

## تحلیل واکنش هیدرولوژی حوضه کارون شمالی به افزایش دمای کمینه

داریوش رحیمی\* - دانشیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه اصفهان، ایران  
سادات هاشمی‌نسب - دانشجوی دکتری آب و هواشناسی دانشگاه اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۲/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۵/۵

### چکیده

تنش‌های آبی ناشی از تغییرات اقلیمی، افزایش دما و کاهش سطح پوشش برف از چالش‌های امروزه جهان است. با توجه به اینکه آبدهی رودخانه کارون به شدت تحت تأثیر ذخایر برف در بخش‌های شمالی آن است، پیامدهای هیدرولوژیک افزایش دمای کمینه در چهار ایستگاه بروجن، لردگان، یاسوج، و کوهرنگ با کمک داده‌های هیدرومتری (۲۰۱۴-۱۹۷۸) و تصاویر ماهواره‌ای ۲۰۱۴-۲۰۰۰ بررسی شد. نخست با آزمون من-کندال روند داده‌ها تعیین شد و سپس دمای کمینه دوره ۲۰۴۰-۲۰۱۱ منطقه در مدل RCP4.5 با سناریوهای RCP4.5 و RCP8.5 برآورد شد. نتایج نشان داد دمای کمینه در ماه‌های سرد دارای روند افزایشی و تعداد روزهایی با دمای صفر و کمتر، سطح پوشش برف و میزان آبدهی حوضه دارای روند کاهشی است. یافته‌های مدل RCP4.5 نیز نشان داد دمای کمینه در ایستگاه‌های مطالعاتی بین ۰/۸ تا ۴/۴ درجه سلسیوس به‌ویژه در فصل سرد افزایش می‌یابد که در تداوم روند فعلی است. همچنین، مشخص شد در آینده، با توجه به روند دمای کمینه، سطح پوشش برف و آبدهی رودخانه در فصل بهار بین ۳۵ تا ۶۰ درصد کاهش و فقط بین ۷ تا ۱۵ درصد در ماه‌های نوامبر و دسامبر افزایش خواهد داشت.

کلیدواژه‌ها: آبدهی، حوضه کارون شمالی، دمای کمینه، روند، سطح پوشش برف.

### مقدمه

افزایش دما، خشک‌سالی‌های شدید، بالآمدن سطح آب دریاها، تشدید فرین‌های آب‌وهوایی، ذوب یخچال‌های کوهستانی، و کاهش سطح یخچال‌های قطبی از جمله آثار تغییرات اقلیم است. برون‌داد تغییرات اقلیم به تغییرات شدیدی در هیدرو سفر، بیوسفر، و اکو سفر منجر می‌شود که تنش‌های آبی از پیامدهای هیدرولوژیکی این تغییرات است. تنش‌های آبی ناشی از مجموعه عواملی است، مانند افزایش دما، خشک‌سالی، و تغییرات الگوی مصرف آب. در این میان، دما به دلیل تأثیری که در چرخه هیدرولوژی (بارش، تبخیر و تعرق، و گیرش گیاهی) دارد، نقش بیشتری نسبت به سایر عناصر اقلیمی در ایجاد تنش‌های آبی دارد. بنابراین، انتظار می‌رود با ادامه روند تغییر اقلیم در سطح جهان و تأثیر آن در منابع آب، زندگی بیش از چهار میلیارد نفر از ساکنان کره زمین را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد (IPCC<sup>1</sup>, 2008).

درواقع، اقلیم کره زمین در حال تغییر و گرمایش جهانی در حال وقوع است (دراکوپ و ویکنا، ۲۰۰۵: ۴۸۳). از پیامدهای آن تغییر در عناصر اقلیمی به‌ویژه دما و بارش در مناطق مختلف است. این پدیده به علت افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای در اتمسفر است (دیتینگر و همکاران، ۲۰۰۴: ۲). بر مبنای این گزارش میانگین دمای سالانه کره زمین به دلیل انتشار گازهای گلخانه‌ای ۰/۳ تا ۰/۶ درجه سانتی‌گراد در طول قرن گذشته افزایش داشته است و پیش‌بینی

E-mail: d.rahimi@geo.ui.ac.ir

\* نویسنده مسئول: ۰۹۱۳۳۸۲۳۰۵۹

می‌شود تا سال ۲۱۰۰ مقدار آن ۱ تا ۳/۵ درجه سانتی‌گراد افزایش یابد (مساح بوانی و مرید، ۱۳۸۴: ۴۱). بخش شمالی حوضه کارون، که در استان چهارمحال و بختیاری واقع شده، به دلیل ارتفاع بالاتر از ۲۵۰۰ متر، بالا بودن تعداد روزهای برفی (بیش از ۵۰ روز در سال) و با توجه به اینکه بخش عمده (۶۹ درصد مساحت) کوهستانی است، نقش چشم‌گیری در تأمین آب حوضه کارون بزرگ دارد. بارش برف و ذخیره‌گاه‌های برفی سرشاخه‌های حوضه کارون در استان چهارمحال و بختیاری به‌عنوان یک مخزن تأمین آب در فصل خشک‌سال (حدود پنج ماه در فصل تابستان که تقریباً هیچ بارشی در حوضه نمی‌بارد) عمل می‌نماید و آب رودخانه‌ها را تأمین می‌کند. با افزایش دما و گرمایش جهانی این ذخیره‌گاه‌های آبی با کاهش روبه‌رو هستند و همین امر در ایجاد تنش‌های آبی تأثیر زیادی دارد (رحیمی، ۱۳۸۵).

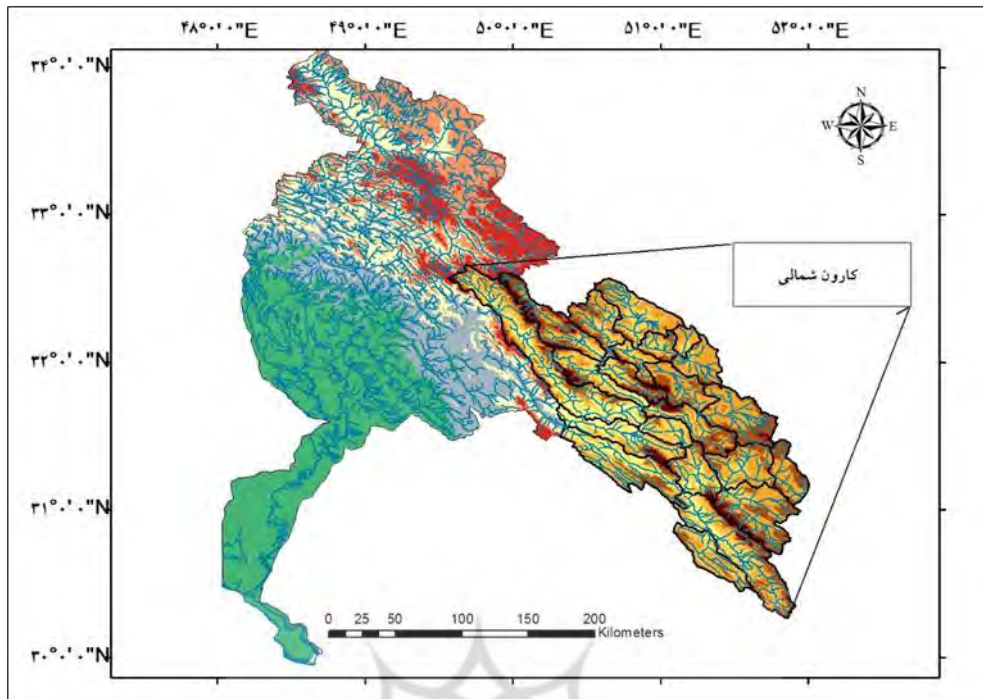
آلکامو و همکاران (۲۰۰۰) با به‌کارگیری سه سناریوی  $BAU^1$ ،  $TEC^2$ ، و  $VAL^3$  در مدل‌های اقلیمی و پیوند آن با مدل‌های هیدرولوژیکی نشان دادند که شرایط شکننده منابع آبی جهان دست‌کم تا سال ۲۰۲۵ ادامه خواهد داشت. وسعت مناطق با تنش آبی حد از ۳۶/۴ به ۳۸/۶ میلیون کیلومتر مربع افزایش می‌یابد و این تنش آبی در جنوب و غرب افریقا و آسیا حادث‌تر خواهد بود. استیل دوان و همکاران (۲۰۰۸) تأثیر تغییر اقلیم بر هیدرولوژی در حوضه‌های آبی هلند را با استفاده از مدل گردش عمومی ECHAM5 و سناریوی انتشار A1B بررسی کردند. نتایج مطالعات آن‌ها نشان داد که بارش زمستانه افزایش و تابستانه کاهش یافته است و بنابراین به تغییر در رژیم آبدی حوضه‌های مورد مطالعه منجر خواهد شد. لیسا و جولی (۲۰۰۹) روند فرین‌های اقلیمی را در استرالیا بررسی کردند. نتایج نشان داد که فرین‌های دما (به‌ویژه موج‌های گرم و تعداد شب‌های گرم)، دوره‌های طولانی خشک (که طی سال پراکنده شده‌اند)، و بارش‌های فرین به‌طور معنی‌داری افزایش یافته است. سانتوس و همکاران (۲۰۱۰) روند شاخص‌های فرین دما و بارش روزانه در ایالت یوتای امریکا را در سال‌های ۱۹۳۰-۲۰۰۶ در ۲۸ ایستگاه بررسی کردند و نشان دادند که با وجود روند کاهشی بارش، فرین‌های دما و بارش افزایش می‌یابد. اسپلونزن و همکاران (۲۰۱۰)، با تحلیل تغییرات بلندمدت، تفاوت‌های مکانی دما و بارش را در اطراف کلان‌شهر هامبورگ مشخص کردند که میانگین دما نیز به‌طور معنی‌داری طی دوره ۱۹۸۱-۲۰۰۷ (۰/۷ درجه)، ۱۹۴۸-۲۰۰۷ (۰/۲ درجه)، و ۱۹۷۸-۲۰۰۷ (۰/۶ درجه) افزایش یافته است. بیشترین افزایش معنی‌داری دما مربوط به فصل پاییز است. مارتینز و همکاران (۲۰۱۰) روند دمای کمینه و بیشینه را به کمک داده‌های ۳۷ ایستگاه در کاتالونیا اسپانیا طی دوره آماری ۱۹۷۵-۲۰۰۴ بررسی کردند. نتایج نشان داد که دما در فصول بهار و تابستان ۰/۵ درجه سانتی‌گراد و در فصل زمستان این افزایش معادل ۰/۸ تا ۰/۹ درجه سانتی‌گراد است. یانگ و همکاران (۲۰۱۲) در پژوهشی در حوضه رودخانه ژانگ وین نان<sup>۵</sup> طی ۵۳ سال گذشته (۱۹۵۷-۲۰۰۹) با استفاده از روش من-کندال و فرانسج‌های بارش، حداکثر، حداقل، و متوسط دما نشان دادند که متوسط دما به‌طور چشم‌گیری به‌ویژه در فصول بهار و تابستان افزایش داشته است. سپس، با به‌کارگیری شاخص هرست<sup>۶</sup> بیان کردند که روند در فرانسج‌های یادشده در آینده مطابق با گذشته خواهد بود. ذولکرنین و همکاران (۲۰۱۴) در پژوهشی به‌منظور شبیه‌سازی و ریزمقیاس‌نمایی بارش و دما در کشور مالزی با به‌کارگیری SDSM و LARS-WG و مدل گردش HadCM3 و سناریوهای A2 و B2 نشان دادند که مدل SDSM عملکرد بهتری نسبت به LARS-WG دارد؛ اما مدل SDSM طول دوره خشک و تر را کوتاه‌تر برآورد می‌کنند. آن‌ها نشان دادند که دما روند افزایشی داشته است. کووانگ و همکاران (۲۰۱۵) در پژوهشی با بررسی اثر

1. Business-As-Usual
2. Technology, Economics and Private Sector
3. Values and Lifestyles
4. Catalonia (Spain)
5. Zhangweinan
6. Hurst

تغییر اقلیم تحت برون داد مدل‌های سری CMIP5 و سناریوهای RCP بر رواناب حوضه آبخیز هانجیزژانگ نشان دادند که خروجی‌های مدل ارزیابی مناسبی از اقلیم منطقه داشته است. میزان تغییرات افزایشی دما باعث کاهش جریان شش سناریوی خروجی بوده است؛ به طوری که به تغییرات کاهشی در رواناب طی اکتبر تا ژوئن طی دهه‌های آتی منجر خواهد شد و در ماه‌های آگوست و سپتامبر افزایش خواهد یافت. مساح بوانی و مرید (۱۳۸۴) و مساح بوانی (۱۳۸۵) اثر تغییر اقلیم در جریان رودخانه زاینده‌رود را با استفاده از مدل HadCM3 بررسی کردند. بر اساس نتایج پژوهش آنان، تا سال ۲۱۰۰ میانگین دما بین ۴٫۶ تا ۳٫۲ درجه سانتی‌گراد افزایش و میزان بارش و ورودی سد زاینده‌رود به مقدار ۵٫۸ درصد کاهش خواهد یافت. نتایج مطالعات ذهبیون و همکاران (۱۳۸۹) نشان‌دهنده افزایش دمای ۱ تا ۴ درجه سانتی‌گراد، کاهش بارش ۲۰ تا ۳۰ درصد، و تغییرات آبدی ۹ تا ۱۲ درصد دبی رودخانه قره‌سو است. مدل‌سازی و ریزمقیاس‌نمایی عناصر اقلیمی دما و بارش و همچنین شبیه‌سازی آبدی حوضه‌های آبی در رودخانه اعظم (گودرزی و همکاران، ۱۳۸۹)، حوضه زربینه‌رود (منصوری و همکاران، ۱۳۹۳؛ قربان‌زاده خرازی و همکاران، ۱۳۸۸) بیانگر افزایش دما، کاهش بارش و آبدی رودخانه، و تغییرات رژیم بارندگی فصلی است. کابلی و همکاران (۱۳۹۱)، به‌منظور ریزمقیاس‌نمایی داده‌های بارش روزانه ایستگاه اهواز، با به‌کارگیری روش ناپارامتریک نزدیک‌ترین همسایگی بر اساس سه مدل CSIROMK، NCARPCM3.5 و HadCM3 با سناریوی انتشار A2 نشان دادند که مدل مذکور توانایی بسیار زیادی در ریزمقیاس‌نمایی داده‌های اقلیمی دارد؛ به طوری که برای ایستگاه اهواز احتمال وقوع رگبارها با شدت بیشتر در دوره آتی افزایش خواهد داشت و طول دوره خشک نیز طولانی‌تر خواهد شد. هاشمی‌نسب و همکاران (۱۳۹۴) اثر تغییر اقلیم بر حداکثر دما را در حوضه آبخیز دریاچه نمک در دوره گذشته و آینده با به‌کارگیری مدل‌های آماری بررسی کردند و سپس برای پیش‌بینی تغییرات گرایش‌دار از روش هولت<sup>۱</sup> و کمترین مربعات استفاده کردند. نتایج در محدوده مطالعاتی حاکی از آن بود که بیشتر مناطق حوضه روند افزایشی داشته است؛ به طوری که روند افزایشی در ایستگاه دامنه شدیدتر از دیگر ایستگاه‌ها نمود یافته است. در مجموع، سوابق پژوهش‌های ذکرشده در نقاط مختلف جهان گویای افزایش دما و تغییرات رژیم بارندگی و اثرهای آن بر آبدی رودخانه‌ها در فصول مختلف طی سال‌های آتی است. حیطه مطالعات انجام‌شده در داخل کشور اغلب بر پایه خروجی شبیه‌ساز LARS-WG یا بر اساس داده‌های سری CMIP3 با تأیید روند افزایشی دما، جابه‌جایی رژیم آبدی رودخانه‌ها و سیلاب‌ها، و افزایش تبخیر و کاهش سطح پوشش برف همراه است. بنابراین، اجرای مطالعات و به‌روزرسانی آن‌ها با داده‌های CMIP5 برای کاهش عدم قطعیت مدل‌سازی تغییر اقلیم طی دهه‌های آتی امری ضروری است. در این پژوهش تلاش شده است تا اثرهای افزایش دمای کمینه بر سطوح پوشیده از برف و اثر آن بر آبدی حوضه کارون شمالی واکاوی شود.

## داده‌ها و روش‌ها

حوضه آبی کارون شمالی، با مساحت ۲۴۰۰۰ کیلومتر مربع، یکی از مهم‌ترین حوضه‌های آبریز کشور در تأمین آب به‌شمار می‌آید. این حوضه با آبدی متوسط حدود ۹ میلیارد متر مکعب حدود ۱۰ درصد آب‌های جاری کشور را دربر می‌گیرد. از نظر تقسیم‌بندی هیدرولوژیکی، حوضه آبریز کارون بخشی از حوضه آبریز خلیج فارس است و در تقسیم‌بندی‌های دفتر مطالعات پایه منابع آب با کُد ۲۳ مشخص شده و در موقعیت جغرافیایی ۴۸ درجه تا ۵۲ درجه و ۳۰ دقیقه طول شرقی و ۳۰ درجه تا ۳۴ درجه و ۰۵ دقیقه عرض شمالی واقع است (جاماب، ۱۳۸۸).



شکل ۱. موقعیت محدوده مطالعاتی

در این پژوهش متغیرهای دمای کمینه، تعداد روزهایی با دماهای صفر درجه و کمتر، سطح پوشش برف، و آبدهی رودخانه تحلیل شده است. در این پژوهش، به منظور بررسی تغییرات، شبیه‌سازی، و پیش‌بینی عنصر کمینه دما، از داده‌های چهار ایستگاه هواشناسی واقع در حوضه کارون شمالی استفاده شده است (جدول ۱). نخست به شناسایی تغییرات عنصر مذکور طی دوره آماری پرداخته شد. سپس، از برون‌داد CMIP5 و دو سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 استفاده شد؛ پس از اجرای آزمون دقت خروجی‌ها، سرانجام، سناریوی RCP4.5 برای شبیه‌سازی و پیش‌بینی و شناخت تغییرات کمینه دما در بازه‌های زمانی ماهانه، فصلی، و سالانه انتخاب شد. برای آنالیز سطح پوشش برف از تصاویر ماهواره‌ای مودیس ترا و اِکوا سازمان فضایی ناسا در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۱۴ و داده‌های آبدهی ماهانه و سالانه همین دوره زمانی از حوضه کارون استفاده شد.

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های هم‌دید مطالعاتی

نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (متر)	طول دوره آماری
بروجن	۵۱° ۳'	۳۱ ۹۵'	۲۱۹۷	۲۰۱۴-۱۹۸۹
کوه‌رنگ	۵۰° ۱۱'	۳۲ ۴۳'	۲۲۸۵	۲۰۱۴-۱۹۸۴
لردگان	۵۰° ۸۱'	۳۱ ۵۱'	۱۵۸۰	۲۰۱۴-۱۹۹۴
یاسوج	۵۱° ۶۸'	۳۰ ۸۳'	۱۸۳۱٫۵	۲۰۱۴-۱۹۸۴

الگوریتم اجرای کار به ترتیب زیر است:

۱. روندیابی داده‌های دمای کمینه، تعداد روز با دمای صفر و کمتر از آن، سطح پوشش برف، و دبی با آزمون من-

کندال روابط ۱ الی ۶.

۲. ریزمقیاس گردانی داده‌های دمای کمینه با استفاده از برون‌داد مدل CMIP5 تحت سناریوهای RCP4.5,8.5 و دقت‌سنجی خروجی مدل با کمک شاخص‌ها در مرحله بعد با استفاده از ریشه میانگین مربعات خطا<sup>۱</sup> (RMSE) و سوگیری<sup>۲</sup> (Bias) (رابطه‌های ۸ تا ۱۰).
۳. تهیه نقشه‌های خروجی سطح پوشش برف.
۴. بررسی ارتباط دمای کمینه با پوشش برف و آبدی رودخانه و اثرهای آن بر آبدی حوضه (رابطه ۸).

### آزمون من - کندال

این آزمون را نخست من<sup>۳</sup> (۱۹۴۵) ارائه کرد و سپس کندال<sup>۴</sup> (۱۹۷۵) آن را بسط و توسعه داد (سرانو، ۱۹۹۹: ۸۵). این روش به‌طور متداول و گسترده‌ای در تحلیل روند سری‌های هیدرولوژیکی و هواشناسی به‌کار گرفته می‌شود و یکی از روش‌های مهم برای آزمون روند سری‌های زمانی است. برای محاسبه این آزمون، نخست داده‌ها را رتبه‌بندی می‌کنند و آماره<sup>۵</sup>  $t_i$  (نسبت رتبه<sup>۶</sup>  $i$  به رتبه ماقبل) محاسبه می‌شود. سپس، فراوانی تجمعی آماره<sup>۷</sup>  $t_i$  ( $\sum ti$ ) به‌دست می‌آید. امید ریاضی  $E_i$ ، واریانس  $V_i$ ، و شاخص من - کندال  $U_i$  بر اساس رابطه‌های ۳ تا ۵ محاسبه می‌شود.

$$E_i = \frac{n_i(n_i - 1)}{4} \quad (1)$$

$$V_i = \frac{n_i(n_i - 1)(2n_i + 5)}{72} \quad (2)$$

$$U_i = \frac{(\sum t_i - E_i)}{\sqrt{V_i}} \quad (3)$$

$n_i$  ترتیب زمانی داده‌ها و آماره<sup>۸</sup>  $T_i$  نسبت رتبه<sup>۹</sup>  $i$  به رتبه‌های ماقبل است. این شاخص دارای توزیع نرمال است. لذا، برای شناسایی معنی‌دار بودن از جدول منحنی نرمال استفاده می‌شود. برای بررسی تغییرات باید شاخص  $U_i'$  نیز تعیین شود که مراحل محاسبه این شاخص به‌صورت زیر است:

داده‌ها را رتبه‌بندی و آماره<sup>۱۰</sup>  $t_i'$  (نسبت رتبه<sup>۱۱</sup>  $i$  به رتبه‌های مابعد) را مشخص می‌کنند. سپس، فراوانی تجمعی  $t_i'$  ( $\sum t_i'$ ) محاسبه می‌شود. امید ریاضی  $E_i$ ، واریانس  $V_i$ ، و شاخص  $U_i'$  به شرح زیر است:

$$E_i' = [N - (n_i - 1)](N - n_i) / 4 \quad (4)$$

$$V_i' = \frac{[N - (n_i - 1)](N - n_i)[2(N - (n_i - 1))] + 5}{72} \quad (5)$$

$$U_i' = \frac{-(\sum t_i' - E_i')}{\sqrt{V_i'}} \quad (6)$$

$N$  حجم نمونه آماری مورد مطالعه است. هنگامی که  $-1.96 < U < +1.96$  باشد سری تصادفی است و دارای روند خاصی نیست. اما چنانچه  $U > +1.96$  باشد، نشان‌دهنده روند افزایشی است و  $U < -1.96$  نشان‌دهنده روند کاهشی در سری داده‌هاست (ازبر، ۲۰۰۷: ۶۶۷).

1. Root Mean Square Error  
2. Bias  
3. Mann  
4. Kendall

## برون‌داد مدل‌های سری CMIP5

در تهیه گزارش پنجم، که به تدریج از سال ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۴ منتشر شد، از برون‌داد مدل‌های سری CMIP5 استفاده شده است. این مدل‌ها از سناریوهای جدید RCPs شامل RCPهای ۲.۶، ۴.۵، ۶ و ۸.۵ استفاده می‌کنند که در سال ۲۰۱۰ توسط یک کمیته علمی و زیر نظر گروه بین دول تغییرات اقلیمی با هدف مهیا کردن مجموعه‌ای از اطلاعاتی که از نتایج آن بتوان عوامل اصلی تغییرات اقلیمی را ردیابی کرد و نتایج آن را بتوان برای مدل‌های اقلیمی اعمال کرد ارائه شد. سناریوها بر اساس مشخصات متفاوت سطح فناوری، وضعیت اجتماعی و اقتصادی، و خط‌مشی‌ها در آینده است که در هر شرایطی می‌توانند به سطح انتشار متفاوت گازهای گلخانه‌ای و تغییرات اقلیمی منجر شوند. در هر نسخه از این سناریو، اثر انتشار گازهای گلخانه‌ای بر اساس نقش آن بر سطح واداشت‌های تابشی به چهار دسته تا پایان قرن ۲۱ طبقه‌بندی شده است. همچنین، نتایج این سناریوها شرایط دمایی، واداشت و غلظت گازهای گلخانه‌ای را از سال ۱۸۵۰ تا پایان قرن ۲۱ را پوشش داده و همچنین تا سال ۲۳۰۰ فرموله شده است. متغیرهای این سناریو عبارت‌اند از:

- میزان انتشار گازهای  $CO_2$ ،  $CH_4$ ،  $N_2O$ ، HFCs، PFCs، CFCs، و  $SF_6$ ؛
- میزان انتشار گازهای شیمیایی فعال و آئروسول‌ها، کربن سیاه (دوده)،  $SO_2$ ، کربن ارگانیک، CO،  $NO_x$ ، VOCs و  $NH_3$ ؛
- میزان غلظت گازهای گلخانه‌ای  $CO_2$ ،  $CH_4$ ،  $N_2O$ ، HFCs، PFCs، CFCs، و  $SF_6$ ؛
- میزان غلظت آئروسول‌ها و گازهای شیمیایی فعال  $O_3$ ، آئروسول؛
- داده‌های کاربری اراضی و پوشش سطحی زمین.

در سناریوی RCP8.5، میزان غلظت  $CO_2$  تا سال ۲۱۰۰، PPM1370 تخمین زده شده است و اثر گازهای گلخانه‌ای بر واداشت‌های تابشی را تا ۸/۵ وات بر متر مربع تخمین زده است. در سناریوی RCP6، میزان غلظت  $CO_2$  تا سال ۲۱۰۰، PPM850 تخمین زده شده است و اثر گازهای گلخانه‌ای بر واداشت‌های تابشی تا ۶ وات بر متر مربع تخمین زده است. در سناریوی RCP4.5، میزان غلظت  $CO_2$  تا سال ۲۱۰۰، PPM650 تخمین زده شده است و اثر گازهای گلخانه‌ای بر واداشت‌های تابشی را ۴/۵ وات بر متر مربع تخمین زده است. در سناریوی RCP2.6، میزان غلظت  $CO_2$  تا سال ۲۱۰۰، PPM490 تخمین زده شده است و اثر گازهای گلخانه‌ای بر واداشت‌های تابشی را تا ۲/۶ وات بر متر مربع تخمین زده است.

میزان جمعیت در سال ۲۱۰۰ در سناریوی RCP8.5 حدود ۱۲ میلیارد نفر خواهد بود؛ این میزان، جمعیتی بین سناریوی A1 و A2 در سری SRES است. بر اساس سناریوی RCP8.5، میزان تولید ناخالص داخلی در کشورهای توسعه‌یافته به دلیل افزایش جمعیت و سطح پایین توسعه فناوری پایین است (ریاحی و همکاران، ۲۰۱۱). در مقابل سناریوی RCP2.6 میزان جمعیت را تا سال ۲۱۰۰ حدود ۷ میلیارد نفر پیش‌بینی کرده است. در این سناریو، رشد فناوری‌های جدید نسبت به دیگر سناریوها بیشتر است و، به دلیل میزان رشد پایین جمعیت و استفاده از انرژی‌های نو، میزان تولید و انتشار گازهای گلخانه‌ای پایین‌تر از دیگر سناریوهاست. در سناریوی RCP4.5 میزان رشد جمعیت کمتر از سناریوی RCP2.6 تخمین زده شده است؛ اما در دیگر پارامترهای مؤثر در تغییرات اقلیمی (مانند میزان استفاده از انرژی‌های نو و رشد فناوری) نسبت به سناریوی RCP2.6 ضعیف‌تر در نظر گرفته شده است؛ در نتیجه، سهم انتشار گازهای گلخانه‌ای تحت این سناریو در واداشت‌های تابشی بیش از سناریوی RCP2.6 است. در سناریوی RCP6 میزان

جمعیت جهانی حدود ۹ میلیارد نفر تخمین زده شده است که اندکی کمتر از میزان در نظر گرفته شده در سناریوی A2 از سری سناریوهای SRES است (ورن، ۲۰۱۱).

داده‌های برون‌داد مورد نظر به دلیل قدرت تفکیک مکانی آن و پوشش‌دهی منطقه مذکور از تارنمای [www.cordax.org](http://www.cordax.org) استخراج شد. سپس، ماتریس اولیه خروجی با چیدمان T (مکان-زمان) با ام فایل نویسی در متلب ریزمقیاس و به چیدمان S (زمان-مکان) تبدیل شد و از داده‌های نقاطی که نزدیک‌ترین فاصله را با ایستگاه‌های مطالعاتی داشتند استفاده شد.

ابعاد یاخته‌های این پایگاه ۰/۴ درجه (عرض جغرافیایی)  $\times$  ۰/۴ درجه (طول جغرافیایی) است که با ام فایل نوشته شده در متلب ابعاد یاخته با روش میان‌یابی کریجینگ به  $۰/۲۵ \times ۰/۲۵$  درجه ارتقا یافت و خروجی مورد نظر برای ایستگاه‌های مورد نظر طبق دو سناریوی 8.5, RCP4.5 استخراج شد. سپس، به منظور تغییر میدان داده‌های GCM، از خروجی این مدل‌ها، که برای دوره گذشته اجرا شده، و داده‌های اندازه‌گیری شده در دوره آماری مشابه استفاده می‌شود. در این زمینه، تعدیلاتی انجام می‌گیرد که خصوصیات آماری (مانند میانگین) داده‌های GCM با خصوصیات آماری داده‌های اندازه‌گیری شده یکسان شود. سپس، این تعدیلات برای داده‌های آتی GCM اعمال می‌شود. در این پژوهش از روش ارائه شده توسط گروه Alcamo/Doll از دانشگاه Kassel بر اساس روابط زیر استفاده شده است.

$$T'_{GCM,Fut} = (\bar{T}_{Obs} - \bar{T}_{GCM,His}) + T_{GCM,Fut} \quad (7)$$

در روابط بالا  $\bar{T}_{Obs}$  برابر میانگین دمای اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های مورد نظر،  $\bar{T}_{GCM,His}$  میانگین دمای داده‌های گذشته مدل گردش عمومی (دوره مشترک با مشاهدات)،  $T_{GCM,Fut}$  داده‌های اولیه مدل گردش عمومی برای دوره‌های آتی، و  $T'_{GCM,Fut}$  داده‌های آینده پس از تصحیح اند (آکامو و همکاران، ۲۰۰۰).

در مرحله بعد، با استفاده از ضریب همبستگی<sup>۱</sup> (R)، ریشه میانگین مربعات خطا<sup>۲</sup> (RMSE)، و سوگیری<sup>۳</sup> به ارزیابی داده‌های تولید شده توسط مدل و داده‌های واقعی (مشاهده شده) موجود طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۱ در دوره پایه اقدام شد (رابطه‌های ۸ تا ۱۰). در واقع، پنج سال مذکور به عنوان تیمار در نظر گرفته شد و پس از آن به بررسی تغییرات کمیته دما مبادرت شد.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (8)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_{obs,i} - x_{model,i})^2}{n}} \quad (9)$$

$$Bias = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - X_{model,i}) \quad (10)$$

بر این اساس، چنانچه شاخص‌های راست‌آزمایی رابطه‌های ذکر شده در بالا کمتر از ۱۰ درصد باشد، برآورد مدل عالی بین ۱۰ درصد تا ۲۰ درصد خوب، بین ۲۰ درصد تا ۳۰ درصد ضعیف است و چنانچه بیش از ۳۰ درصد باشد، داده‌های مدل

غیر قابل اعتمادند (جامیسون و همکاران، ۱۹۹۱). دربارهٔ ضریب همبستگی هر چه عدد محاسبه شده نزدیک به یک باشد نشان‌دهندهٔ شبیه‌سازی بهتر مدل است (خلیلی و همکاران، ۱۳۸۵).

در خصوص خروجی تصاویر ماهواره‌ای، به منظور برطرف ساختن و کاهش اثر ابرناکی، الگوریتمی بر داده‌های روزانه سایت ناسا اعمال شد و پیکسل‌های ابری با برنامه‌نویسی در Matlab 13 به پیکسل برفی تبدیل شد. استفاده از تصاویر دو ماهواره به سبب اختلاف زمانی گذر آنهاست که می‌توان از این عامل در کاهش ابرناکی بهره برد. سپس، سطح پوشش برف و گستره‌های مکانی آن طی ماه‌های مختلف در دوره آماری محاسبه شد. در پایان، در راستای بند پنج الگوریتم با محاسبهٔ ضریب همبستگی پیرسون (رابطهٔ ۸) به ارزیابی هم‌پیوندی دمای شبانه، سطح پوشش برف، و آبدهی پرداخته شد.

### یافته‌های پژوهش

با بررسی دمای کمینه طی دهه‌های گذشته، مشخص شد که بروجن طی هشت ماه، کوه‌رنگ در دورهٔ سرد سال طی سه ماه از فوریه تا آوریل، و یاسوج از آوریل تا دسامبر افزایش تغییرات دمای کمینه داشته‌اند. لردگان در فوریه فقط افزایش دما داشته است و شدت افزایش در بروجن مطابق با دورهٔ گرم سال (جولای و ژوئن)، در کوه‌رنگ طی ماه آوریل، و در یاسوج در دسامبر است (جدول ۲). طبق جدول ۲، شدت افزایش دمای کمینه در مناطق کوهستانی (بروجن و کوه‌رنگ) حوضه، که سهم قابل توجهی در پوشش برف دارند، به‌ویژه در فصل زمستان، که سهم آن از بارش‌ها باید به صورت جامد باشد، نسبت به سایر مناطق بیشتر است.

جدول ۲. مقادیر محاسبه‌شدهٔ ضریب من- کندال دمای کمینهٔ حوضهٔ کارون شمالی

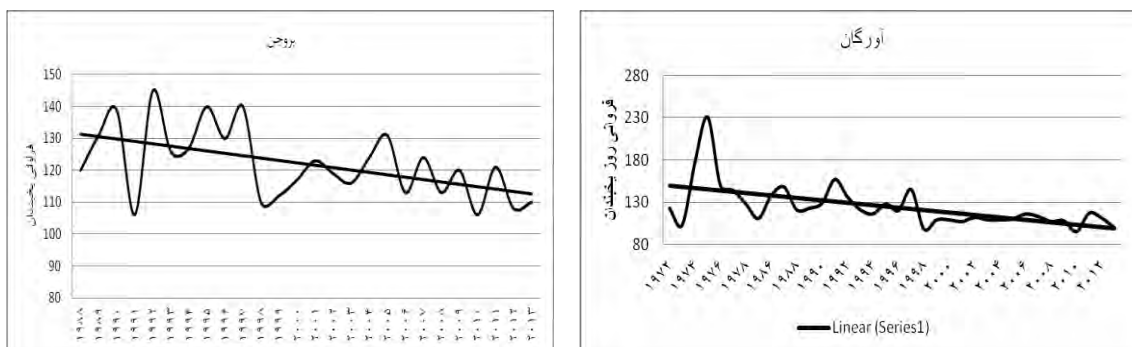
ماه ایستگاه	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	مئی	ژوئن	جولای	اگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
بروجن	۱٫۶۱	۰٫۲۹	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۵۵	۰٫۳۵	۰٫۶۲	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۲۲	۰٫۳۵	۰٫۱۶
کوه‌رنگ	۰٫۴۸	۰٫۳۸	۰٫۳۴	۰٫۲۴	۰٫۸۸	۰٫۱۸	۰٫۶۲	۰٫۷۴	۰٫۱۹	۰٫۰۶	۰٫۷۹	۰٫۳۴
لردگان	۰	۰٫۳۹	۰٫۴۸	۰٫۰۸	۰٫۵۵	۰٫۰۱	۰٫۱۹	۰٫۲۳	۰٫۳۶	۰٫۰۳	۰٫۷۸	۰٫۲۹
یاسوج	۱٫۲۹	۱٫۳	۱٫۴	۰٫۲۳	۰٫۸۸	۰٫۱۶	۰٫۷۸	۰٫۳۱	۰٫۱۲	۰٫۶۳	۰٫۵۵	۰٫۲۷

↑ روند افزایشی

بر اساس تعریف، روزی را که حداقل دمای آن به زیر صفر درجه برسد روز یخبندان می‌نامند. این دما، که در فاصلهٔ پنج سانتی‌متری سطح زمین در ساعت ۶٫۵ صبح اندازه‌گیری می‌شود، بیانگر دمای شبانه است (کاویانی و علیجانی، ۱۳۸۶: ۴۴۹).

از سوی دیگر، مطالعات روهر و بران (۱۹۹۴)، سینگ (۲۰۰۱)، و لیوسلی و همکاران (۱۹۸۳) نشان می‌دهد بارش غالب که در دماهای صفر تا ۵- سانتی‌گراد رخ می‌دهد به شکل برف است. بنابراین، از این فاکتور به عنوان شاخصی در روند روزهای بارشی توأم با برف در حوضه استفاده شده است. نتایج تحلیل روند سالانهٔ این پارامتر اقلیمی نشان داد که فراوانی روزهایی با دمای کمتر از صفر درجه در سطح اطمینان ۹۵ درصد روندی معنی‌دار و کاهشی دارد (شکل ۲ و جدول ۳).

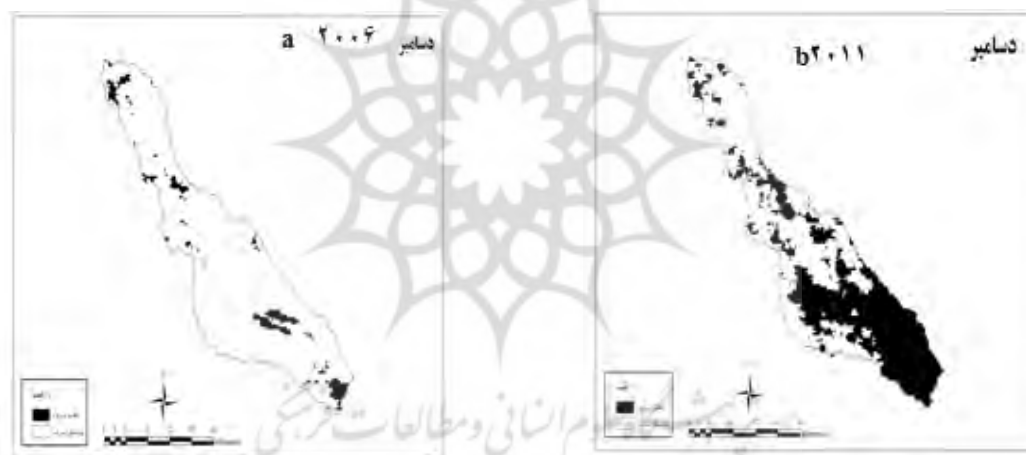




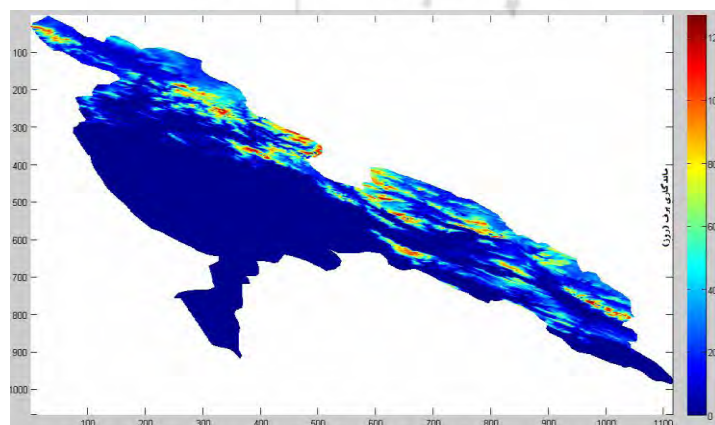
شکل ۲. روند فراوانی روزهایی با دمای صفر درجه و کمتر و خط روند سالانه در ایستگاه‌های نمونه

جدول ۳. مقادیر محاسبه شده ضریب من - کندال فراوانی با دمای صفر درجه و کمتر در ایستگاه‌های پایه کارون شمالی

ایستگاه	آورگان	امام قیس	بروجن	لردگان	شهرکرد	کوه‌رنگ
ضریب Z	-۳٫۴	-۱٫۵	-۲٫۳	-۶۱	-۱٫۳۱	-۲٫۳۲
p-value	۰٫۰۰۲	۰٫۰۵۵	۰٫۰۱	-۰٫۲	۰٫۰۶	۰٫۰۱۲



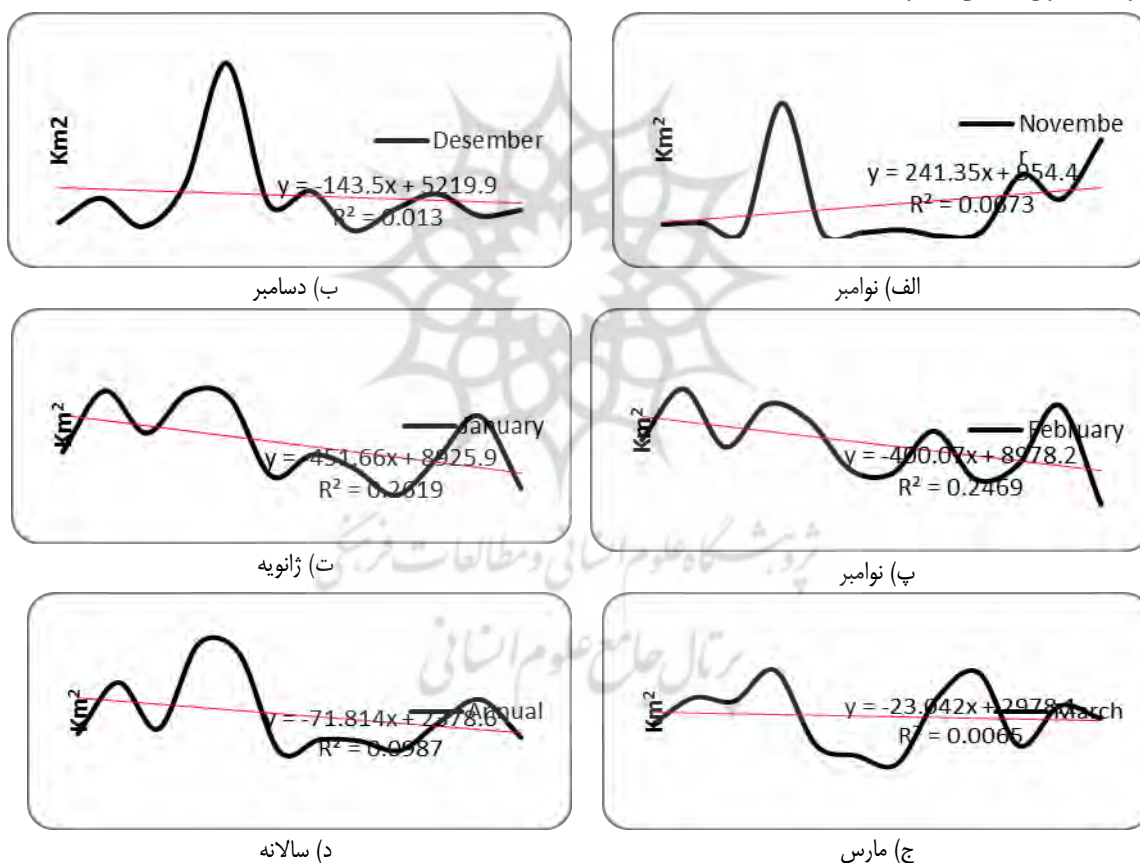
نقشه a سطوح پوشیده از برف ماه دسامبر ماهواره مودیس (۲۰۱۱) و نقشه b سطوح پوشیده از برف ماه دسامبر ماهواره مودیس (۲۰۰۶)



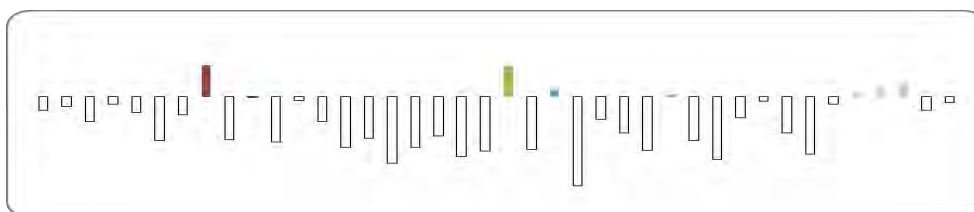
شکل ۳. نقشه مساحت پوشیده از برف و میانگین ماندگاری تعداد روزهای سطوح پوشیده از برف داده‌های ماهواره مودیس (۲۰۰۳-۲۰۱۴)

نتایج روندیابی تغییرات متوسط ماندگاری پوشش برف در حوضه کارون شمالی براساس تصاویر ماهواره مودیس (شکل ۳) نشان می‌دهد در دوره ۲۰۰۳-۲۰۱۴ در ماه‌های آذر و آبان افزایش و در ماه‌های دی، بهمن، اسفند، فروردین، و خرداد کاهش یافته است (شکل ۴). این تغییرات به‌ویژه در ماه‌های دی و بهمن، که بارش غالب آن برف است، چشم‌گیرتر است. به منظور نشان دادن میزان تغییرات سطح پوشش برف در حوضه کارون شمالی، نقشه‌های سطح پوشش برف زیرحوضه کوه‌رنگ به عنوان برف‌گیرترین زیرحوضه کارون شمالی، براساس نقشه‌های a و b از ۱۲۰۰ کیلومتر مربع در دسامبر سال ۲۰۰۶ به ۳۶۰ کیلومتر مربع در سال ۲۰۱۱ کاهش یافته است.

شکل ۵ ضریب آزمون من-کندال در ایستگاه‌های آبدهی مختلف حوضه را نشان می‌دهد. براساس این شکل، ضریب تست من-کندال در ایستگاه‌های کارون شمالی تماماً منفی و بیانگر وجود روند کاهشی دی در این بخش از حوضه است. اما در بخش دیگری از حوضه کارون بزرگ (حوضه رودخانه دز) در ایستگاه‌های تله‌زنگ، سپیددشت، چم‌زمان، عرب‌اسد، و دزفول این روند مثبت است که با بخش مورد تأکید در مورد بارش برف و سطح پوشش آن در حوضه کارون شمالی متفاوت است.



شکل ۴. تغییرات سطوح پوشیده از برف در حوضه کارون شمالی



شکل ۵. ضریب تست من-کندال در ایستگاه‌های آب‌سنجی حوضه کارون

برای تخمین داده‌های دمای روند در دوره آماری ۲۰۱۱-۲۰۴۰ حوضه کارون از برون‌داد مدل‌های سری CMIP5 استفاده شده است. بنابراین، در ابتدا مدل‌های گردش عمومی جو مختلف در سناریوهای گوناگون با استفاده از آزمون‌های آنالیز حساسیت RMSE، R، و Bias با انتخاب دوره مشترک ۲۰۱۱-۲۰۰۶ به عنوان دوره تیمار آزمون شدند. نتیجه این آزمون‌ها در جدول ۴ ارائه شده است. طبق نتایج حاصله، بهترین خروجی برون‌داد مدل‌های سری CMIP5 سناریوی RCP4.5 معین شده است.

نتایج داده‌های برآوردی مدل بهینه در مورد دمای کمینه در ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که میزان دمای کمینه در ایستگاه‌های مختلف بین ۰/۸ تا ۴/۴ درجه سانتی‌گراد طی دوره سرد افزایش می‌یابد (جدول ۵). مثلاً، این افزایش در ماه ژانویه در ایستگاه بروجن ۲/۵، در ایستگاه‌های کوه‌رنگ ۲/۹ و لردگان ۱/۷ و در ایستگاه یاسوج ۲/۴ درجه سانتی‌گراد در ماه فوریه این مقدار با افزایش بیشتری در حد ۳/۳ تا ۵/۲ درجه سانتی‌گراد طبق مدل و سناریوی 4.5 افزایش خواهد یافت و پس از آن ماه‌های مارس و آوریل بالاترین میزان تغییرات افزایشی را در حوضه کارون شمالی نشان دادند. با توجه به جایگاه این ماه‌ها در دریافت بارش برف و ماندگاری آن می‌توان ادعان کرد که در آینده سهم کمتری از بارش‌های این ماه‌ها به بارش برف اختصاص خواهد یافت و این به کاهش سطح پوشش برف و ذخیره منابع آب در ارتفاعات و کاهش حجم دبی حوضه منجر خواهد شد. تحلیل تغییرات دمای کمینه در آینده در مقایسه با روند فعلی نشان‌دهنده تداوم روند افزایشی فعلی است.

پوشش و ماندگاری برف از جمله فاکتورهای مؤثر تأمین آب در مناطق جغرافیایی مانند ایران با فصل بارش محدود در فصول بهار و تابستان است. در حوضه کارون شمالی، که بخشی از زاگرس مرتفع قلمداد می‌شود، رواناب حاصل از برف بخش عمده‌ای از جریان رودخانه‌ها محسوب می‌شود. پس مناطق کوهستانی<sup>۱</sup>، به سبب پایین بودن دما، نقش مؤثری در بودجه آبی حوضه‌ها دارند. بنابراین، افزایش دما به‌ویژه مقادیر کمینه آن تأثیر دوگانه‌ای در پوشش و ماندگاری برف دارد؛ به‌نحوی که در مرتبه اول پایین بودن دما در فصل ریزش‌ها به معنای سهم بیشتر بارش برف و در فصل ذوب ماندگاری بیشتر آن را باعث می‌شود. علاوه بر آن، افزایش این عنصر اقلیمی نتیجه معکوس در پوشش برف و بودجه آبی و حجم رواناب آن به‌ویژه در فصل گرم سال دارد. درواقع، یک دوالیتی<sup>۲</sup> (زوجی معکوس) قوی بین دمای کمینه، پوشش برف، و بودجه آبی حوضه کارون برقرار است. لذا، تغییرات اقلیمی که با افزایش دمای کمینه در حوضه کارون طی نیمه سده آینده رخ خواهد داد پدیده دوالیتی را تشدید می‌کند. جدول ۶ نتایج بررسی این دوالیتی و پیامدهای هیدرولوژیکی آن را ارائه کرده است. مقادیر ضریب همبستگی منفی ارائه‌شده در جدول ۶ بیانگر تشدید شرایط دوالیتی دمای کمینه، سطح پوشیده از برف، و حجم رواناب حوضه در یک دوره ده‌ماهه به‌جز ماه‌های آبان و آذر است. علاوه بر آن، تحلیل روند سطح پوشش برف با حجم رواناب بیانگر رابطه دیاپلی<sup>۳</sup> (زوجی مستقیم) به‌جز در ماه‌های آبان و آذر در حوضه است.

جدول ۴. میزان حساسیت برآورد مدل‌های سری CMIP5 و مقادیر مشاهده‌شده در ایستگاه‌ها

ایستگاه	RMSE	R	Bias
بروجن	۴/۹	۰/۸	۰/۱
کوه‌رنگ	۵/۴	۰/۸۲	-۰/۴۷
لردگان	۳/۸	۰/۹	-۰/۳۶
یاسوج	۴/۵۷	۰/۸۳	-۱/۱۶

1. highlands

2. duality

1. dipole

جدول ۵. مقایسه کمیته دما طی دوره پایه و آتی بر اساس برون داد مدل CMIP5 و سناریوی RCP 4.5

ایستگاه	ماه												
	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	جولای	اگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر	سالانه
بروجن	آینده	-۴۴	-۱۳	۳۷	۸۲	۹	۸۸	۱۱۵	۵۲	۲۳	-۰٫۹	-۵٫۹	۳٫۸
	پایه	-۶۹	-۴۶	-۰٫۶	۳۸	۷۲	۹۸	۱۳	۷۱	۳۱	-۰٫۹	-۴۷	۳٫۱
کوه‌رنگ	آینده	-۷۹	-۴	۰٫۸	۵	۹٫۶	۱۲٫۶	۱۳٫۸	۱۰	۵٫۳	-۰٫۴	-۴۷	۴٫۵
	پایه	-۱۰٫۸	-۸٫۲	-۳	۲٫۸	۷٫۵	۱۰٫۷	۱۴	۹٫۴	۴٫۹	-۰٫۳	-۶٫۴	۲٫۸
لردگان	آینده	-۱٫۱	۲٫۵	۳٫۸	۷٫۲	۱۰٫۸	۱۵٫۱	۱۷٫۷	۱۳٫۱	۸٫۵	۲٫۷	-۰٫۸	۸٫۱
	پایه	-۲٫۸	-۰٫۹	۲٫۲	۶٫۲	۱۰	۱۴٫۳	۱۸٫۱	۱۲٫۷	۸	۲٫۶	-۱	۷٫۲
یاسوج	آینده	۴٫۲	۹٫۲	۱۱٫۷	۱۴٫۳	۲۰٫۵	۲۵٫۱	۲۶٫۷	۲۱٫۸	۱۶٫۵	۹٫۷	۵٫۵	۱۵٫۹
	پایه	۱٫۸	۴	۷٫۹	۱۲٫۸	۱۸٫۱	۲۲٫۹	۲۵٫۸	۲۴٫۸	۱۵	۸٫۷	۴٫۲	۱۳٫۹

جدول ۶. ماتریس همبستگی مقادیر ضریب من - کندال دمای کمیته - پوشش برف و حجم رواناب حوضه کارون شمالی

عناصر ماه	دمای شبانه و سطح پوشیده از برف		دمای شبانه و حجم رواناب	سطح پوشیده از برف و حجم رواناب
	پوشیده از برف	سطح پوشیده از برف		
فروردین	-۰٫۵۴	-۰٫۱۷		۰٫۳۲
اردیبهشت	-۰٫۴۷	-۰٫۴۸		۰٫۹۱
خرداد	-۰٫۴۷	-۰٫۱۳		۰٫۸۴
آبان	۰٫۴۴	۰٫۱۲		-۰٫۱۴
آذر	۰٫۸۴	۰٫۵۵		-۰٫۵۵
دی	-۰٫۹۱	-۰٫۵۸		۰٫۷۵
بهمن	-۰٫۸۴	-۰٫۳۷		۰٫۵۷
اسفند	-۰٫۹۵	-۰٫۴۱		۰٫۳۱
سالانه	-۰٫۹۱	-۰٫۴۷		۰٫۶۵

### نتیجه گیری

تنش‌های آبی از جمله برون‌دادهای تغییرات اقلیم است. این تنش‌های آبی ناشی از مجموعه عواملی مانند افزایش دما، خشک‌سالی، و تغییرات الگوی مصرف آب است. پایداری نظام زیستی و هیدرولوژیکی در اغلب مناطق در ارتباط با دمای کمیته است. طبق نتایج به‌دست‌آمده، بروجن طی پنج ماه، کوه‌رنگ در دوره سرد سال طی ده ماه از ژانویه تا ژوئن، اگوست تا اکتبر، دسامبر، و یاسوج در همه ماه‌های سال افزایش تغییرات دمای شبانه خواهد داشت. شدت تغییرات افزایشی دمای شبانه در دو ایستگاه کوه‌رنگ و یاسوج بیشتر نمود می‌یابد؛ به طوری که این دو منطقه کوهستانی تغییرات ۱٫۶ و ۲٫۱ درجه سانتی‌گراد را به‌طور سالانه دارا خواهند بود و این تغییرات در دوره سرد سال به‌ویژه در ماه‌های ژانویه تا می بیشتر است.

ارزیابی تعداد روزهایی با دمای کمتر از صفر درجه در دوره پایه و سطح پوشش برفی نیز روند کاهشی دارد. در نیمه سده آینده شرایط تغییرات افزایشی دما به گونه‌ای است که مناطق کوهستانی حوضه در طی سال شاهد افزایش ۰٫۷ تا ۲٫۱ درجه‌ای خواهند بود و در ماه فوریه این مقدار با افزایش بیشتری در حد ۳٫۳ تا ۵٫۲ درجه سانتی‌گراد طبق مدل و

سناریوی 4.5 افزایش خواهد یافت. پس از آن، ماه‌های مارس و آوریل بیشترین میزان تغییرات افزایشی را در حوضه کارون شمالی نشان دادند و، با توجه به جایگاه این ماه‌ها در دریافت بارش برف و ماندگاری آن، می‌توان اذعان کرد که در آینده سهم کمتری از بارش‌های این ماه‌ها به بارش برف اختصاص خواهد یافت. در واقع، ارتباط بین ضرایب من-کندال پارامترهای دمای کمینه، سطح پوشش برف، و حجم رواناب به صورت زوجی متغیرها آشکار ساخت که با حاکمیت روند افزایشی دما سطح پوشش برف روندی کاهشی خواهد داشت. بنابراین، رخداد دماهای کمینه با افزایش بیشتر به کاهش سطوح پوشیده از برف منجر خواهد شد و در برخی از زیرحوضه‌های کارون، که حجم رواناب وابسته به ذوب بارش‌های جامد است، کاهش خواهد یافت؛ به نحوی که با افزایشی بودن روند دمای کمینه سطح پوشش برف و آبدهی رودخانه در فصل بهار بین ۳۵ تا ۶۰ درصد کاهش و فقط بین ۷ تا ۱۵ درصد در ماه‌های نوامبر و دسامبر افزایش خواهد داشت.

نتایج این پژوهش بیانگر انطباق آن با تداوم روند افزایشی دما طی سال‌های آتی با سایر مطالعات صورت گرفته است. البته، بررسی نتایج شبیه‌سازی و برآوردی متغیرها بر اساس سناریوهای A و B تغییرات اقلیم بیانگر آن بوده که خروجی‌ها با واقعیت در دوره‌های زمانی رخ داده انطباق ندارد و دارای خطای بیشتری است. حال آنکه نتایج حاصله از CMIP5، که در این مقاله بررسی شده است، همخوانی بیشتری با برداشت‌های میدانی دارد (رئیس‌یان و پورهت، ۱۳۹۲).

سرانجام، اثرها و زبان‌های زیست‌محیطی حاصل از تداوم افزایش در دمای کمینه باید در برنامه‌ریزی‌ها و مدیریت منابع آب در نظر گرفته شود. افزایش دمای شبانه و حاکمیت این شرایط در آینده تصویر نگران‌کننده از آینده حوضه آبی در بخش‌های مختلف مانند کشاورزی، منابع آب، سکونتگاه‌های انسانی، و اجرای پروژه‌های عمرانی ارائه می‌دهد. طبیعتاً این روند به افزایش تبخیر، نیاز آبی، تغییرات الگوی مصرف آب، افزایش مصرف انرژی، کاهش تنوع زیستی، و کاهش پایداری اکوسیستم‌ها منجر خواهد شد. اگر این موارد را در جایگاه فعلی حوضه کارون در توسعه اقتصادی کشور و تأمین انرژی برق آبی در نظر بگیریم، آینده نگران‌کننده‌تر از آنچه تا کنون تصور می‌شود ترسیم خواهد شد.

## منابع

- بذرافشان، ج؛ خلیلی، ع؛ هورفر، ع. ح؛ ترابی، ص. و حجام، س. (۱۳۸۸). بررسی و مقایسه عملکرد دو مدل (LARS-WG و ClimGen) در شبیه‌سازی فراسنج‌های هواشناسی در شرایط مختلف اقلیمی، *تحقیقات منابع آب ایران*، ۵(۱): ۴۴-۵۷.
- خزانه‌داری، ل؛ کوهی، م؛ قندهاری، ش. و آسیایی، م. (۱۳۸۷). *تغییر اقلیم علل، اثرات، و راه‌حل‌ها*، هاردی، جان تی، برگردان، انتشارات پاپلی.
- خلیلی، ن؛ خدائشناس، س.ر. و داوری، ک. (۱۳۸۵). پیش‌بینی بارش با استفاده از شبکه‌های عصبی مصنوعی، *دومین کنفرانس مدیریت منابع آب*، دانشگاه صنعتی اصفهان.
- جاماب (۱۳۸۸). *بازنگری مطالعات جامع آب کشور حوضه کارون*، وزارت نیرو.
- قربان‌زاده خرازی، ح؛ صادقی، ح؛ ثقفیان، ب. و پورهمت، ج. (۱۳۸۸). بررسی اثر تغییر اقلیم بر توزیع زمانی جریان رواناب ناشی از ذوب برف در حوضه کارون، *مجله علوم و مهندسی آب‌خیزداری*، ۵(۱): ۴۵-۵۰.
- ذهبیون، ب؛ گودرزی، م.ر. و مساح بوانی، ع.ر. (۱۳۸۹). کاربرد مدل SWAT در تخمین رواناب حوضه در دوره‌های آبی تحت تأثیر تغییر اقلیم، *نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی*، ۱(۳ و ۴): ۴۳-۵۸.
- رحیمی، د. (۱۳۸۵). *برآورد حداکثر بارش و سیلاب محتمل در حوضه کارون شمالی*، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه اصفهان، رساله دکتری.
- رئیسیان، ر. و پورهمت، ج. (۱۳۹۲). بررسی میزان و تغییرات زمانی انباشت و عمق آب معادل برف در حوضه کارون شمالی (مطالعه موردی گردنه چری)، *فصل‌نامه مهندسی آبیاری و آب*، ۹(۱): ۱-۱۰.
- سبحانی، ب. و فاطمی‌نیا، ف.س. (۱۳۹۳). مدل‌سازی فراسنج‌های اقلیمی استان خراسان جنوبی، *مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۳(۳): ۳۱۱-۳۳۲.
- کابلی، ح؛ آخوند علی، ع.م؛ مساح بوانی، ع.ر. و رادمنش، ف. (۱۳۹۱). ارائه ریزمقیاس‌نمایی داده‌های اقلیمی بر اساس روش ناپارامتریک نزدیک‌ترین همسایگی (K-NN)، *نشریه آب و خاک*، ۲۶(۴): ۷۷۹-۸۰۸.
- کویانی، م.ر. و علیجانی، ب. (۱۳۸۶). *مبانی آب و هواشناسی*، تهران: سمت.
- گودرزی، ا.؛ مساح بوانی، ع.ر.؛ دستورانی، م.ت. و طالب، ع. (۱۳۸۹). شبیه‌سازی رواناب و بررسی تغییرات هیدرولوژیکی حوضه رودخانه اعظم هرات- یزد تحت تأثیر تغییر اقلیم، *چهارمین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم*، ص ۵۳۱-۵۳۷.
- مساح بوانی، ع.ر. و مرید، س. (۱۳۸۴). اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب و تولید محصولات کشاورزی (مطالعه موردی: حوضه زاینده‌رود)، *مجله تحقیقات منابع آب ایران*، ۱(۴۷): ۱-۴۰.
- مساح بوانی، ع.ر. (۱۳۸۵). ارزیابی ریسک تغییر اقلیم و تأثیر آن بر منابع آب (مطالعه موردی: حوضه زاینده‌رود اصفهان)، رساله دکتری، گروه مهندسی سازه‌های آبی، دانشگاه تربیت مدرس.
- منصوری، ب؛ احمدزاده، ح؛ مساح بوانی، ع.ر.؛ مرید، س؛ دلاور، م. و لطفی، س. (۱۳۹۳). بررسی اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب حوضه زاینده‌رود با استفاده از مدل SWAT، *مجله آب و خاک*، ۲۸(۶): ۴۸-۶۰.
- هاشمی‌نسب، س؛ عطایی، ه. و صادقی، ف. (۱۳۹۴). بررسی و تحلیل روند حداکثر دما در حوضه آبخیز دریاچه نمک، *مجله اکوسیستم بیابان*، ۴(۶): ۱-۱۴.

- Alcamo, J.; Henrichs, T. and Rosch, T. (2000). *World Water 2025: Global Modeling and Scenario Analysis for the World Commission on Water for 21st Century*, Kassel University Press, World Water Series, Technical Report, Center of Environmental Systems Research University of Kassel, Germany.
- Bazrafshan, J.; Khalili, A.; Hoorfar, A.; Torabi, S. and Hajjam, S. (2009). Comparison of the Performance of ClimGem and LARS-WG Models in Simulating the Weather Factors for Diverse Climates of Iran, *Journal Iran-Water Resources Research*, 5(13):44-57.
- Dettinger, M.D.; Cayan, D.R.; Meyer, M. and Jeton A.E. (2004). Simulated Hydrologic Responses to Climate Variations and Change in the Merced, Carson, and American Riverbasins, Sierra Nevada, California, 1900-2099. *Climatic Change*, 62(1-3).
- Dracup, J.A. and Viccumman, S. (2005). An Overviwo of Hydrology and Water Resources Studies on Climate Change: the California Experience, Proc.EWRI2005: *Impacts of Global Climate Change*.
- Ezber, Y.; Lutfi Sen, O.; Kindap, T. and Karaca, M. (2007). Climate effects of urbanization in Istanbul: a statistical and modeling analysis, *International Journal of Climatology*, 27: 667- 679.
- Goodarzi, E.; Masah Bavani, A.R.; Dastoorati, M.T. and Taleb, A. (2010). Grand River watershed runoff simulation and hydrological changes under the impact of climate change Yazd Heart, *4thRegional Conference Climate Change*, 531-537.
- Ghorbanizadeh Kharazi, H.; Sedghi, H.; Saghafian, B. and Porhemmat, J. (2010). Study on the Effect of Climate Change on Snowmelt Runoff Timing in Karoon Basin, *Iran-Watershed Management Science & Engineering*, 3(9): 45-50.
- Hardi, J.T. (2008). *Climate Change: Causes, Effects, and Solutions*, Translate by Khazanedari, Kuhi, Ghandehari, and Asiyaie, Papoli Press, Tehran.
- Hasheminasab, S.; Ataei, H. and Sadeghi, F. (2015). Analyzed and Survey of Maximum Temperature Trend in Daryache-e-Namak Basin, *Journal Desert Ecosystem Engineering*, 4(6): 1-14.
- IPCC. (2007). *Climate change 2007: synthesis report*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge
- IPCC. (2008). IPCC workshop on Describing Scientific Uncertainties in Climate Change to Support Group Colorado, USA.
- IWRMC. (2012). *Water Planning Office macro Iran*, Ministry of Power.
- Jamieson, J.; Porter, R. and Wilson., D.R. (1991). A test of the computer simulation model ARCWHEAT1 on wheat crops grow in New Zealand, *Field Crops Research*, 27: 337-350.
- Khazanedari, L.; Koochi, M.; Ghandehari, Sh. and Asiaei, M. (2008). *Climate Change, Causes, effects and solutions*, Hadrri, J.T., Publishers.Papoli
- Kalili, N.; Khodashenas, S.R. and Davari, K. (2006). Forecast Precipetation by using Artificial Neural networks, *th2 water resourse management*, Isfahan University of technology.
- Kaboli, S.H.; Akhondali, A.M.; Massah Bavani, A.R. and Radmanesh, F. (2012). A Downscaling Model Based on K-Nearest Neighbor (K-NN)Non-Parametric Method, *Journal of Water and Soil(Agricultural Science and Technilogy*, 26(4):799-808.
- Kavyani, M.R. and Alijani, B. (2006). *The Foundations of Climatology*, Samt Publishers, Tehran.
- Kendall, MG. (1975). *Rank Correlation Methods*, 4th edn, Griffin: London, 202.
- Leavesley, G.H.; Restrepo, P.; Stannard, L.G. and Dixon, M. (1983). *Precipitation-Runoff Modeling System: User Manual*, Water Resour.Invest.Rpt.83-4238.USDept. Interior, Geological Survey.

- Lisa, V.A. and Julie, M.A. (2009). Assessing trends in observed and modelled climate extremes over Australia in relation to future projections, *International Journal of Climatology*, 29: 417-435.
- Man, HB. (1945). Nonparametric tests against trend, *Econometrica*, 13: 245-259.
- Mansouri, B.; Ahmadzadeh, H.; Massah Bavani, A.R.; Morid, S.; Delavar, M. and Lotfi, S. (2014). Change Impacts on Water Resources in Zarrinehroud Basin Using SWAT Model, *Journal of Water and Soil*, 28(6):1191-1203.
- Martinez, M.; Serra, D.; Burgueno, C. and Lana, X. (2010). Time trends of daily maximum and minimum temperatures in Catalonia (ne Spain) for the period 1975–2004, *International Journal of Climatology*, 30: 267-290.
- Massah Bavani, A.R. and Morid, S. (2005). The Effects of Climate Change on Water Resources and Agricultural Production Case Study: Zayandehrood basin, *Journal Water Resources Research Iran*, 47: 1-40.
- Massah Bavani, A.R. (2006). Assessing the Risks of Climate Change and its Impact on Water Resources Case Study: Zayanderud Basin, PhD thesis, Department of Water Structures, Tarbiat Modarres University.
- Ouyang, F.; Zhu, Y.; Fu, G.; Lu, H.; Zhang, A.; Yu, Zh. and Chen, Xi. (2015). Impacts of climate change under CMIP5 RCP scenarios on streamflow in the Huangnizhuang catchmen, *Stoch Environ Res Risk Assess*, 29: 1781-1795.
- Rahimi, D. (2006). Probable maximum precipitation and flooding in the basin of Northern Karun, PhD thesis, Department geography, Isfahan University.
- Riahi, K.; Rao, Sh.; Krey, V.; Cho, Ch. and et al. (2011). RCP 8.5—A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions, *Climate Change*, 109: 33-57.
- Raesiyani, R. and porhemmat, J. (2014). An Investigation on Temporal Variation of Snow Accumulated Depth and Snow Water Equivalent in Northern Karoon Basin (Case Study: Col Cheri), *Journal Irrigation science and Engineering*, 13: 90-101.
- Rohrer, M.B. and Braun, L.N. (1994). Long-term records of the Snow Cover Water Equivalent in the Swiss Alps-2, *Simulation .Nordic Hydrology.*, 25(1-2): 65-78.
- Carlos A. C. dos Santos ,Christopher M. U. Neale ,Tantravahi V. R. Rao ,Bernardo B. da Silva,. (2011). Trends in indices for extremes in daily temperature and precipitation over Utah, USA. *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.2205.
- Schlunzen, K.H.; Hoffmann, P.; Rosenhagen, G. and Riecke, W. (2010). Long-term changes and regional differences in temperature and precipitation in the metropolitan area of Hamburg, *International Journal of Climatology*, 30: 1121-1136.
- Serrano, A.; Mateos, V.L. and Garcia, J.A. (1999). Trend analysis of monthly precipitation over the iberian peninsula for the period 1921–1995, *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 24(1-2): 85-90.
- Singh, P. and Singh, V.P. (2001). *Snow and Glacier Hydrology*, Dordrecht: Kluwer Academic Publishers
- Steele-Dunne, S.; Lynch, P.; McGrath, R.; Semmler, T.; Wang, S.; Hanafin, J. and Paul Nolan (2008). The Impacts of Climate Change on Hydrology in Ireland, *Journal of Hydrology*, 356: 28-45.
- Vuuren, D.V.; Edmonds, J.; Kainuma, M.; Riahi, K. and Weyant, J. (2011). A special issue on the RCPs, *Climate Change*, 109: 1-4
- Vuuren, D.V.; Edmonds, J.; Kainuma, M.; Riahi, K. and et al. (2011). The representative concentration pathways: an overview, *Climate Change*, 109: 5-31.



- Yang, X.L; Xu, L.R.; Liu, K.K; Li, CH; HU, J. and Xia, XH. (2012). Trends in Temperature and Precipitation in the Zhangweinan River Basin during the last 53 Years, *Procedia Environmental Sciences*, 13: 1966-1974.
- Zahabiyou, B.; Goodarzi, M.R. and Massh Bavani, A.R. (2011). Application of the SWAT Model in the Ghare sou River Basin Under Climate Change, *Journal Climate Research*, 1(3-4): 45-60.
- Zulkarnain, H.; Supiah, Sh. and Sobri, H. (2014). Application of SDSM and LARS-WG for simulating and downscaling of rainfall and temperature, *Journal Theoretical and Applied Climatology*, 116: 243-257.

