دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی

سال هفدهم، شماره‌ی ۵۸
تابستان ۱۳۹۶، صفحات ۲۴۲-۲۲۷

محمود حبیب‌نژادروشن[۱]
کاکا شاهدی[۲]
*هادی رزاقیان[۳]
مجید حبیبی‌نوخندان[٤]

ارزیابی تغییر اقلیم حوضه آبخیز بابلرود در دو دوره ۲۰۶۵-۲۰۴۶ و ۲۰۹۹-۲۰۸۰ با استفاده از داده‌های مدل گردش عمومی جو HadCM3

تاریخ دریافت: ۱۳۹٤/۰٦/۰۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹٤/۰۷/۲۹

چکیده

در سالیان اخیر حوادث اقلیمی متفاوتی اعم از سیل و خشکسالی را در سطح حوضه آبخیز بابلرود و استان مازندران اتفاق افتاده است که لزوم بررسی هر چه بیش‌تر تأثیر تغییر اقلیم بر هیدرولوژی حوضه آبخیز را مورد تأکید قرار می‌دهد. این کار از طریق مدل‌های گردش عمومی جو انجام می‌پذیرد. به دلیل بزرگ مقیاس بودن شبکه محاسباتی مدل‌های گردش عمومی جو، آن‌ها قادر به پیش‌بینی پارامترهای آب و هواشناسی در مقیاس نقطه‌ای نیستند. بر این اساس ابزار واسطی به‌نام مولد هواشناسی (Weather Generator) ابداع گردید که توسط آن و به کمک خروجی مدل‌های عددی، می‌توان تغییر اقلیم را در مقیاس نقطه‌ای و ایستگاه مورد نظر ارزیابی کرد. در این تحقیق با استفاده از این روش، داده‌های مدل گردش عمومی جو HadCM3 با به‌کارگیری مدل LARS-WG طبق دو سناریوی A2

۱- عضو هیأت علمی گروه علوم مهندسی آبخیزداری، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع‌طبیعی ساری.
۲- گروه علوم مهندسی آبخیزداری، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری.
*۳- دانشجوی دکترای آبخیزداری دانشگاه علوم کشاورزی و منابع‌طبیعی ساری، هیأت علمی دانشگاه پیام نور، گروه علمی منابع طبیعی و محیط‌زیست، تهران، ایران (نویسنده مسئول). E-mail: hrazzaghian@yahoo.com
٤- گروه آب‌وهواشناسی، پژوهشکده اقلیم‌شناسی استان خراسان رضوی.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

و B1 برای دوره‌های زمانی ۲۰۶۵-۲۰۴۶ و ۲۰۹۹-۲۰۸۰ ریزمقیاس شدند. نتایج حاصل از ارزیابی تغییر اقلیم حوضه آبخیز بابلرود حاکی از تغییر میزان بارش در حوضه مورد مطالعه از ۴۳- تا ۳۲+ درصد بود که این حدود تغییرات با افزایش بارش در ماه‌های پربارش و کاهش شدید بارندگی در ماه‌های کم بارش تابستان همراه بود. همچنین افزایش دمای سالانه به‌طور میانگین حدود ۱/۴ سانتی‌گراد تا ۳/۶ سانتی‌گراد، به‌ویژه در ماه‌های گرم سال که سبب کاهش میزان بارش جامد (برف) و تغییر رژیم بارش می‌شود، نمود بیش‌تری خواهد داشت. افزایش میزان بارش در ماه‌های سرد و همچنین افزایش دمای هوا در ماه‌های گرم که به‌تبع آن ذوب زودتر از موعد توده‌های برف و افزایش ناگهانی رواناب را سبب می‌شود، با تأثیر بر اقلیم منطقه در آینده‌ای نه چندان دور، به‌طور محتمل تعداد و شدت وقایع حدی را تا حد زیادی افزایش خواهد داد.

کلید واژه‌ها: سیل، خشکسالی، مولد آب‌وهوا، سناریوهای اقلیمی، ریز مقیاس، وقایع حدی.

مقدمه

اقلیم، شرایط متوسط آب وهوا برای یک محدوده خاص در یک دوره زمانی خاص می‌باشد. تغییر اقلیم عبارت است از تغییرات رفتار آب وهوایی یک منطقه نسبت به رفتاری که در طول یک افق زمانی بلندمدت از اطلاعات ثبت شده در آن منطقه مورد انتظار است. افزایش گازهای گلخانه‌ای در دوره‌های آتی و در نتیجه تشدید تغییرات پارامترهای اقلیمی، می‌تواند بر سیستم‌های مختلف از جمله منابع آب، محیط زیست، صنعت، بهداشت، کشاورزی و کلیه سیستم‌هایی که در کنش با سیستم اقلیم می‌باشند، تأثیرات منفی زیادی داشته باشد (مک کرکن[5]، ۲۰۰۸: ۷۸۶-۷۳۵). تبعات منفی این پدیده برای بشر تا آنجا می‌تواند مخرب باشد که در بین ده عامل تهدیدآمیز بشر در قرن ۲۱ (فقر، سلاح‌های هسته‌ای، کمبود غذا و..) پدیده تغییر اقلیم مقام اول را به خود اختصاص داد (خزایی و همکاران، ۲۰۱۱: ۱۰۱۲-۱۰۰۲). گرچه کاهش گازهای گلخانه‌ای می‌تواند از تشدید پدیده تغییر اقلیم در دوره آتی بکاهد، ولی باید توجه داشت که حتی اگر در حال حاضر انتشار تمامی گازهای گلخانه‌ای در سطح کره زمین متوقف شود، پدیده تغییر اقلیم تا اواخر قرن ۲۱ ادامه خواهد یافت (مور و مک کرکن[6]، ۲۰۰۹: ۶۲-۴۲). گزارش (هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم)[7] حاکی از آن است که در صورت ادامه روند کنونی مصرف سوخت‌های فسیلی، غلظت گازهای گلخانه‌ای تا قبل از پایان قرن ۲۱ می‌تواند به بیش از ۶۰۰ پی.پی.ام[8] برسد و در نتیجه متوسط افزایش دمای سطحی کره زمین تا سال ۲۱۰۰ می‌تواند به ۱/۱ تا ۶/۴ درجه سانتی‌گراد برسد و باعث پدیده تغییر اقلیم شود. گزارش‌های هیئت بین الدول نشان می‌دهد تغییر اقلیم موجب تغییر در ویژگی‌های هیدرولوژیک در چند دهه اخیر در سطح جهان شد. به‌طوری که بارندگی و جریان‌های سطحی در عرض‌های جغرافیایی بالا و میانی، بیش‌تر و در عرض‌های پایینی،

5- Mac-Cracken
6- Moore and Mac-Cracken
7- Intergovernmental Panel on Climate Change
8- Parts per million

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

کم‌تر گردید و احتمال مواجهه با رخدادهای حداکثر اقلیمی مانند سیلاب و خشکسالی افزایش یافت (بویر و همکاران[9]، ۲۰۱۰: ۸۳-٦٥). همچنین طبق تحقیقات انجام شده، در سال ۲۰۵۰، خطر وقوع سیل با دوره بازگشت یکصد ساله حدود ٤٥٠ میلیون نفر را در وسعتی به اندازه حدود ٤٠ درصد از زمین را تهدید می‌کند (آرنل و گاسلینگ[10]، ۲۰۱٤: ۱۰۲۱-۱۰۰۷). برای بررسی اثرات تغییر اقلیم بر سیستم‌های مختلف در دوره‌های آتی، می‌بایست در ابتدا مقدار متغیرهای اقلیمی در آینده شبیه‌سازی گردد. روش‌های مختلفی برای شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی در دوره‌های آتی وجود دارد که معتبرترین آن‌ها استفاده از خروجی‌های مدل‌های اتمسفر–اقیانوس گردش عمومی جو[11] می‌باشد. این مدل‌ها شامل تمامی روابط حاکم بر سیستم اقلیم کره زمین می‌باشد که برای حل آن‌ها، کره زمین سلول‌بندی شده و مقادیر متغیرهای اقلیمی برای دوره‌های ۱۸٦۰ تا ۲۱۰۰ میلادی در هر سلول مورد شبیه‌سازی قرار می‌گیرد (گریلاکیس و همکاران[12]، ۲۰۱۱: ۱۹-۱). در گزارش ویژه هیئت بین الدول تغییر اقلیم در سال ۲۰۰۰، سناریوهای مختلف انتشار گازهای گلخانه‌ای بیان گردید. سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای که در گزارش مذکور آمد، برای ارائه تصویری از تغییر اقلیم آینده کره زمین استفاده می‌شود. این سناریوها در دو دسته کلی بدبینانه (با لحاظ مسائل توسعه و رشد جمعیت) مانند سناریوهای گروه A و خوش بینانه (با لحاظ مسائل زیست محیطی) مانند سناریوهای گروه B طبقه‌بندی گردیدند که هر مدل اقلیمی مورد نظر می‌تواند در قالب یکی از سناریوهای مذکور بیان شود. تفاوت زیادی در نتایج به‌دست آمده از به‌کارگیری سناریوهای متفاوت اقلیمی ایجاد می‌شود. از جمله آن-ها، اختلاف در پاسخ هیدرولوژیکی به سناریوهای اقلیمی در زمان استفاده از مدل‌های متفاوت هیدرولوژیکی می‌باشد. بایستی توجه داشت که معمولاً در مطالعات هیدرولوژی، سلول‌های محاسباتی مدل‌های اتمسفر – اقیانوس گردش عمومی جو (مثلاً $^{\circ}$۳/۷۵ × $^{\circ}$۲/۵ (طول جغرافیایی×عرض جغرافیایی)) بزرگ‌تر از وسعت منطقه مطالعاتی است. بنابراین در این گونه مطالعات نیاز به ریزمقیاس نمایی خروجی این مدل‌ها می‌باشد (آرنل و همکاران[13]، ۲۰۱٤: ٤۳٤-٤۲٥). مدل‌های گردش عمومی جو، شرایط توپوگرافی و پوشش سطحی و شرایط اقلیمی یکسانی را برای یک شبکه با ابعاد چند صد کیلومتری در نظر می‌گیرند، در حالی‌که ممکن است شرایط واقعی سطح زمین در محدوده‌ی مورد بحث، کاملاً متفاوت باشد (نیگل و لوید[14]، ۲۰۱٤: ۱٤۰-۱۲۷). برای فائق آمدن به نقیصه تفکیک فضایی کم مدل گردش عمومی، دو راهکار وجود دارد که عبارتند از: ریز مقیاس نمایی آماری[15] با استفاده از مدل‌های آماری و به‌کارگیری مدل‌های دینامیکی. استفاده از مدل‌های دینامیکی برای ریزمقیاس نمایی خروجی مدل‌های گردش عمومی جو با محدودیت زمانی اجرای مدل مواجه است. اما در روش آماری و در عرض چند ثانیه

9- Boyer
10- Arnelland Gosling
11- Atmosphere Ocean Global Circulation Models (AOGCM)
12- Grillakis
13- Arnell
14- Nigel
15- Statistical downscaling

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

می‌توان ریزمقیاس نمایی آماری را برای یک سایت یا ایستگاه مشخص برای چندین ده سال انجام داد. در صورت استفاده از روش مناسب و معتبر در ریزمقیاس نمایی خروجی مدل‌های گردش عمومی جو، این مدل‌ها ابزار مناسبی برای پیش‌بینی وقایع حدی هستند. از سوی دیگر این مدل‌ها قادر به تولید سری‌های زمانی طولانی مدت هستند که می‌توان به‌کمک آن‌ها به آنالیز تغییرات احتمالی وقایع حدی در دوره‌های آینده نیز پرداخت (گواردیولا و همکاران[16]، ۲۰۱۱: ۲۳۳-۲۲۵). روش‌های ریزمقیاس نمایی مختلفی در برگرداندن خروجی‌های بزرگ مقیاس گردش عمومی جو به مقیاس کوچک‌تر توسعه یافتند. این روش‌ها عبارتند از: روش استفاده از سلول اصلی یا روش تناسبی، روش آماری و روش دینامیکی. روش آماری از معمول‌ترین روش‌های کوچک مقیاس کردن به‌شمار می‌رود. به‌گونه‌ای که در آن با ایجاد همبستگی بین متغیرهای بزرگ مقیاس منطقه (مثلاً فشار متوسط سطح دریا) و داده‌های مشاهداتی ایستگاهی، داده‌های بزرگ مقیاس مدل اتمسفر-اقیانوس گردش عمومی جو مستقیماً به داده‌های ایستگاهی کوچک مقیاس بر می‌گردد (چن و همکاران[17]، ۲۰۱۳: ۲۱٤-۲۰۰). در تحقیقی با بررسی اثر تغییراقلیم بر رواناب سه حوضه آبخیز در منطقه شرق دریاچه ارومیه، مدلی مبتنی بر شبکه عصبی برای بارش-رواناب طراحی گردید و ارتباطی میان جریان ماهانه رودخانه و متغیرهای مدل LARS-WG (بارش، دمای کمینه، دمای بیشینه و تابش) در دوره دیده‌بانی هواشناسی ایجاد شد. در نهایت تابع رفتار هیدروگراف ماهانه رودخانه با استفاده از چهار متغیر هواشناسی در دوره دیده‌بانی طراحی و نتایج این مطالعه افزایش ۲/۳ درجه‌ای میانگین دمای سالانه، کاهش ۳ درصدی بارش سالانه و کاهش بسیار زیاد در رواناب را نشان داد (ضرغامی و همکاران، ۲۰۱۱: ۱۰-۱). در بررسی اثر تغییر اقلیم بر حوضه آبخیز فرات کشور عراق، با توجه به مدل‌ها و سناریوهای اقلیمی متفاوت که تأثیر قابل توجه افزایش دما، کاهش معنی‌دار آب معادل برف به میزان ۵۵ درصد (سناریوهای خوش بینانه) تا ۸۷ درصد (سناریوهای بدبینانه) را به‌همراه داشت، در نهایت به کاهش ۲۵ تا ۵۵ درصدی در میزان رواناب سالانه منجر شد (بوزکورت و لطفی سن[18]، ۲۰۱۳: ۱٦۱-۱٤۹). در بررسی اثر تغییر اقلیم بر منحنی‌های شدت-مدت-فراوانی بارندگی تحت مدل HadCM3 مشخص گردید مقدار بارش شبیه‌سازی شده در ایستگاه بابلسر برای پایه زمانی ۲۰۳۰-۲۰۱۱ نشان دهنده کاهش بارش ماهانه در ماه‌های گرم سال و افزایش آن در ماه‌های سرد سال می‌باشد (بختیاری و همکاران، ۱۳۹۳: ۷۰٤-٦۹٤). بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر عوامل هیدرولوژیکی دما، بارش و رواناب در طی سال‌های ۲۰۲۰ تا ۲۰۵۰ میلادی در حوضه‌های آبخیز شرق چین نشان داد که میزان دما در این دوره زمانی از ۰/۷۱ تا ۹ درجه سانتی‌گراد تغییر می‌نماید و در نتیجه به ازای یک درجه افزایش در میزان دما، ۳/۲ تا ٤ درصد افزایش در میزان بارش و در نهایت به افزایش در میزان رواناب منجر خواهد شد (چن و همکاران، ۲۰۱٤: ٦۰٦-۵۹۵). نتایج بررسی اثر تغییر اقلیم بر رواناب در حوضه آبخیز بختیاری با استفاده از CGCM3[19] وتحت سناریوی A2، حاکی از کاهش بارش (به میزان ۲۰درصد)، افزایش حداقل و حداکثر دما به‌ترتیب به میزان ۱/۵ و ۱ درجه بود. همچنین نتایج این پژوهش با وجود کاهش بارش در

16- Guardiola
17- Chen
18- Bozkurt
19- Coupled Global Climate Model

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

سال‌های آتی، افزایش بارش‌های حدی را نشان داد که این امر نشان دهنده افزایش سیلاب در سال‌های آینده خواهد بود (حجازی‌زاده و همکاران، ۱۳۹۱: ۲٤-۵). بررسی اثر تغییر اقلیم بر تغییرات مکانی تغذیه‌ی سفره آب زیرزمینی آبخوان دشت کرمان نشان داد که متوسط درجه حرارت در دهه‌های آتی نسبت به دوره پایه به‌ترتیب ۱/۵، ۲/۸ و ٤/۵ درجه سانتی‌گراد افزایش و بارش سالانه ۸/۱-، ۱۵/۱- و ۱۸- درصد کاهش می‌یابد (آبکار، ۱۳۹۲: ۲۲۱). ارزیابی اثرات هیدرولوژیکی تغییر اقلیم در حوزه آبخیز گرگانرود با استفاده از مدل‌های اقلیمی HadCM3، CGCM1 و SCIRO نشان داد مقدار بارندگی سالانه حوزه آبخیز به میزان ۳/۲ تا ٦/۷ درصد کاهش می‌یابد. همچنین دمای کمینه ۲/۳ تا ۹/۳ درجه سانتی‌گراد و دمای بیشینه از ۳/٦ تا ۹/۸ در سناریوهای مختلف تغییر داشته است (آذری و همکاران، ۱۳۹۲: ٥٤۷-٥۳۷). نتایج بررسی رفتار منابع آب حوضه قره‌قوم تحت شرایط تغییر اقلیم با استفاده از مدل‌های گردش عمومی جو در سه دوره آتی ۲۰٤۰-۲۰۱۱، ۲۰۷۰-۲۰٤۱ و ۲۱۰۰-۲۰۷۱ به‌ترتیب کاهش بارش حوضه به میزان ۲۰/۲ درصد، ۲۳/۷ درصد و ۲۵/۹ درصد و افزایش دما به مقدار ۰/۹۵، ۲/۰۱ و ۳/۸ درجه سانتی‌گراد را نشان داد (بابائیان و همکاران، ۱۳۹۲: ۹۱۸-۹۰۷). همان‌طور که مشاهده شد با آن‌که توجه به پدیده تغییر اقلیم و تأثیر آن بر منابع آب از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد، در کشور ما کم‌تر به آن پرداخته شد و در اکثر آن‌ها تأثیر تغییر اقلیم بر وقایع حدی هیدرولوژیک مورد بررسی قرار نگرفت. باید توجه داشت که در صورت استفاده از روش مناسب و معتبر در ریزمقیاس نمایی خروجی مدل‌های گردش عمومی جو، این مدل‌ها ابزار مناسبی برای پیش‌بینی وقایع حدی هستند. از سوی دیگر این مدل‌ها قادر به تولید سری‌های زمانی طولانی مدت هستند که می‌توان به کمک آن‌ها به آنالیز تغییرات احتمالی وقایع حد در دوره‌های آینده تا سال ۲۱۰۰ نیز پرداخت. تحقیق حاضر به‌واسطه در دسترس بودن داده‌های بسیار بلند مدت و روزانه، به ارزیابی فرآیند تغییر اقلیم در حوضه آبخیز بابلرود در دو دوره ۲۰٦۵-۲۰٤٦ و ۲۰۹۹-۲۰۸۰ با استفاده از ریزمقیاس نمایی داده‌های مدل گردش عمومی جو HadCM3 می‌پردازد. این عمل به منظور مقایسه اثر تغییر اقلیم بر مقادیر حدی کمینه و بیشینه دما و بارش در قالب دو سناریوی اقلیمی A2 (بدبینانه) و B1 (خوش‌بینانه) با استفاده از نرم افزار LARS-WG انجام می‌شود.

- معرفی مدل

از انواع مدل‌های گردش عمومی جفت‌شده جوی-اقیانوسی که در مرکز هادلی سازمان هواشناسی انگلیس طراحی و توسعه یافت، مدل HadCM3[20] است. توصیف این مدل توسط گوردن، پوپ و همکاران[21] (۲۰۰۰: ۱٤٦-۱۲۳) انجام شد. مدل مذکوراز دو مؤلفه جوی و اقیانوسی به نام‌های مدل جوی[22] و مدل اقیانوسی[23] تشکیل گردید. هیئت بین الدول تغییر اقلیم، از داده‌های مدل گردش عمومی جوی-اقیانوسی هادلی برای تهیه گزارش سوم استفاده نمود. این

20- Hadley Coupled Atmosphere-Ocean General Circulation Model
21- Pope
22- HadAM3
23- HadOM3

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

مدل نیازی به تنظیمات شار سطحی (شار مصنوعی اضافی برای سطح اقیانوس) برای بهبود شبیه‌سازی ندارد. شبیه‌سازی‌ها بر مبنای تقویم (سال ۳٦۰ روزه و ماه‌های ۳۰ روزه) انجام می‌شود. قدرت تفکیک بالای مؤلفه اقیانوسی، مهم‌ترین مزیت این مدل می‌باشد. از جمله دیگر مزیت این مدل هماهنگی خوب بین مؤلفه‌های جوی و اقیانوسی آن می‌باشد.

- خانواده سناریوها

خانواده سناریوهای انتشار، به سناریوهایی اطلاق می‌شود که دارای موضوع و زمینه مشترکی هستند. در گزارش‌های سوم و چهارم هیئت بین الدول تغییر اقلیم، روی شش خانواده از سناریوهای انتشار بحث گردید که مطابق آنچه در گزارش‌های مذکور آمد، شامل A1FI، A1B، A1T، A2، B1 و B2 می‌باشد. خصوصیات سناریوهای انتشار مورد استفاده در این پژوهش (A2 و B1) عبارتند از؛

الف- سناریوی A2 (بدبینانه)؛ این سناریو شامل دنیایی است که در آن کشورها به‌طور مستقل عمل کرده و به خود متکی هستند، جمعیت دنیا به‌طور پیوسته افزایش می‌یابد و توسعه اقتصادی، منطقه محور است.

ب- سناریوی B1 (خوش‌بینانه)؛ بر اساس این سناریو، جهان یکپارچه و همگرا با رشد جمعیت در نیمه قرن (۲۰۵۰) و کاهش تدریجی پس از آن که از این نظر مشابه آن‌چه در سناریوی A1 ذکر شد همراه است. در سناریوی B1، شاهد تغییر سریع ساختار اقتصادی از نظر خدمات و اطلاعات اقتصادی و همچنین معرفی منابع فنآوری پاک ومؤثر و کاهش مواد آلاینده خواهیم بود (نیگل و لوید[24]، ۲۰۱٤: ۱٤۰-۱۲۷).

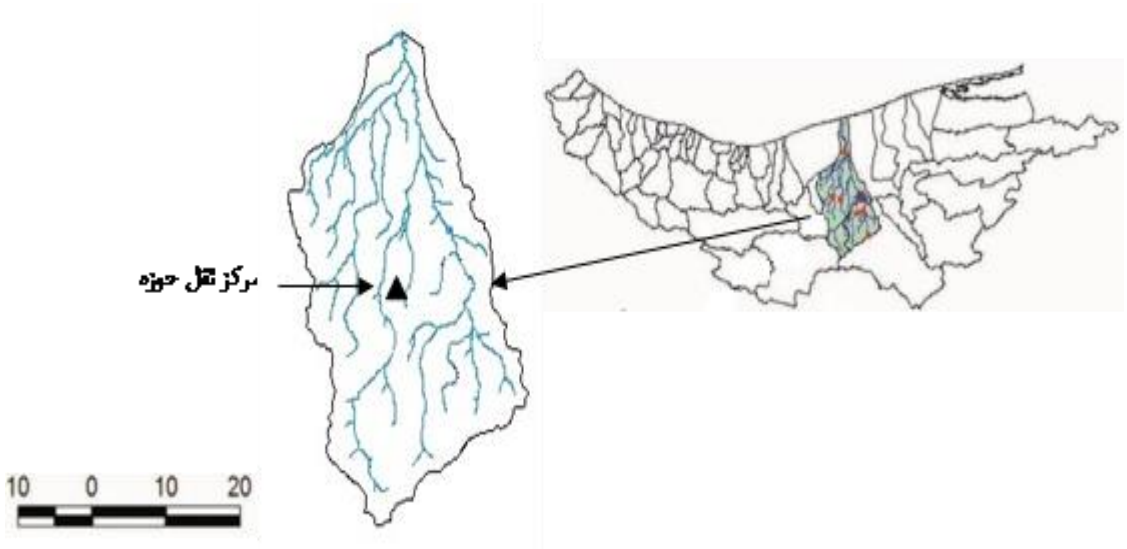
منطقه مورد مطالعه

استان مازندران در بخش جنوبی دریای خزر، با وسعت ۲۳۷۵٦ کیلومتر مربع شامل حدود ۳۰ حوضه آبخیز کوچک و بزرگ می‌باشد. جلگه‌های ساحلی مازندران حدود ۳۰ درصد از مساحت آن را در بر می‌گیرد. استقرار استان مازندران در فاصله‌ی بین دریای خزر و سلسله جبال البرز از یک سو و تأثیر متقابل آب‌های دریای خزر و کوهستان‌های مرتفع البرز بر یکدیگر و بازتاب فرآیندهای حاصل بر شرایط آب و هوایی از سویی دیگر، یکی از نادرترین شرایط جوی و اقلیمی ایران را در منطقه مازندران پدید آورد که مشخصه اصلی این آب و هوا را می‌توان بارندگی‌های زیاد در اوایل بهار و اواسط پاییز، دمای معتدل، پوشش گیاهی انبوه، کشاورزی و دامداری پُررونق و اقتصادِ شکوفا دانست. حوضه آبخیز بابلرود یکی از ده حوضه آبخیز بزرگ استان در بخش مرکزی این استان، با مساحتی بالغ بر ۵۱۷۲۵ هکتار، بین ۵۲ درجه و ۳۸ دقیقه تا ۵۲ درجه و ۵۵ دقیقه طول شرقی و ۳٦ درجه و۲ دقیقه تا ۳٦ درجه و ۲۲ دقیقه عرض

24- Nigel and Lloyd

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

شمالی قرار گرفت (شکل ۱). این حوضه آبخیز دارای ۵ زیر حوضه اصلی به نام‌های بابلک، اسکلیم‌رود، کارسنگ‌رود، آذررود و اراضی پست می‌باشد (کاویان و صفری، ۱۳۹۱: ۱۳۰-۱۱۱).



شکل ۱: موقعیت حوزه مورد مطالعه در استان مازندران

مواد و روش‌ها

در این تحقیق به‌منظور شناسایی تغییر اقلیم در حوضه آبخیز مورد مطالعه و انتخاب مدل اقلیمی مورد نظر با توجه به داده‌های مورد نیاز مدل، از آمار بلندمدت و در دسترس ایستگاه‌های هواشناسی بابلسر (۶۳ سال) و قراخیل (۴۳ سال) برای میزان تشعشع و ساعات آفتابی و ایستگاه کلیماتولوژی و هیدرومتری گلوگاه بندپی (۴۰ سال) واقع در مرکز ثقل حوضه، برای مقادیر بارش، دمای کمینه، دمای بیشینه که دارای آمار بدون نقص در دوره آماری ۳۰ ساله پایه ۲۰۱۱-۱۹۸۲ بود استفاده شد (جدول ۱).

جدول ۱- مشخصات ایستگاه‌های مورد استفاده

نام ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع ایستگاه (متر)
بابلسر	هواشناسی سینوپتیک	۵۲°۳۹ ′	۳۶°۴۳ ′	-۲۱
قراخیل	هواشناسی کلیماتولوژی	۵۲°۴۶ ′	۳۶°۲۷ ′	۱۵
گلوگاه بندپی	کلیماتولوژی و هیدرومتری	۵۲°۳۷ ′	۳۶°۱۸ ′	۲۰۰

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

پس از جمع‌آوری داده‌ها و اطلاعات برای محدوده مطالعاتی، نسبت به آزمون همگنی داده‌ها در صورت نیاز و اصلاح داده‌ها اقدام شد. در مرحله بعد، توانمندی مدل LARS-WG در مدل‌سازی اقلیم دوره‌ی پایه ایستگاه‌های مورد مطالعه، بر اساس سناریوی حالت پایه مورد بررسی قرار گرفت. به‌طور کلی توانمندی مدل مولد داده‌های آب و هوا، اثرات مستقیمی بر ارزیابی تغییر اقلیم در منطقه مورد مطالعه دارد. بنابراین توانمندی این مدل مطابق داده‌های ۳۰ سال دیده‌بانی (۲۰۱۱-۱۹۸۲) مورد ارزیابی قرار گرفت.

برای ارزیابی خروجی‌های مدل، داده‌های دیده‌بانی و مدل‌سازی شده با یکدیگر مقایسه شدند. این کار از طریق مقایسه داده‌های متغیرهای بارش، ساعات آفتابی، دمای کمینه و دمای بیشینه دوره آماری و داده‌های تولید شده توسط مدل و با استفاده از روش آماری، نقشه و نمودار انجام شد. در مرحله بعد خروجی‌های مدل منتخب تحت سناریوهای اقلیمی A2 و B1 برای دوره‌های ۲۰۶۵-۲۰۴۶ و ۲۰۹۹-۲۰۸۰ در مقیاس جهانی به‌دست آمد و به مقیاس ایستگاهی تبدیل شدند. در این بخش از تکنیک‌های کوچک مقیاس‌سازی مانند مدل LARS-WG با توجه به در دسترس بودن داده و امکانات جهت تبدیل نتایج مدل جهانی به منطقه‌ای استفاده شد. در نهایت با استفاده از نتایج به دست آمده، فرآیند تغییر اقلیم حوضه آبخیز بابلرود، تحت سناریوهای اقلیمی مذکور مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفت.

یافته‌ها و بحث

مدل‌ها و سناریوی انتخابی

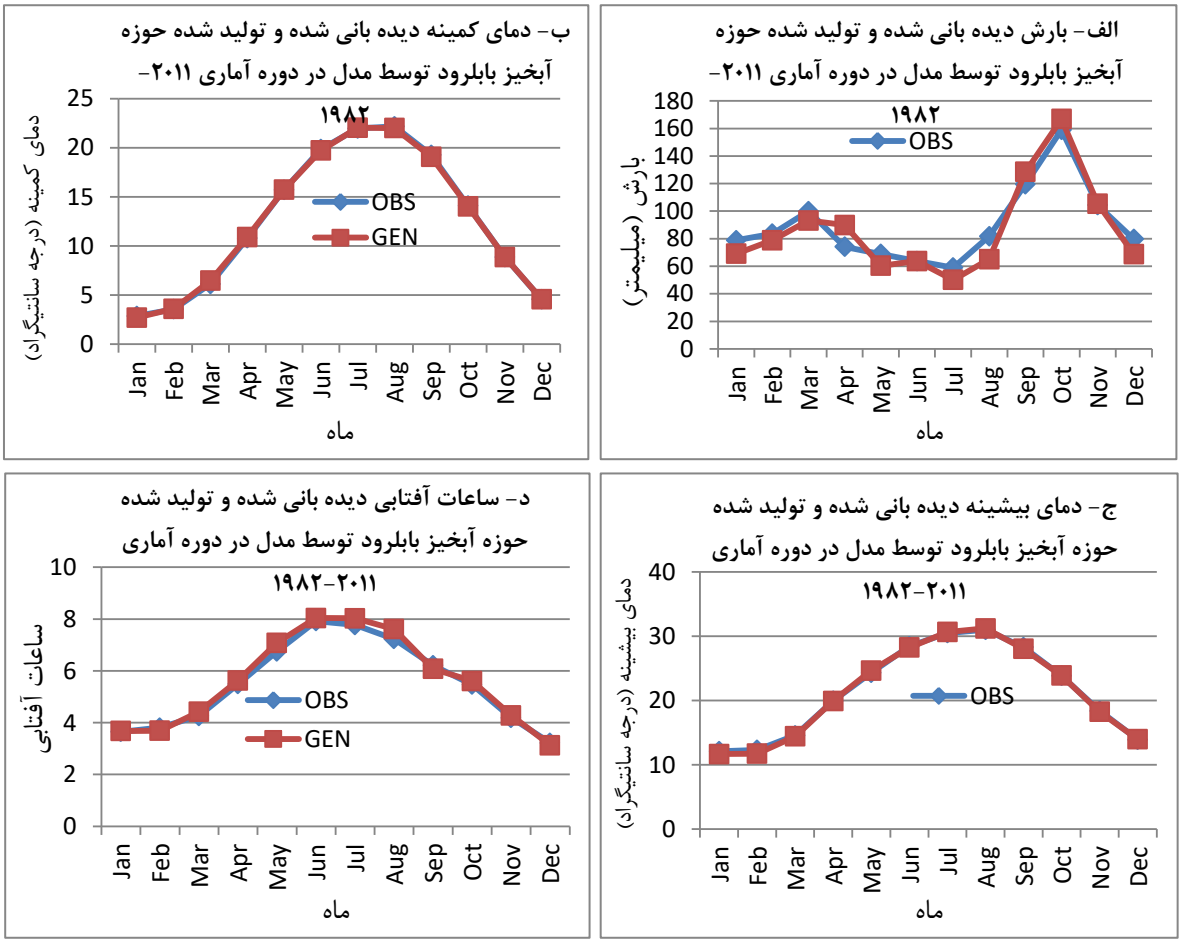
انتخاب مدل‌ها و سناریوهای مورد استفاده براساس معیارهای هیئت بین الدول تغییر اقلیم، در دسترس بودن و استفاده از آنها در مطالعات گذشته صورت پذیرفت. در این مقاله از مدل اقلیمی HadCM3 و دو سناریوی B1 (خوش‌بینانه) و A2 (بدبینانه) و مدل آماری LARS-WG جهت ریزمقیاس نمایی داده‌های مدل گردش عمومی جو به‌منظور ارزیابی فرآیند تغییر اقلیم حوضه آبخیز بابلرود در طول دوره‌های ۲۰۶۵-۲۰۴۶ و ۲۰۹۹-۲۰۸۰ استفاده شد.

- بررسی توانمندی مدل LARS-WG

برای ارزیابی خروجی‌های مدل، داده‌های دیده‌بانی و مدل‌سازی شده چهار متغیر دمای کمینه، دمای بیشینه، بارش و تابش با استفاده از آزمون T- استیودنت، ضرایب آماری ناش-ساتکلیف، RMSE و R^2 با یکدیگر مقایسه گردیدند. همچنین مقایسه داده‌های دیده‌بانی شده و تولید شده مدل در قالب نمودار در (شکل ۲) ارائه گردید.

با تحلیل آماری نتایج مدل‌سازی ملاحظه گردید، بین دماهای بیشینه و کمینه و ساعت آفتابی دیده‌بانی و مدل‌سازی شده تطابق بسیار خوبی است (شکل ۲؛ موارد ب، ج و د) و تنها در مورد بارش (شکل ۲؛ الف) تفاوت بسیار کمی وجود دارد که با نتایج بابائیان و همکاران (۱۳۸۸: ۱۵۲-۱۳۵) هماهنگی دارد. به‌طور کلی نتایج، حاکی از توانمندی مدل LARS-WG در مدل‌سازی اقلیم دوره پایه حوضه آبخیز بابلرود بر اساس سناریوی حالت پایه دارد.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]



شکل ۲: مقایسه مقادیر نتایج حاصل از مدل و دیده‌بانی شده حوضه آبخیز بابلرود جهت بررسی توانمندی مدل LARS-WG

- ارزیابی تغییر اقلیم در دو دوره ۲۰۶۵-۲۰۴۶ و دوره ۲۰۹۹-۲۰۸۰
- پیش‌بینی تغییرات بارش

در (جداول ۲ و ۳) مقادیر میانگین و انحراف معیار بارش ماهانه در دوره پایه (۲۰۱۱-۱۹۸۲)، دوره ۲۰۶۵-۲۰۴۶ (دوره اول) و دوره ۲۰۹۹-۲۰۸۰ (دوره دوم) تحت دو سناریوی اقلیمی A2 (بدبینانه) و B1 (خوش‌بینانه) حاصل از خروجی مدل HadCM3 بیان شد. با ملاحظه نتایج سناریوی A2 مشخص گردید، دوره اول میانگین بارش در اکثر ماه‌های سال به جز ماه‌های پربارش (مارس، آوریل، اکتبر و نوامبر) با کاهش مواجه گردید. همچنین دوره دوم در بیش‌تر ماه‌ها به جز آوریل، اکتبر و نوامبر با کاهش بسیار زیادی همراه بود. بیش‌ترین کاهش مربوط به ماه‌های کم بارش تابستان، شامل جولای (۲۳ میلی‌متر) در دوره اول و آگوست (۳۵ میلی‌متر) در دوره دوم بود. بیش‌ترین افزایش بارش مربوط به ماه اکتبر (۵۱ میلی‌متر) در دوره اول و ماه نوامبر (۱۶ میلی‌متر) در دوره دوم می‌باشد.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

از طرفی نتایج سناریوی B1، بیانگر پیش‌بینی کاهش بارش در همه ماه‌ها به جز ماه‌های پربارش (آوریل، اکتبر و نوامبر) می‌باشد که بیش‌ترین میزان کاهش در دوره‌های اول و دوم به‌ترتیب ۲۳ و ۳٤ میلی‌متر مربوط به ماه آگوست است. همچنین ماه نوامبر در دو دوره اول (۱۷ میلی‌متر) و دوم (۲٤ میلی‌متر) بیش‌ترین بارش را خواهد داشت. از بررسی این نتایج مشخص می‌گردد در حوضه آبخیز بابلرود، میانگین بارش سالانه با کاهشی حدود ۳۷/۵ میلی‌متری در دوره اول و ۸۵/۸ میلی‌متری در دوره دوم همراه می‌باشد. همچنین شاهد تغییرات میزان میانگین بارش ماهانه از ٤۳- تا ۳۲+ درصد خواهیم بود که با نتایج استیل و همکاران[۲۵](۲۰۰۸: ٤۵-۲۸)، ذهبیون و همکاران (۱۳۸۹: ۵۸-٤۳) و بختیاری و همکاران (۱۳۹۳: ۷۰٤-٦۹٤) مبنی بر افزایش بارش در ماه‌های پربارش و کاهش بارش در سایر ماه‌ها، هماهنگی دارد.

جدول ۲- مقایسه میانگین و انحراف معیار بارش (میلی‌متر) در دوره پایه و دوره‌های مورد پیش‌بینی تحت سناریوی A2

ماه / مقادیر بارش		ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	جولای	آگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
دوره پایه	میانگین	۷۸/۹	۸۳/٦	۱۰۰	۷٤/۱	٦۸/۹	٦۳/۷	۵۸/۹	۸۱/۷	۱۱۹/۵	۱۵۹	۱۰٤/۳	۷۹/۷
	انحراف معیار	۲۹/۸	۳۸/۲	۳۷/۹	٤۲/۵	۳۵/٦	٤۲/٦	٤۱/۳	۵۳/۰	٤۷/۲	۷۰/٦	٤٦/۷	۳٤/٦
دوره اول	میانگین	۵۵/٦	۷۹/۷	۱۱۱	۸۰/٦	٦۹/۷	۵۷/٤	۳۵/۵	۷۱/۵	۱۱۸/۳	۲۱۰	۱۰۸/۷	۷٤/۹
	انحراف معیار	۷۰/۷	۷۰/۹	۷۰/۹	۷۰/۸	۷۰/۸	۷۰/٦	۷۰/٦	۷۰/۷	۷۰/۷	۷۱/۳	۷۱/٤	۷۱/٤
دوره دوم	میانگین	۷۰	۷۷/۹	۹۰/۲	۸۲/٤	۵۱	٤٤/۳	۲۹/۳	٤۵/٤	۹۵/۲	١٦٤/٦	۱۲۰/۲	۷٦/۹
	انحراف معیار	۵۹/۳	۵۹/۳	۵۹/۳	۵۹/۳	۵۹/۳	۵۹/۲	۵۹/۱	۵۹/٤	۵۹/۳	٦۰	٦۰	٦۰/۱

جدول ۳- مقایسه میانگین و انحراف معیار بارش (میلی‌متر) در دوره پایه و دوره‌های مورد پیش‌بینی تحت سناریوی B1

ماه / مقادیر بارش		ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	جولای	آگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
دوره پایه	میانگین	۷۸/۸	۸۳/٦	۱۰۰	۷٤/۱	٦۸/۹	٦۳/۸	۵۸/۹	۸۱/۷	۱۱۹/۵	۱۵۹	۱۰٤/۳	۷۹/۷
	انحراف معیار	۲۹/۷	۳۸/۲	۳۷/۸	٤۲/۵	۳۵/٦	٤۲/٦	٤۱/۳	۵۳	٤۷/۲	۷۰/٦	٤٦/۷	۳٤/٦
دوره اول	میانگین	٦۸/٤	۷۷/۱	۹۲/۹	۸۸/۲۰	۵۸/۹	٦۰	٤۵/۷	۵۸/۱	۱۱٤	۱۷۳/۵	۱۲۱/۸	۷٦/۱
	انحراف معیار	٦۱/۸٤	٦۱/۹	٦۱/۸	٦۱/۸	٦۱/۸	٦۱/۹	٦۱/٤	٦۱/۵	٦۲/۳	٦۲/۳	٦۲/۳	٦۲/٤
دوره دوم	میانگین	٦٤/٤	۷۰/۲	۹٤	۹٤/۱	٦٦/٤	٦۱/٤	٤۱/۲	٤۷/٤	۱۰۳/٤	۱۷۵/۹	۱۲۸/۷	۷۸/۲
	انحراف معیار	٦۲/۹	٦۲/۹	٦۲/۹	٦۲/۹	٦۲/۹	٦۲/٦	٦۲/۳	٦۲/۵	٦۲/٤	٦۳/۲	٦۳/۲	٦۳/۳

25- Steele

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

- پیش‌بینی تغییرات دمای کمینه

مقادیر میانگین و انحراف معیار دمای کمینه ماهانه در دوره‌های پایه، اول و دوم تحت دو سناریوی A2 و B1 در (جداول ٤ و ٥) ارائه گردید. نتایج حاصل از سناریوی A2 نشان می‌دهد که میزان دمای کمینه در تمامی ماه‌های سال با افزایش مواجه گردید. بیش‌ترین میزان افزایش دمای کمینه مربوط به ماه جولای در دوره‌های اول و دوم به‌ترتیب ۲/٤ و ٤/۷ درجه سانتی‌گراد می‌باشد و ماه ژانویه کم‌ترین میزان افزایش دمای کمینه را در دوره‌های اول و دوم به‌ترتیب به مقدار ۱/۲ و ۲/۵ درجه سانتی‌گراد دارد. با بررسی نتایج سناریوی B1، بیش‌ترین و کم‌ترین افزایش دمای کمینه را به‌ترتیب، ماه‌های جولای در دوره اول (۱/۸ درجه سانتی‌گراد) و دوم (۲/۸ درجه سانتی‌گراد) و ژانویه در دوره اول (۰/۸ درجه سانتی‌گراد) و نوامبر در دوره دوم (۱/۵ درجه سانتی‌گراد) خواهند داشت. مقایسه نتایج دو سناریو خوش‌بینانه و بدبینانه، اختلاف دمایی تا میزان متوسط ۰/٤ درجه سانتی‌گراد را برای دوره اول و میزان متوسط ۱/۵ درجه سانتی‌گراد برای دوره دوم را نشان می‌دهد.

نتایج بر این موضوع دلالت دارد که میزان دمای کمینه‌ی حوضه آبخیز بابلرود در آینده، به‌طور متوسط، با افزایشی حدود ۱/٤ درجه سانتی‌گراد (خوش‌بینانه و دوره اول) تا ۳/٦ درجه سانتی‌گراد (بدبینانه و دوره دوم) همراه خواهد بود که باعث کاهش معنی‌دار آب معادل برف خواهد شد و با تحقیقات بوزکورت و لطفی‌سن[۲٦] (۲۰۱۳: ۱٦۱-۱٤۹)، چن و همکاران (۲۰۱٤: ٦۰٦-۵۹۵) و حجازی‌زاده و همکاران (۱۳۹۱: ۲٤-۵) مبنی بر افزایش دما در طی سال‌های ۲۰۲۰ تا ۲۰۵۰ میلادی سازگاری دارد.

جدول ٤- مقایسه میانگین و انحراف معیار دمای کمینه (سانتی‌گراد) دوره پایه و دوره‌های مورد پیش‌بینی تحت سناریوی A2

	ماه / مقادیر دما	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	جولای	آگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
دوره پایه	میانگین	۲/۹	۳/٦	٦/۱	۱۰/۸	۱۵/۷	۱۹/۹	۲۲/۰	۲۲/۲	۱۹/۳	۱٤/۱	۸/۹	٤/٦
	انحراف معیار	۱/٤	۱/۳	۱/۳	۱/۰	۰/۹	۰/۹	۰/۸	۰/۹	۱/۱	۱/٦	۱/۱	۱/۳
دوره اول	میانگین	٤/۱	۵/۲	۸/۱	۱۲/۷	۱۷/۸	۲۱/۸	۲٤/٤	۲٤/۵	۲۱/٤	۱٦/۱	۱۰/۱	٦/۰
	انحراف معیار	۷/٤	۷/۳	۷/٤	۷/۳	۷/۳	۷/٤	۷/٤	۷/٤	۷/٤	۷/۳	۷/٤	۷/٤
دوره دوم	میانگین	۵/٤	٦/٤	۹/٤	۱٤/۲	۱۹/۳	۲۳/۷	۲٦/۷	۲٦/۹	۲۳/۳	۱۷/۸	۱۲/۱	۷/۸
	انحراف معیار	۷/۷	۷/۷	۷/۷	۷/۷	۷/۷	۷/٦	۷/۷	۷/۷	۷/٦	۷/٦	۷/٦	۷/۷

26- Bozkurtand and Lutfi Sen

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

جدول ۵- مقایسه میانگین و انحراف معیار دمای کمینه (سانتی‌گراد) دوره پایه و دوره‌های مورد پیش‌بینی تحت سناریوی B1

مقادیر دما / ماه		ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	جولای	آگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
دوره پایه	میانگین	۲/۹	۳/٦	٦/۱	۱۰/۸	۱۵/۷	۱۹/۹	۲۲/۰	۲۲/۲	۱۹/۳	۱٤/۱	۸/۹	٤/٦
	انحراف معیار	۱/٤	۱/۳	۱/۳	۱/۰	۰/۹	۰/۹	۰/۸	۰/۹	۱/۱	۱/٦	۱/۱	۱/۳
دوره اول	میانگین	۳/۷	٤/٦	۷/٦	۱۲/٤	۱۷/٤	۲۱/٤	۲۳/۸	۲۳/۷	۲۰/٦	۱۵/٦	۱۰/۱	٦/۰
	انحراف معیار	۷/۲	۷/۲	۷/۲	۷/۲	۷/۲	۷/۲	۷/۲	۷/۲	۷/۲	۷/۲	۷/۲	۷/۲
دوره دوم	میانگین	٤/٦	۵/۷	۸/۵	۱۳/۱	۱۸/۰	۲۲/۲	۲٤/۸	۲۵/۱	۲۱/٤	۱٦/۰	۱۰/٤	٦/۵
	انحراف معیار	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳

- پیش‌بینی تغییرات دمای بیشینه

(جداول ٦ و ۷) مقادیر میانگین و انحراف معیار دمای بیشینه ماهانه را بر اساس نتایج دو سناریوی A2 و B1 در دوره‌های پایه، اول و دوم نشان می‌دهد. نتایج حاصل از سناریوی A2 نشان از افزایش دمای بیشینه در تمامی ماه‌های سال در دوره‌های پیش‌بینی نسبت به دوره پایه دارد. بیش‌ترین میزان افزایش دمای بیشینه مربوط به ماه جولای در دوره اول (۲/٦ درجه سانتی‌گراد) و ماه آگوست در دوره دوم (۵/۱ درجه سانتی‌گراد) می‌باشد و کم‌ترین میزان افزایش دمای بیشینه را دوره اول در ماه ژانویه (۱ درجه سانتی‌گراد) و دوره دوم در ماه فوریه (۲/۳ سانتی‌گراد) داشت.

نتایج حاصل از سناریوی B1 حاکی از آن است که بیش‌ترین افزایش دمای بیشینه مربوط به ماه‌های جولای در دوره اول (۲ درجه سانتی‌گراد) و آگوست در دوره دوم (۳/۲ درجه سانتی‌گراد) می‌باشد. همچنین ماه فوریه در دوره اول (۰/٦ درجه سانتی‌گراد) و ماه نوامبر در دوره دوم (۱/٦ درجه سانتی‌گراد) کم‌ترین افزایش دما را خواهند داشت. از مقایسه جداول دو سناریو مشخص می‌گردد که میزان متوسط ماهانه دمای بیشینه در سناریوی A2 نسبت به B1 در دوره اول، ۰/٤ درجه سانتی‌گراد و در دوره دوم، ۱/٤ درجه سانتی‌گراد بیش‌تر می‌باشد. همچنین این نتایج بیان می‌کند که میزان میانگین دمای بیشینه حوضه آبخیز بابلرود در آینده به‌طور متوسط حدود ۱/۳ درجه سانتی‌گراد (خوش‌بینانه و دوره اول) تا ۳/۵ درجه سانتی‌گراد (بدبینانه و دوره دوم) افزایش خواهد داشت و در نهایت به کاهش میزان بارش، کاهش رواناب و منابع آبی موجود به‌واسطه فرآیند تبخیر و خشکی بیش‌تر حوضه آبخیز منجر خواهد شد که با دستاوردهای کمال و بوانی (۱۳۸۹؛ ۹۳۱-۹۲۰)، دوستی (۱۳۹۱؛ ۹۲) و آذری و همکاران (۱۳۹۲: ۵٤۷-۵۳۸) مبنی بر افزایش دما در طی سال‌های آتی، مطابقت دارد.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

جدول ٦- مقایسه میانگین و انحراف معیار دمای بیشینه (درجه سانتی‌گراد) دوره پایه و دوره‌های مورد پیش‌بینی تحت سناریوی A2

ماه / مقادیر دما		ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	جولای	آگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
دوره پایه	میانگین	۱۲/۱	۱۲/۳	۱٤/٦	۲۰/۰	۲٤/۳	۲۸/٤	۳۰/٥	۳۱/۰	۲۸/۳	۲۳/۹	۱۸/٤	۱۳/۹
	انحراف معیار	۱/٦۳	۱/۹	۲/٥	۱/۸	۱/٤	۱/٤	۱/۳	۱/۸	۱/۳	۱/۷	۱/۹	۱/۸
دوره اول	میانگین	۱۳/۱	۱۳/٥	۱٦/۰	۲۱/۸	۲٦/٥	۳۰/۱	۳۳/۰	۳۳/٥	۳۰/۰	۲٥/۷	۱۹/۸	۱٥/۲
	انحراف معیار	۷/٤	۷/٤	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/٤	۷/٤	۷/٤	۷/٤	۷/٤	۷/۳	۷/٤
دوره دوم	میانگین	۱٤/٦	۱٤/٦	۱۷/٥	۲۳/۱	۲۸/۲	۳۲/۲	۳٥/٤	۳٦/۱	۳۲/۳	۲۷/٥	۲۱/٦	۱۷/۰
	انحراف معیار	۷/۷	۷/۷	۷/۷	۷/۷۰	۷/۷۰	۷/۷۲	۷/۷	۷/۷٤	۷/۷۲	۷/۷	۷/۷۰	۷/۷

جدول ۷- مقایسه میانگین و انحراف معیار دمای بیشینه (درجه سانتی‌گراد) دوره پایه و دوره‌های مورد پیش‌بینی تحت سناریوی B1

ماه / مقادیر دما		ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	جولای	آگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
دوره پایه	میانگین	۱۲/۱	۱۲/۳	۱٤/٦	۲۰/۰	۲٤/۳	۲۸/٤	۳۰/٥	۳۱/۰	۲۸/۳	۲۳/۹	۱۸/٤	۱۳/۹
	انحراف معیار	۱/٦۳	۱/۹	۲/٥	۱/۸	۱/٤	۱/٤	۱/۳	۱/۸	۱/۳	۱/۷	۱/۹	۱/۸
دوره اول	میانگین	۱۲/۹	۱۲/۹	۱٥/۷	۲۱/۳	۲٦/۳	۲۹/۹	۳۲/٤	۳۲/۹	۲۹/٦	۲٥/٤	۱۹/۷	۱٥/۲
	انحراف معیار	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳
دوره دوم	میانگین	۱۳/۸	۱٤/۰	۱٦/۷	۲۲/۰	۲٦/۹	۳۰/۷	۳۳/٥	۳٤/۲	۳۰/٥	۲٥/۷	۲۰/۰	۱٥/۷
	انحراف معیار	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/٤	۷/٤	۷/٤	۷/٤	۷/۳	۷/۳	۷/۳

نتیجه‌گیری

در این تحقیق جهت ارزیابی تغییر اقلیم در دوره‌های ۲۰٦٥-۲۰٤٦ و ۲۰۹۹-۲۰۸۰ میلادی، خروجی مدل گردش عمومی جو HadCM3 با سناریوهای پیش‌فرض A2 و B1 از طریق مدل LARS-WG ریزمقیاس نمایی شدند. این فرآیند با استفاده از بررسی توانمندی مدل مذکور و صحت‌سنجی آن به کمک سناریوهای لحاظ شده روی ایستگاه‌های مورد مطالعه انجام شد که دارای نتایجی به‌شرح زیر می‌باشد:

میزان بارش در حوضه آبخیز بابلرود در دوره‌های ۲۰٦٥-۲۰٤٦ و ۲۰۹۹-۲۰۸۰ از ٤۳- تا ۳۲+ درصد متغیر خواهد بود که این حدود تغییرات با افزایش بارش در ماه‌های پربارش (مارس، آوریل، اکتبر و نوامبر) و کاهش شدید

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

بارندگی در ماه‌های کم بارش تابستان همراه خواهد بود. میانگین بارش سالانه با کاهشی حدود ۳۷/۵ میلی‌متر در دوره اول و ۸۵/۸ میلی‌متر در دوره دوم همراه می‌باشد. همچنین دمای سالانه به‌طور میانگین حدود ۱/۵ سانتی‌گراد تا ۲/۸ سانتی‌گراد افزایش خواهد داشت که به‌ویژه این افزایش، علاوه بر کاهش میزان بارش جامد (برف) و تغییر رژیم بارش، در ماه‌های گرم سال نمود بیش‌تری خواهد داشت که در مطالعات سورفیلت و تولز[۲۷] (۲۰۱۳: ۳٤-۲٤) مورد تأیید قرار گرفت. بر این اساس و با توجه به بحث تغییرات بارندگی، اقلیم حوضه آبخیز بابلرود به سمت خشک‌تر شدن پیش خواهد رفت. از سوی دیگر افزایش میزان بارش در ماه‌های سرد و همچنین افزایش دمای هوا در ماه‌های گرم و به‌تبع آن ذوب زودتر از موعد توده‌های برف، افزایش ناگهانی رواناب را به‌همراه خواهد داشت؛ که این موضوع با تأثیر بر اقلیم منطقه در آینده‌ای نه چندان دور، به‌طور محتمل تعداد و شدت وقایع حدی سیل و خشکسالی را تا حد زیادی افزایش خواهد داد. کما این‌که در سالیان اخیر شاهد حوادث غیرمترقبه مذکور در سطح حوزه آبخیز بابلرود و استان‌های شمالی کشور بودیم که لزوم بررسی هر چه بیش‌تر تأثیر تغییر اقلیم بر مؤلفه‌های هیدرولوژیک حوزه آبخیز را مورد تأکید قرار می‌دهد.

27- Surfleet and Tullos

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

منابع

- آبکار، ع (۱۳۹۲)، «بررسی اثر تغییر اقلیم بر تغییرات مکانی تغذیه‌ی سفره‌های آب زیرزمینی (مطالعه موردی: دشت کرمان»، پایان‌نامه دوره دکتری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری.

- آذری، م؛ مرادی؛ ح. ر؛ ثقفیان، ب؛ فرامرزی، م (۱۳۹۲)، «ارزیابی اثرات هیدرولوژیکی تغییر اقلیم در حوزه آبخیز گرگانرود»، ***نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)***، شماره ۳، صص ۵۴۷-۵۳۸.

- بابائیان، ا؛ ضرغامی، م؛ کوهی، م؛ بابائیان، ا؛ کریمیان، م؛ مدیریان، ر (۱۳۹۲)، «بررسی رفتار منابع آب حوضه قره‌قوم تحت شرایط تغییر اقلیم (مطالعه موردی، زیرحوضه درگز)»، ***نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)***، شماره ۵، صص ۹۱۸-۹۰۷.

- بابائیان، ا؛ نجفی‌نیک، ز؛ زابل‌عباسی، ف؛ حبیبی‌نوخندان، م؛ ادب، ح؛ ملبوسی، ش (۱۳۸۸)، «ارزیابی تغییر اقلیم کشور در دوره‌ی ۲۰۳۹-۲۰۱۰ با استفاده از ریزمقیاس نمایی داده‌های مدل گردش عمومی جو ECCHO-G»، ***فصلنامه جغرافیا و توسعه***، شماره ۸ (۱۶)، صص ۱۵۲-۱۳۵.

- بختیاری، ب؛ پورموسوی، ش؛ سیاری، ن (۱۳۹۳)، «بررسی اثر تغییر اقلیم بر منحنی‌های شدت-مدت-فراوانی بارش ایستگاه بابلسر برای پایه زمانی ۲۰۳۰-۲۰۱۱»، ***نشریه آبیاری و زهکشی ایران***، شماره ٤، صص ۷۰٤-٦۹٤.

- حجازی‌زاده، ز؛ فتاحی، ا؛ مساح‌بوانی، ع؛ ناصرزاده، م (۱۳۹۱)، «ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر هیدروگراف سیلاب در دوره‌های آتی(مطالعه موردی: حوضه آبخیز بختیاری)»، ***فصلنامه جغرافیا***، شماره ۱۰ (۳٤)، صص ۲٤-۵.

- دوستی، م (۱۳۹۱)، «ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر دبی جریان با کاربرد مدل بارش-رواناب (مطالعه موردی: حوضه آبخیز تمر، استان گلستان)»، پایان‌نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشکده کشاورزی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری.

- ذهبیون، ب؛ گودرزی، م؛ مساح بوانی، ع (۱۳۸۹)، «کاربرد مدل SWAT در تخمین رواناب حوضه در دوره‌های آتی تحت تاثیر تغییر اقلیم»، ***نشریه پژوهش‌های اقلیم شناسی***، شماره‌های (۳ و ٤)، صص ۵۸-٤۳.

- کاویان، ع؛ صفری، ع (۱۳۹۱)، «تعیین مدل مناسب برای برآورد رسوبدهی با استفاده از روش‌های آماری (مطالعه موردی؛ حوضه آبخیز بابلرود)»، ***نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی***، شماره ۱۳ (۳۰)، صص ۱۳۰-۱۱۱.

- کمال، ع؛ مساح‌بوانی، ع (۱۳۸۹)، «تأثیر تغییر و نوسانات اقلیمی بر رواناب حوضه با دخالت عدم قطعیت دو مدل هیدرولوژی»، ***نشریه آب وخاک***، شماره ۲٤ (۵)، صص ۹۳۱-۹۲۰.

- Arnell, N. W., Gosling, S. N., (2014), "The impacts of climate change on river flood risk at the global scale", ***Journal of Climatic Change***, 10: 1007-1021.

- Arnell, N. W., Charlton, M. B., Lowe, J. A., (2014), "The effect of climate policy on the impacts of climate change on river flows in the UK", ***Journal of Hydrology***, 510: 424-435.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]

- Boyer, C., Chaumon, D., Chartier, I., Roy, A. G., (2010), "Impact of climate change on the hydrology of St", Lawrence tributaries, ***Journal of Hydrology***, 384: 65-83.
- Bozkurt, D., Lutfi Sen, O., (2013), "Climate change impacts in the Euphrates–Tigris Basin based on different model and scenario simulations", ***Journal of Hydrology***, 480: 149-161**.**
- Chen, J., Brissette, F. P., Chaumont, D., Braun, M., (2013), "Performance and uncertainty evaluation of empirical downscaling methods in quantifying the climate change impacts on hydrology over two North American river basins", ***Journal of Hydrology***, 479: 200-214.
- Chen, J., Xia, J., Zhao, C., Zhang, Sh., Fu, G., Ning, L., (2014), "The mechanism and scenarios of how mean annual runoff varies with climate change in Asian monsoon areas", ***Journal of Hydrology***, 517: 595-606.
- Grillakis, M. G., Koutroulis, A. G., Tsanis, I. K., (2011), "Climate change impact on the hydrology of Spencer Creek watershed in Southern Ontario, Canada", ***Journal of Hydrology***, 409: 1-19**.**
- Guardiola, M., Troch, P. A., Breshears, D. D., Huxman, T. E., Switanek, M. B., Durcik, M., Cobb, N. S., (2011), "Decreased streamflow in semi-arid basins following drought-induced tree die-off: A counter-intuitive and indirect climate impact on hydrology", ***Journal of Hydrology***, 406: 225-233.
- Khazaei, M. R., Zahabiyoun, B., Saghafian B., (2011), "Assessment of climate change impact on floods using weather generator and continuous rainfall-runoff model", ***International Journal of Climatology***, 10: 1002-1012**.**
- MacCracken, M. C., (2008), "Prospects for future climate change and the reasons for early action", ***Journal of the Air and Waste Management Association***, 58: 735-786.
- Moore, F. C., MacCracken, M. C., (2009), "Lifetime-leveraging: An approach to achieving international agreement and effective climate protection using mitigation of short-lived greenhouse gases", ***International Journal of Climate Change Strategies and Management***, 1: 42-62.
- Nigel W. A., Lloyd, B., (2014), "The global-scale impacts of climate change on water resources and flooding under new climate and socio-economic scenarios", ***Journal of*** **Climatic Change,** 122: 127–140
- Pope, V. D., Gallani, M. L., Rowntree, P. R., Stratton, R. A., (2000), "The impact of new physical parameterizations in the Hadley Centre climate model HadAM3", ***Climate Dynamics***, 16: 123-146.
- Steele-Dunne, S., Lynch, P., McGrath, R., Semmler, T., Wang, S. H., Hanafin, J., Nolan, P., (2008), "The impacts of climate change on hydrology in Ireland", ***Journal of*** **Hydrology**, 356: 28-45.
- Surfleet, C. G., Tullos, D., (2013), "Variability in effect of climate change on rain-on-snow peak flow events in a temperate climate", ***Journal of Hydrology***, 479: 24–34.
- Zarghami, M., Abdi, A., Babaeian, I., Hassanzadeh, Y., Kanani, R., (2011), "Impacts of climate change on runoffs in East Azerbaijan, Iran", ***Journal of Global and Planetary Change***, 1698: 1-10.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-06]