

Comparison and Evaluation of Different Sources of Uncertainty in the Study of Climate Change Impact on Runoff in Semi-arid Basins (Case study: Azam Harat River Basin)

M. Yaghobi^{1*} and A. Massah Bavani²

Abstract

Present study assess the impact of climate change on the AZAM-HARAT River basin runoff in the 2015-2030 period considering the sources of uncertainty in adjustment of model parameters for two rainfall-runoff models of IHACRES and HEC-HMS, as well as A1B, A2 and B1 greenhouse gasses emission scenarios of AOGCM models, and LARS-WG and SDSM downscaling models. First in calibration and verification of rainfall-runoff models, sensitivity analysis of the model parameters was done. Then the climatic variables of 15 AOGCM models and climatic scenario were downscaled using LARS-WG model and these data were introduced to each of the hydrological models to determine the runoff variation ranges. Results showed that the temperature in the future period will increase about 1.5 °C and also the amount and distribution of the rainfall will vary greatly. These variations in rainfall will result in changes in the runoff. The results showed that the uncertainty related to hydrological models in some months is higher than AOGCM models and greenhouse gases emission scenarios which is due to the critical parameters in the structure of the hydrological models. To assess downscaling uncertainty, data of HadCM3-A2 model were downscaled using LARS-WG and SDSM models. The results showed that the uncertainty of hydrological models is much greater than that in the downscaling methods. It is also shown that the uncertainties in the AOGCM models are larger than greenhouse gases emissions scenarios.

Keywords: Climate change, Runoff, Hydrological models, Uncertainty, Statistical downscaling.

Received: January 13, 2015

Accepted: July 22, 2015

مقایسه و ارزیابی منابع مختلف عدم قطعیت در مطالعه اثر تغییر اقلیم بر رواناب حوضه‌های نیمه خشک (مطالعه موردی: حوضه رودخانه اعظم هرات - یزد)

مژگان یعقوبی^{۱*} و علیرضا مساح بوانی^۲

چکیده

تحقیق حاضر تأثیر پدیده تغییر اقلیم بر رواناب حوضه رودخانه اعظم هرات، در دوره ۲۰۳۰-۲۰۱۵ میلادی با لحاظ نمودن خطای مربوط به پارامترهای تنظیم مدل بارش-رواناب و عدم قطعیت دو مدل بارش-رواناب IHACRES و HEC-HMS، سناریوهای اقلیمی A1B، A2 و B1 حاصل از مدل‌های AOGCM و دو مدل ریزمقیاس‌نمایی آماری LARS-WG و SDSM را بررسی می‌کند. ابتدا ضمن واسنجی و صحت‌سنجی مدل‌های بارش-رواناب، به آنالیز حساسیت پارامترهای این مدل‌ها پرداخته شد. در ادامه با ریزگردانی داده‌های اقلیمی ۱۵ مدل AOGCM و سه سناریو اقلیمی توسط LARS-WG و معرفی هر یک از آن‌ها به مدل‌های بارش-رواناب محدوده تغییرات رواناب منطقه در دوره مذکور مشخص گردید. نتایج نشان داد دمای منطقه در دوره آتی افزایشی تا ۱/۵ درجه سلسیوس خواهد داشت و میزان بارش و توزیع زمانی آن تغییر می‌کند. طبق هر سه سناریوی انتشار و مدل‌های هیدرولوژیکی، رواناب در ماه‌های ژانویه و دسامبر افزایش و در ماه مارس، اکتبر و نوامبر کاهش می‌یابد. نتایج نشان داد که عدم قطعیت مربوط به مدل‌های هیدرولوژیکی در اکثر ماه‌ها بسیار بالاتر از مدل‌های AOGCM و سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای است که دلیل آن وجود پارامترهای حساس در ساختار مدل‌های بارش-رواناب است. برای بررسی عدم قطعیت روش‌های ریزمقیاس‌نمایی، داده‌های اقلیمی مدل HadCM3-A2 با دو مدل LARS-WG و SDSM ریزمقیاس‌نمایی شد. نتایج نشان داد، عدم قطعیت مدل‌های هیدرولوژیکی بسیار بزرگتر از روش‌های ریزمقیاس‌نمایی و عدم قطعیت مدل‌های AOGCM بزرگتر از سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای است.

کلمات کلیدی: تغییر اقلیم - رواناب - مدل‌های هیدرولوژیکی - عدم قطعیت - ریزمقیاس‌نمایی آماری.

تاریخ دریافت مقاله: ۹۳/۱۰/۲۳

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۴/۴/۳۱

1- M.Sc. Graduate, Department of Water Science and Engineering, College of Abouraihan, University of Tehran, Pakdasht, Iran. M.yaghobi@ut.ac.ir

2- Assistant Professor, Department of Water Science and Engineering, College of Abouraihan, University of Tehran, Pakdasht, Iran.

*- Corresponding Author

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد مهندسی منابع آب، گروه علوم و مهندسی آب دانشگاه تهران، پردیس ابوریحان

۲- دانشیار گروه علوم و مهندسی آب، پردیس ابوریحان، دانشگاه تهران، پاکدشت

*- نویسنده مسئول

محلای باقی می‌ماند (Ludwig et al, 2009). عدم قطعیت، دامنه‌ای از تغییرات است که می‌توان برای یک پارامتر در نظر گرفت بطوریکه مقادیر واقعی پارامتر در آن فاصله باشد. تخمین عدم قطعیت، خطاهای احتمالی را پوشش می‌دهد. عدم قطعیت در رواناب به دلیل عدم قطعیت در شبیه‌سازی هیدرولوژیکی است. در این دست مطالعات تاکنون یک GCM یا مدل هیدرولوژیکی واحدی وجود ندارد که بهتر از بقیه در شبیه‌سازی عمل نماید (Chen et al, 2012). مدل‌های هیدرولوژیکی یکی از ابزارهای مهم برای توصیف و تحلیل فرآیندهای هیدرولوژیکی است که برای شبیه‌سازی هیدرولوژیکی حوضه و مدیریت منابع آب به کار می‌روند (Zheng et al, 2010, Li et al, 2012).

Renard et al. (2009) اعلام کردند، منابع خطا و عدم قطعیت در شبیه‌سازی هیدرولوژیکی شامل عدم قطعیت در داده‌های ورودی (دما، بارش و تبخیر و تعرق)، عدم قطعیت در رواناب مشاهداتی به دلیل خطای منحنی آبدهی، عدم قطعیت ساختار مدل (که ناشی از ساده و یکپارچه سازی فرآیندهای هیدرولوژیکی محیط واقعی به فرضیات ریاضی در مدل هیدرولوژیکی و مقیاس زمانی و مکانی تحلیل‌ها است)، عدم قطعیت در پارامترهای مدل (ناشی از عدم تعیین مقدار واقعی پارامتر مدل به علت عدم قطعیت در داده‌های واسنجی و درک ناقص از فرآیندها) می‌باشد. برخی از این پارامترها مستقیماً اندازه‌گیری نمی‌شوند و در طی واسنجی مدل تخمین زده می‌شوند. واسنجی مدل‌های هیدرولوژیکی به دلیل عدم قطعیت پارامترهای مدل یک چالش است. سطح پیچیدگی یک مدل هیدرولوژیکی ممکن است کاربرد آن را برای برخی از مسائل که مقیاس زمانی و مکانی مشخص دارند (برای مثال جریان در خروجی‌های حوضه یا رطوبت خاک در مقیاس مزرعه) محدود کند (Shen et al, 2011).

Prudhomme and Davies (2008) تحقیقی را بر روی چهار حوضه بریتانیا انجام دادند و دو سناریوی انتشار گاز گلخانه‌ای A2 و B2، سه مدل AOGCM مختلف و دو روش ریزمقیاس‌نمایی (آماري و روش ریزمقیاس‌نمایی منطقه‌ای) و دو نسخه از مدل مفهومی (یک نسخه ۵ پارامتری و نسخه ساده تر ۳ پارامتری) را به کار بردند. همچنین در این مطالعه عدم قطعیت پارامترهای هیدرولوژیکی نیز در شبیه‌سازی در نظر گرفته شد و از مجموعه‌ای از پارامترهای نزدیک بهینه که در فرآیند نیمه خودکار واسنجی بدست آمد، استفاده شد. نتایج نشان داد عدم قطعیت مدل‌های هیدرولوژیکی را نمی‌توان نادیده گرفت و بزرگترین عدم قطعیت مربوط به انتخاب مدل AOGCM و روش‌های ریزمقیاس‌نمایی است. Teng et al. (2012) در تحقیقاتی که بر حوضه‌های زیادی در استرالیا انجام دادند

مدل‌های جهانی (GCM) و منطقه‌ای اقلیم (RCM)، معمولاً برای تعیین اثرات هیدرولوژیکی تغییر اقلیم به کار می‌رود (Arnell, 2003, Christensen and Lettenmaier, 2007, Hagemann et al, 2009, Prudhomme and Davies, 2008). چالش‌های فراوانی در کاربرد مدل‌های مختلف اقلیمی و مدل‌های هیدرولوژیکی وجود دارد (Fowler et al, 2007, Xue, 1999). با توجه به مدل‌های اقلیمی، روند گرم شدن کره زمین، احتمال افزایش شدت وقایع بارندگی را افزایش داده است (Trenberth et al, 2007). به دنبال تغییر در بارندگی، احتمال افزایش در رخداد سیلاب نیز وجود دارد (Milly et al, 2002). در شرایط گرمایش اقلیمی روند کلی برای تفاوت بارندگی در مناطق خشک و نیمه خشک وجود دارد. Arnell (1992) و Arnell and Reynard (1996) اعلام کردند در انگلیس حوضه‌های خشک نسبت به حوضه‌های مرطوبتر نسبت به تغییر اقلیم حساس تر بودند و حوضه‌هایی که بارندگی‌شان در فصل زمستان تمرکز دارد نیز اینگونه‌اند (Silberstein et al, 2012). مناطق خشک و نیمه خشک که میزان بارش سالانه آن کمتر از ۲۵۰ و ۲۵۰-۵۰۰ میلی‌متر در سال است در معرض آسیب این تغییرات اقلیمی قرار دارند، به علاوه ماهیت غیرخطی فرآیند بارش- رواناب در این مناطق خشک پیش‌بینی اثرات تغییر در بارندگی را دشوار کرده است (Yatheendradas et al, 2008). بنابراین نیاز به سیستم مدل‌سازی شامل مدل غیرخطی از فرآیندهای هیدرولوژیکی در مناطق نیمه خشک وجود دارد (Pilgrim et al, 1988). Osborn (1964) و Michaud and sorooshian (1994) اظهار داشتند، فقط ساختار مدل توزیعی با وضوح بالا می‌تواند تغییرات زمانی و مکانی بارش و نفوذ و فرآیند رواناب را نشان دهد.

ایران در عرض میانی کمربند خشک و نیمه خشک زمین قرار گرفته است و مناطق خشک و نیمه خشک، بیش از ۶۰ درصد کشور را می‌پوشاند (Modarres and Da Sliva, 2007). با این وجود تاکنون مطالعه جامعی در زمینه اثرات تغییرات اقلیمی بر این مناطق صورت نپذیرفته است و این امر به دلیل کوتاه بودن طول دوره آماری ایستگاه‌ها و پراکنش نامناسب آن‌هاست (رضیئی و همکاران، ۱۳۸۴). بیشتر مدل‌های اقلیمی ناحیه‌ای بدست آمده از مدل‌های گردش عمومی قابلیت نشان دادن متغیرهای آینده را ندارند هرچند روند عمومی توسط بیشتر GCMها نمایش داده می‌شود اما همچنان عدم قطعیت‌های بزرگی در مقدار، تغییر پذیری و مخصوصاً الگوهای

نشان دادند، عدم قطعیت ناشی از پانزده مدل AOGCM بیشتر از عدم قطعیت مربوط به پنج مدل هیدرولوژیکی است. Bastola et al. (2011) برای ارزیابی عدم قطعیت کلی (تغییر اقلیم و مدل هیدرولوژیکی) از مدل‌های اقلیمی و سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای چندگانه، چهار مدل هیدرولوژیکی مفهومی و دو روش GLUE و میانگین مدل بیزین را برای بررسی عدم قطعیت پارامترها به کار بردند. نتایج ایشان نشان داد عدم قطعیت مدل‌های هیدرولوژیکی بالاست و باید در مطالعات در نظر گرفته شود. مطالعات اندکی همزمان بر عدم قطعیت پارامترهای مدل هیدرولوژیکی تمرکز داشته‌اند. در مطالعات مربوط به اثرات تغییر اقلیم، خطای ناشی از ساختار مدل معمولاً با به کارگیری چندین مدل بارش رواناب و تعیین محدوده تغییر خروجی آن‌ها ارزیابی می‌شود (Booji, 2005, Jiang et al, 2007, Wilby and Harris, 2006). تحلیل صحیح و مفصل پارامترهای مدل و ساختار مدل وابسته به آن، می‌تواند به برآورد و کاهش خطاهایی که پیش‌بینی مدل را تحت تأثیر قرار دهد، کمک کند. به این منظور آنالیز حساسیت یکی از مباحث مرکزی در مدل‌سازی هیدرولوژیکی است. آنالیز حساسیت به منظور بررسی رفتار جریان شبیه‌سازی شده با تغییر در مقدار پارامترهاست (Abebe et al. 2010). این روش برای مدل‌های پیچیده‌ای که شامل پارامترهای زیادی است مناسب می‌باشد (Liu and Sun, 2010). به علاوه برای حوضه‌های خشک نیز تعیین پارامترهای موضعی کنترل‌کننده مهم است (Nat, 2011). در مطالعات اثرات تغییر اقلیم دوره‌ای که برای واسنجی مدل استفاده می‌شود با دوره طرح متفاوت است. چون پارامترهای مدل بارش-رواناب باید با داده‌های تاریخی در دسترس واسنجی شود که ممکن است تا اندازه-ای باعث خطا گردد (Oudin et al, 2006, Yapo et al, 1996). آشفته و همکاران (۱۳۹۱) در تحقیقی که با هدف بررسی تأثیر عدم قطعیت هفت مدل AOGCM و سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای A2 و B2 با استفاده از مدل هیدرولوژیکی IHACRES بر رواناب حوضه قرنقو تحت تأثیر تغییر اقلیم انجام دادند، به این نتیجه رسیدند که دمای حوضه در سناریوی A2 بین ۰/۲ تا ۳ درجه سانتیگراد و برای سناریوی B2 بین ۰/۳ تا ۴ درجه سانتیگراد افزایش و بارش حوضه در فصل پاییز افزایش و در تابستان کاهش خواهد یافت. در نهایت رواناب سالانه دراز مدت دوره آتی نسبت به دوره پایه افزایش خواهد داشت که این افزایش برای سناریوی A2 بیش از سناریوی B2 خواهد بود. با توجه به اینکه در مطالعات بررسی تغییر اقلیم خلأ بررسی توأمان عدم قطعیت‌ها وجود دارد، در این تحقیق سعی بر آن است که اکثر عدم قطعیت‌های موجود در بررسی وضعیت تغییر رواناب حوضه نیمه خشک رودخانه اعظم هرات-یزد در دوره ۲۰۳۰-۲۰۱۵ تحت تأثیر تغییر اقلیم که شامل عدم قطعیت مدل‌های

سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای، مدل‌های ریزمقیاس‌نمایی و مدل‌های هیدرولوژیکی و پارامترهای مدل‌های هیدرولوژیکی است، مطالعه شود. به این منظور ابتدا مدل‌های بارش-رواناب مفهومی IHACRES, HEC-HMS در دوره پایه واسنجی و صحت‌سنجی شدند و آنالیز حساسیت بر روی پارامترها انجام گرفت تا مشخص شود کدام پارامتر نتایج خروجی را بیشتر تحت تأثیر قرار می‌دهد و سپس خروجی دما و بارش ۱۵ مدل AOGCM به همراه سه سناریوی انتشار گاز گلخانه‌ای A1B, A2, B1 با مدل LARS-WG ریزمقیاس‌نمایی شد و سپس به مدل‌های هیدرولوژیکی معرفی شد و سری زمانی رواناب در دوره ۲۰۳۰-۲۰۱۵ استخراج شد. برای بررسی عدم قطعیت مربوط به مدل‌های ریزمقیاس‌نمایی دما و بارش مدل HadCM3-A2 با دو مدل ریزمقیاس‌نمایی آماری SDSM و LARS-WG ریزمقیاس‌نمایی شد و به مدل‌های بارش-رواناب معرفی شد تا بتوان میزان عدم قطعیت ناشی از روش ریزمقیاس‌نمایی را نیز بررسی نمود.

۲- روش تحقیق

۲-۱- منطقه مطالعاتی

حوضه آبریز رودخانه اعظم با وسعت ۱۰۸۴ کیلومتر مربع در ۳۰ کیلومتری شرق ارسنجان و ۵۰ کیلومتری جنوب غرب مروست بین طول‌های جغرافیایی ۴۰' - ۵۳° الی ۱۰' - ۵۴° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۴۰' - ۲۹° الی ۱۵' - ۳۰° شمالی گسترده است. حوضه آبریز از شمال با حوضه آبریز رودخانه بوانات، از غرب با حوضه آبریز رودخانه کر از جنوب با حوضه آبریز دریاچه طشک و از شرق با کویر هرات همجوار می‌باشد. ارتفاع این حوضه از ۳۱۵۳ متر تا ۱۹۴۰ متر از سطح دریا تغییر می‌کند. دمای متوسط سالانه در حوضه ۱۰ درجه سلسیوس بوده و متوسط بارندگی سالیانه آن ۲۶۵ میلی‌متر است که این ریزش در اکثر نقاط به صورت بارش بوده و چنانچه در بلندی‌ها ریزش برف هم وجود داشته باشد با توجه به ناچیز بودن مقدار برف در برخی سال‌ها نمی‌توان انتظار داشت که وسعت حوضه آبریزی که زیر پوشش برفی قرار بگیرد چشمگیر باشد. براساس طبقه‌بندی دومارتن این حوضه جز حوضه‌های نیمه خشک دسته‌بندی می‌شود.

۲-۲- آماده‌سازی داده‌ها

به دلیل فقدان شبکه بارانسنجی و سینوپتیک در منطقه، برای بارش و دما از روابط گرادیان ماهانه ارتفاع-بارش و ارتفاع-دمای ایستگاه‌های موجود در محدوده استفاده شد. برای بارش منطقه‌ای، داده‌های روزانه ۷ ایستگاه باران‌سنجی (بندپاین، مزيجان، چاهک، قوری، ده چاه، آباده طشک و منج) و دو ایستگاه کلیماتولوژی

بیشینه روزانه بصورت فرآیندهای تصادفی با میانگین و انحراف معیارهایی که وابسته به وضعیت تر یا خشک بودن روز مورد نظر هستند، مدل سازی می شوند. سری فوریه مرتبه سوم برای شبیه سازی میانگین و انحراف معیار درجه حرارت فصلی بکار می رود. مدل برای مقایسه بین داده های مشاهده شده و تولید شده از سه معیار توزیع های احتمال، میانگین ها و انحراف معیارها به ترتیب از طریق آزمون های آماری کلموگروف اسمیرنوف (K-S)، t (آزمون تی استیوننت) و F استفاده می کند. این آزمون ها بر اساس این فرض هستند که داده های هواشناسی مشاهده شده و تولید شده، هر دو نمونه ای تصادفی از یک توزیع هستند. مشخصات مدل های گردش عمومی استفاده شده در جدول ۱ فهرست شده است.

۲-۳-۲- مدل ریزمقیاس نمایی SDSM^۱

SDSM یک مدل ریزمقیاس نمایی آماری مبتنی بر رگرسیون خطی است. این مدل که از ابزارهای کمکی برای ارزیابی تأثیرات تغییر اقلیم محلی می باشد، توسط Wilby et al. (2002) توسعه یافته است. این مدل ترکیبی از روش های تولید آب و هوای مصنوعی و رگرسیونی است که بر اساس برقراری ارتباط آماری مناسب بین متغیرهای پیش بینی کننده^۲ بزرگ مقیاس منطقه (NCEP) و متغیرهای پیش بینی شونده^۳ (داده های مشاهداتی)، می توان به روابط مناسبی برای پیش بینی متغیرهای آب و هوایی در دوره های آتی تحت تأثیر پدیده تغییر اقلیم دست یافت. برای متغیر بارش، این مدل از فرآیند شرطی برای ریزمقیاس نمایی استفاده می کند. میزان بارش به رخداد روزهای تر-خشک بستگی دارد که آن هم به نوبه خود به متغیرهای پیش بینی کننده در مقیاس ناحیه ای مانند میانگین فشار سطح دریا، رطوبت ویژه و ارتفاع ژئوپتانسیل بستگی دارد (Wilby and Dawson, 2007).

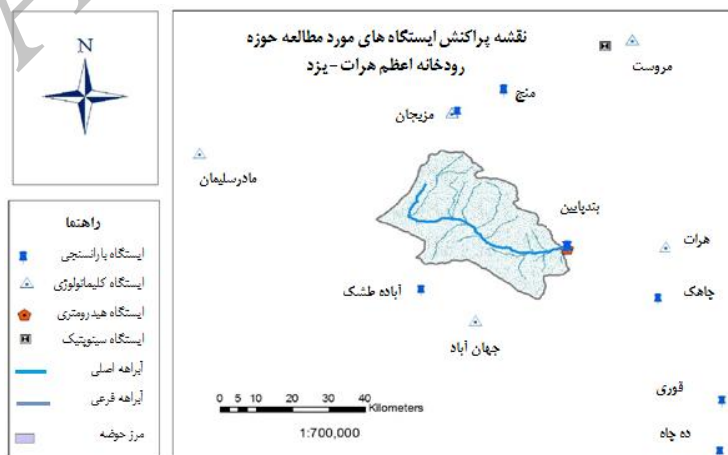
(مروست، هرات) و برای دما از میانگین ماهانه ۵ ایستگاه کلیماتولوژی (مروست، هرات، مادر سلیمان، جهان آباد، مزینجان) و یک ایستگاه سینوپتیک (مروست) در اطراف حوضه استفاده شد (شکل ۱). در ادامه ایستگاه هیدرومتری بندپایین در خروجی حوضه به عنوان ایستگاه مینا برای مشاهده تغییرات رواناب حوضه انتخاب گردید. کلیه داده های حوضه در دوره آماری ۱۹۸۲ تا ۲۰۰۸ در مقیاس روزانه تهیه گردید.

۲-۳-۳- روش های ریزمقیاس نمایی

روش های ریزمقیاس نمایی از قبیل رگرسیون خطی چندگانه، رگرسیون غیرخطی (شبکه عصبی مصنوعی) و مولدهای آب و هوایی در مقایسه با روش های ریزمقیاس نمایی دینامیکی در اجرا آسان تر و کم هزینه تر هستند. در این تحقیق برای ریزمقیاس نمایی مدل های گردش عمومی جو، از مولد آب و هوایی آماری LARS-WG ابداع شده توسط Racsko et al. (1991) و Semenov and Barrow (1997) و مدل ریزمقیاس نمایی آماری رگرسیونی SDSM ابداع شده توسط Wilby et al. (2002) استفاده می شود.

۲-۳-۱- مدل ریزمقیاس نمایی آماری LARS-WG

این مدل تولیدکننده آب و هوای تصادفی است که برای شبیه سازی سری های زمانی دمای مینیمم و ماکزیمم و بارش و تابش در شرایط اقلیم سابق و آینده به کار می رود. در این مدل از متغیرهای بزرگ مقیاس اتمسفری استفاده نمی شود و متغیرهای اقلیمی محلی به تناسب تنظیم می شود تا تغییر اقلیم را نشان دهد (Sajjad Khan et al, 2006). این مدل از توزیع نیمه تجربی برای طول دوره سری خشک و تر، بارش و دما استفاده می کند. سری های فوریه درجه حرارت را تخمین می زنند. درجه حرارت های کمینه و



شکل ۱- نقشه حوضه رودخانه اعظم و ایستگاه های منتخب

جدول ۱- مشخصات مدل‌های گردش عمومی

نام مدل	گروه مؤسس	کشور	قدرت تفکیک	سناریوی شبیه سازی
CSMK3	سازمان تحقیقات صنعتی و علمی کشورهای مشترک المنافع	استرالیا	$1/9 \times 1/9$	SRA1B, SRB1
CGMR	مرکز مدل سازی و بررسی اقلیم کانادا	کانادا	$2/8 \times 2/8$	SRA1B
FGOALS	مؤسسه فیزیک جوی	چین	$2/8 \times 2/8$	SRA1B, SRB1
CNCM3	مرکز ملی تحقیقات هواشناسی	فرانسه	$1/9 \times 1/9$	A1B, A2
IPC4	مؤسسه پیر سایمون لاپلاس	فرانسه	$2/5 \times 3/75$	SRA1B, SRA2, SRB1
MPEH5	مؤسسه هواشناسی ماکس-پلانک	آلمان	$1/9 \times 1/9$	SRA1B, SRA2, SRB1
MIHR	مؤسسه ملی مطالعات محیطی	ژاپن	$2/8 \times 2/8$	SRA1B, SRB1
BCM2	مرکز تحقیقات اقلیمی Bjerknes	نروژ	$1/9 \times 1/9$	SRA1B, SRB1
HADCM3 HADGEM	دفتر هواشناسی UK	انگلیس	$2/5 \times 3/75$ $1/3 \times 1/9$	SRA1B, SRA2, SRB1 SRA1B, SRA2
GFCM21	آزمایشگاه ژئوفیزیک دینامیک سیالات	امریکا	$2/0 \times 2/5$	SRA1B, SRA2, SRB1
GIAOM	مؤسسه مطالعات فضایی Goddard	امریکا	3×4	SRA1B, SRB1
NCPCM NCCS	مرکز ملی تحقیقات جوی	امریکا	$2/8 \times 2/8$ $1/4 \times 1/4$	SRA1B, SRB1 SRA1B, SRA2, SRB1
INCM3	مؤسسه ریاضیات عددی	روسیه	5×4	SRA1B, SRA2, SRB1

شمار آید. تبخیر و تعرق پتانسیل یکی از ورودی‌های مدل HEC-HMS است. برای تخمین تبخیر و تعرق سعی می‌شود از فرمول‌ها و روش‌هایی استفاده شود که اجزای آن به آسانی در اختیار باشد. در این تحقیق از روش بلانی- کریدل^۵ به شرح رابطه (۱) استفاده می‌شود.

$$ET_0 = P(0.46T + 8.1) \quad (1)$$

ET_0 متوسط تبخیر- تعرق پتانسیل در ماه موردنظر (میلی‌متر در روز)، T متوسط درجه حرارت روزانه در ماه موردنظر (سلسیوس) و P ضریب مربوط به طول روز یا درصد سالانه تابش آفتاب در ماه می‌باشد که با توجه به عرض جغرافیایی در هر منطقه به دست می‌آید.

۲-۴-۲- مدل IHACRES

این مدل براساس این مفهوم است که فرآیند بارش رواناب در مقیاس حوضه می‌تواند به یک مدل تلفات غیرخطی و یک مدل روندیابی خطی تقسیم می‌شود (شکل ۳). مدول غیرخطی تلفات برای انتقال بارش و دما به بارش مؤثر و مدول خطی روندیابی برای محاسبه ترکیب خطی مقدار جریان پیشین و بارش مؤثر است. در روندیابی جریان دو جزء جریان‌های سریع و آرام (تدریجی) وجود دارد. این دو جزء می‌تواند به صورت سری یا موازی بهم ببینند. (Ye et al. (1997) پیشنهاد دادند در بیشتر موارد استفاده، اجزاء به صورت موازی بهم ببینند جز در مناطق نیمه خشک یا جریان‌های زودگذر که معمولاً یک جزء کارآمدتر خواهد بود. طبق نظر (Croke and Jakeman (2008)، موضوع مهم در

از آنجایی که توزیع روزانه بارش بسیار چولگی دارد، معمولاً از تبدیل ریشه چهارم برای داده‌های بارش استفاده می‌شود.

۲-۴-۲- مدل‌های هیدرولوژیکی

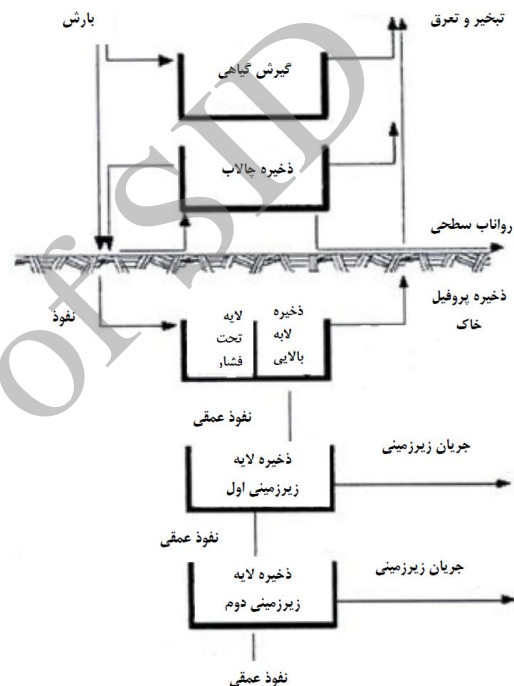
در این تحقیق برای بررسی تفاوت بین مدل‌های هیدرولوژیکی مختلف از دو مدل مفهومی HEC-HMS و IHACRES که در مناطق خشک و نیمه خشک نیز کاربرد دارند، استفاده می‌شود. ابتدا مدل مورد واسنجی و صحت سنجی قرار می‌گیرد و سپس آنالیز حساسیت بر روی پارامترهای دو مدل هیدرولوژیکی صورت می‌گیرد تا پارامترهایی که تأثیر زیادی بر نتیجه نهایی دارند و نتیجتاً عدم قطعیت خروجی را بالا می‌برند مشخص شوند.

۲-۴-۱- مدل HEC-HMS

مدل پیوسته و نیمه توزیعی HEC-HMS، فرآیندهای هیدرولوژیکی مانند: جریان عمودی خاک، تبخیر و تعرق، نفوذ، جریان زمینی، جریان کانال و جریان زیرزمینی را در یک رودخانه شبیه‌سازی می‌کند. مدل شامل الگوریتم SMA۴ است که با ورودی‌های عمق بارش و تبخیر و تعرق، رواناب و ذخیره و تلفات را محاسبه می‌کند. همانطور که شکل ۲ نشان می‌دهد پنج لایه ذخیره وجود دارد که برای شبیه‌سازی حرکت آب از بین لایه‌های مختلف ظرفیت ماکزیمم هر لایه ذخیره و شرایط اولیه برای هر لایه به صورت بخش پر هر لایه و نرخ انتقال به لایه دیگر وجود دارد (Fleming and Neary, 2004). این الگوریتم دارای ساختار خطی است و ممکن است منبع خطایی در شبیه‌سازی فرآیند بارش- رواناب که به صورت غیر خطی باشد، به

مدل IHACRES، فراوانی وقایع است که در مناطق خشک و نیمه خشک نسبت به حوضه‌های مرطوب‌تر وقایع جریان فراوانی کمتری دارند. این بدان معنی است که برای کاهش عدم قطعیت در پارامترهای مدل و به علت وقوع کمتر وقایع بارندگی، طول دوره کالیبراسیون می‌بایست حتی‌الامکان بیش‌تر در نظر گرفته شود.

در تحقیق حاضر از معیارهای عملکرد ضریب نش (Nash)، ضریب همبستگی (R^2)، جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) و معیار خطای بایاس (Bias) برای بررسی عملکرد مدل‌ها در شبیه‌سازی بارش-رواناب، استفاده می‌گردد.



شکل ۲- ساختار الگوریتم SMA (HEC, 2000)

پارامترهای مدل واسنجی شده به عنوان مبنا در نظر گرفته می‌شود و با استفاده از سناریوهای تغییر در میزان پارامترها برای هر مدل میزان حساسیت تابع هدف تعریف شده به پارامترها و عدم قطعیت مدل بسته به آن پارامترها سنجیده می‌شود. با توجه به منابع عدم قطعیت در مدل‌های هیدرولوژیکی امکان پیدایش انواع خطا وجود دارد. داده‌های ورودی مدل‌ها شامل بارش، دما و تبخیر و تعرق و تبخیر پتانسیل است. از نظر Oudin et al. (2006) حساسیت مدل‌های مفهومی به میزان تبخیر و تعرق کم است. اما حساسیت بالایی نسبت به داده‌های بارش دارند، که آن هم در مناطق خشک معمولاً ناچیز و نامنظم بوده و تغییرات شدید مکانی و زمانی دارد

(Bahat et al., 2009)، عدم قطعیت در رواناب شبیه‌سازی شده را به همراه خواهد داشت (Yatheendradas et al., 2008). با انجام آنالیز حساسیت می‌توان میزان خطای مربوط به انتخاب مقدار نامناسب برای پارامترهای مدل‌ها و تأثیری که این پارامترها بر توابع هدف مورد نظر را بررسی نمود. Jin et al. (2009) در پژوهشی برای تحلیل حساسیت پارامترهای مدل HBV از معیار نش و استفاده از دو معیار RMSE و BIAS استفاده نمودند. در تحقیق حاضر معیار NASH استفاده شد. در مدل HEC-HMS سناریوی استفاده شده، کاهش و افزایش مقدار پارامترها تا ۲۰ درصد مقدار اولیه پارامترها بود. پارامترهایی که برای تحلیل حساسیت مدل در نظر گرفته می‌شود شامل، ۱۲ پارامتر تلفات SMA، دو پارامتر انتقال رواناب، دو پارامتر مربوط به گیرش بارش توسط پوشش گیاهی و خاک و پنج پارامتر شرایط اولیه حوضه است، از این میان ۵ پارامتر مربوط به شرایط اولیه در تحلیل حساسیت به حساب نمی‌آید. برای مدل IHACRES پارامترها تا ۶۰ درصد افزایش و کاهش یافت تا مشخص شود کدام پارامتر تأثیر بیشتری در نتایج مدل دارد؟

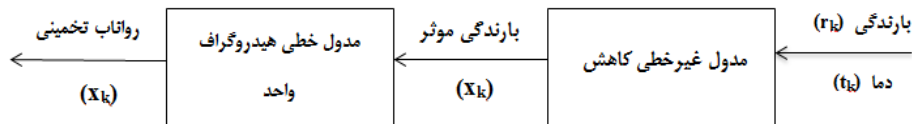
۳- نتایج و تحلیل نتایج

۳-۱- واسنجی مدل‌های بارش-رواناب

برای واسنجی مدل HEC-HMS، با توجه به این‌که مدل برای شبیه‌سازی به مقادیر اولیه‌ای برای برخی از پارامترها نیاز دارد، شبیه‌سازی‌ها از ابتدای سال آبی یعنی اول پاییز شروع می‌شود تا مقدار اولیه برخی پارامترهای مورد نیاز صفر در نظر گرفته شود. یک دوره ۳ ساله (۲۳ سپتامبر ۲۰۰۳-۲۲ سپتامبر ۲۰۰۶) برای واسنجی و دوره‌ی دو ساله (۲۳ سپتامبر ۱۹۹۳-۲۲ سپتامبر ۱۹۹۵) برای صحت‌سنجی استفاده شد. همانطور که شکل ۴ نشان می‌دهد، مدل در فصل بهار و زمستان جریان‌ها را کمتر تخمین می‌زند اما در فصل

۲-۵- آنالیز حساسیت

طبق تعریف Haan (2002) آنالیز حساسیت روشی است برای تعیین اینکه کدام یک از پارامترهای مدل بیشترین اثر را بر نتایج مدل دارد. آنالیز حساسیت ممکن است کلی یا موضعی باشد. در آنالیز حساسیت موضعی، تأثیر تغییر یک پارامتر ورودی به صورت جداگانه با ثابت نگه داشتن پارامترهای دیگر بر تابع هدف بررسی می‌شود. در روش کلی، تمام پارامترها امکان تغییر به صورت همزمان در دامنه تغییرشان را دارند. این روش براساس استفاده از ویژگی‌های احتمالاتی متغیرهای تصادفی متغیرهای ورودی است (Cunderlik and Siminovic, 2004). این روش برای ارزیابی پارامترهای یک مدل مفهومی به کار می‌رود. مجموعه‌ای از



شکل ۳- چگونگی شبیه‌سازی بارش- رواناب مدل IHACRES همراه با مدول‌های خطی و غیرخطی
Jakeman and Hornberger (1993)

دبی‌های کمتری را نسبت به دبی‌های حداکثر مشاهداتی شبیه‌سازی کرده است. همین مشکل در دوره صحت‌سنجی بیشتر نمود پیدا کرده است و منجر به پایین آمدن ضریب‌نش در این دوره شده است.

۳-۲- آنالیز حساسیت مدل‌های هیدرولوژیکی

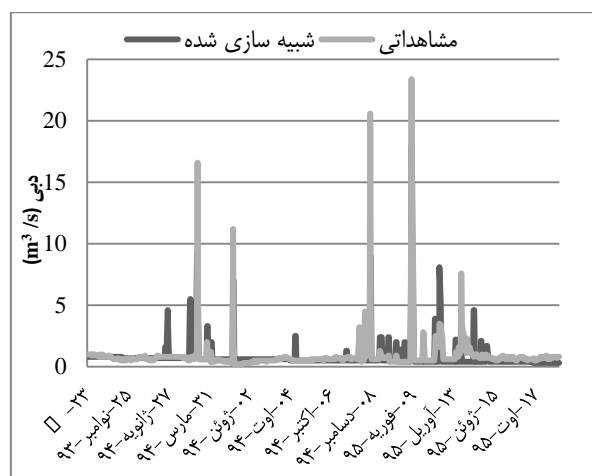
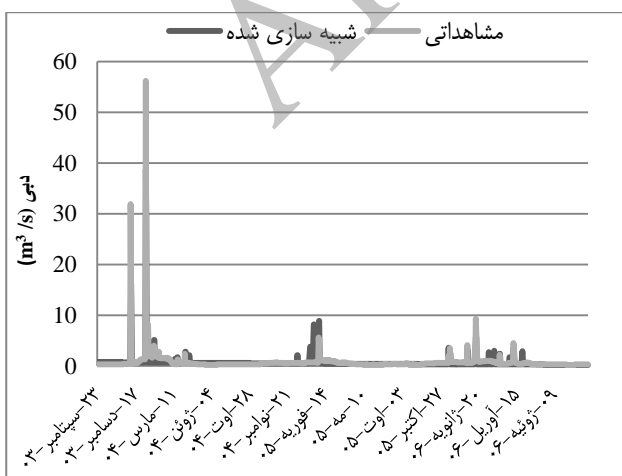
نظر به اینکه در مناطق خشک و نیمه خشک سرعت رسیدن به میزان نفوذ نهایی بالاست (Greenbaum et al., 2006)، همانطور که شکل ۶ نشان می‌دهد، از بین پارامترهای الگوریتم SMA در مدل HEC-HMS، پارامتر مربوط به نفوذ و ظرفیت ذخیره خاک جز پارامترهای بسیار حساس و پارامتر نفوذ عمقی آب پارامتری نیمه حساس است. از بین بقیه پارامترهای مدل، پارامتر هیدروگراف کلارک (ضریب ذخیره کلارک) نسبت به افزایش پارامتر حساس است.

پاییز و تابستان جریان را دست بالا شبیه‌سازی نموده است. یکی از عوامل دست پایین نمودن جریان توسط HEC-HMS عدم قابلیت مدل در شبیه‌سازی دبی‌های اوج است اما از آنجاییکه تمرکز بر متوسط جریان و دبی پایه است نتایج کالیبره مدل در این مقطع قابل قبول است اما این نقص در شبیه‌سازی جریان دوره آبی نمود بیشتری پیدا کرده است.

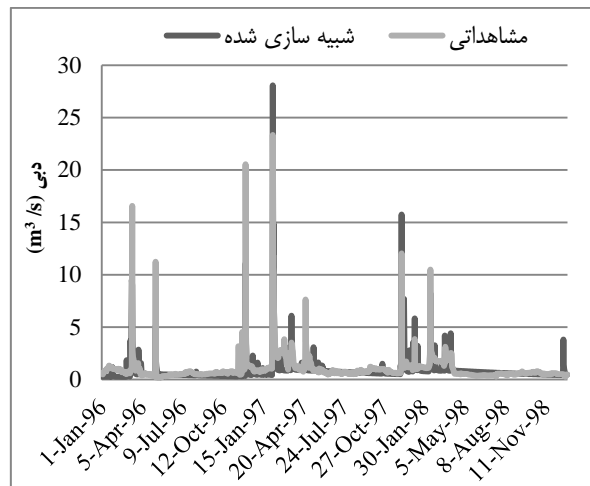
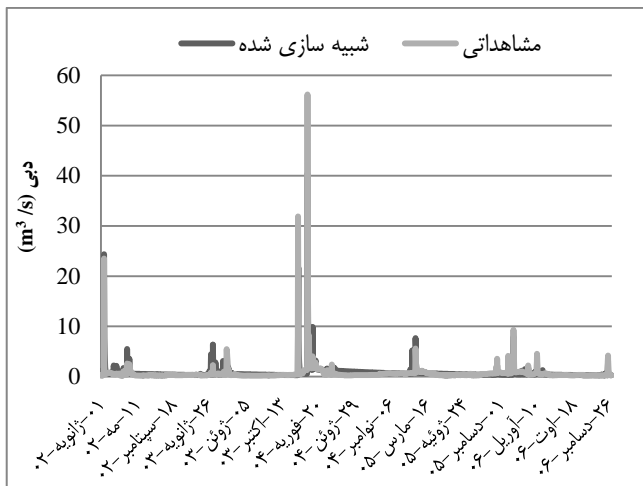
در مدل IHACRES، دوره ۵ ساله (۱ ژانویه ۲۰۰۲-۳۱ دسامبر ۲۰۰۶) برای واسنجی و دوره سه ساله (۱ ژانویه ۱۹۹۶-۳۱ دسامبر ۱۹۹۸) برای صحت‌سنجی در نظر گرفته شد. مقادیر پارامترهای واسنجی شده مدل برای حوضه مورد نظر به صورت سعی و خطا برآورد شد. با توجه به معیارها عملکرد مدل در دوره واسنجی (جدول ۲)، مدل دارای توانایی لازم برای شبیه‌سازی‌های دبی در حوضه مورد نظر است. براساس نتایج شکل ۵ مدل در هر دو دوره توانایی کمتری در شبیه‌سازی دبی‌های حداکثر دارد، به طوری که

جدول ۲- شاخص‌های عملکرد مدل‌های هیدرولوژیکی در دوره واسنجی و صحت‌سنجی

دوره صحت‌سنجی				دوره واسنجی				مدل‌های هیدرولوژیکی
Nash	R ²	RMSE	BIAS	Nash	R ²	RMSE	BIAS	
۰/۶۴	۰/۶۸	۱/۴	۰/۱۵	۰/۷۰	۰/۷۱	۰/۹۸	۰/۱۴	IHACRES
۰/۵۲	۰/۵۴	۱/۰۲	۰/۰۰۳	۰/۶۲	۰/۶۴	۱/۳	۰/۰۰۷	HEC-HMS



شکل ۴- رواناب مشاهداتی و شبیه‌سازی شده توسط مدل HEC-HMS در دوره واسنجی (چپ) و صحت‌سنجی (راست)



شکل ۵- رواناب مشاهداتی و شبیه‌سازی شده توسط مدل IHACRES در دوره واسنجی (چپ) و صحت‌سنجی (راست)

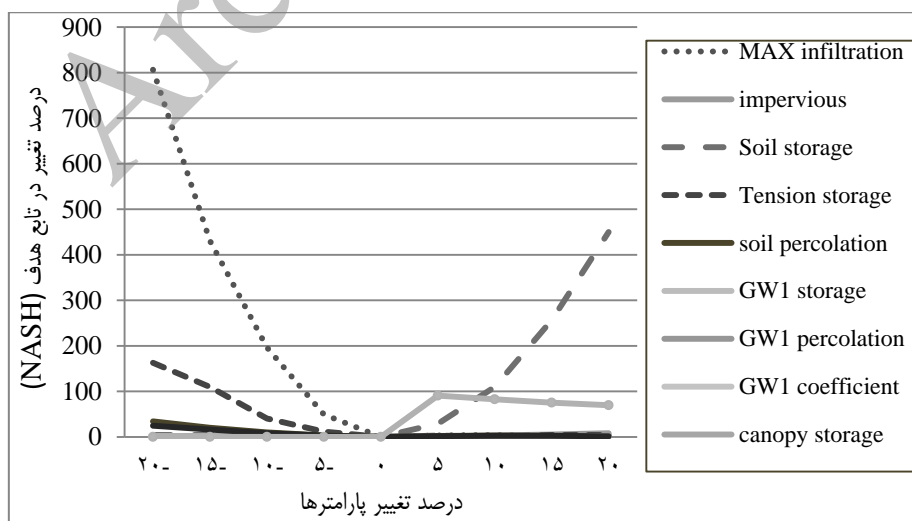
۳-۳- ریزمقیاس‌نمایی متغیرهای دما و بارش با مدل SDSM در واسنجی مدل SDSM، برای بارش و دمای ماکزیمم و مینیمم متغیرهای بزرگ مقیاس ارائه شده در جدول ۳ که با تجزیه و تحلیل سالانه و آنالیز بخشی بدست آمد، بالاترین همبستگی را نشان دادند.

۳-۴- ریزمقیاس‌نمایی متغیرهای دما و بارش با مدل LARS-WG

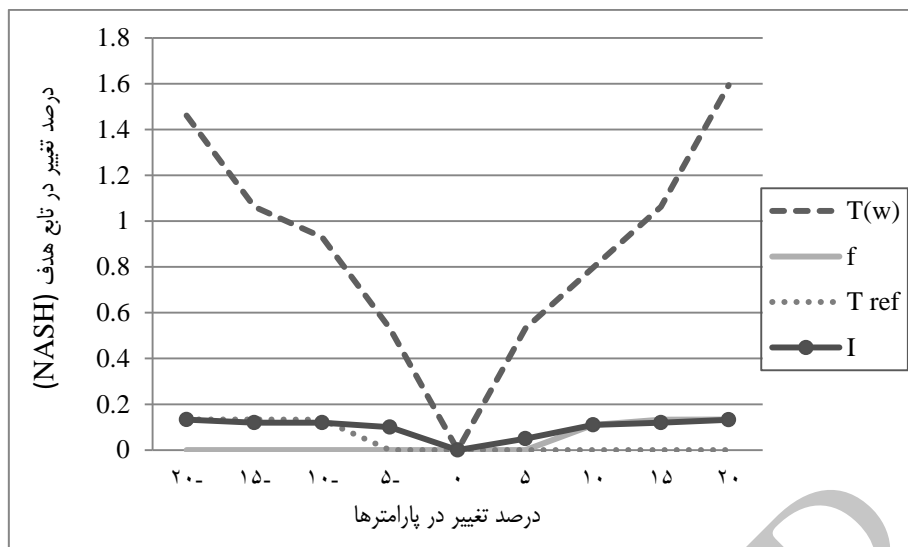
واسنجی و ارزیابی مدل LARS-WG در دوره پایه ۲۰۰۸-۱۹۸۲ اجرا گردید. با مقایسه دمای ماکزیمم و مینیمم و بارش تولید شده توسط مدل و مقادیر مشاهده‌ای در شکل ۸ نتیجه می‌شود که اختلاف معنی‌داری بین مقادیری که مدل تولید کرده با مقادیر مشاهده‌ای داده‌های اقلیمی دما و بارش وجود ندارد.

یکی از دلایل پذیرش مدل IHACRES در بحث مدل‌سازی هیدرولوژیکی، سادگی ساختار مدل است که در حین کوشش برای نمایاندن جزئیات بیشتری از فرآیندهای درونی که مخصوص مدل‌های توزیعی است، عدم قطعیت پارامترها را کاهش داده است (Croke et al, 2005).

همانطور که در شکل ۷ مشخص است، آنالیز حساسیت نشان داد، از بین پارامترهای مدول خطی و غیر خطی که دارای تعداد کمتری پارامتر مؤثر بود، تقریباً هیچ کدام تأثیر قابل توجهی بر عملکرد مدل ندارد و با تغییر در پارامترها در محدوده مورد نظر تغییر محسوسی در توابع هدف مشاهده نشد.



شکل ۶- آنالیز حساسیت پارامترهای مدل HEC-HMS با تابع هدف Nash



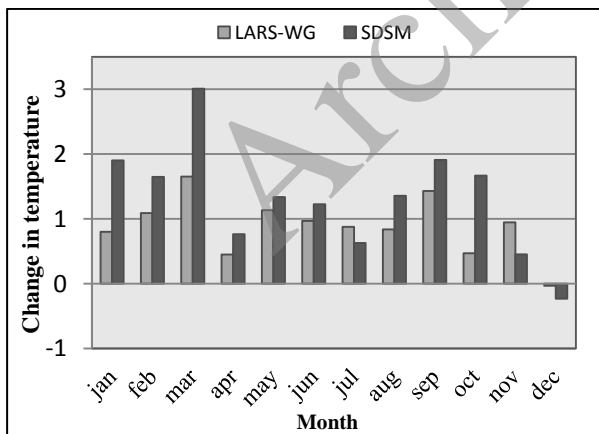
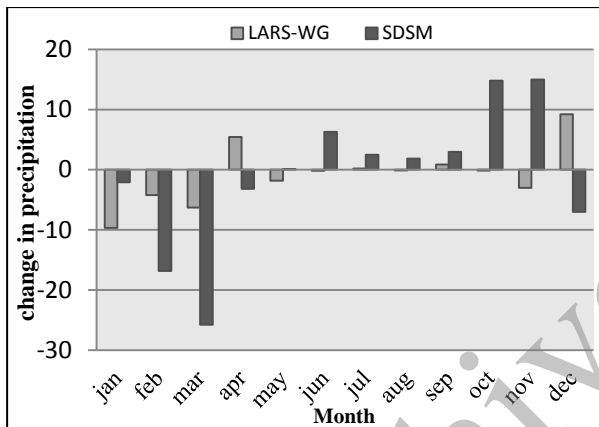
شکل ۷- آنالیز حساسیت پارامترهای مدل IHACRES با تابع هدف Nash

جدول ۳- متغیرهای غالب در مدل کردن متغیرهای هیدرولوژیکی منطقه

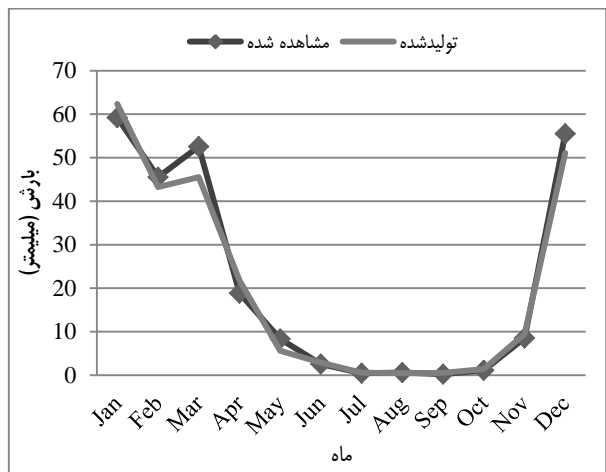
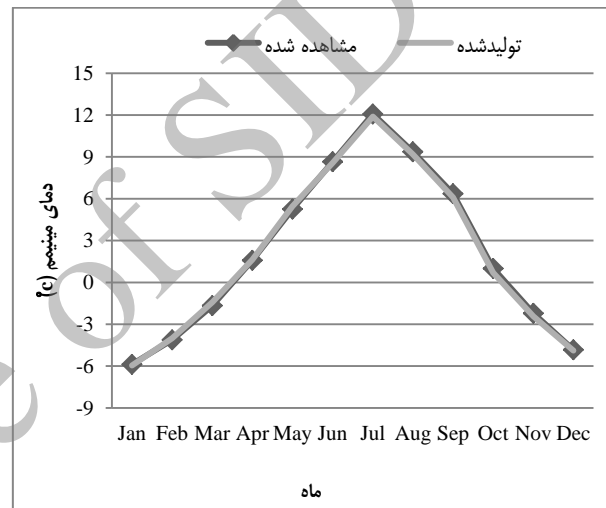
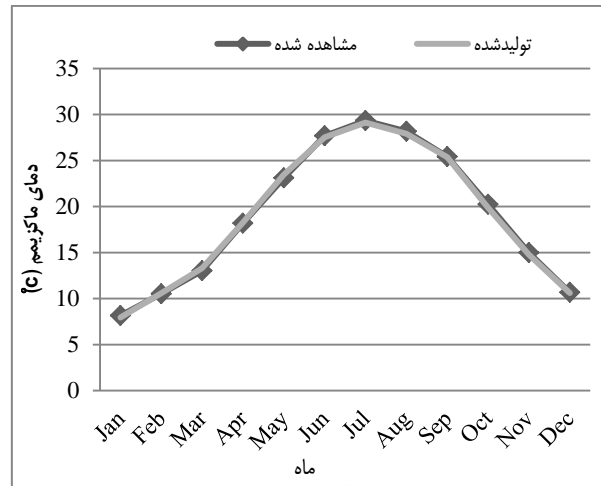
متغیر بزرگ مقیاس	واحد	بارش	دمای مینیمم	دمای ماکزیمم
شدت جریان هوای سطح	Pa		*	*
جهت باد سطحی	Deg		*	*
میزان گردبادی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	S ⁻¹		*	*
جهت باد در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	Deg		*	*
سرعت نصف النهاری در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال	m/s		*	*
میانگین دما در ارتفاع ۲ متری	K		*	*
سرعت نصف النهاری سطحی	m/s		*	
گردباد سطح	S ⁻¹	*		
واگرایی سطح	S ⁻¹	*		
شدت جریان در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	Pa	*		
سرعت نصف النهاری در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	m/s	*		
جهت باد در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال	Deg	*		
جهت باد در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال	Deg	*		
رطوبت نسبی در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال	%	*		
فشار متوسط سطح دریا	Pa	*		

۳-۵- عدم قطعیت روش‌های ریزمقیاس‌نمایی

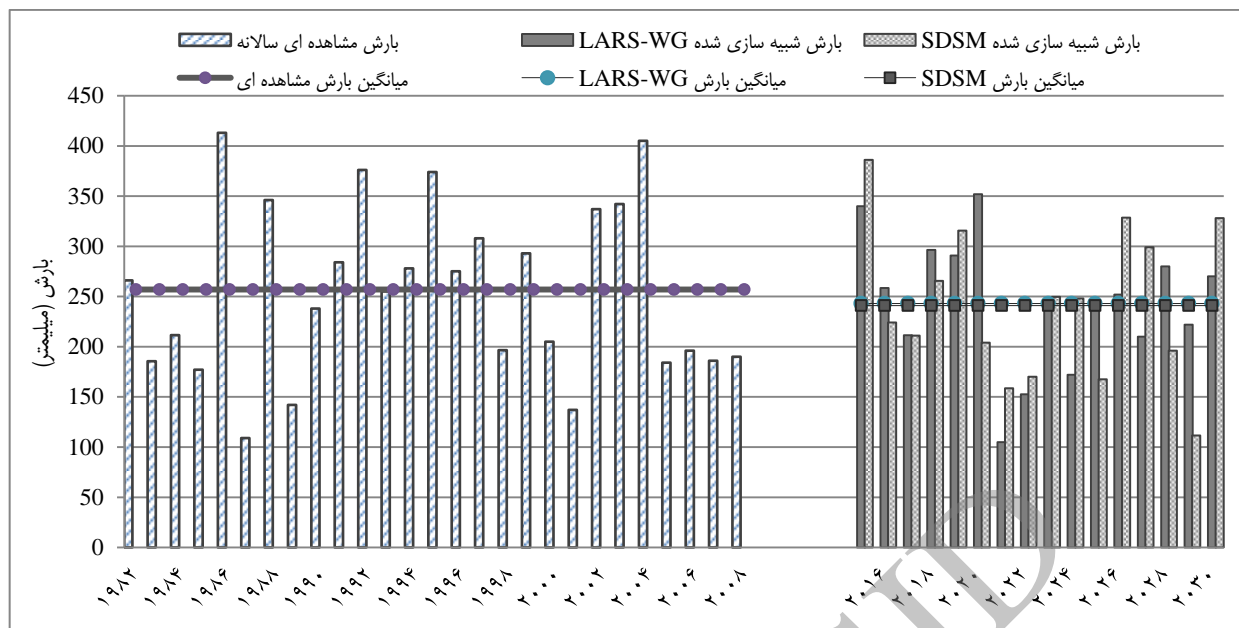
با توجه به شکل ۹ مدل SDSM در اکثر ماه‌ها به جز جولای، نوامبر و دسامبر افزایش دمای بیش‌تر از مدل LARS-WG را نشان می‌دهد. بیشترین اختلاف شبیه‌سازی در بهار در ماه مارس $1/35^{\circ}\text{C}$ و کمترین اختلاف در ماه می و دسامبر در حدود $0/2^{\circ}\text{C}$ است. هر دو مدل در تمام ماه‌های سال به جز دسامبر که دما کاهش $0/2$ درجه سلسیوسی خواهد داشت، افزایش در دما را پیش‌بینی می‌کنند. طبق شکل ۱۰ بارش سالانه حوضه در دوره آبی در دو روش ریزمقیاس‌نمایی تفاوت اندکی (حدود ۳ میلیمتر) دارد. در ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس، جولای و سپتامبر هر دو مدل عملکرد مشابهی در شبیه‌سازی بارش دوره آبی دارند. بیشترین اختلاف دو مدل ریزمقیاس‌نمایی در شبیه‌سازی بارش ماه مارس است که دو مدل عدم قطعیت بالایی در پیش‌بینی داشته‌اند.



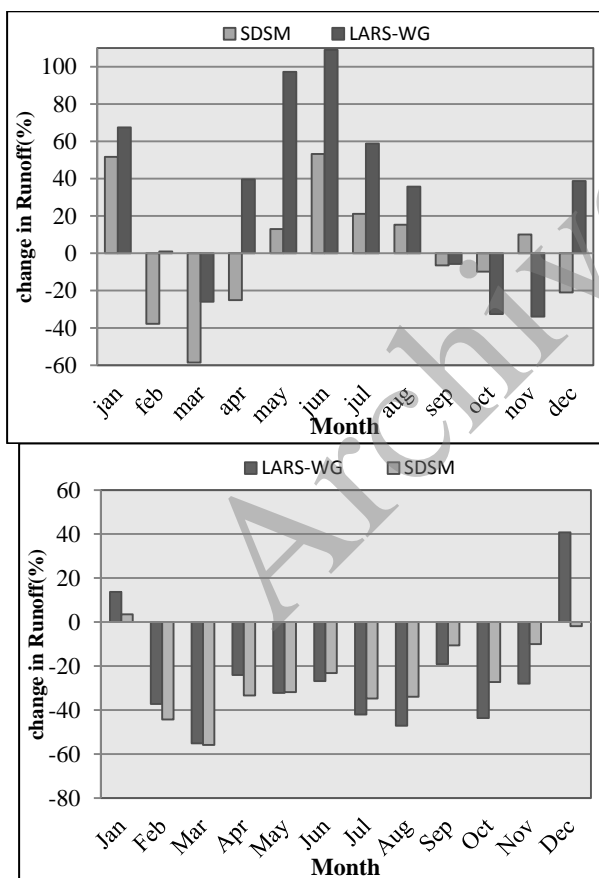
شکل ۹- اختلاف متوسط بلندمدت ماهانه میانگین دما و بارش دوره آبی نسبت به دوره مشاهداتی تحت دو روش ریزمقیاس‌نمایی



شکل ۸- مقایسه مقادیر مشاهداتی و تولید شده توسط مدل LARS-WG در دوره ارزیابی مدل



شکل ۱۰- بارش سالانه دوره مشاهداتی و شبیه‌سازی شده با دو مدل LARS-WG و SDSM



شکل ۱۱- درصد تغییرات رواناب شبیه‌سازی شده نسبت به دوره پایه توسط مدل HEC-HMS و IHACRES توسط خروجی مدل‌های ریزمقیاس‌نمایی LARS-WG و SDSM

۳-۶- تلفیق عدم قطعیت مدل‌های هیدرولوژیکی و مدل‌های ریزمقیاس‌نمایی

برای ارزیابی عدم قطعیت مربوط به مدل‌های هیدرولوژیکی، دما و بارش ریزمقیاس‌نمایی شده به عنوان ورودی به دو مدل مفهومی IHACRES و HEC-HMS داده شد و رواناب خروجی از آن در دوره ۲۰۱۵-۲۰۳۰ مورد تحلیل قرار گرفت.

با توجه به شکل ۱۱ در مدل HEC-HMS، رواناب حوضه در همه ماه‌ها به جز دسامبر و ژانویه کاهش خواهد یافت که در تمام ماه‌ها به جز ماه فوریه و مارس و آوریل رواناب ناشی از خروجی‌های مدل SDSM کاهش رواناب کمتری را نسبت به خروجی مدل LARS-WG داشته است. رواناب شبیه‌سازی شده IHACRES با خروجی مدل LARS-WG در تمام ماه‌ها جز اکتبر و نوامبر نسبت به SDSM دست بالاتر بوده است.

۳-۷- وضعیت بارش و دمای منطقه تحت تأثیر عدم قطعیت مدل‌های مختلف گردش عمومی و سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای

با توجه به شکل ۱۲ تأثیر خروجی ۱۵ مدل AOGCM تحت سناریوهای انتشار A2، A1B، و B1 در شبیه‌سازی متغیر دمای منطقه در دوره ۲۰۱۵-۲۰۳۰ مورد بررسی قرار گرفت. در هر سه سناریو (A2، A1B، B1) GCM افزایش در دما در تمام ماه‌ها در دوره آتی جز ماه دسامبر پیش‌بینی می‌شود.

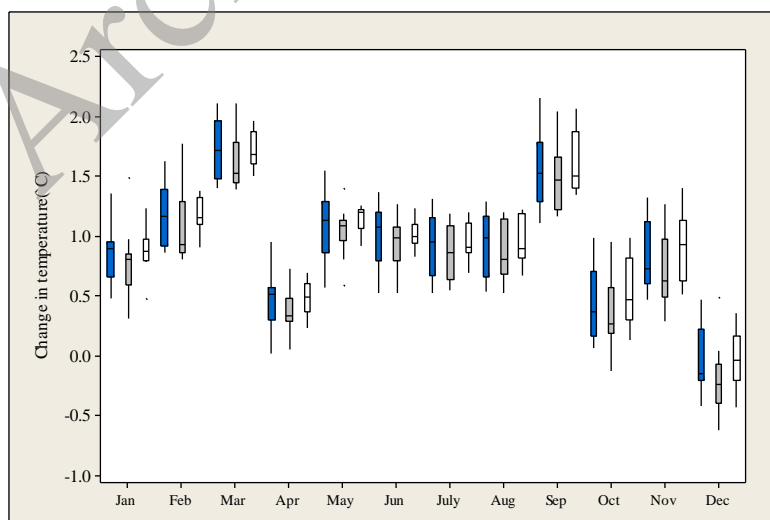
۳-۸- عدم قطعیت مدل‌های اقلیمی، سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای و مدل‌های هیدرولوژیکی در شبیه‌سازی رواناب در دوره آتی

سری‌های زمانی بارش و دمای ریزمقیاس شده با مدل LARS-WG به مدل‌های بارش- رواناب واسنجی شده IHACRES و HEC-HMS معرفی شده و سری زمانی رواناب حوضه رودخانه اعظم در دوره ۲۰۳۰-۲۰۱۵ تولید گردید. شکل‌های ۱۴ تا ۱۶ تغییرات بلند مدت ماهانه رواناب به ترتیب تحت سناریوی A1B، A2 و B1 تغییر اقلیم در دوره آتی نسبت به دوره مشاهداتی را نشان می‌دهد. در هر سه سناریو مدل‌های بارش-رواناب عملکرد مشابهی داشتند. در سری رواناب‌های شبیه‌سازی شده توسط دو مدل تحت سناریوی اقلیمی A1B، وجود داده‌های حدی نسبت به دو سناریوی دیگر بیشتر است که این نتایج نشان‌دهنده بالا آمدن سطح آب رودخانه به خصوص به دلیل رگبارهای پراکنده در بهار و تابستان می‌باشد. مدل HEC-HMS در تمامی فصول به جز ماه دسامبر و ژانویه در فصل زمستان که رواناب افزایش یافته است، کاهش در میزان رواناب را شبیه‌سازی نموده است. اما مدل IHACRES کاهش در رواناب ماه‌های فصل پاییز و ماه مارس را نشان داده است. عدم قطعیت بالایی در مدل‌های AOGCM در هر سه سناریو وجود دارد به طوری که دامنه تغییرات مقادیر رواناب شبیه‌سازی شده توسط مدل هیدرولوژیکی IHACRES در تمام ماه‌ها به جز ماه دسامبر نسبت به مدل دیگر بسیار زیاد است و در همه ماه‌ها، میانگین رواناب بیش از مدل HEC-HMS شبیه‌سازی شده است.

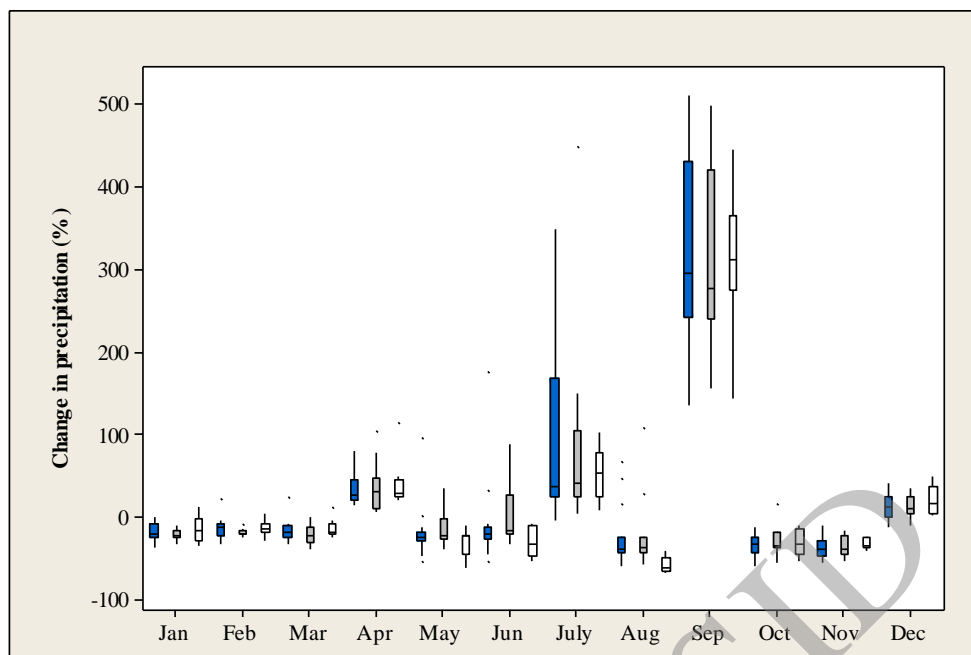
بیشترین افزایش دما در ماه مارس و سپتامبر و می به ترتیب ۱/۷ و ۱/۶ درجه سلسیوس است. بیشترین افزایش دما مربوط به فصل بهار (MAM) با $1/1^{\circ}\text{C}$ (سناریوی A1B و A2) بوده است و کمترین افزایش دما مربوط به ماه‌های فصل زمستان (DJF) با $0/6^{\circ}\text{C}$ است. از ماه ژانویه تا آوریل میانه دو سناریوی A1B و A2 مشابه است و سناریوی B1 معمولاً در تمام ماه‌ها میانه کمتری را پیش بینی نموده است.

طبق شکل ۱۳ هر سه سناریو به جز در ماه‌های آوریل، جولای، سپتامبر و دسامبر به طور مشابه کاهش در بارندگی تمام ماه‌ها را پیش بینی می‌کنند. بیشترین کاهش در بهار در ماه می ۳۰ درصد با سناریوی A2، در فصل تابستان ۵۶ درصد در ماه آگوست با سناریوی A2، در پاییز نوامبر ۳۵ درصد با سناریوی A1B و زمستان ماه ژانویه در سناریوی B1 است. اما شاهد افزایش باران‌های تابستانه به خصوص افزایش ۹۹ درصدی در ماه جولای در سناریوی B1 خواهیم بود.

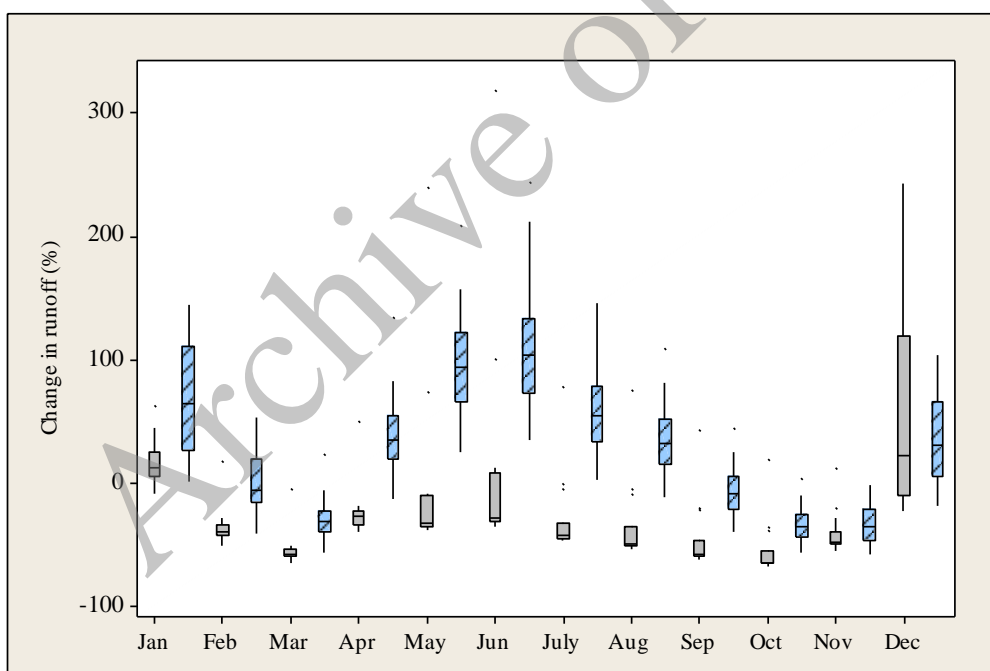
بارش پاییزه در ماه آگوست ۳۰ درصد کم شده ولی در سپتامبر تا ۳۰۰ برابر زیاد خواهد شد. نکته حائز اهمیت افزایش بارش پاییزه و تابستانه و کاهش بارش زمستانه است به طوری که جز در ماه اول زمستان، در دو ماه بعد بارندگی‌ها کاهش می‌یابد. عدم قطعیت سه سناریو به خصوص در مقادیر میانه و دامنه تغییرات در ماه‌های ژوئن، جولای، آگوست و سپتامبر وجود دارد. با توجه به اینکه میزان بارش‌ها تابستانه و پاییزه در منطقه بسیار اندک بوده است این افزایش در میزان بارش قابل توجه نبوده و تأثیری در وضعیت منابع آب نخواهد داشت.



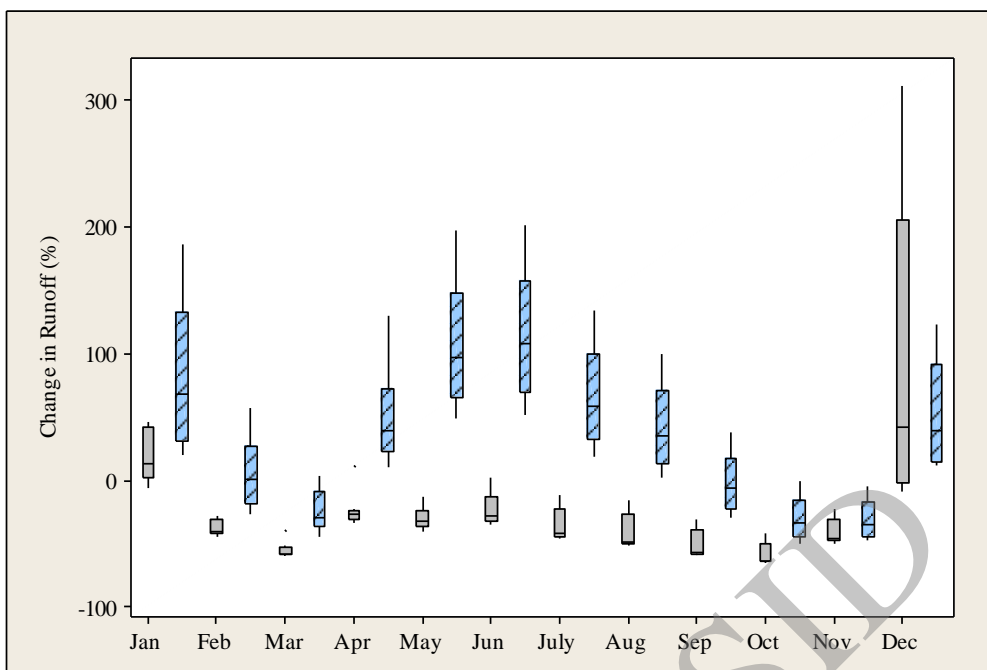
شکل ۱۲- تغییرات بلندمدت ماهانه دما در دوره ۲۰۳۰-۲۰۱۵ نسبت به دوره پایه با مدل GCM حاصل از مدل LARS-WG (نمودارها از چپ مربوط به سناریوی A1B، A2 و B1)



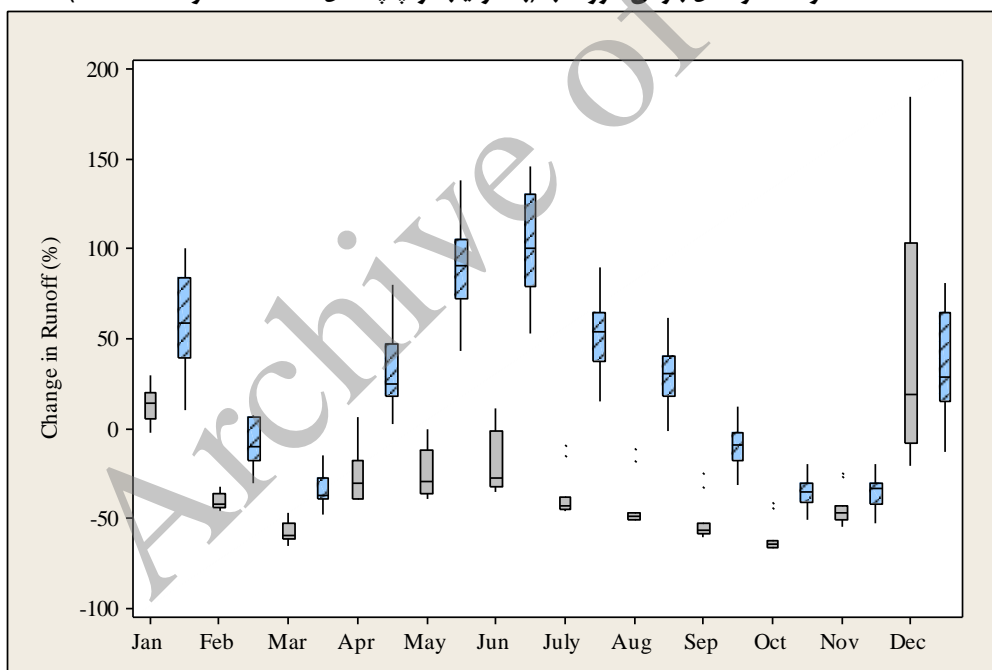
شکل ۱۳- تغییرات بلندمدت ماهانه بارش در دوره ۲۰۳۰-۲۰۱۵ نسبت به دوره پایه با ۱۵ مدل GCM حاصل از مدل LARS-WG (نمودارها از چپ مربوط به سناریوی A1B، B1 و A2)



شکل ۱۴- مقایسه درصد تغییرات میانگین بلندمدت رواناب شبیه‌سازی شده تحت خروجی سناریوی A1B مدل AOGCM در مدل LARS-WG توسط دو مدل بارش- رواناب (به ترتیب از چپ مدل HEC-HMS و IHACRES)



شکل ۱۵- مقایسه درصد تغییرات میانگین بلندمدت رواناب شبیه‌سازی شده تحت خروجی سناریوی A2 مدل AOGCM در مدل LARS-WG توسط دو مدل بارش- رواناب (به ترتیب از چپ مدل HEC-HMS و IHACRES)



شکل ۱۶- مقایسه درصد تغییرات میانگین بلندمدت رواناب شبیه‌سازی شده تحت خروجی سناریوی B1 مدل AOGCM در مدل LARS-WG توسط دو مدل بارش- رواناب (به ترتیب از چپ مدل HEC-HMS و IHACRES)

نفوذ و افزایش ظرفیت خاک به دلیل اشباع بودن لایه خاک و بالا آمدن آب زیرزمینی می‌باشد. لذا عدم قطعیت مربوط به مدل‌های هیدرولوژیکی بسیار بالا خواهد رفت.

در فصل بهار علیرغم افزایش بارش تنها در ماه آپریل، میزان افزایش رواناب در دوره آتی نسبت به دوره پایه اتفاق می‌افتد. در هر سه سناریو مدل HEC-HMS در ماه دسامبر بیشترین تغییرات را داشته است که این دامنه در سناریوی A2 تا ۳۰ درصد هم رسیده است که این افزایش رواناب به دلیل افزایش بارندگی، کاهش دما، کاهش

۴- خلاصه و جمع بندی

در این تحقیق برای مطالعه تأثیر تغییر اقلیم بر رواناب حوضه نیمه خشک رودخانه اعظم هرات-یزد، به منظور کارآمدتر شدن نتایج سعی بر آن شد تا اکثر منابع عدم قطعیت بررسی شود. با توجه به اینکه مدل‌سازی هیدرولوژیکی نیز معمولاً توأم با خطاست در این تحقیق عدم قطعیت پارامترهای مدل‌ها نیز به عنوان منبعی اضافی بر عدم قطعیت بررسی گردید.

به این منظور دو مدل هیدرولوژیکی برای دوره پایه مورد صحت سنجی قرار گرفت و آنالیز حساسیت برروری پارامترها صورت گرفت. سپس دما و بارش ریزمقیاس شده ۱۵ مدل AOGCM تحت سناریوهای A1B، A2 و B1 با مدل ریزمقیاس‌نمایی آماری LARS-WG و مدل HadCM3 تحت سناریوی A2 با مدل ریزمقیاس‌نمایی SDSM به دو مدل شبیه‌سازی بارش-رواناب مفهومی IHACRES و HEC-HMS برای شبیه‌سازی رواناب معرفی شدند. مدل IHACRES دارای عملکرد بهتری در شبیه‌سازی رواناب تاریخی حوضه بود. نتایج آنالیز حساسیت نشان داد، مدل HEC-HMS دارای پارامترهای حساسی است که تابع عملکرد را به شدت تحت تأثیر قرار می‌دهد. پارامترهای مربوط به ذخیره رطوبت در خاک و نفوذ، در مدل HEC-HMS بیشترین تأثیر را در تابع هدف داشتند. در مدل IHACRES به دلیل سادگی ساختار و وجود تعداد محدودی پارامتر، با تغییر در پارامترها، تأثیر قابل توجهی در تابع هدف مشاهده نشد. نتایج حاصل از روش‌های ریزمقیاس‌نمایی داده‌های دما و بارش نشان از اختلاف اندک خروجی این روش‌ها در اکثر ماه‌ها است به طوری که متوسط اختلاف دمای دوره آتی در دو روش ریزمقیاس‌نمایی اختلاف 0.4°C و برای بارش در حدود ۱۰ درصد است. اما باید توجه داشت که روش ریزمقیاس‌نمایی آماری SDSM احتیاج به زمان زیاد و تجربه کارشناسی قویتر و دید سینوپتیکی از منطقه نسبت به مدل LARS-WG دارد. البته انتخاب روش مناسب برای ریزمقیاس‌نمایی متغیرهای اقلیمی حاصل از مدل‌های AOGCM، بستگی زیادی به نوع پروژه مورد بررسی دارد. مدل LARS-WG در مورد متغیر بارندگی، در فاصله ماه می تا اکتبر افزایش یا کاهش قابل محسوسی پیش‌بینی نمی‌کند در حالی که مدل SDSM در این ماه‌ها افزایش هر چند کمی را در بارندگی (تابستان و پاییز) پیش‌بینی نموده است. در ماه ژانویه-مارس هر دو مدل کاهش در میزان بارش را پیش‌بینی کرده‌اند که ممکن است سبب کاهش سطح آب زیرزمینی در منطقه شود. البته عدم قطعیت مدل‌های ریزمقیاس‌نمایی در پیش‌بینی بارش زیاد است. با تلفیق دو منبع عدم قطعیت (مدل‌های مختلف AOGCM و مدل‌های هیدرولوژیکی) در

شبیه‌سازی رواناب، مشاهده شد عدم قطعیت رواناب شبیه‌سازی شده با خروجی دو مدل ریزمقیاس‌نمایی در دو مدل هیدرولوژیکی بسیار بالاست به طوری که مدل HEC-HMS روند کاهشی برای رواناب در اکثر ماه‌ها (به جز ماه ژانویه و دسامبر) پیش‌بینی نموده است که بیشترین کاهش مربوط به ماه مارس ۵۰ درصد است. مدل هیدرولوژیکی IHACRES نیز روند قابل قبولی از کاهش و یا افزایش رواناب با توجه به افزایش و کاهش در بارندگی پیش‌بینی نموده است که یکی از دلایل آن را می‌توان عدم قطعیت پایین پارامترهای موجود در آن و کارآمد بودن این مدل در شبیه‌سازی رواناب در حوضه‌های خشک و نیمه خشک دانست. خروجی حاصل از ۱۵ مدل گردش عمومی تحت سه سناریوی A2، B1 و A1B در مدل ریزمقیاس‌نمایی LARS-WG حاکی از افزایش دما در تمام ماه‌ها به جز دسامبر است. بیشترین افزایش دما در ماه مارس و سپتامبر و می است. از طرفی بیشترین افزایش دما مربوط به فصل بهار است. از ماه ژانویه تا آوریل میانه دو سناریوی A1B و A2 مشابه است و سناریوی B1 معمولاً در تمام ماه‌ها میانه کمتری را پیش‌بینی نموده است. در هر سه سناریو به جز ماه‌های آوریل، جولای، سپتامبر و دسامبر به‌طور مشابه کاهش در بارندگی تمام ماه‌ها پیش‌بینی می‌شود. نکته حائز اهمیت افزایش بارش پاییزه و تابستانه و کاهش بارش زمستانه است البته چون میانگین بلندمدت در این ماه‌ها کم‌تر از یک (و نزدیک صفر بوده است) این افزایش تأثیر زیادی در میزان بارندگی سالانه نخواهد داشت. بارش زمستانه و بهار به نیز کاهش می‌یابد که چون بخش اعظم ریزش در این منطقه در این فصول (ماه‌های دسامبر تا مارس) است، بارش حوضه در دوره آتی کاهش می‌یابد. همانطور که (Abbaspour et al. 2009) اعلام کرده بودند، به کارگیری طرح‌های GCM بارندگی بیشتر در مناطق مرطوب‌تر و بارندگی کمتر در مناطق خشک‌تر را نشان می‌دهد که در مناطق خشک با عدم قطعیت‌های زیادی همراه است. این امر می‌تواند به دلیل خطا و عدم قطعیت در شبیه‌سازی رواناب به دلیل داده‌های گم شده به خصوص داده‌های بارش یا پیچیدگی رفتار اقلیم منطقه باشد که در منطقه خشک و نیمه خشک قرار گرفته است. نتایج نشان داد که عدم قطعیت تغییر اقلیم در شبیه‌سازی رواناب حوضه رودخانه بالا بوده و عدم قطعیت مربوط به مدل‌های هیدرولوژیکی بزرگترین منبع عدم قطعیت در این تحقیق بوده است به طوری که رواناب شبیه‌سازی شده برای دوره آتی توسط مدل HEC-HMS در تمام ماه‌ها به جز ژانویه و دسامبر کاهش یافته است. مدل IHACRES دارای عملکرد بهتری در شبیه‌سازی رواناب تاریخی حوضه است و هنگامی که داده‌های ریزمقیاس‌نمایی به این مدل وارد می‌شود، جز در ماه فوریه، مارس و ماه‌های فصل پاییز، روند افزایشی برای رواناب حوضه برآورد نموده است. لذا می‌توان

Arnell NW, Reynard NS (1996) The effects of climate change due to global warming on river flows in Great Britain. *J. Hydrology*. 183 (3-4): 397-424.

Arnell NW (2003) Effects of IPCC SRES emissions scenarios on river runoff: a global perspective. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 7 (5): 619-641.

Arnell NW (1992) Factors controlling the effects of climate change on river flow regimes in a humid temperature environment. *J. Hydrol.* 132: 321-342.

Bahat Y, Grodek T, Lekach J, Morin E (2009) Rainfall-runoff modeling in a small hyper-arid catchment. *Journal of Hydrology* 373: 204-217.

Bastola S, Murphy C, Sweeney J (2011) The role of hydrological modeling uncertainties in climate change impact assessments of Irish river catchments. *Adv. Water Resource* 34: 562-576.

Booij MJ (2005) Impact of climate change on river flooding assessed with different spatial model resolutions. *J. Hydrol.* 303: 176-198.

Cunderlik MJ, Siminovic SP (2004) Calibration, verification and sensitivity analysis of the HEC-HMS hydrologic model. Technical Report, The University of Western Ontario.

Chen H, Chong-Yu Xu, Guo S (2012) Comparison and evaluation of multiple GCMs, statistical downscaling and hydrological models in the study of climate change impacts on runoff. *Journal of Hydrology*, 435:36-45.

Christensen ENS, Lettenmaier DIP (2007) A multi-model ensemble approach to assessment of climate change impacts on the hydrology and water resources of the Colorado River basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11: 1417-1434.

Croke BFM, Jakeman, AJ (2008) Use of the IHACRES rainfall-runoff model in arid and semi-arid regions.

Croke BFM, Andrews AJ, Jakeman S, Cuddy A, Luddy (2005) Redesign of the IHACRES rainfall-runoff model. In 29th Hydrology and Water Resources Symposium. 21-23 February 2005, Canberra, Australia. pp: 1-7.

Fowler HJ, Blenkinsop S, Tebaldi C (2007) Linking climate change modeling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modeling. *Int. J. Climatol.* 27:1547-1578.

Fleming M, Neary V (2004) Continuous hydrologic modeling study with the hydrologic modeling system. *ASCE Journal of Hydrologic Engineering*, 9(3): 175-183.

Greenbaum N, Ben-Zvi A, Haviv I, Enzel Y (2006) The hydrology and palaeohydrology of the Dead

چنین استنتاج نمود که رواناب حاصل از مدل هیدرولوژیکی HEC-HMS نمی تواند معرف واقعی رواناب دوره آبی منطقه مطالعاتی باشد.

این در حالی است که در مدل IHACRES نوسانات بارندگی به خوبی مدل می شود. رواناب شبیه سازی شده در سناریوی A2 نسبت به دو سناریوی دیگر بیشتر بوده است. با صرف نظر از دامنه تغییرات، می توان استنتاج نمود، دو مدل در ماه های ژانویه و دسامبر افزایش در رواناب و در ماه های مارس، اکتبر و نوامبر کاهش در رواناب شبیه سازی می کنند و بنابراین عدم قطعیت نسبت به ماه های دیگر کمتر خواهد بود. در مجموع عدم قطعیت پارامترهای موجود در مدل هیدرولوژیکی HEC-HMS باعث بالا رفتن عدم قطعیت مدل های هیدرولوژیکی در مقایسه با روش های ریز مقیاس نمایی شده و عدم قطعیت مدل های AOGCM بسیار بزرگتر از سناریوهای انتشار گازهای گلخانه ای می باشد. (Kay et al. (2009) نیز در تحقیقات خود به این نتایج دست یافتند.

پی نوشتها

- 1-Statistical Downscaling Model Decision Centric
- 2-Predictor
- 3-Predictand
- 4-Soil Moisture Accounting (SMA)
- 5- Blaney-Criddle
- 6-Sensitivity Analysis

۵- مراجع

رضیعی ط، دانش کار آراسته پ، تقفیان ب (۱۳۸۴) بررسی روند بارندگی سالانه در مناطق خشک و نیمه خشک مرکزی و شرقی ایران.

آشفته پ، مساح بوانی ع ر (۱۳۹۱) بررسی تاثیر عدم قطعیت مدل های چرخه عمومی جو و اقیانوس (AOGCM) و سناریوهای انتشار گازهای گلخانه ای بر رواناب حوضه تحت تاثیر تغییر اقلیم، مطالعه موردی: حوضه قرنقو، آذربایجان شرقی. مجله تحقیقات منابع آب ایران، سال ۸، شماره ۲: پاییز ۱۳۹۱.

Abbaspour KC, Faramarzi M, Ghasemi S S, Yang H (2009) Assessing the impact of climate change on water resources in Iran. *Water Resource Research*. W10434. doi:10.1029/2008WR007615.

Abebe N, Ogden FL, Pradhan NR (2010) Sensitivity and uncertainty analysis of the conceptual HBV rainfall-runoff model: Implications for parameter estimation. *Journal of Hydrology* 389: 301-310.

- Michaud J, Sorooshian S (1994) Effects of rainfall sampling errors on simulation of desert flash floods, *Water Resource Res* 30: 2765– 2775, doi:10.1029/94WR01273.
- Modarres R, da Sliva PR (2007) Rainfall trends in arid and semi-arid regions of Iran. *Journal of Arid Environments* 70: 344–355.
- Nat R (2011) Rainfall-Runoff Modeling in Arid Areas, Ph.D. Thesis, Technische Universitat Bergakademie Freiberg.
- Oudin L, Perrin C, Mathevet T, Andréassian V, Michel C (2006) Impact of biased and randomly corrupted inputs on the efficiency and the parameters of watershed models. *Jornal of Hydrology*. 320: 62– 83.
- Osborn HB (1964) Effect of storm duration on runoff from rangeland watersheds in the semiarid southwestern United States, *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrology* 9(4): 40– 47.
- Pilgrim DH, Chapman TG, Doran DG (1988) Problems of rainfall– runoff modeling in arid and semiarid regions, *Hydrology. Sci. J* 33(4): 379– 400.
- Prudhomme C, Davies H (2008) Assessing uncertainties in climate change impact analyses on the river flow regimes in the UK Part 2: future climate. *Climatic Change* 93, 197–222.
- Racsko P, Szeidl L, Semenov M (1991) A serial approach to local stochastic weather models. *Ecological Modeling* 57: 27–41.
- Renard B, Davetski D, Kuczera G, Thyer M, Franks S.W (2009) Understanding predictive uncertainty in hydrologic modeling: Le challenge of identifying input and structural errors. *Water Resource. Res.*, doi:10.1029/2009WR008328.
- Sajjad Khan M, Coulibaly P, Dibike Y (2006) Uncertainty analysis of statistical downscaling methods. *Journal of Hydrology* 319: 357–382.
- Silberstein RP, Aryal SK, Durrant J, Pearce M, Braccia M, Charles S.P, Boniecka L, Hodgson GA, Bari MA, McFarlane DJ (2012) Climate change and runoff in south-western Australia. *Journal of Hydrology* 475:441–455.
- Semenov MA, Barrow EM (1997) Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios. *Climate Change* 35: 397–414.
- Shen ZY, Chen L, Chen T (2011) Analysis of parameter uncertainty in hydrological modeling using GLUE method: a case study of SWAT model applied to Three Gorges Reservoir Region, China. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8(4): 8203-8229.
- Sea tributaries. In Y. Enzel, A. Agnon, & M. Stein (Eds.), *New frontiers in Dead Sea palaeoenvironmental research* (pp. 63–93). Geological Society of America Special Paper No. 401.
- Haan CT (2002) *Statistical methods in hydrology*. Second edition, Iowa state press, 496 p.-90.
- Hagemann S, Göttel H, Jacob D, Lorenz P, Roeckner E (2009) Improved regional scale processes reflected in projected hydrological changes over large European catchments. *Climate Dyn.* 32: 767–781. doi:10.1007/s00382-008-0403-9.
- Hydrologic Engineering Center (HEC) (2000), *Hydrologic modeling system HEC–HMS: Technical reference manual*, U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, Davis, Calif.
- Jakeman AJ, Hornberger GM (1993) How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model? *Water Resources Research*, 29(8): 2637-2649.
- Jiang T, Chen YD, Xu C, Chen X, Chen X, Singh V P (2007) Comparison of hydrological impacts of climate change simulated by six hydrological models in the Dongjiang Basin, South China. *J. Hydrol.* 336: 316–333.
- Jin X, Xu C U, Zhang O, Chen Y (2009) Regionalization study of a conceptual hydrological model in Dongjiang basin, south China. *Quaternary International* 129-137.
- Kay AL, Davies HN, Bell VA, Jones RG (2009) Comparison of uncertainty sources for climate change impacts: flood frequency in England. *Climatic Change* 92: 41–63.
- Li HY, Zhang YQ, Wang BD (2012) Separating impacts of vegetation change and climate variability on stream flow using hydrological models together with vegetation data. *Sci China Tech Sci*, 55: 1964–1972.
- Liu Y, Sun F (2010) Sensitivity analysis and automatic calibration of a rainfall-runoff model using multi-objectives. *Ecological Informatics* 5:304-310.
- Ludwing R, May I, Turcotte R, Vescovi L, Braun M, Cyr J F, Fortin L G, Chaumont D, Biner S, Chartier T, Caya, Mauser W (2009) The role of hydrological model complexity and uncertainty in climate change impact assessment. *Adv. Geosci.*, 21: 63– 71.
- Milly PCD, Wetherald RT, Dunne KA, Delworth TL (2002) Increasing risk of great floods in a changing climate, *Nature* 415: 514– 517, doi: 10.1038/415514a.

- approaches. *Prog. Phys. Geography*. 23 (2): 229–249.
- Yatheendradas S, Wagener T, Gupta H, Unkrich C, Goodrich D, Schaffner M, Stewart A (2008) Understanding uncertainty in distributed flash flood forecasting for semiarid regions. *Water Resources Research* 44 (5): 1–2.
- Yapo PO, Gupta HV, Sorooshian S (1996) Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data. *J. Hydrology*. 181: 23–48.
- Ye W, Bates BC, Viney NR., Sivapalan M, Jakeman AJ (1997) Performance of conceptual rainfall-runoff models in low yielding ephemeral catchments. *Water Resource. Res.* 33: 153–166.
- Zheng JG, Li Y, Han Z (2012) Hydrological cycle simulation of an irrigation district based on a SWAT model. *Math Compute Model*, 51: 1312–1318
- Trenberth KE, Jones PD, Ambenje P, Bojariu R, Easterling D, Klein Tank A, Parker D, Rahimzadeh F, Renwick JA, Usticucci M, Soden B, Zhai P (2007) Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In *Climate Change 2007*, Cambridge University Press.
- Wilby RL, Dawson CW, Barrow EM (2002) SDSM-A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environmental Modelling & Software* 17: 145–157.
- Wilby RL, Dawson CW (2007) SDSM4.2 – A Decision Support Tool for the Assessment of Regional Climate Impacts. User Manual 1–94.
- Wilby RL, Harris I (2006) A framework for assessing uncertainties in climate change impacts: low-flow scenarios for the River Thames, UK. *Water Resource Research*. 42 (2), W02419.
- Xu CY (1999) From GCMs to river flow: a review of downscaling methods and hydrologic modelling

Archive of SID