

هیدروژئومورفولوژی، شماره‌ی ۱۰، بهار ۱۳۹۶، صص ۸۱-۹۸

وصول مقاله: ۱۳۹۵/۰۲/۱۴ تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۰۱/۲۱

پتانسیل تأثیر تغییر اقلیم بر جریان رودخانه در حوضه‌ی آبخیز همدان - بهار

مهتاب صفری شاد^{۱*}

محمود حبیب‌نژاد روشن^۲

کریم سلیمانی^۳

علیرضا ایلدرمی^۴

حسین زینی‌وند^۵

چکیده

در حال حاضر تغییر اقلیم موجب بر هم خوردن چرخه‌ی هیدرولوژیکی زمین به ویژه توزیع زمانی و مکانی آن شده است، لذا بررسی و پیش‌بینی تغییرات آن بسیار مهم می‌باشد. در مطالعه‌ی حاضر اثر تغییر اقلیم بر میزان بارش، دما و رواناب در سه زیرحوضه از حوضه‌ی آبخیز همدان - بهار مورد بررسی قرار گرفت. از مدل WETSPASS، جهت برآورد رواناب و از مدل LARS-WG به منظور پیش‌بینی متغیرهای اقلیمی در طی ۲۰۴۳ - ۲۰۱۴ استفاده شد. نتایج نشان داد مدل HadCM₃ با بیشترین ضریب وزنی و کمترین خطا بیشترین کارایی را در شبیه‌سازی بارش و دما برای منطقه‌ی مطالعاتی دارد. طبق نتایج ریزمقیاس نمایی، در دوره‌ی آتی میانگین دمای حداقل و حداکثر به ترتیب حدود

۱- دانشجوی دکتری آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری، ساری (نویسنده مسئول) Email: mahtabsafari66@gmail.com

۲- استاد گروه مهندسی آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری، ساری

۳- استاد گروه مهندسی آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری، ساری

۴- دانشیار گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و محیط زیست، دانشگاه ملایر، ملایر

۵- استادیار گروه مهندسی آبخیزداری، دانشگاه لرستان، لرستان

۱/۲۲ و ۰/۹ درجه سانتی‌گراد افزایش و مجموع بارش حدود ۸ درصد کاهش می‌یابد. نتایج بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر هیدرولوژی آینده‌ی حوضه نشان داد، حجم رواناب برای هر سه زیرحوضه تحت سناریوی A₂ کاهش و تحت سناریوی B₁ برای زیرحوضه‌ی شماره‌ی ۱ و ۲ کاهش و برای زیر حوضه ۳ افزایش خواهد یافت. مجموع رواناب ورودی به دشت تحت سناریو A₂، ۳۶ درصد کاهش و تحت سناریو B₁، ۸ درصد افزایش خواهد یافت، که تغییرات سیستم منابع آب حوضه را تحت تأثیر قرار خواهد داد. نکته‌ی قابل توجه کاهش بارش در فصول زمستان و بهار و بر هم خوردن توزیع زمانی بارش و افزایش دما است، که همراه با تغییر کاربری اراضی می‌تواند تأثیر منفی قابل توجهی در آینده مدیریت منابع آب داشته باشد. بنابراین پیشنهاد می‌شود، در برنامه‌ریزی آینده منابع آب مورد توجه واقع شود.

کلمات کلیدی: تغییر اقلیم، حوضه‌ی آبخیز همدان - بهار، رواناب سطحی، سناریوهای انتشار.

مقدمه

افزایش امواج گرمائی، گرم شدن اتمسفر تحتانی، عقب‌نشینی یخچال‌ها، بالا آمدن سطح آب دریاها و وقوع باران‌های سنگین در بسیاری از مناطق دنیا نشان می‌دهد که جهان در حال گرم شدن و اقلیم در حال تغییر است (وینیکوو و همکاران^۱، ۲۰۰۶: ۱۰۴ و کریمی کاخکی و سپهری، ۱۳۸۹: ۱۴۵). هیئت بین‌الدول تغییر آب‌وهوا، اثرات تغییر اقلیم بر منابع هیدرولوژی و آب را طی ۱۹۹۰-۲۰۰۷ بررسی نمودند. در این گزارش فنی بیان شده، تغییرات دما و بارش اثرات قابل توجهی بر رواناب و در دسترس بودن آب، به ویژه در مناطق نیمه‌خشک و خشک دارد (لی و همکاران^۲، ۲۰۱۳: ۴۵۸). این امر می‌تواند برای مناطق خشک و نیمه‌خشک به ویژه ایران که

1- Vinnikov et al.,

2- Li et al.,

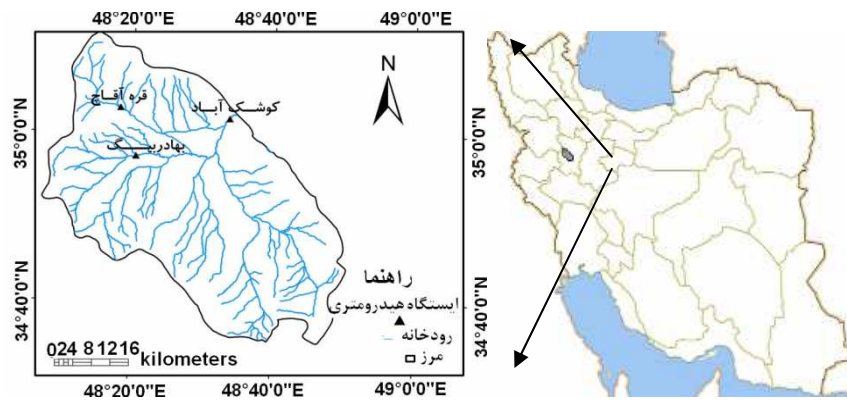
منابع آب آن به تغییرپذیری آب و هوایی، به‌ویژه بارش، بسیار حساس است، صحیح باشد (عثمان و همکاران^۱، ۲۰۱۴: ۹۵۰). مطالعات مختلفی توسط پژوهشگران در خصوص اثر پدیده تغییر اقلیم بر رواناب انجام شده است. مانگو و همکاران^۲ (۲۰۱۱) به بررسی اثرات تغییر آب‌وهوا بر هیدرولوژی حوضه‌ی رودخانه‌ی upper Mara، کنیا با استفاده از مدل SWAT پرداختند. کاترینا و همکاران^۳ (۲۰۱۶) به‌منظور درک هیدرولوژی آینده‌ی رودخانه در ۷ حوضه‌ی آبخیز در شرق و مرکز مونتانا سیستم مدل‌سازی بارش-رواناب و خروجی مدل RegCM3 را استفاده نمودند. ژیانگ و همکاران^۴ (۲۰۱۵) از معادلات بادیکو به منظور جدا کردن سهم تغییر آب و هوا و فعالیت‌های انسانی بر تغییر رواناب رودخانه Weihe در دوره‌های طولانی مدت استفاده نمودند. با توجه به مطالعات پیشین مطالعه‌ی تغییرات هیدرولوژیکی به منظور انطباق با وضعیت فعلی و تغییراتی که به علت تغییرات اقلیم در منابع آب ممکن است رخ دهد، ضروری می‌باشد. این پژوهش به بررسی پتانسیل تأثیر تغییر متغیرهای دما و بارش بر جریان رودخانه سه زیرحوضه در حوضه‌ی آبخیز همدان - بهار در استان همدان برای دوره آماری ۲۰۱۴ تا ۲۰۴۳ می‌پردازد.

مواد و روش‌ها

حوضه‌ی آبخیز همدان - بهار با مساحت ۲۴۶۰ کیلومترمربع، بین عرض جغرافیایی ۳۴° ۴۰' تا ۳۵° ۱۰' شمالی و طول جغرافیایی ۴۸° ۷' تا ۴۸° ۳۷' شرقی واقع گردیده شده است. حداکثر و حداقل ارتفاع حوضه به ترتیب ۳۳۷۲ متر در ارتفاعات الوند و ۱۷۱۰ متر در محل خروجی حوضه می‌باشد (مهندسین مشاور هگمتان آب، ۱۳۸۳:

-
- 1- Osman et al.,
 - 2- Mango et al.,
 - 3- Katherine et al.,
 - 4- Jiang et al.,

۲۱). در شکل (۱) موقعیت سه ایستگاه هیدرومتری مورد مطالعه نشان داده شده است.



شکل (۱) موقعیت حوضه‌ی آبخیز مورد مطالعه

محاسبه‌ی رواناب سطحی: مدل بیلان آب توزیعی^۱ WETSPASS مدل شبیه‌ساز انتقال انرژی و آب بین خاک، گیاهان و اتمسفر تحت شرایط شبه پایدار است (باتلان و اسمدت^۲، ۲۰۰۷: ۳۳۹). در این مدل هر رستر دارای کسری از پوشش گیاهی، خاک لخت، آب روباز و سطح غیرقابل نفوذ است (باتلان و ولیدیمالک^۳، ۲۰۰۷: ۲۱) رواناب هر سلول رستری به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$R = a_v R_v + a_s R_s + a_o R_o + a_i R_i \quad (۱) \text{ رابطه‌ی}$$

که در آن R رواناب سطحی a_v ، a_s ، a_o ، a_i به ترتیب مساحت مؤلفه‌های مربوط به انواع مختلف پوشش زمینی که توسط پوشش گیاهی، خاک لخت، آب روباز و

1- Water and Energy Transfer between Soil, Plants and the Atmosphere under quasi-Steady State

2- Batelaan & Smedt

3- Batelaan & Woldeamlak

سطوح غیرقابل نفوذ پوشیده شده‌اند. طبق جدول (۱) توپوگرافی تند دارای ضریب رواناب بیشتری است، درحالی‌که خاک رسی در مقایسه با خاک شنی مقادیر ضریب رواناب را به دلیل هدایت هیدرولیکی پایین‌تر آن برای جریان زیرسطحی، کاهش می‌دهد (وانگ و همکاران^۱، ۲۰۱۲: ۳۲۱).

جدول (۱) پتانسیل ضرایب رواناب بالقوه پوشش گیاهی برای خاک‌های مختلف و گروه‌های مختلف بافت خاک

شیب (درصد)	شن	شن لومی	لومی شنی	لوم	لوم سیلتی	سیلت
کمتر از ۰/۵	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۷
۰/۵ تا ۵	۰/۱۰	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۲۲	۰/۲۰	۰/۲۲
۵ تا ۱۰	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۲۷	۰/۲۵	۰/۲۷
بیشتر از ۱۰	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۳۲	۰/۳۰	۰/۳۲
شیب (درصد)	لوم رسی شنی	لوم رسی لومی	لوم رسی سیلتی	رسی شنی	لوم سیلتی	رس
کمتر از ۰/۵	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۲۵
۰/۵ تا ۵	۰/۱۸	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۳۰
۵ تا ۱۰	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۳۰	۰/۳۳	۰/۳۵
بیشتر از ۱۰	۰/۲۸	۰/۳۰	۰/۳۳	۰/۳۵	۰/۳۸	۰/۴۰

بافت خاک: با توجه به نقشه‌ی بافت خاک تهیه شده ۱۱ نوع بافت خاک برای منطقه‌ی مورد مطالعه وجود دارد، بافت غالب در حوضه‌ی آبخیز همدان - بهار، لومی رسی است و بافت غالب دشت همدان - بهار رسی است.

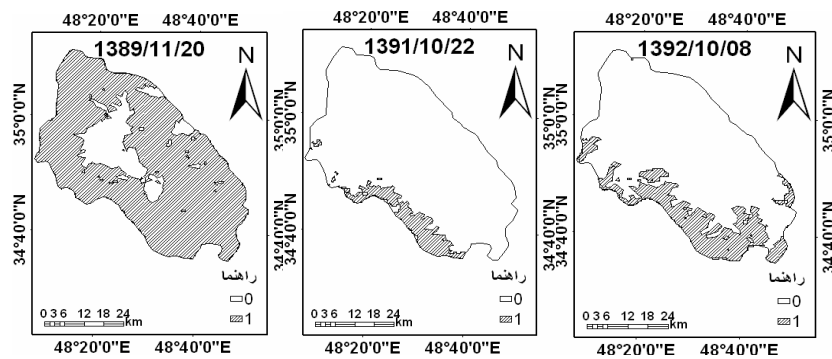
نقشه‌ی کاربری اراضی: نقشه کاربری اراضی بر اساس استاندارد مدل WETSPAS تهیه شد. کاربری غالب کشاورزی است که بیشتر تحت کشت گندم و سیب‌زمینی است.

1- Wang et al.,

نقشه‌های پوشش برف: نقشه‌های پوشش برف بر مبنای نسبت اختلاف بازتابندگی باند چهارسنگنده MODIS و باند شش‌سنگنده MODIS تقسیم بر مجموع بازتابندگی در این دو باند تحت عنوان شاخص NDSI مطابق رابطه‌ی (۲) تهیه شدند (هال و همکاران، ۲۰۰۲: ۱۸۴).

$$NDSI = \frac{band\ 4 - band\ 6}{band\ 4 + band\ 6} \quad \text{رابطه‌ی (۲)}$$

در شکل (۲) نمونه‌ای از نقشه‌ها ارائه شده است.



شکل (۲) نمونه‌ای از نقشه‌های پوشش برف استخراجی از تصاویر ماهواره‌ای MODIS (پیکسل‌های دارای کد ۱ پیکسل‌های برف‌دار و پیکسل‌های دارای کد ۰ پیکسل‌های بدون برف می‌باشند)

مدل‌ها و سناریوهای انتخابی در بخش تغییر اقلیم: در این مطالعه از سه مدل اقلیمی NCCM، HadCM₃ و IPCM4 در مدل آماری LARS-WG استفاده شد. صحت‌سنجی نتایج مدل‌ها: به‌منظور ارزیابی مدل‌ها از شاخص‌های ضریب همبستگی^۱

1- Coefficient of correlation

(R^2) ، میانگین مربعات خطا^۱، میانگین خطای مطلق، ناش ساتکلیف^۲ (NSE) و اریب (BIAS) استفاده شد (عباس‌پور و همکاران؛ ۲۰۰۷: ۱۹۰).

$$R^2 = \frac{\left(\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y}) \right)^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad \text{رابطه‌ی (۳)}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{n}} \quad \text{رابطه‌ی (۴)}$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)}{n} \quad \text{رابطه‌ی (۵)}$$

$$BIAS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - O_i) \quad \text{رابطه‌ی (۶)}$$

که X_i و Y_i به ترتیب i امین داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده و \bar{X} ، \bar{Y} میانگین داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده و n تعداد کل داده‌ها و S_i داده‌های شبیه‌سازی شده O_i داده‌های مشاهداتی می‌باشد.

بررسی عدم قطعیت مدل‌های اقلیمی: بر اساس روش وزن‌دهی، مدل‌ها طبق رابطه‌ی (۷) وزن‌دهی شدند.

$$W_i = \frac{1/\Delta T_i}{\sum_{i=1}^N 1/\Delta T_i} \quad \text{رابطه‌ی (۷)}$$

که W_i وزن به دست آمده در ماه مورد نظر و ΔT_i انحراف میانگین طولانی مدت پارامتر اقلیمی شبیه‌سازی شده در دوره‌ی پایه از داده‌ی مشاهداتی و N تعداد مدل‌های گردش عمومی است.

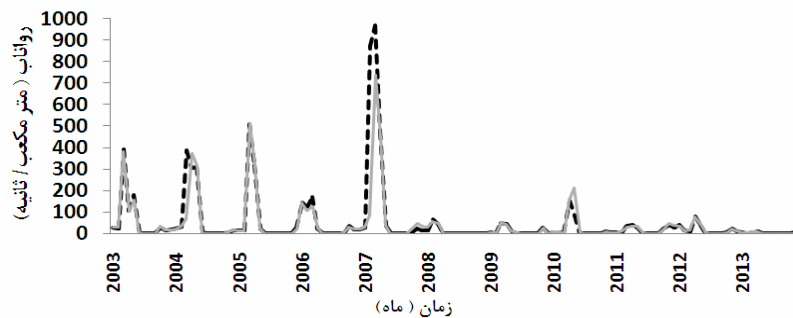
1- Root Mean Square Error
2- Mean Square Error
3- Abbaspour et al.,

بحث و نتایج

کالیبراسیون و اعتبارسنجی مدل WETSPASS: نتایج کالیبراسیون (۲۰۰۳ تا ۲۰۰۸) و اعتبارسنجی (۲۰۰۸-۲۰۱۳) در شکل (۳) ارائه شده است. کالیبراسیون مدل بر اساس چهار پارامتر α ، LP، a و x مطابق بهترین برازش رواناب سطحی شبیه‌سازی شده و رواناب مشاهداتی، انجام شد (جدول ۲)، در محاسبه دقت مدل، ضریب همبستگی و ریشه میانگین مربعات خطا به ترتیب برابر ۰/۷۹ و ۰/۷۱ برای دوره‌ی کالیبراسیون و ۰/۸۳ و ۰/۱۴ برای دوره اعتبارسنجی شد، که بیانگر مقبولیت مدل در شبیه‌سازی رواناب منطقه می‌باشد.

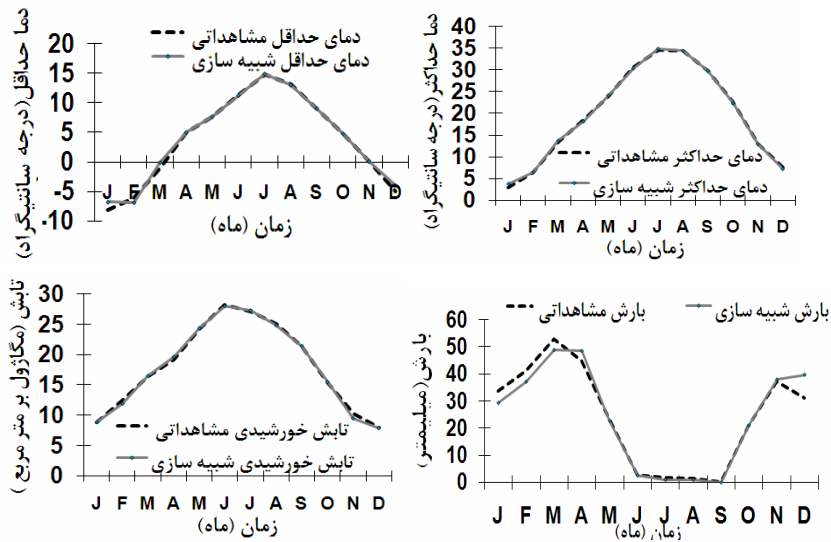
جدول (۲) پارامترهای ورودی به مدل به منظور کالیبراسیون

پارامتر	مقدار تعیین شده	دامنه‌ی معمول
a	۴/۵	۰/۳ تا ۶
LP	۰/۸۵	۰/۴ تا ۱
x	۰/۵	۰ تا ۱
α	۱/۵	۰/۳ تا بیشتر از ۳



شکل (۳) رواناب ماهانه شبیه‌سازی شده در مقایسه با رواناب مشاهداتی (دوره‌ی کالیبراسیون و اعتبارسنجی)

بررسی عملکرد مدل LARS-WG در شبیه‌سازی دما و بارش: با توجه به شکل (۵) مدل در شبیه‌سازی دماهای کمینه، بیشینه، و تابش از صحت بالایی برخوردار است. با این حال در مدل‌سازی بارش ضعف کمی در شبیه‌سازی ماه‌های ژانویه، مارس، و دسامبر وجود دارد. در ماه دسامبر بارش شبیه‌سازی ۷/۶ میلی‌متر بیشتر از مقدار مشاهداتی، و در ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس به ترتیب ۴/۵ ، ۳/۹ و ۴/۲ میلی‌متر کمتر از مقدار مشاهداتی است. بر اساس نتایج جدول ۳ مقدار ضریب تبیین برای دو متغیر میانگین دمای حداقل و حداکثر برابر ۰/۹۹ و مقدار خطای RMSE به ترتیب برابر ۰/۱۶۲ و ۰/۲۱ است. همچنین بر اساس مقادیر P_{value} محاسبه شده برای این دو متغیر، اختلاف مقادیر شبیه‌سازی و مشاهداتی در سطح ۵ درصد معنی‌دار نمی‌باشد که بیانگر تطابق نسبتاً بالای میانگین دمای حداقل و حداکثر شبیه‌سازی و مشاهداتی است. در مورد بارش با وجود بیشترین اختلاف در ماه دسامبر باین‌حال براساس جدول (۳) و مقادیر P_{value} تفاوت معنی‌داری وجود ندارد و همچنین مقدار ضریب تبیین برابر ۰/۹۸ می‌باشد و سایر شاخص‌های خطا نیز نسبتاً کوچک است که مقبولیت مدل در شبیه‌سازی این متغیر را نشان می‌دهد. همچنین در مورد متغیر تابش به جز ماه‌های نوامبر و دسامبر برای سایر ماه‌ها تفاوت معنی‌دار مشاهده نشد و از طرفی بر اساس معیارهای خطا سنجی داده‌های تابش شبیه‌سازی و مشاهداتی تطابق خوبی با هم دارند.



شکل (۴) مقایسه مقادیر مدل شده و مشاهداتی برای پارامترهای دما حداقل، حداکثر، بارش و تابش در ایستگاه سینوپتیک همدان فرودگاه برای دوره‌ی پایه (۱۹۸۰-۲۰۱۳)

جدول (۳) نتایج ارزیابی و اعتبارسنجی مدل ریزمقیاس نمایی LARS-WG بر اساس شاخص‌های مورد نظر

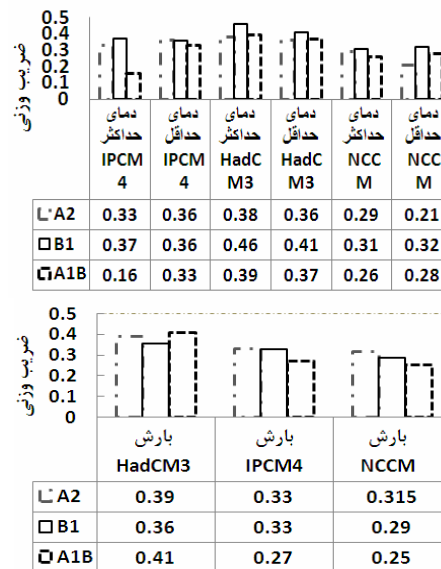
معیارهای خطاسنجی	دما حداقل	دما حداکثر	بارش	تابش
R ²	۰/۹۹۹	۰/۹۹۹	۰/۹۸	۰/۹۹۹
NSE	۰/۹۹۹	۰/۹۹۹	۰/۹۸۷	۰/۹۹۸
RMSE	۰/۱۶۲	۰/۲۱۱	۲/۲۴۵	۰/۲۹۳
MAE	۰/۱۴۶	۰/۲۱	۱/۴۱	۰/۲۱
BIAS	-۰/۰۰۱	-۰/۰۲۷	۰/۶۴۱	-۰/۱۵۸

مقدامیانگین P _{value}	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	ژولای	آگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
دما حداقل	۰/۵۵	۰/۶۷	۰/۵۹	۰/۷۷	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۱	۰/۴۲	۰/۴۱	۰/۸۵	۰/۸۹	۰/۲۷
دما حداکثر	۰/۴۷	۰/۷۸	۰/۶۷	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۸۵	۰/۸۱	۰/۹۳	۰/۴۲	۰/۶۳	۰/۵۹	۰/۶۱
بارش	۰/۲۷	۰/۳۵	۰/۲۳	۰/۶۱	۰/۹۱	۰/۸۰	۰/۸۳	۰/۷۵	۰/۹۴	۰/۸۱	۰/۹۲	۰/۶۰
تابش	۰/۵۸	۰/۵۷	۰/۴	۰/۸۳	۰/۶۱	۰/۷۶	۰/۱۰	۰/۲۷	۰/۸۶	۰/۸۷	۰/۴۰	۰/۳۰

پیش‌بینی متغیرهای بارش و دما برای آینده: در جدول (۴) مقادیر مربوط به شاخص‌های آماری برای هر مدل آورده شده است. بهترین مدل در شبیه‌سازی هر کدام از متغیرها طبق جدول مدل HadCM₃ می‌باشد. طبق نتایج شکل (۵)، چنانکه انتظار می‌رفت بیشترین وزن درباره‌ی تمامی متغیرها به مدل HadCM₃ که کمترین خطا را داشت، تعلق گرفت. بنابراین مدل HadCM₃ بیشترین کارایی را در شبیه‌سازی بارش و دما برای منطقه‌ی مطالعاتی دارد.

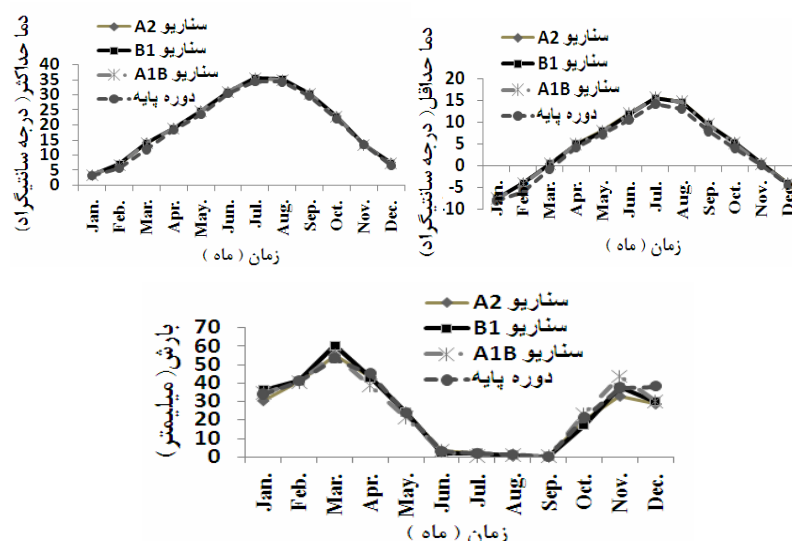
جدول (۴) نتایج ارزیابی و اعتبارسنجی مدل‌های اقلیمی

BIAS	R ²	NSE	RMSE	MAE	بارش
۰/۲۲	۰/۹۵	۰/۹۵	۴/۱۲	-۰/۴۵	HadCM
۰/۰۹۷	۰/۹۵	۰/۹۵	۳/۶۷	-۱/۱۷	NCCM
۱/۵۸	۰/۹۷	۰/۹۵	۳/۵۹	۰/۸۷	IPCM4
BIAS	R ²	NSE	RMSE	MAE	دمای حداقل
۰/۰۲	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۱۸	۰/۰۱۳	HadCM ₃
۰/۰۵۳	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۲۰	-۰/۰۶۵	NCCM
۰/۰۱۵	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۱۲	-۰/۰۱۹	IPCM4
BIAS	R ²	NSE	RMSE	MAE	دمای حداکثر
-۰/۰۰۸	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۱۵	-۰/۰۴۵	HadCM ₃
-۰/۰۱۱	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۰۶۹	-۰/۰۱۶	NCCM
-۰/۰۶۶	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۱۶۴	-۰/۰۷۸	IPCM4



شکل (۵) مقایسه ضرایب وزنی سناریوهای مدل‌های اقلیمی

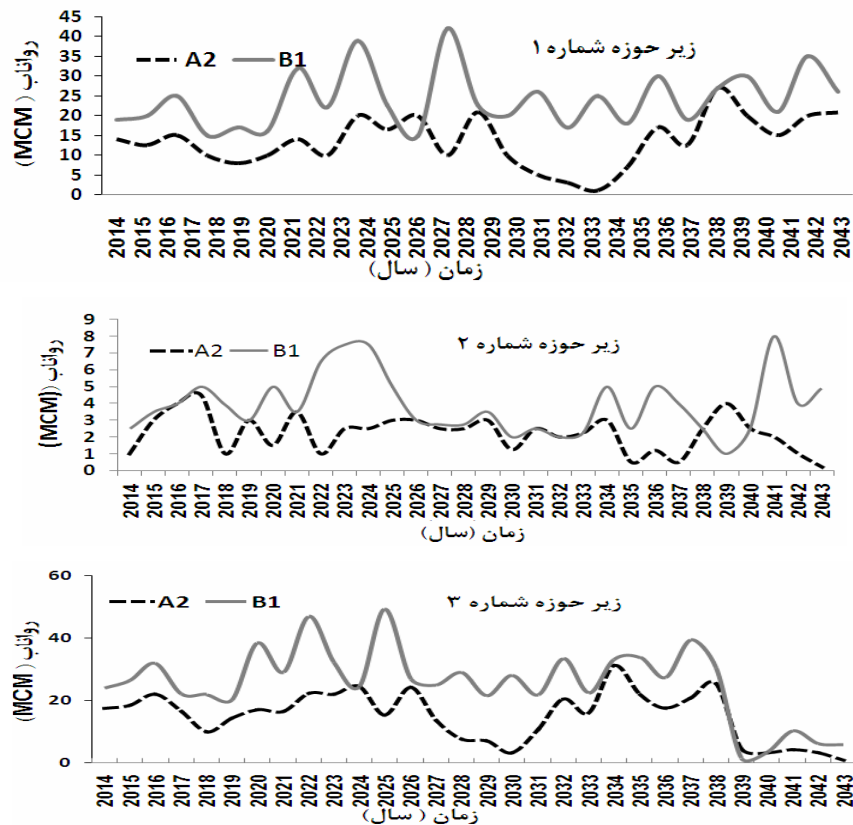
از مدل HadCM₃ به منظور پیش‌بینی متغیرهای اقلیمی استفاده شد. با توجه به شکل (۶)، میانگین دما حداکثر و حداقل نسبت به دوره‌ی پایه برای تمامی ماه‌ها به‌ویژه در مورد دمای حداقل برای ماه‌های سرد سال رو به افزایش است. مقایسه‌ی میانگین مجموع بارش ماهانه در دوره‌های پایه و آتی نشان می‌دهد که در اکثر ماه‌های سال بارندگی دوره آتی نسبت به دوره‌ی پایه کاهش خواهد یافت. در هر سه سناریو بیشترین کاهش مربوط به ماه‌های آوریل، می و ژوئن است که از لحاظ کشاورزی نیز زمان مهمی است. همچنین، افزایش دما در فصل زمستان و پاییز باعث کاهش بارش به‌صورت برف در منطقه خواهد شد و حجم ذخیره برفی کاهش خواهد یافت. در نتیجه بارش در فصل زمستان به رواناب تبدیل خواهد شد و در مقابل با کاهش بارش در فصل بهار و کاهش رواناب ناشی از ذوب برف، کاهش جریان در فصل بهار رخ خواهد داد.



شکل (۶) نمودار تغییرات میانگین ماهانه‌ی بارش، دما حداقل و دما حداکثر در دوره‌ی ۲۰۴۳-۲۰۱۴ نسبت به دوره‌ی پایه (۱۹۸۰-۲۰۱۳).

پیش‌بینی رواناب تحت تأثیر تغییر متغیرهای اقلیمی دما و بارش: پیش‌بینی اثر تغییر متغیرهای دما و بارش بر روی رواناب در شکل (۷) ارائه شده است. مطابق شکل، حجم رواناب سالانه پیش‌بینی شده زیر حوضه‌ی شماره (۳) نسبت به دو زیرحوضه‌ی دیگر بیشتر می‌باشد. تحت سناریو B₁ حجم رواناب بیشتر از سناریو A₂ برای تمامی زیرحوضه‌ها شد، همچنین با توجه به شکل (۶) میزان کاهش بارش تحت سناریو A₂ نسبت به سناریو برای دوره آتی بیشتر خواهد بود که یکی از دلایل کاهش بیشتر حجم رواناب تحت سناریو A₂ است. بررسی‌های حاصله از جدول شماره‌ی (۵) برای هر سه زیر حوضه حاصل از تأثیر تغییر اقلیم بر رواناب نشان داد، حجم رواناب برای هر سه زیرحوضه تحت سناریو A₂ کاهش و تحت سناریو B₁ برای زیرحوضه‌ی ۱ و ۲ کاهش و برای زیرحوضه‌ی ۳ افزایش خواهد یافت. کاهش رواناب در زیرحوضه‌ی ۱ و ۲ بیانگر کاهش رواناب در سر شاخه‌های حوضه‌ی آبخیز همدان-

بهار می‌باشد که همان‌طور قبلاً بیان شد علاوه بر کاهش بارش بهاره، با افزایش دما در فصل زمستان و پاییز، کاهش بارش به صورت برف در منطقه رخ خواهد داد و به دنبال آن رواناب بهاره کاهش می‌یابد. این موضوع نیز می‌تواند یکی از دلایل کاهش رواناب در دو زیرحوضه واقع در سرشاخه‌ی حوضه باشد. در مجموع رواناب ورودی به دشت تحت سناریو A₂، ۳۶ درصد کاهش و B₁، ۸ درصد افزایش خواهد یافت، بنابراین تغییر اقلیم، تغییرات سیستم منابع آب حوضه را تحت تأثیر قرار خواهد داد.



شکل (۷) پیش‌بینی اثر تغییر متغیرهای دما و بارش بر روی رواناب

جدول (۵) متوسط حجم رواناب برای سناریوهای مختلف نسبت به دوره‌ی پایه

ایستگاه مطالعاتی	میانگین رواناب در دوره پایه (میلیون متر مکعب در سال)	میانگین رواناب در دوره آتی تحت سناریو B1	میانگین رواناب در دوره آتی تحت سناریو A2
بهدر بیگ (زیرحوضه ۱)	۲/۳	۱/۵۹	۱/۴۸
قره آقاج (زیرحوضه ۲)	۴/۱	۳/۹	۲/۳
کوشک‌آباد (زیرحوضه ۳)	۲۷/۳	۲۸/۷۵	۱۶/۵۹

نتیجه‌گیری

مطالعات زیادی در سراسر جهان، تغییر رواناب بسیاری از رودخانه‌ها را در مقیاس‌های زمانی مختلف با توجه به تغییرات آب و هوایی گزارش داده‌اند. تغییرات در رواناب آتی به چالش‌های فوری برای برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آب تبدیل شده است. نتایج مطالعه‌ی حاضر ضمن تأیید کارایی مدل LARS-WG، نشان داد که در شرایط اقلیمی آینده برای دوره‌ی زمانی ۲۰۱۴-۲۰۴۳ دما و بارندگی نسبت به دوره‌ی مشاهداتی (۲۰۰۳-۲۰۱۴) به ترتیب افزایش و کاهش خواهد یافت. همچنین مدل هیدرولوژیکی WETSPASS برای اولین بار در ایران برای حوضه‌ی آبخیز مورد مطالعه تست شد. نتایج حاصل از دوره‌ی واسنجی و اعتبارسنجی بیانگر مقبولیت مدل در شبیه‌سازی رواناب سطحی زیرحوضه‌ی آبخیز مورد مطالعه بود. با ورود خروجی مدل اقلیمی HadCM₃ به مدل WETSPASS به این نتیجه رسیدیم که رواناب در دوره آتی نسبت به دوره مشاهداتی برای سه زیر حوضه‌ی مورد مطالعه تحت سناریو A2 کاهش و تحت سناریو B1 برای زیرحوضه‌ی شماره‌ی ۱ و ۲ نسبت به دوره‌ی پایه کاهش و برای زیرحوضه‌ی شماره‌ی ۳ افزایش خواهد یافت و نشان از تأثیر تغییر اقلیم بر رواناب حوضه در دوره‌ی آتی خواهد بود که با نتایج مطالعه سهرابیان و همکاران (۱۳۹۴)، بختیاری و همکاران (۱۳۹۲) عباسپور و همکاران (۲۰۰۷) و ژیانگ و همکاران (۲۰۱۵) همخوانی دارد. نکته مهم در این بررسی و

نتایج حاصله از مقایسه‌ی بارش و دمای حداقل و حداکثر در دوره‌ی پایه و دوره‌ی آبی بر هم خوردن توزیع زمانی بارش و افزایش دما است که این موضوع و تبعات ناشی از آن مهم‌تر از کاهش بارش است، چرا که آثار منفی آن قابل توجه خواهد بود. در این تحقیق، در مدل هیدرولوژیکی مورد استفاده فقط پارامتر بارش و دما تغییر داده شد و پارامتر مربوط به کاربری و پوشش زمین و درصد مناطق نفوذناپذیر ثابت در نظر گرفته شد، بنابراین ممکن است به علت افزایش مناطق نفوذناپذیر و صنعتی و کاهش پوشش گیاهی مقدار رواناب افزایش یابد. در نتیجه نتایج این تحقیق تنها با اتکا به نتایج تغییر اقلیم است. بنابراین توصیه می‌شود در مطالعات بعدی نقش سناریوهای تغییر کاربری نیز در نظر گرفته شود. همچنین با توجه به اینکه مدل برای اولین بار در ایران تست شده است توصیه می‌شود در سایر نقاط ایران تست شود.

منابع

- بختاری، بهرام؛ صاحبی، حمیده و کوروش قادری (۱۳۹۲)، کاربرد مدل WEAP و بررسی اثر تغییر اقلیم بر سیستم‌های برداشت آب حوضه‌ی آبریز گرگانرود، پنجمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، تهران، ایران.
- سهرابیان، الهه؛ مفتاح‌هلقی، مهدی؛ قربانی، خلیل؛ گلیان، سعید؛ و مهدی ذاکری‌نیا (۱۳۹۴)، بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر آبدهی حوضه با دخالت مدل هیدرولوژی (مطالعه‌ی موردی: حوضه‌ی یگالیکش در استان گلستان)، نشریه‌ی پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، جلد ۲۲، شماره‌ی ۲، صص ۱۱۱-۱۲۵.
- کریمی کاخکی، مصطفی و علی سپهری (۱۳۸۹)، روندهای تغییر اقلیم طی دو دوره در همدان و تبریز، مجله‌ی دانش آب و خاک، جلد ۱، شماره‌ی ۴، صص ۱۴۳-۱۵۵.
- Abbaspour, K.C.; Yang, J.; Maximov, I.; Siber, R.; Bogner, K.; Mieleitner, J.; Zobrist, J. & Srinivasan, R., (2007), **Modelling Hydrology and Water Quality in the Pre-alpine/alpine Thur Watershed Using SWAT**, Journal of Hydrology, Vol 333, PP. 413-430.
- Batelaan, O. Smedt, F.D. (2007), **GIS-based Recharge Estimation by Coupling Surface-subsurface Water Balances**, Journal of Hydrology, Vol. 337, PP. 337-355.
- Batelaan, O. & Woldeamlak, S.T., (2007), **Arcview Interface for Wet Spass, (2007), Version 13-06-2007**, Vrije University Brussels Department of Hydrology and Hydraulic Engineering, the Netherlands, P. 75.
- Hall, D.K.; Rigges, G.; Salomonson, v.v.; Digirolamo, N.E. & Bayr, J., (2002), **MODIS Snow-cover Products**, Remote Sensing of Environment, Vol. 83, PP. 181-194.
- Jiang, C.; Xiong, L.; Wang, Di.; Liu ,P.; Guo,Sh.&Xu,C., (2015), **Separating the Impacts of Climate Change and Human Activities**

- on Runoff Using the Budyko-type Equations with Time-varying Parameters**, Journal of Hydrology, Vol. 522, PP. 326-338.
- Vinnikov, K.Y.; Grody, N.C.; Robock, A.; Stouffer, R.J.; Jones, P.D. & Goldberg, M.D., (2006), **Temperature Rends at the Surface and in the Troposphere**, Journal of Geophysic Research, Vol. 111, PP. 103-116.
- Katherine, J.; Chasea,A.E.; Hajb, R.; Steven, R. & Roland, J.V., (2016), **Potential Effects of Climate Change on Streamflow for Sevenwatersheds in Eastern and Central Montana**, Journal of Hydrology, Vol. 7, PP. 69-81.
- Li, F.P.; Zhang, G.X. & Dong, L.Q., (2013), **Studies for Impact of Climate Change on Hydrology and Waterresources**, Science Geographical, Vol. 4, PP. 457-464.
- Mango, L.M.; Melesse, A.M.; McClain, M.E.; Gann, D. & Setegn, S.G., (2011), **Land Use and Climate Change Impacts on the Hydrology of the Upper Mara River Basin, Kenya: Results of a modeling Study to Support Better Resource Managemen**, Hydrological Earth System Science, Vol. 15, PP. 2245-2258.
- Osman, Y.; Al-Ansari, N.; Abdellatif, M.; Sadeq, A. Sven, K., (2014), **Expected Future Precipitation in Central Iraq Using LARS-WG Stochastic Weather Generator**, Engineering, Vol. 6, PP. 948-959.
- Rubin, J., (1966), **Theory of Rainfall Uptake by Soils Initially Drier than Their Field Capacity and Its Applications**, Water Resources Research, Vol. 2, PP. 739-749.
- Smedema, L.K. & Rycroft, D.W. (1988), **Land Drainage**, B.T. BatsfordLtd, London, PP. 376.
- Wang, Y.; Lei, X.; Liao,W.; Jiang, Y.; Huang, X.; Liu,J.; Song ,X. & Wang, H. (2012), **Monthly Spatial Distributed Water Resources Assessment**, Computers & Geosciences, Vol. 45, PP. 319-330.