.

داده‌های مشاهداتی بارندگی و دما به دو دوره تقسیم می‌شوند: دوره‌ی واسنجی برای توسعه‌ی نرم‌افزار کوچک‌مقیاس کردن آماری، و دوره‌ی اعتبارسنجی برای آموزش نرم‌افزار و مقایسه نتایج کوچک‌مقیاس کردن. به منظور بررسی عملکرد نرم‌افزار SDSM در کوچک‌مقیاس کردن بارندگی و دما، نخست داده‌های روزانه‌ی ایستگاه‌های حوضه جمع‌آوری، و مراحل آماده‌سازی برای

جدول (۲) - ارزیابی نرم‌افزار SDSM با استفاده از شاخص‌های PBIAS، NSC و RSR در پیش‌بینی بارش و دما در دوره‌ی واسنجی (۱۹۸۹-۱۹۹۶) و اعتبارسنجی (۲۰۰۰-۱۹۹۷).

دما		بارش		شاخص اندازه‌گیری خطا
اعتبارسنجی	واسنجی	اعتبارسنجی	واسنجی	
4.945	-3.101	-21.9	4.89	PBIAS
0.147	0.171	0.435	0.483	RSR
0.987	0.971	0.811	0.767	NSC

جدول (۳) - معیارهای ارزیابی بارندگی و دمای شبیه‌سازی شده بوسیله‌ی الگوی A2 و مقایسه آن با متغیرهای NCEP و مقادیر مشاهداتی.

شاخص اندازه‌گیری خطا						
دما			بارش			مورد‌های مقایسه
NSC	RSR	PBIAS	NSC	RSR	PBIAS	
0.965	0.186	-2.025	0.766	0.483	1.996	مشاهداتی-الگوی HadCM3-A2
0.992	0.089	-1.56	0.866	0.337	3.703	داده‌های ریزمقیاس شده (NCEP)-الگوی HadCM3-A2

جدول (۴) - دامنه اصلاح شده و مقادیر فراسنج‌های HYMOD.

R_q (day)	R_s (day)	α	β	C_{max} (mm)	فراسنج
0.1-0.99	0.001-0.1	0.1-0.99	0.1-2	1-500	دامنه اولیه
0.75-0.87	0.006-0.02	0.28-0.37	0.47-1.66	204-362	دامنه اصلاحی
0.8	0.01	0.32	1.01	267.74	مقدار منتخب

جدول (۵) - ارزیابی نرم‌افزار آبشناسی بادر نظر گرفتن عدم قطعیت فراسنج‌های نرم‌افزار با استفاده از شاخص‌های اندازه‌گیری خطا در دوره‌ی واسنجی (۱۹۹۶-۱۹۸۹) و اعتبارسنجی (۲۰۰۰-۱۹۹۷) برای داده‌های واقعی.

ارزیابی نرم‌افزار HYMOD			شاخص اندازه‌گیری خطا
اعتبارسنجی	واسنجی	تمام داده‌ها	
-4.04	1.62	0.396	PBIAS
0.49	0.42	0.43	RSR
0.75	0.82	0.81	NSC

نرم‌افزار نیز رضایت‌بخش می‌باشند (کارآموز و همکاران ۲۰۰۹).

در مرحله‌ی آخر شبیه‌سازی، متغیر مصنوعی بارش و دمای روزانه با استفاده از خروجی‌های GCM (HadCM3) تحت الگوی A2 انجام می‌گیرد، که نتایج حاصل از این تحقیق نیز بر آن صحه گذاشت. جدول (۳) معیارهای ارزیابی بین متغیرهای شبیه‌سازی گردیده بوسیله‌ی الگوهای اقلیمی با بارش و دمای ریزمقیاس شده بوسیله‌ی

جدول (۲) شاخص‌های ارزیابی PBIAS، RSR و NSC را، که برای نرم‌افزار SDSM در دوره‌ی واسنجی، و اعتبارسنجی برای متغیرهای بارندگی و دما محاسبه شده است، نشان می‌دهد. این شاخص‌ها برای داده‌های واقعی (نه بهنجار گردیده) محاسبه شده‌اند؛ بنابراین، شاخص‌های مزبور نشان می‌دهند که عملکرد نرم‌افزار SDSM برای پیش‌بینی دما دارای کارایی بسیار مناسب، و برای پیش‌بینی بارندگی، دارای کارایی نسبتاً خوبی است. معمولاً نرم‌افزار SDSM در تولید دما بهتر از بارش عمل می‌کند، اما داده‌های تولیدی بارش بوسیله‌ی این

مختلف تولید شده برای فرانسجهها، به تعداد ۱۰۰۰۰ مرتبه، و بر اساس دامنه این فرانسجهها که در جدول (۱) تعیین شدند؛ اجرا گردید. با استفاده از این مقادیر، توابع چگالی ترسیم، سپس حدود بالا و پایین فرانسجه‌های نرم‌افزار با بررسی دامنه‌ی تغییرات تابع چگالی احتمال مربوط به آنها تصحیح شدند. برای هر فرانسج امید ریاضی تعیین و در نرم‌افزار بارش-رواناب مورد استفاده قرار گرفت. جدول (۴) و شکل (۹)، نتایج تحلیل عدم قطعیت فرانسجه‌های نرم‌افزار را نشان می‌دهند.

برای ارزیابی نرم‌افزار ترکیبی (DREAM+HYMOD) از شاخص‌های RSR، PBIAS و NSC به شرح معادله‌های (۱۰-۱۲) استفاده گردید. نتایج ارزیابی برای شاخص‌های RSR، PBIAS و NSC برای داده‌های واسنجی، اعتبارسنجی و کل داده‌ها در جدول (۵) ارائه شده‌اند.

در شکل (۱۰) مقادیر مشاهداتی در مقابل مقادیر شبیه‌سازی ترسیم گردیده‌اند. که نشان می‌دهند مقادیر مشاهداتی و مقادیر شبیه‌سازی دارای همخوانی مناسبی می‌باشند. در شکل (۱۱) اثر تغییر اقلیم را بر رواناب، که با استفاده از نرم‌افزار آشناسی شبیه‌سازی شده است، نشان می‌دهد. در این شکل رواناب دوره‌ی پایه را با دوره‌های آتی، که با نرم‌افزار آشناسی شبیه‌سازی شده‌اند، نشان می‌دهد. ورودی‌های نرم‌افزار ترکیبی بارش و تبخیر- تعرق بالقوه که از معادله تورنت وایت (۱۹۵۴) محاسبه می‌شود، می‌باشند. مطابق این نمودار، مقدار رواناب در دوره‌های آتی روندی کاهشی را نشان می‌دهد، که این کاهش بیشتر در اوج سیلاب اتفاق افتاده است.

متغیرهای NCEP و مقادیر بارش و دمای مشاهداتی عرضه گردیده‌اند.

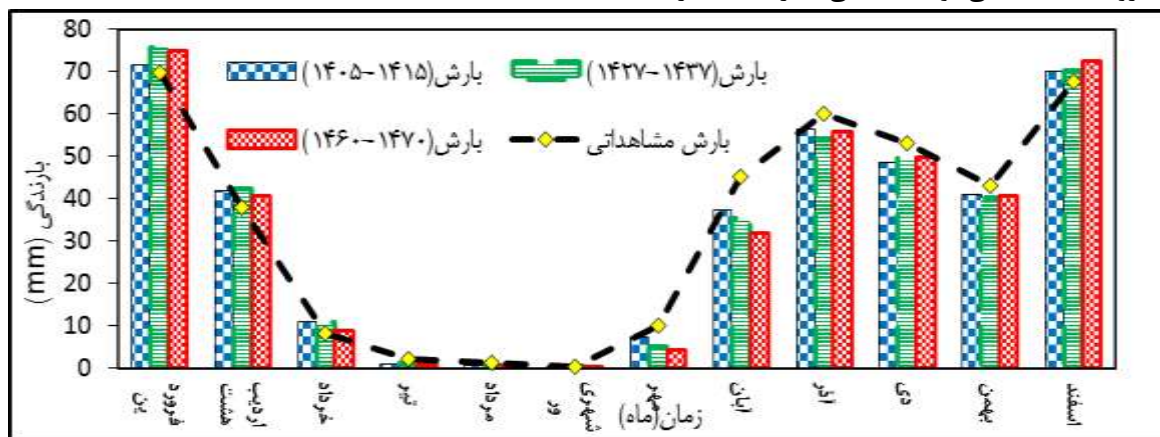
شکل‌های (۷ و ۸) به مقایسه نتایج حاصل از شبیه‌سازی بارش و دما با استفاده از نرم‌افزار SDSM تحت الگوی HadCM3-A2 بوسیله پیش‌بینی کننده‌های NCEP می‌پردازند.

شکل (۷) مقادیر بارش مشاهداتی را در مقابل بارش شبیه‌سازی شده بوسیله‌ی HadCM3-A2 و پیش‌بینی کننده‌های NCEP نشان می‌دهد. مطابق این نمودار، مقدار بارش در آینده در فروردین، اردیبهشت، خرداد و اسفند ماه روندی کاهشی و در بقیه ماه‌های سال به غیر از ماه‌های فصل تابستان، روندی افزایشی دارد.

شکل (۸) مقادیر دمای مشاهداتی را در مقابل دمای شبیه‌سازی شده بوسیله‌ی HadCM3-A2 و پیش‌بینی کننده‌های NCEP نشان می‌دهد. مطابق این نمودار، مقدار دما در آینده در تمام ماه‌های سال روندی افزایش را نشان می‌دهد؛ البته در برخی از ماه‌ها، مانند ماه‌های فصل بهار، این روند دارای افزایش ناچیز می‌باشد.

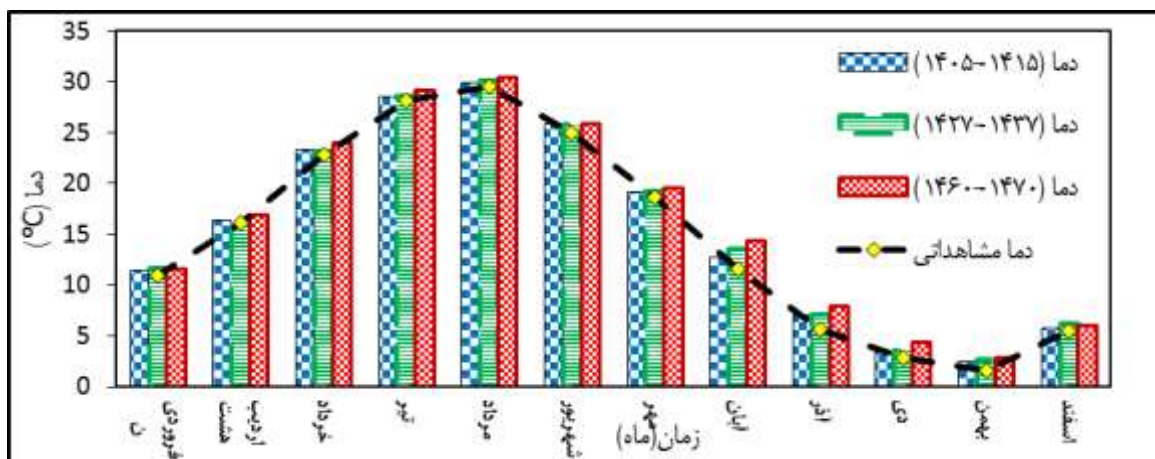
شبیه‌سازی رواناب با در نظر گرفتن عدم قطعیت فرانسجه‌های نرم‌افزار

در نرم‌افزار آشناسی ترکیبی (DREAM+HYMOD) از ۷۳ درصد داده‌ها برای واسنجی نرم‌افزار، و ۲۷ درصد داده‌ها برای اعتبارسنجی استفاده گردیده است. در نرم‌افزار متلب مدل آشناسی HYMOD و الگوریتم DREAM با هم مرتبط شدند. DREAM در راستای واسنجی نرم‌افزار (حداقل کردن اختلاف رواناب مشاهداتی و محاسباتی) بازای مقادیر

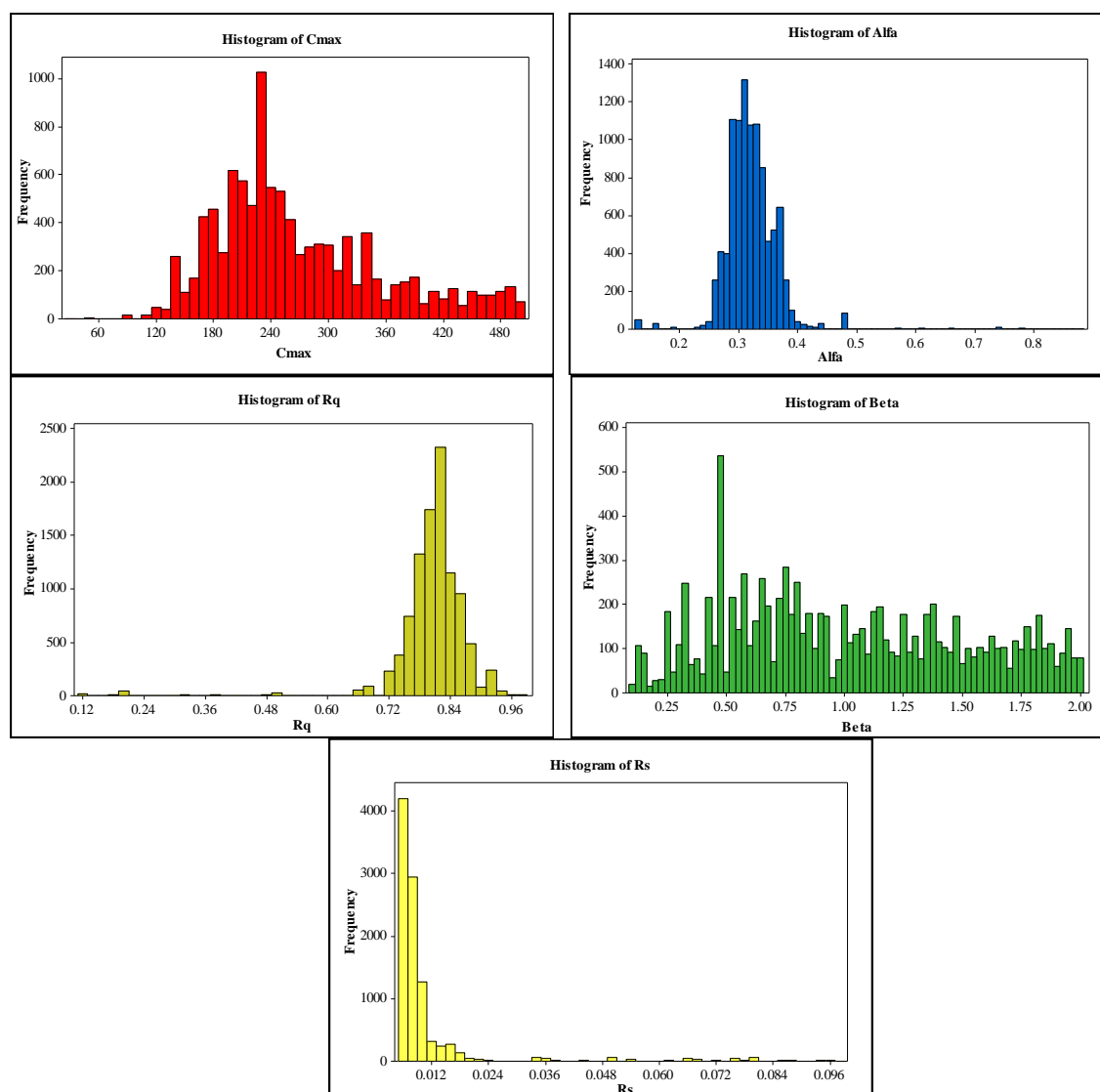


شکل (۷) - مقایسه‌ی میانگین بلندمدت بارش مشاهداتی در مقابل بارش شبیه‌سازی شده بوسیله الگوهای HadCM3-

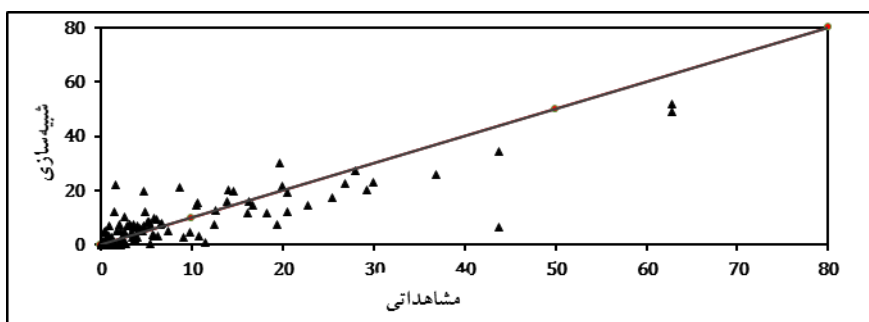
A2 و پیش‌بینی‌کننده‌های NCEP بوسیله‌ی نرم‌افزار SDSM.



شکل (۸) - مقایسه‌ی میانگین بلندمدت دمای مشاهداتی در مقابل دمای شبیه‌سازی شده بوسیله الگوهای HadCM3- A2 و پیش‌بینی کننده‌های NCEP بوسیله‌ی نرم‌افزار SDSM.

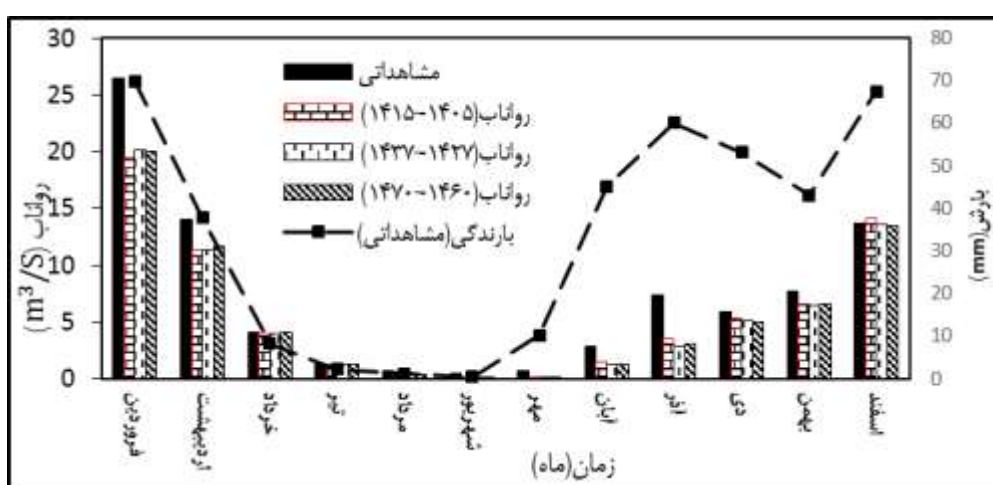


شکل (۹) - توزیع فراوانی فراسنج‌های نرم‌افزار HYMOD با در نظر گرفتن عدم قطعیت فراسنج‌ها در واسنجی نرم‌افزار.



شکل (۱۰) - رواناب ماهانه‌ی مشاهداتی - شبیه‌سازی شده بر

حساب $\frac{m^3}{s}$ برای داده‌های کل بوسیله نرم‌افزار HYMOD.



شکل (۱۱) - مقایسه‌ی میانگین بلندمدت رواناب مشاهداتی و رواناب شبیه‌سازی در سالهای آتی.

حدود ۱۴٪ می‌باشد. این کاهش در ماه‌های فروردین، اردیبهشت، آبان، آذر، دی و بهمن قابل توجه‌تر است. این کاهش بیشتر در اوج سیلاب (فروردین) اتفاق افتاده است، که این نشان دهنده‌ی اثر تغییر اقلیم بر وقایع حدی بیشتر می‌باشد. از آنجا که در آینده رشد جمعیت، توسعه‌ی صنعت و کشاورزی باعث مصرف بیشتر آب، و از طرف دیگر کاهش رواناب ورودی به سدها خواهد شد، باید در سال‌های آتی برای بهره‌برداری از مخازن به‌نحوی برنامه‌ریزی کرد که شدت کمبودها، خسارتهای زیادی را به سامانه وارد ننماید.

(۲). مقادیر پیش‌بینی شده‌ی بارش در حوضه نشان می‌دهند که مقدار بارش در اکثر ماه‌های سال، به‌جز فروردین، اردیبهشت، خرداد و اسفند، روندی کاهشی را نشان می‌دهند. میانگین کاهش بارندگی در دوره‌های آتی نسبت به دوره پایه ۳٪ تا ۵٪ می‌باشد، که به طور میانگین، ۴٪ کاهش بارندگی در حوضه وجود دارد.

نتیجه‌گیری

در این تحقیق اثر تغییر اقلیم بر رواناب حوضه‌ی گاوهرود برای آینده و دوره‌های مختلف مشخص گردید. برای دستیابی به این هدف، متغیرهای بارش و دما قابل قبول تحت الگوهای اقلیمی از نرم‌افزار SDSM استفاده شد. برای توسعه‌ی نرم‌افزار کوچک‌مقیاس کردن متغیرهای هواشناسی NCEP بکار برده‌شد و داده‌های مصنوعی بارش و دمای روزانه با استفاده از خروجی‌های GCM (HadCM3) تحت الگوی A2 تولید گردید. بر اساس دمای پیش‌بینی شده، مقدار تبخیر- تعرق بالقوه از رابطه تورنت وایت (۱۹۵۴) محاسبه گردید؛ بنابراین بر اساس داده‌های زمانی آینده بارش و تبخیر- تعرق بالقوه با استفاده از نرم‌افزار آشناسی مورد مطالعه، رواناب حوضه‌ی گاوهرود پیش‌بینی گردید. نتایج زیر از این تحقیق بدست آمده‌اند:

(۱). کاهش میانگین رواناب دوره‌های آتی نسبت به دوره مشاهداتی به میزان ۵٪ تا ۲۳٪، و به طور متوسط

۶) صادقی طبس ص، م. پوررضا بیلندی، ۱۳۹۴. مقایسه روشهای بهینه‌سازی فراکوشی در تحلیل عدم قطعیت پارامترهای مدل مفهومی بارش- رواناب. نشریه مرتع و آبخیزداری شماره ۳(۶۸): ۵۳۳-۵۵۲.

۷) عجم‌زاده ع، م. ملائی‌نیا، ۱۳۹۵. ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر رواناب رودخانه فیروزآباد استان فارس، با ریزمقیاس‌نمایی خروجی مدل‌های گردش جوی به وسیله نرم‌افزارهای LARS-WG و SDSM. مجله تحقیقات منابع آب ایران ۱(۳۵): ۹۵-۱۰۹.

8) Ahmadi, M., O. B. Haddad, and H. A. Loáiciga 2015. Adaptive reservoir operation rules under climatic change. *Water Resour. Manage.* 29: 1247-1266.

9) Bates, B. C., and E. P. Campbell. 2001. A Markov chain Monte Carlo scheme for parameter estimation and inference in conceptual rainfall-runoff modeling. *Water Resour. Res.* 37: 937-947.

10) Boyle, D. P. 2001. Multicriteria calibration of hydrologic models.

11) Chen, H., C.-Y. Xu, and S. Guo, 2012. Comparison and evaluation of multiple GCMs, statistical downscaling and hydrological models in the study of climate change impacts on runoff. *Hydrol.* 434: 36-45.

12) De Vos, N., T. Rientjes, and H. V. Gupta, 2010. Diagnostic evaluation of conceptual rainfall-runoff models using temporal clustering. *Hydrol. Proc.* 24: 2840-2850.

13) Harpham, C. and R. L. Wilby, 2005. Multi-site downscaling of heavy daily precipitation occurrence and amounts. *Hydrol* 312: 235-255.

14) Huang, J., J. Zhang, Z. Zhang, C. Xu, B. Wang and J. Yao, 2011. Estimation of future precipitation change in the Yangtze River basin by using statistical downscaling method. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 25: 781-792.

15) Huang, S., J. Chang, Q. Huang, Y. Chen and G. Leng, 2016. Quantifying the relative contribution of climate and human impacts on runoff change based on the Budyko Hypothesis and SVM model. *Water Resour. Manage.* 30: 2377-2390.

16) Karamouz, M., M. Fallahi, S. Nazif, and M. Rahimi Farahani, 2009. Long lead rainfall prediction using statistical downscaling and artificial neural network modeling. *Scintia Iranica* 16: 165-172.

17) Khan, M. S., P. Coulibaly, and Y. Dibike (2006). Uncertainty analysis of statistical downscaling methods. *Hydrol.* 319: 357-382.

18) Ma, Z., S. Kang, L. Zhang, L. Tong, and X. Su, 2008. Analysis of impacts of climate variability and human activity on streamflow for a river basin in arid region of northwest China. *Hydrol.* 352: 239-249.

۳). میانگین دما در دوره‌های آتی، در مقایسه با دوره‌ی پایه حوضه‌ی مورد مطالعه در دوره‌های آتی، تمایل به گرم شدن دارد. نتایج این تحقیق در تمام ماه‌های سال روندی افزایشی را نشان می‌دهند. این افزایش دما در برخی از ماه‌ها، مانند ماه‌های فصل بهار، ناچیز می‌باشد. مقدار افزایش میانگین دما در دوره‌های آتی نسبت به دوره پایه مقدار ۵٪ تا ۸٫۵٪ است.

در تحقیقات گذشته، همان‌طور در بخش مقدمه بیان شد، اثر تغییر اقلیم بر رواناب دیده شده است. در این تحقیق نیز به همین مسأله اشاره گردید. تفاوت این تحقیق با تحقیقات گذشته در متفاوت بودن مطالعه موردی، و نرم‌افزارهای تغییر اقلیم و بارش-رواناب می‌باشد. در این تحقیق از نرم‌افزار بارش رواناب HYMOD با الگوریتم DREAM ترکیب شده‌است که عدم قطعیت فراسنج‌های نرم‌افزار بارش-رواناب نیز لحاظ شده و اثر تغییر اقلیم را بر رواناب حوضه بررسی می‌کند، در صورتی که در تحقیقات گذشته برای اثر تغییر اقلیم از این نرم‌افزارها استفاده نشده است.

مراجع

- ۱) آذری م، ح. مرادی، ب. ثقفیان، م. فرامرزی، ۱۳۹۲. ارزیابی اثرات هیدرولوژیکی تغییر اقلیم در حوضه آبخیز گرگانرود. نشریه آب و خاک ۳(۲۷): ۵۴۷-۵۳۷.
- ۲) بابائیان ا، م. زرغامی، م. کوهی، ا. بابائیان، م. کریمیان، ر. مدیریان، ۱۳۹۲. بررسی رفتار منابع آب حوضه قره‌قوم تحت شرایط تغییر اقلیم (مطالعه موردی: زیر حوضه درگز). نشریه آب و خاک، ۵(۲۷): ۹۱۸-۹۰۷.
- ۳) رضائی م، م. نهتانی، ع. مقدم‌نیا، ع. آبکار، م. رضائی ۱۳۹۴. مقایسه روش‌های شبکه عصبی مصنوعی و SDSM در ریزمقیاس کردن اندازه بارش سالانه شبیه‌سازی شده با HadCM3 (مطالعه موردی: کرمان، راور و رابر). مجله مهندسی منابع آب، ۲۴(۸): ۴۰-۲۵.
- ۴) سهرابیان ا، م. مفتاح‌هلقی، خ. قربانی، س. گلین، م. ذاکری‌نیا، ۱۳۹۴. بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر آینده حوضه با دخالت مدل هیدرولوژی (مطالعه موردی: حوضه گالیکش در استان گلستان). نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، شماره ۲(۲۲): ۱۲۵-۱۱۱.
- ۵) سعیدی ر، ب. زهرایی. مدل‌سازی فرآیند بارش - رواناب در حوضه آبریز سد پیشین برای شبیه‌سازی اثرات تغییر اقلیم. ششمین کنگره ملی مهندسی عمران.

danjiangkou reservoir under climate change." *Water Resour. Manag.* 30: 1183-1202.

- 19) Moore, R., 1985. The probability-distributed principle and runoff production at point and basin scales. *Hydrol. Sci. J.* 30: 273-297.
- 20) Moradkhani, H., S. Sorooshian, H. V. Gupta, and P. R. Houser, 2005. Dual state-parameter estimation of hydrological models using ensemble Kalman filter. *Adv. Water Resour.* 28: 135-147.
- 21) 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. *Trans. ASABE* 50: 885-900.
- 22) Nohara, D., A. Kitoh, M. Hosaka, and T. Oki, 2006. Impact of climate change on river discharge projected by multimodel ensemble. *Hydromet.* 7: 1076-1089.
- 23) Parry, M. L., 2007. Climate change 2007-impacts, adaptation and vulnerability: Working group II contribution to the fourth assessment report of the IPCC, Cambridge University Press.
- 24) Pereira, A. R., and Â. P. De Camargo. 1989. An analysis of the criticism of Thornthwaite's equation for estimating potential evapotranspiration. *Agric. For. Meteor.* 46: 149-157.
- 25) Shamir, E., B. Imam, E. Morin, H. V. Gupta, and S. Sorooshian, 2005. The role of hydrograph indices in parameter estimation of rainfall-runoff models. *Hydrological Processes* 19(11): 2187-2207.
- 26) Sun, W., H. Ishidaira, and S. Bastola. 2010. Towards improving river discharge estimation in ungauged basins: calibration of rainfall-runoff models based on satellite observations of river flow width at basin outlet. *Hydrol. and Earth Sys. Sci.* 14.: 2011-2022.
- 27) Van Delft, G., G. El Serafy, and A. Heemink. 2009. The ensemble particle filter (EnPF) in rainfall-runoff models. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 23: 1203-1211.
- 28) Varanou, E., E. Gkouvatsou, E. Baltas, and M. Mimikou. 2002. Quantity and quality integrated catchment modeling under climate change with use of soil and water assessment tool model. *Hydrol. Eng.* 7: 228-244.
- 29) Vrugt, J. A., C. J. Ter Braak, M. P. Clark, J. M. Hyman, and B. A. Robinson 2008. Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: Doing hydrology backward with Markov chain Monte Carlo simulation. *Water Resour. Res.* 44: .
- 30) Wilby, R., and C. Dawson. 2007. Using SDSM Version 4.1 SDSM 4.2. 2—a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. User Manual, Leicestershire, UK.
- 31) Wilby, R. L., C. W. Dawson, and E. M. Barrow. 2002. SDSM—a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environ. Model. & Soft.* 17: 145-157.
- 32) Yang, G., S. Guo, L. Li, X. Hong, and L. Wang. 2016. Multi-objective operating rules for