



ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر بارش و دما با استفاده از مدل‌های AR4 (مطالعه موردی: حوضه آبخیز قره‌سو، کرمانشاه)

یحیی میرشکاران^{۱*}، وحیدکاکاپور^۲، امیر زارعی^۳

^۱ گروه جغرافیا، دانشکده فرماندهی و مدیریت، دانشگاه علوم انتظامی امین، تهران

^۲ دانش‌آموخته ارشد مهندسی آبخیزداری دانشگاه صنعتی اصفهان

^۳ دانش‌آموخته ارشد مهندسی آب دانشگاه صنعتی اصفهان

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۹/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۱۸

چکیده

رشد سریع صنایع و کارخانه‌ها از یک طرف و جنگل‌زدایی و تخریب محیط زیست از طرف دیگر باعث افزایش روزافزون گازهای گلخانه‌ای در سطح زمین در دهه‌های اخیر شده است. افزایش گازهای گلخانه‌ای منجر به افزایش دمای اتمسفر در سطح جهانی می‌گردد که به گرمایش جهانی مرسوم می‌باشد. این اثرات منحصر به افزایش دمای اتمسفر نبوده و سایر متغیرهای اقلیمی را نیز تحت تأثیر قرار می‌دهد که به آن پدیده تغییر اقلیم گفته می‌شود. این مطالعه به منظور بررسی اثرات تغییر اقلیم بر حوضه «قره‌سو» در دوره‌های ۳۰ ساله (۲۰۴۴-۲۰۱۵) و (۲۰۷۵-۲۰۴۵) انجام پذیرفته است. ۱۰ مدل GCM از مجموعه مدل‌های AR4 جهت بررسی تغییرات اقلیم در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفت. ۶ ایستگاه هواشناسی برای بررسی تغییرات دما و ۹ ایستگاه نیز برای بررسی تغییرات بارندگی انتخاب شدند. بر اساس دقت مدل‌های GCM در پیش‌بینی پارامترهای دما و بارش، این مدل‌ها وزن‌دهی شده و بر اساس وزن آنها، الگوی متوسط برای تمام این مدل‌ها تعریف شد و تحت سناریوهای انتشار A2 و B1، داده‌های روزانه دما و بارندگی با استفاده از مدل LARS-WG تولید شدند. سپس با استفاده از روش IDW داده‌های هواشناسی به صورت منطقه‌ای تبدیل شدند. نتایج وزن‌دهی مدل‌های GCM نشان داد که در بین ده مدل به طور میانگین، مدل IPCCM4.0 بیشترین دقت را در برآورد دما و مدل GISS-ER بیشترین دقت را در برآورد بارش در کل حوضه قره‌سو از خود نشان دادند. همچنین نتایج مربوط به بخش تغییرات پارامترهای اقلیمی دما و بارش نشان داد که فصل تابستان و بهار به ترتیب بیشترین مقدار افزایش دما را در دو دوره‌ی آینده نزدیک (۲۰۴۴-۲۰۱۵) و آینده دور (۲۰۷۴-۲۰۴۵) برای هر دو سناریو A2 و B2 خواهند داشت و فصل زمستان بیشترین مقدار کاهش بارندگی را دارد.

واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، مدل‌های گردش عمومی جو، مدل‌های AR4، مدل LARS-WG، حوضه قره‌سو

مقدمه

گرم شدن آب و هوای کره زمین و تغییر اقلیم در حال حاضر به یکی از مهم‌ترین چالش‌های زیست محیطی جهان تبدیل شده است. مدت‌هاست که تغییر در خصوصیات هواشناسی مناطق مختلف دنیا برای محققین و پژوهشگران به اثبات رسیده است. کم شدن نزولات جوی، کاهش جریان‌های سطحی و تغییر در تولید

و عملکرد محصولات کشاورزی در بسیاری از مناطق دنیا قابل لمس است. کشور ما نیز با مسائل متعددی در این رابطه روبروست. شناخت هر چه بیشتر این مشکل در اندیشیدن تمهیدی برای پیشگیری از عواقب تغییر اقلیم یاریگر ما خواهد بود (شاه کرمی، ۱۳۸۸: ۲۹). در حال حاضر، مدل‌های مختلف گردش عمومی جو CGCMS دقیق‌ترین ابزار جهت کمی کردن اثر تغییر اقلیم روی پارامترهای هواشناسی هستند (Mason,

*نویسنده مسول: yahyamirshakaran@yahoo.com

62: 2004). این مدل‌ها اجزاء زیادی از خصوصیات موجود در جو و سطح زمین مانند دی اکسید کربن، ذرات معلق و پوشش گیاهی را در نظر گرفته و بر اساس آنها تخمینی از مقدار پارامترهای هواشناسی در آینده ارائه می‌کنند (Mitchell, 1999: 549) و (Greene, 2006: 19). مدل‌های GCM داده‌های هواشناسی را در یک شبکه با مقیاس بزرگ در ارتفاعات بالایی جو پیش‌بینی می‌کنند که عمومی‌ترین روش برای رفع این مشکل، استفاده از روش‌های ریز مقیاس نمایی است. این روش‌ها خروجی مدل‌های GCM را با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی، به مقیاس محلی تبدیل می‌کنند. روش‌های ریز مقیاس سازی به دو دسته روش دینامیکی و آماری تقسیم می‌شوند (Bates & Kundzewicz, 2008: 200). هیدرولوژیست‌ها برای ریز مقیاس سازی داده‌ها از روش آماری استفاده می‌کنند (Wilks, 1992: 73). یکی از دلایل استفاده از این مدل‌ها عملکرد سریع و آسان آن‌ها نسبت به سایر روش‌ها می‌باشد (Kim & Seoh, 2007: 364). مدل LARS-WG یکی از مشهورترین مدل‌های مولد داده‌های تصادفی وضع هوا است که برای تولید بارش روزانه، حداکثر و حداقل درجه حرارت روزانه در یک ایستگاه تحت شرایط اقلیم حاضر و آینده به کار می‌رود (Semenov & Barrow, 2002: 34). تاکنون مطالعات مختلفی در رابطه با ریز مقیاس سازی متغیرهای اقلیمی صورت گرفته است. به عنوان نمونه آذرانفر و همکاران (1385) به ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر دما و بارش در حوضه آبریز زاینده‌رود پرداختند. مدل اقلیمی CGCM 3 تحت دو سناریوی انتشار A2 و B2 در این مطالعه استفاده گردید. همچنین از یک روش آماری ساد (تعیین توابع تعیینی ریز مقیاس نمایی) برای کوچک مقیاس کردن داده‌های دما و بارندگی استفاده گردید. به این صورت که سری‌های زمانی شبیه‌سازی شده توسط مدل اقلیمی به گونه‌ای اصلاح شدند که توابع توزیع احتمال آنها با توابع توزیع احتمال دو متغیر دما و بارش در ایستگاه‌های هواشناسی حوضه، همخوانی داشته باشند. نتایج نشان داد که دمای ژانویه

و دسامبر افزایش می‌یابد ولی شرایط برای بقیه ماه‌ها متفاوت است و بر حسب سناریو و دوره زمانی ممکن است دچار افزایش یا کاهش گردد. اسماعیلی و همکاران (۱۳۹۱) میزان تغییرات اقلیمی را از دیدگاه کشاورزی در دوره آینده برای خراسان رضوی مورد تحقیق قرار دادند. سه ایستگاه مشهد، تربت حیدریه و سبزوار جهت بررسی اثرات تغییر اقلیم انتخاب گردیدند. همچنین از خروجی مدل اقلیمی ECHO – CGCM تحت سناریوی انتشار A1 برای شبیه‌سازی داده‌های اقلیمی دوره آینده استفاده و به کمک مدل LARS-WG کوچک مقیاس شدند. سپس متغیرهای مهم در بخش کشاورزی شامل دما، بارندگی و برخی شاخص‌های حدی مربوط به این دو متغیر مورد بررسی قرار گرفتند. نتایج آماری این تحقیق، نشان دهنده افزایش ۰/۵ درجه سانتی‌گراد در متوسط درجه حرارت سال‌های آینده برای خراسان رضوی بود. همچنین مقدار بارندگی روند افزایش یا کاهش در ایستگاه‌های مختلف نشان داد به نحوی مقدار بارندگی بین ۲۰/۷ تا ۸- میلی‌متر تغییر خواهد نمود. دیبایک و کولیالی (۲۰۰۵) به مطالعه اثرات هیدرولوژیک تغییر اقلیم در یکی از حوضه‌های آبریز کانادا پرداختند. هدف از مطالعه ذکر شده، مقایسه روش‌های ریز مقیاس نمایی و مدل‌های هیدرولوژیک بود. از میان مدل‌های آماری موجود برای ریز مقیاس نمایی، دو مدل شناخته شده SD SM و LARS-WG مورد استفاده قرار گرفتند که مدل اول یک مدل رگرسیونی و مدل دوم یک مولد آب و هوایی می‌باشد. متغیرهای اقلیمی مربوط به سناریوهای تغییر اقلیم در آینده با استفاده از مدل CGCM 3 استخراج شدند. سپس دو مدل مذکور واسنجی و صحت‌سنجی شدند. نتایج نشان داد که هر دو مدل به خوبی توانسته‌اند میانگین بارندگی روزانه را در دوره آبی شبیه‌سازی نمایند و از این لحاظ با هم تفاوتی ندارند. ولی مدل LARS-WG در بازسازی طول دوره‌های خشک و تر عملکرد بهتری از خود نشان داد. مرر^۱ (2009) با استفاده از ۱۶ مدل GCM و سناریوهای انتشار A2 و B1 اقدام به بررسی اثرات

تحقیق، بیشترین عامل مؤثر بر نتایج نهائی، انتخاب مدل GCM می باشد. لذا در این تحقیق به منظور بررسی اثر تغییر اقلیم بر درجه حرارت و بارندگی حوضه قره سو از ۱۰ مدل GCM با مدل LARS- W G پرداخته شد.

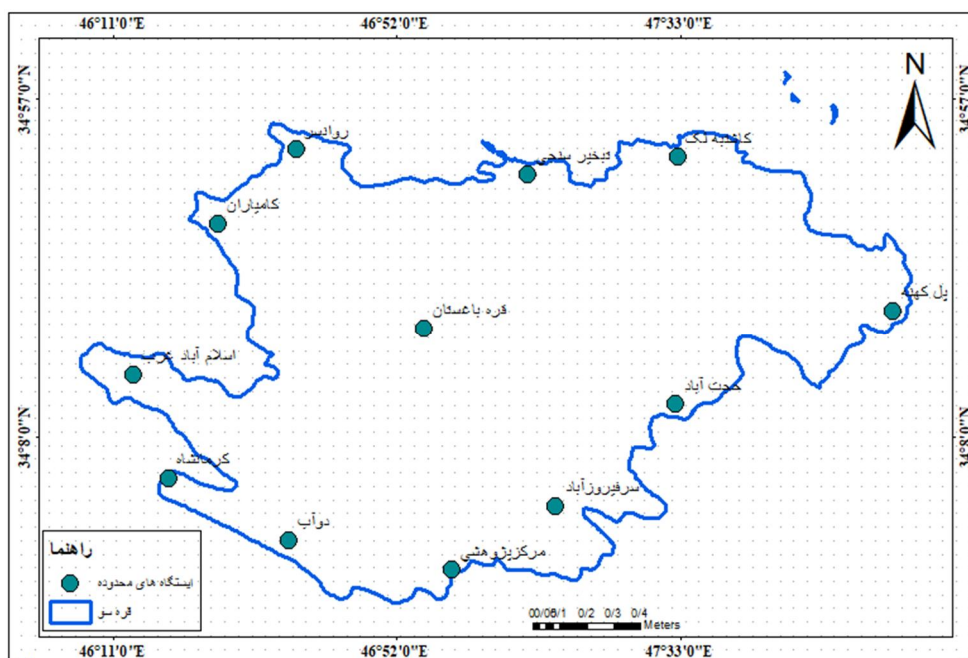
مواد و روش‌ها

زیرحوضه قره سو در شمال غربی حوضه کرخه و در غرب ایران واقع شده است. مساحت آن برابر ۵۳۵۴ کیلومتر مربع بوده و حداکثر و حداقل ارتفاع آن به ترتیب ۳۳۴۶ و ۱۱۸۰ متر است. متوسط بارندگی سالیانه این حوضه بین ۳۰۰ تا ۸۰۰ میلی متر متغیر است. در این تحقیق داده‌های پایه مورد استفاده شامل داده‌های مشاهداتی دما و بارش در دوره ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۰ میلادی از ایستگاه‌های منتخب منطقه می باشد. خروجی مدل‌های GCM از سایت مرکز توزیع داده‌های IPCC استخراج گردید (<http://www.ipcc-data.org>). نقاطی که برای استخراج خروجی مدل‌ها انتخاب شد، شامل ۱۲ ایستگاه هواشناسی بودند. ۶ عدد از این ایستگاه‌ها مقادیر اندازه‌گیری شده دما و همچنین ۹ ایستگاه مقادیر اندازه‌گیری شده بارش را فراهم نمودند. مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی مورد استفاده در جدول (۱) ارائه شده است.

هیدرولوژیک تغییر اقلیم در حوضه آبریز ریولامپا در آمریکای مرکزی نمودند. به منظور بررسی اثرات ایجاد شده توسط تغییر اقلیم از مدل VIC استفاده شد که یک مدل توزیعی با پایه فیزیکی می باشد. تغییرات متوسط دما در منطقه مورد مطالعه تا سال ۲۰۰۹ بین ۱/۹ تا ۳/۴ درجه سانتی‌گراد تخمین زده شد. ۱۱ مدل از ۱۶ مدل مورد استفاده، مقدار بارندگی دوره آتی را کمتر از حال حاضر پیش‌بینی کردند، به نحوی که میانگین بارندگی تحت سناریوی انتشار A2 و B1 به ترتیب ۱۰/۴ و ۵ درصد کاهش داشت. همچنین مقدار جریان ورودی به سدهای موجود در منطقه بین ۱۳ تا ۲۴ درصد کاهش پیدا کرد که شدت این کاهش در سناریوی A2 بیش از سناریوی B1 گزارش شد. مینوایل و همکاران (2008) به بررسی عدم قطعیت اثرات تغییر اقلیم بر هیدرولوژی یکی از حوضه‌های آبریز اسکندیناوی پرداختند. در این مطالعه از پنج مدل گردش عمومی و دو سناریوی اقلیمی به همراه مدل مفهومی و یکپارچه HSAMI به عنوان مدل بارش-رواناب استفاده شد. نتایج مربوط به تغییرات اقلیمی در آینده نشان از افزایش دما برای تمامی مدل‌ها و سناریوهای انتشار دارد. در مورد بارندگی نتایج برای مدل‌ها و سناریوهای انتشار متفاوت بود. با در نظر گرفتن تمامی منابع عدم قطعیت در این

جدول ۱: نام ایستگاه‌ها در محدوده حوضه قره سو

ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا
اسلام‌آباد غرب	سینوپتیک	۴۶/۴۰	۳۴/۷۱	۱۳۴۹
کرمانشاه	سینوپتیک	۴۷/۰۹	۳۴/۲۱	۱۳۱۸
روانسر	سینوپتیک	۴۶/۳۹	۳۴/۴۳	۱۳۸۰
دوآب	تبخیر سنجی	۴۶/۴۶	۳۴/۳۳	۱۳۱۰
مرکز پژوهشی	تبخیر سنجی	۴۷/۰۲	۳۴/۲۵	۱۳۳۳
تبخیر سنجی	تبخیر سنجی	۴۶/۳۸	۳۴/۴۲	۱۳۴۵
سر فیروزآباد	باران سنجی	۴۷/۳۵	۳۴/۰۶	۱۶۴۰
حجت‌آباد	باران سنجی	۴۷/۰۱	۳۴/۴۸	۱۳۳۰
کاشنبه لک	باران سنجی	۴۶/۶۳	۳۴/۲۸	۱۵۰۰
کامیاران	باران سنجی	۴۶/۹۳	۳۴/۷۵	۱۵۷۰
پل کهنه	باران سنجی	۴۷/۱۳	۳۴/۳۳	۱۲۸۴
قره‌باغستان	باران سنجی	۴۷/۱۵	۳۴/۱۴	۱۲۸۰



شکل ۱: ایستگاه‌های واقع در محدوده حوضه قره‌سو

GCM وجود دارد. در روش اول، احتمال صحت پیش‌بینی هر کدام از مدل‌های GCM به صورت یکسان در نظر گرفته می‌شود (Strauss & Formayer & Schmid, 2013:438). ولی در روش دوم، مدل‌های GCM بر اساس توانایی خود برای پیش‌بینی پارامترهای هواشناسی، وزن‌دهی می‌شوند که باعث افزایش دقت تخمین پارامترهای هواشناسی نسبت به روش اول می‌شود. در تحقیق حاضر از روش دوم که دقت بیشتر داشت استفاده شد (Schmidt, Ruedy Hansen, 2006:174).

وزن‌دهی مدل‌ها: مدل‌های GCM یکی از متداول‌ترین ابزاری هستند که جهت پیش‌بینی اثرات تغییر اقلیم مورد استفاده قرار می‌گیرند. در این مطالعه از خروجی ۱۰ مدل GCM مربوط به چهارمین گزارش ارزیابی (AR4) انجمن بین‌المللی تغییر اقلیم (IPCC) جزئیات مدل‌های مذکور استفاده گردید. جدول (۲) جزئیات مدل‌های GCM مورد استفاده را ارائه داده است. جهت استخراج خروجی مدل‌ها GCM، دو سناریوی A2 و B1 مورد استفاده قرار گرفت. این دو سناریو در مطالعات تغییر اقلیم در ایران، بارها مورد استفاده قرار گرفته است. انتخاب این ایستگاه‌ها وابسته به طول دوره

مدل AR4 (گزارش چهارم IPCC): در گزارش چهارم هیئت بین‌المللی تغییر اقلیم تحت عنوان "گزارش‌های ارزیابی تغییرات اقلیم" بر گرمایش جهانی و وقوع تغییر اقلیم تاکید شده است. نرخ روند افزایشی این گرمایش در دهه‌های اخیر نسبت به دوره‌های گذشته بیشتر بوده است. گازهای گلخانه‌ای در طی دهه اخیر به تنهایی تاثیر بسزایی در افزایش دمای کره زمین داشته‌اند و این گرمایش نتیجه مستقیمی بر فراوانی مقادیر فرین، نظیر خشکسالی‌ها، سیل‌ها، امواج گرمایی و... داشته است و نقش انسان در این تغییر را بالای ۹۵ درصد می‌داند.

استفاده از مدل‌های GCM همواره با عدم قطعیت‌هایی همراه بوده است. ولی عدم قطعیت مدل‌های GCM به عنوان اصلی‌ترین عامل ایجاد خطا در پیش‌بینی‌های هواشناسی شناخته شده است (Zareian, Eslamian & Safavi, 2014:506). بنابراین استفاده از یک مدل GCM به صورت جداگانه از مدل‌های دیگر، تخمین چندان خوبی از پارامترهای هواشناسی ارائه نخواهد داد. به همین دلیل لازم است تا با ترکیب مدل‌های GCM مختلف، عدم قطعیت این مدل‌ها کمتر شود. دو روش کلی برای ترکیب مدل‌های

پیش‌بینی شده دما و بارش توسط هر یک از ۱۰ مدل GCM، برای دوره پایه استخراج گردید. این روند برای هر یک از ایستگاه‌های هواشناسی مورد استفاده به صورت جداگانه تکرار شد. جهت محاسبه میزان تفاوت مقادیر داده‌های مشاهداتی و نیز داده‌های خروجی مدل‌های GCM در فاصله سال‌های ۱۹۸۱-۲۰۰۰ از روابط ۱ و ۲ استفاده شد.

آماري مورد نیاز برای بررسی اثرات تغییر اقلیم است. دوره پایه مدنظر برای استخراج داده‌های بزرگ مقیاس مدل‌های GCM دوره سال‌های ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۰ می‌باشد. ایستگاه‌های انتخابی تنها ایستگاه‌های موجود بودند که طول دوره آماری را در سال‌های مورد نظر فراهم نمودند. خروجی مدل‌های GCM برای دوران آینده و نیز دوره پایه ارائه می‌شوند. بنابراین مقادیر

جدول ۲: خصوصیات مدل‌های GCM مورد استفاده در این تحقیق

نام مدل	گروه مؤسس	درجه تفکیک	مرجع
HADCM3	UKMO(UK)	2.5°×3.75°	Gordon et al. (11)
CSIRO-MK3.0	AB004D (Australia)	1.9°×1.9°	Gordon et al. (12)
GFDL-CM2.1	NOAA/GFDL (USA)	2.0°×2.5°	Delworth et al. (7)
BCM2.0	BCCR (Norway)	1.9°×1.9°	Deque et al. (8)
NCAR-PCM	NCAR (USA)	2.8°×2.8°	Kiehl et al. (16)
CGCM3-T63	CCCMA (Canada)	1.9°×1.9°	McFarlane et al. (22)
INM-CM3.0	INM (Russia)	4°×5°	Diansky et al. (9)
ECHO-G	MIUB/M&D (Germany)	3.9°×3.9°	Wolff et al. (27)
GISS-E-R	NASA/GISS (USA)	4°×5°	Schmidt et al. (29)
IPSL-CM4	IPSL (France)	2.5°×3.75°	Marti et al. (19)

استفاده از مدل‌های GCM تعریف شد. مقدار تغییرات دما و بارندگی هر یک از ایستگاه‌ها، با استفاده از روابط (۲ تا ۵) تعریف گردید.

$$\Delta T_m = \sum_{G=1}^{10} \{ WT_m^{G_i} \times TCF_{G_i} \} \quad [2]$$

$$TCF_G = \left((\bar{T}_m^F)_{G_i} - (\bar{T}_m^B)_O \right) \quad [3]$$

$$[4]$$

$$\Delta P_m = \sum_{G=1}^{10} \{ WP_m^{G_i} \times PCF_{G_i} \}$$

$$PCF_G = \left(\frac{(\bar{P}_m^F)_{G_i}}{(\bar{P}_m^F)_O} \right) \quad [5]$$

که TCF_G مقدار اختلاف درجه حرارت بین دوره آینده و دوره پایه ($^{\circ}C$)، PCF_G مقدار اختلاف بارندگی بین دوره آینده و دوره پایه (٪) و $(\bar{P}_m^F)_{G_i}$ و $(\bar{P}_m^F)_O$ به ترتیب میانگین ۳۰ ساله دما و بارندگی در دوره آینده هستند. مقادیر ΔT_m و ΔP_m برای هر ماه از سال محاسبه شدند و عملاً خروجی ۱۰ مدل GCM را به یک مقدار واحد برای تمام مدل‌ها تبدیل نمودند.

برای محاسبه مقادیر در مدل، به ترتیب مقدار خطای مطلق هر یک از مدل‌های GCM در تخمین مقادیر دما و بارندگی هستند G معرف مدل‌های GCM و i شمارنده آنها می‌باشد، \bar{P} و \bar{T} مقادیر متوسط ۳۰ ساله دما و بارندگی هستند. اندیس B معرف دوره پایه ۱۹۸۱-۲۰۱۰ و اندیس m معرف ماه مورد نظر است. O نیز نشان‌دهنده داده‌های واقعی مشاهده شده است. به عبارتی فرمول ۱ نشان می‌دهد که چه مقدار تفاوت بین خروجی مدل‌ها GCM و مقادیر واقعی داده‌های مشاهده شده در هر ایستگاه و در هر ماه خاص از سال وجود دارد.

$$TE_m^{G_i} = \left| \left(\bar{T}_m^B \right)_{G_i} - \left(\bar{T}_m^B \right)_O \right| \quad [1]$$

دوره‌هایی که برای پیش‌بینی اثرات تغییر اقلیم در حوضه قره‌سو انتخاب شد، شامل دوره ۳۰ ساله (۲۰۴۴-۲۰۱۵) و (۲۰۷۴-۲۰۴۵) بود. به دلیل استفاده از دو سناریوی انتشار A2 و B1، دو ترکیب کلی برای استخراج پارامترهای دما و بارندگی با

احتمال توزیع شده است. برای بارندگی، سه مقدار نزدیک به یک استفاده شده است: $P_{n-1} = 0/999$ ، $P_{n-2} = 0/995$ و $P_{n-3} = 0/985$ این مقادیر اجازه تقریب بهتر از حوادث بارندگی روزانه فوق‌العاده زیاد که با احتمال خیلی پایین اتفاق می‌افتد را می‌دهند. از آنجایی که احتمال بارندگی خیلی پایین روزانه (کم‌تر از ۱ میلی‌متر) معمولاً نسبتاً بالاست و چنین بارندگی‌هایی تاثیر بسیار کمی بر مدل‌های شبیه‌سازی دارد، از دو مقدار $v_1 = 0/5$ mm و $v_2 = 1$ mm برای تقریب بارندگی در درون بازه [۰ و ۱] منطبق با احتمالات محاسبه شده، $i = 1$ و 2 $P_i = P(v_{obs} \leq v_i)$ استفاده می‌شود. برای محاسبه دوره‌های به شدت خشک و تر دو مقدار نزدیک به یک $(P_{n-1} = 0/99)$ ، $(P_{n-2} = 0/98)$ برای دمای حداقل و حداکثر دو مقدار نزدیک به صفر و دومقدار نزدیک به یک $(P_{n-1} = 0/99)$ ، $(P_{n-2} = 0/98)$ و $(P = 0/02, P = 0/01)$ برای محاسبه دماهای به شدت بالا و پایین استفاده می‌شود (Delworth, Broccoli, Rosati, Stouffer, Beesley & Balaji, 2006:650).

در این تحقیق، سری روزانه داده‌های مشاهداتی دما و بارش در ایستگاه‌های مورد مطالعه، به عنوان ورودی به مدل LARS-WG داده شده و سری زمانی روزانه داده‌های دما در ۶ ایستگاه و سری زمانی داده‌های بارش در ۹ ایستگاه ایجاد گردید. هر کدام از سری داده‌ها، شامل ۳۰ سال داده‌های دما و بارندگی روزانه بودند. پس از این مرحله امکان استفاده از داده‌های خروجی مدل‌های تغییر اقلیم در تحلیل وضعیت آب‌های حوضه قره‌سو فراهم شد.

منطقه‌ای کردن اثرات تغییر اقلیم: سری‌های زمانی داده‌های دما و بارندگی خروجی از LARS-WG، تنها برای ایستگاه‌های خاصی از حوضه تولید شدند که ۶ ایستگاه دما و ۹ ایستگاه باران‌سنجی بودند. استفاده از این خروجی‌های نقطه‌ای در توصیف وضعیت آب و هوای کل حوضه، چندان قابل اعتنا نبود. محققان برای تبدیل داده‌های ریز مقیاس شده از حالت محلی به منطقه‌ای، روش‌های متعددی پیشنهاد نموده‌اند. این روش‌ها عموماً به عنوان روش‌های زمین‌آمار شناخته

ریز مقیاس نمایی داده‌های دما و بارندگی: به غیر از عدم قطعیتی که مدل‌های GCM برای پیش‌بینی پارامترهای هواشناسی دارند، مشکل دیگری نیز وجود دارد که باعث کم شدن قابلیت استفاده از این مدل‌ها می‌شود. این مشکل به خاطر بزرگ مقیاس بودن خروجی مدل‌های GCM است. به عبارت دیگر، مدل‌های GCM داده‌های هواشناسی را در یک شبکه با مقیاس بزرگ در ارتفاعات بالایی جو پیش‌بینی می‌کنند (Marti, Braconnot & Benshila, 2005:84). عمومی‌ترین روش برای رفع این مشکل، استفاده از روش‌های ریز مقیاس نمایی است. این روش‌ها خروجی مدل‌های GCM را با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی، به مقیاس محلی تبدیل می‌کنند (Gordon, Cooper, Gregory, Johns & Banks, 2000:154). جهت استفاده از خروجی مدل‌های GCM در مطالعات هواشناسی و مسائل مربوط به منابع آب، باید آنها را به وسیله روش‌های ریز مقیاس نمایی به مقادیر سری روزانه یا ماهانه داده‌ها در هر نقطه تبدیل نمود. این کار به وسیله مولدهای آب و هوا انجام می‌شود (Hashmi, Shamseldin & Melville, 2011:481). مدل WG-LARS یکی از معروف‌ترین مولدهای تصادفی آب و هوا است که قادر به تولید سری زمانی روزانه داده‌های هواشناسی است. این مدل از یک توزیع نیمه تجربی برای تقریب زدن توزیع‌های احتمال دوره‌های خشک و تر، بارش، دمای حداقل و حداکثر و تابش خورشیدی استفاده می‌کند. برای هر متغیر اقلیمی، مقدار منطبق با احتمال به صورت زیر محاسبه شده است.

$$v_i = \min \{v : P(v_{obs} \leq v) \geq P_i\} ; i = 0..n$$

در اینجا P احتمال بر پایه داده‌های مشاهده شده (v_{obs}) را مشخص می‌کند. برای هر متغیر اقلیمی، دو مقدار P_0 و P_n برابر $P_0=0$ و $P_n=1$ ، با مقادیر متناظر $v_n = \max \{v_{obs}\}$ و $v_0 = \min \{v_{obs}\}$ ثابت در نظر گرفته شده‌اند. در تقریب مقادیر حدی متغیرهای اقلیمی، برای مقادیر حداقل، متغیر نزدیک به صفر و برای مقادیر حداکثر، متغیر نزدیک به یک تعیین‌کننده است. مقادیر باقی‌مانده به طور هموار روی مقیاس

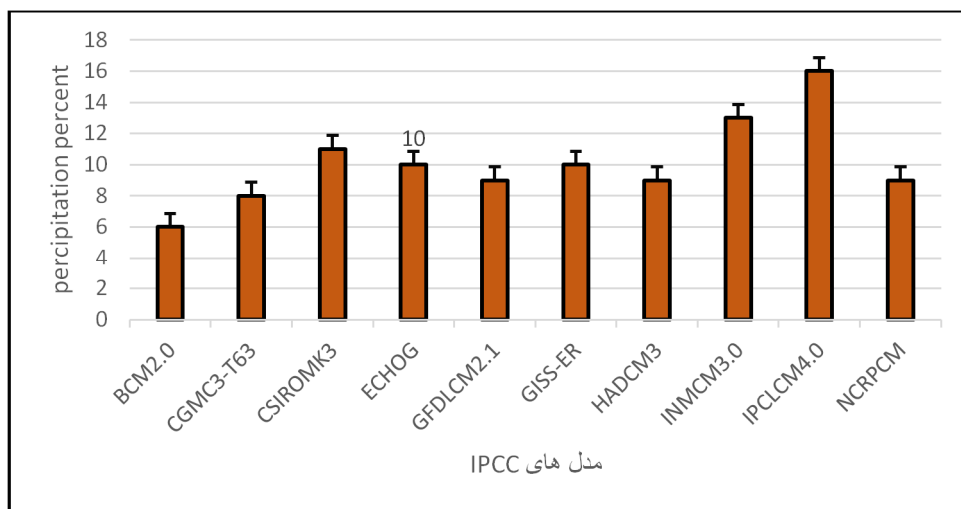
میانگین‌گیری در تخمین وزن مدل‌ها است که بر اساس وزن‌های بدست آمده در ایستگاه‌های مختلف محاسبه شد. به عبارت دیگر، این خطای استاندارد نشان‌دهنده میزان تغییرپذیری مکانی دما در سطح حوضه است.

نتایج مربوط به وزن مدل‌ها در پیش‌بینی دما نشان داد که بیشتر مدل‌های GCM وزن کمتر از ۰/۱ (۱۰ درصد) داشتند. مدل IPCLCM4.0 بیشترین وزن را به مقدار ۰/۱۶ (۱۶ درصد) و مدل BCM2.0 کمترین وزن را به مقدار ۰/۰۶ (۶ درصد) به خود اختصاص دادند. تغییرپذیری مکانی وزن مدل‌های GCM برای پیش‌بینی دما در نقاط مختلف حوضه نیز متفاوت بود. مدل IPCLCM4.0 بیشترین تغییرات و مدل BCM2.0 کمترین تغییرات را در نقاط مختلف حوضه داشتند.

می‌شوند که اولین بار در سال ۱۹۷۲ ابداع شده‌اند. روش‌های IDW یکی از متداول‌ترین روش زمین‌آمار است که قادر به تولید داده‌های هواشناسی در ایستگاه‌های فاقد آمار یا در مناطق بدون ایستگاه هواشناسی است که در این تحقیق استفاده شد.

یافته‌ها

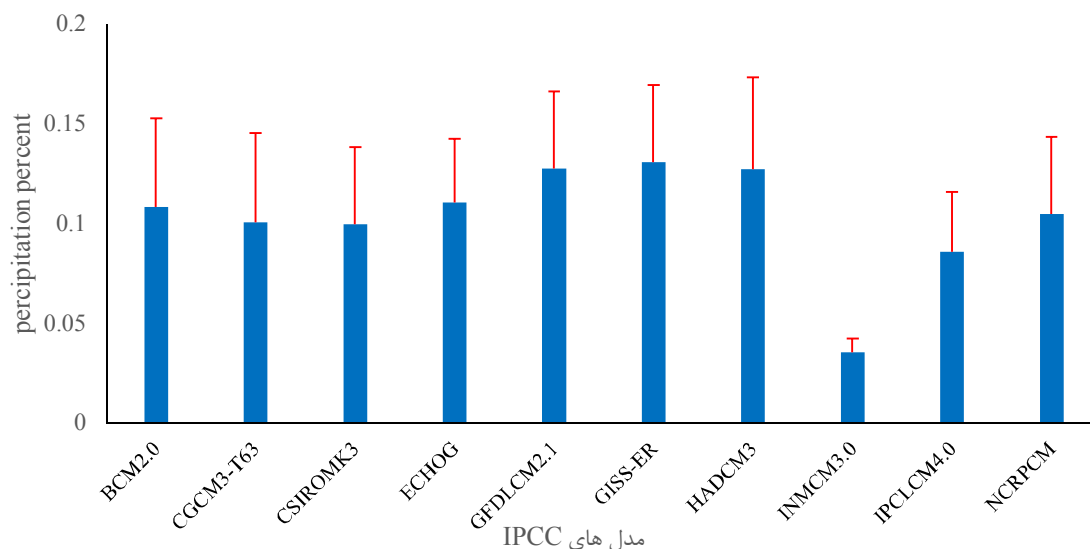
نتایج وزن‌دهی مدل‌ها: شکل (۲) و (۳) به ترتیب نتایج وزن‌دهی مدل‌های GCM مورد استفاده را نشان داده است. این مقادیر متوسط وزن سالانه هر یک از مدل‌ها در ایستگاه‌هایی هستند که برای انجام این مطالعه انتخاب گردیدند. خطوط عمودی اضافه شده به این نمودارها، نشان دهنده میزان خطای استاندارد



شکل ۲: وزن هر کدام از مدل‌های GCM برای پیش‌بینی بارندگی حوضه قره‌سو

داشتند. از طرف دیگر مدل‌های با وزن پایین تر دارای تکرار پذیری کمتری در بین تمام مدل‌ها می‌باشد و مدل INMCM3.0 با اختلاف نسبت به سایر مدل‌ها، دارای حداقل وزن مشاهده شده بود. تغییرپذیری مکانی وزن مدل‌های GCM نیز نشان داد که مدل HADCM3 بیشترین و مدل INMCM3.0 کمترین تغییرات وزن را در نقاط مختلف حوضه برای برآورد بارندگی دارا بودند.

نتایج وزن‌دهی مدل‌های GCM برای پیش‌بینی بارندگی نشان داد که مدل GISS-ER بیشترین وزن را به مقدار ۰/۱۳ (۱۳ درصد) و مدل INMCM3.0 کمترین وزن را به مقدار ۰/۰۳ (۳ درصد) دارا بودند شکل (۲). مقایسه وزن‌های حداکثر و حداقل نشان داد که مدل‌های با وزن بالا، دارای بیشترین تکرارپذیری در بین تمامی مدل‌های GCM بود. به‌عنوان مثال مدل GFDLCM2.1 با وزن ۰/۱۲۷ و مدل GISS-ER با وزن ۰/۱۳۰ اختلاف ناچیزی با مدل HADCM3



شکل ۳: وزن هر کدام از مدل‌های GCM برای پیش‌بینی بارندگی حوضه قره‌سو

است. هر کدام از این توزیع‌ها، پارامتر آماری p تولید می‌کنند (p-Value) که باید در سطح معنی‌داری مجاز سنجیده شود. سطح معنی‌داری مجاز مورد استفاده در این پژوهش در نظر گرفته شد. تمام مقادیر p به دست آمده برای تولید سری روزانه داده‌های دما و بارندگی، بیشتر از حداقل مقدار مجاز p در سطح 0.05 درصد بودند. به علت زیاد بودن تعداد ایستگاه‌های مورد استفاده، جدول خصوصیات آماری آزمون‌های انجام شده در نرم‌افزار LARS_WG تنها برای ایستگاه کرمانشاه به صورت نمونه آورده شده است.

ریزمقیاس کردن داده‌های دما و بارندگی: برای ریزمقیاس کردن داده‌های دما و بارندگی از نرم‌افزار LARS-WG استفاده شد. با استفاده از ابزار Site Analysis موجود در این نرم‌افزار، بهترین توزیع احتمالی ممکن بر داده‌ها برازش داده شده و صحت توزیع‌های برازش یافته در قسمت نرم‌افزار سنجیده شد. در این قسمت آزمون‌های برازش نظیر آزمون تی جفت شده و کای-اسکور انجام شد و پارامترهای هر دو آزمون (t و χ^2) محاسبه شدند. مقادیر پایین t و χ^2 نشان دهنده انطباق بیشتر توزیع با داده‌های مشاهداتی

جدول ۳: مقادیر پارامترهای احتمالاتی مربوط به برازش توابع توزیع در نرم‌افزار LARS-WG برای ایستگاه کرمانشاه

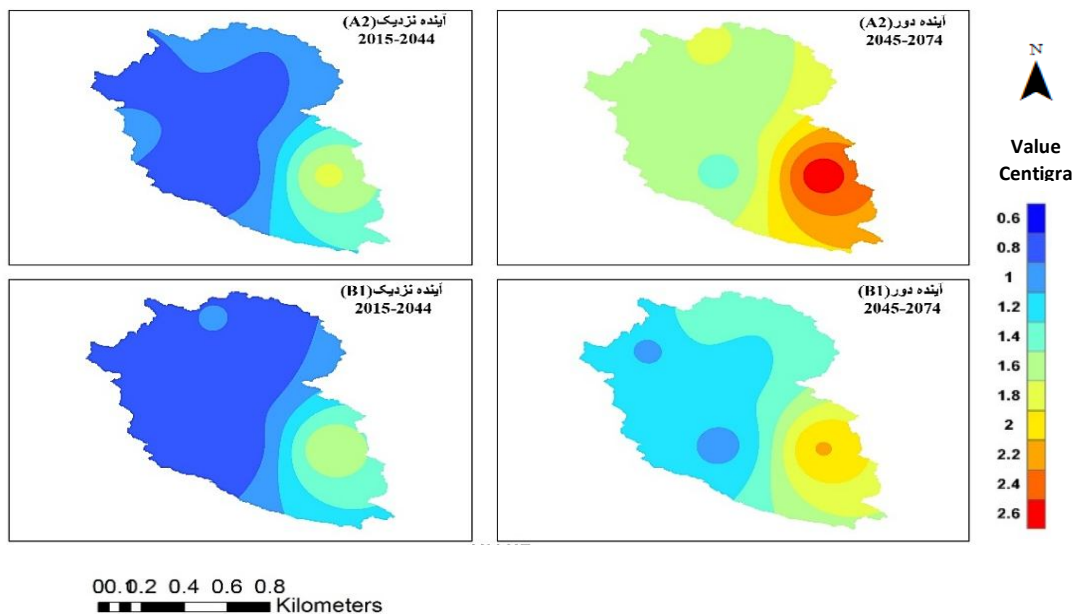
بارندگی				درجه حرارت				ماه
p-Value	t	p-Value	χ^2	p-Value	t	p-Value	χ^2	
۰/۴۰۷	۱/۳۵	۱/۰۰	۰/۰۴۷	۰/۱۹۹	-۱/۲۹	۰/۹۹	۰/۱۰۶	ژانویه
۰/۳۴۴	۱/۴۱	۱/۰۰	۰/۰۴۵	۰/۰۴۵	-۲/۰۴	۱/۰۰	۰/۰۵۳	فوریه
۰/۹۱۹	۱/۰۳	۱/۰۰	۰/۰۴۷	۰/۱۱۰	-۱/۶۱	۱/۰۰	۰/۰۵۴	مارس
۰/۳۵۸	۱/۳۷	۱/۰۰	۰/۰۳۶	۰/۰۳۳	-۲/۱۷	۰/۹۹	۰/۱۰۶	آوریل
۰/۲۷۳	۱/۴۵	۱/۰۰	۰/۰۵۹	۰/۰۰۳	-۳/۰۸	۰/۹۹	۰/۱۰۶	می
۰/۵۲۲	۱/۲۴	۰/۹۸	۰/۱۳۱	۰/۰۵۱	-۱/۹۸	۱/۰۰	۰/۰۵۳	ژون
۰/۰۰	۶/۱۹	۰/۰۹	۰/۳۴۸	۰/۰۰	-۴/۴۵	۰/۹۱	۰/۱۵۸	جولای
۰/۰۱	۳/۴۲	۰/۱۹	۰/۳۰۴	۰/۲۶۶	-۱/۱۲	۰/۹۹	۰/۱۰۶	آگوست
۰/۰۱	۵/۷۴	۰/۹۸	۰/۲۳۰	۰/۰۰۱	-۳/۶۴	۰/۹۹	۰/۱۰۶	سپتامبر
۰/۷۰۴	۱/۱۲	۱/۰۰	۰/۰۷۵	۰/۰۸۲	-۱/۷۶	۱/۰۰	۰/۰۵۳	اکتبر

از سال رخ داد. هر چند در ماه‌های ابتدایی و انتهای سال، افزایش دما تقریباً کمتر از سایر ماه‌های سال بود. مقدار تغییرات بارندگی دارای روند افزایش یا کاهش یکنواخت نبود. فصل زمستان بیشترین کاهش بارش را در مقایسه با سایر فصول سال نشان داد. مقدار بارندگی این فصل در سناریوی انتشار A2 در دوره آینده نزدیک از $۵/۹۳$ - به $۱۲/۷۱$ - در دوره آینده دور رسید در حالی که در سناریوی انتشار B2 این میزان درصد تغییرات بارش از $۵/۹۵$ - (آینده نزدیک) به $۱۲/۹۷$ - (آینده دور) رسید.

با توجه به نتایج جدول (۴) مقدار متوسط درجه حرارت کل حوضه، در تمام فصول سال برای هر کدام از سناریوهای A2 و B2 در دوره‌های آینده دور و نزدیک افزایش پیدا کرد. به طوری که برای سناریوی A2 و B2 در دوره ی آینده نزدیک بیشترین افزایش دما مربوط به فصل تابستان می‌باشد. این افزایش دما به ترتیب برای این سناریوها $۱/۰۷$ و $۰/۹۹$ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. در حالی که برای دوره ی آینده در هر دو سناریو بیشترین افزایش دما مربوط فصل بهار، به ترتیب $۱/۹۷$ و $۱/۵۰$ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. کمترین میزان افزایش درجه‌حرارت، در ماه‌های مختلف

جدول ۴: تغییرات فصلی دما و بارش حوضه قره‌سو در دوره‌های مختلف

فصل	آینده نزدیک A2 (۲۰۱۵-۲۰۴۴)		آینده دور A2 (۲۰۴۵-۲۰۷۴)		آینده نزدیک B1 (۲۰۱۵-۲۰۴۴)		آینده دور B1 (۲۰۴۵-۲۰۷۴)	
	دما ($^{\circ}\text{C}$)	بارش (%)	دما ($^{\circ}\text{C}$)	بارش (%)	دما ($^{\circ}\text{C}$)	بارش (%)	دما ($^{\circ}\text{C}$)	بارش (%)
زمستان	۰/۵۹	-۵/۹۳	۱/۲۷	-۱۲/۷۱	۰/۱۴۵	-۵/۹۵	۰/۱۸۵	-۱۲/۹۷
بهار	۱/۰۴	۴/۸۳	۱/۹۷	-۵/۳۰	۰/۹۹	۲/۵۵	۱/۵۰	-۵/۸۳
تابستان	۱/۰۷	-۲/۱	۱/۷۵	-۷/۳۴	۱/۰۲	-۵/۶۳	۱/۴۲	-۱۱/۷۴
پاییز	۰/۸۴	۱۲/۳۵	۱/۵۲	۶/۱۱	۰/۸۱	۹/۲۶	۱/۱۸	۹/۲۷



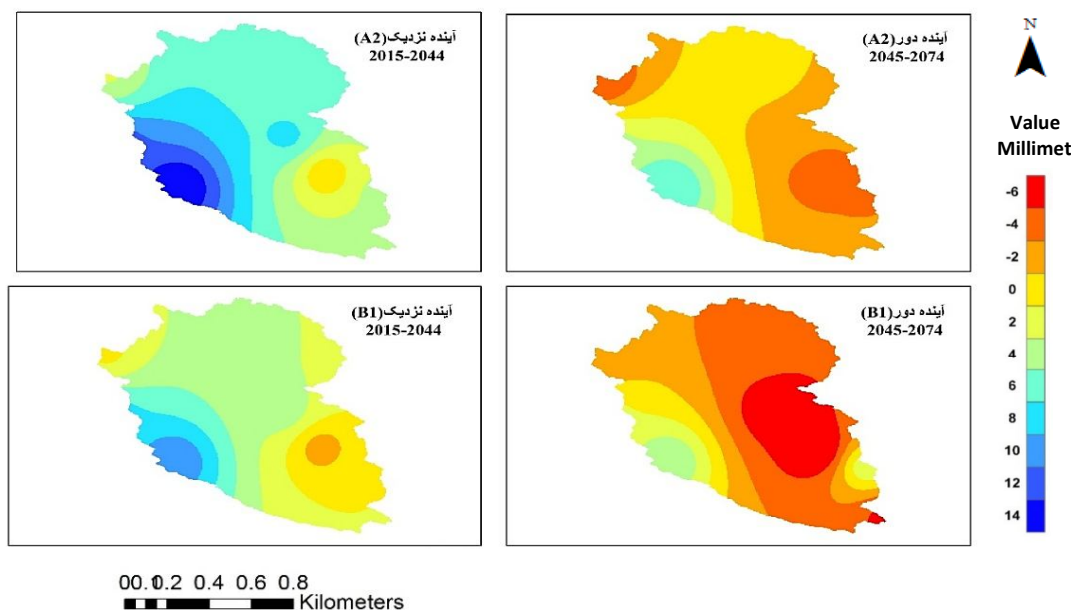
شکل ۴: پهنه‌بندی درجه حرارت در حوضه قره‌سو برای سناریوی A2 و B1 در دوره‌های آینده دور و نزدیک

دما در نقاط مختلف حوضه بر حسب درجه سانتی‌گراد مشخص شده است. نتایج نشان داد که تغییرات دما در

شکل (۳) نقشه‌های پهنه‌بندی تغییرات دمای حوضه را برای دوره‌های مختلف نشان داده است. مقدار تغییرات

نتایج منطقه‌ای کردن بارندگی حوضه قره‌سو نیز سناریوی A2 و B2 تغییر اقلیم نشان داده شده است. مقادیر رسم شده در این شکل، میزان تغییرات بارندگی را بر حسب درصد نشان داده‌اند. همانند دما، نحوه توزیع تغییرات بارش در الگوهای مختلف تغییر اقلیم متفاوت بود.

سطح حوضه، در سناریوی‌های A2 و B2 با دو مشخصه کلی تغییر خواهد کرد. اولین مشخصه، تغییر در مقدار افزایش دما، به طوری که میزان افزایش دما در سناریوی A2 بیشتر از سناریوی B2 و مشخصه دوم، نحوه اثر این افزایش‌ها در نقاط مختلف حوضه است. به عبارت دیگر، افزایش دمای حوضه قره‌سو در نقاط مختلف حوضه به صورت نامتقارن اتفاق خواهد افتاد.



شکل ۵: پهنه‌بندی بارش در حوضه قره‌سو برای سناریوی A2 و B1 در دوره‌های آینده دور و نزدیک

پیش بینی شد. بررسی نتایج تغییرات دما و بارندگی نشان داد که دمای حوضه قره‌سو در سالیان آینده تحت دو سناریوی A2 و B1 افزایش پیدا خواهد کرد. سناریوی انتشار A2 شرایط حادتری را برای آینده حوضه نسبت به سناریوی B1 پیش‌بینی نمود که با نتایج مرید^۱ (۲۰۱۰) تطابق دارد. مقدار تغییرات دما و بارندگی، در فصول مختلف سال با یکدیگر متفاوت بود. فصل تابستان و بهار به ترتیب بیشترین مقدار افزایش دما را در دو دوره آینده نزدیک (۲۰۴۴-۲۰۱۵) و آینده دور (۲۰۷۴-۲۰۴۵) برای هر دو سناریو نشان داد و فصل زمستان بیشترین مقدار کاهش بارندگی را داشت که با نتایج زارعیان و همکاران (۲۰۱۴) و گوهری و همکاران (۱۳۹۲) مطابقت دارد. این در حالی

بحث و نتیجه‌گیری

هدف از این مطالعه، استفاده از ترکیب کار از مدل‌های GCM به منظور بررسی تغییر اقلیم حوضه قره‌سو می‌باشد. نتایج نشان می‌دهد که دقت مدل‌های GCM در برآورد دما و بارش در نقاط مختلف حوضه با یکدیگر متفاوت است. بنابراین برای هر کدام از ایستگاه‌ها باید روند جدیدی بر اساس وزن‌دهی مدل‌های GCM ایجاد گردد. به طور میانگین، مدل IPCLCM4.0 بیشترین دقت را در برآورد دما و مدل GISS-ER بیشترین دقت را در برآورد بارش در کل حوضه قره‌سو از خود نشان دادند با نتایج زارعی و همکاران مطابقت دارد. در ادامه بر اساس ترکیب ۱۰ مدل GCM که با توجه به دقت آنها صورت گرفت، روند تغییر اقلیم در سناریوی A2 و B1 برای حوضه قره‌سو

1. Morid

در حوضه است می‌شود. در حالی که کاهش زیاد بارندگی در فصل زمستان، بیشترین ضربه را به منابع آب حوضه وارد خواهد کرد. بنابراین حوضه قره‌سو به خاطر تغییر دما و بارش، دچار فشار شدیدی خواهد شد.

است که بیشترین مقدار محصولات کشاورزی در فصل تابستان تابستان کاشت می‌شود. ولی قسمت اعظم بارش‌های این حوضه در فصل زمستان رخ می‌دهد. افزایش زیاد دما در فصل تابستان و بهار باعث افزایش نیاز آبی بخش کشاورزی که مهمترین مصرف کننده آب

- atmosphere model: a contribution to French community climate modeling. *Clim. Dyn.* 10: 249-266.
9. Diansky N.A., Bagno, A.V. and Zalensny, V.B. (2002). Sigma model of global ocean circulation and its sensitivity to variations in wind stress. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 38: 477-494.
 10. Dibike, Y.B. and Coulibaly, P. (2005). Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: comparison of downscaling methods and hydrologic models. *J. Hydrol.* 307: 145-163.
 11. Gordon, C., Cooper, C., Senior, C.A., Banks, H., Gregory, J.M., and Johns T.C. et al. (2000). The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of Hadley Center coupled model without flux adjustments. *Clim. Dyn.* 16: 147-168.
 12. Gordon, H.B., Rotstayn, L.D., McGregor, J.L., Dix, M.R., Kowalczyk, E.A., and O'Farrell, S.P. et al. (2002). The CSIRO Mk3 climate system model (electronic publication). CSIRO Atmospheric Research technical paper, No. 60, Aspendale: CSIRO Atmospheric Research.
 13. Greene, A.M., Goddard, L. and Lall, L. (2006). Probabilistic multi-model regional temperature change projections. *J. Clim.* 19: 4326-4346
 14. Hashmi M.Z., Shamseldin, A.Y. and Melville, B.W. (2011). Comparison of SDSM and LARS-WG for simulation and downscaling of extreme precipitation events in a watershed. *Stoch. Environ. Res. Risk. Asses.* 25: 475-484.
 15. IPCC. (2007). Summary for Policymakers in Climate Change, The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- منابع**
۱. آذرانفر، آرش. ابریشمچی، احمد و مسعود تجربی. (۱۳۸۵). ارزیابی تغییرات بارش و دما بر تغییر اقلیم با استفاده از خروجی مدل‌های چرخش عمومی، دومین کنفرانس مدیریت منابع آب، دانشگاه صنعتی اصفهان.
 ۲. اسماعیلی، رضا. گندمکار، امیر وحسنعلی غیور. (۱۳۹۱). پهنه‌بندی میزان تغییرات اقلیمی از دیدگاه کشاورزی در دوره اقلیمی آینده مطالعه موردی: استان خراسان رضوی، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۳۵: ۲۲-۵۲.
 ۳. شاه‌کرمی، نازنین. (۱۳۸۸). ارائه راهکارهای تطبیق با تغییر اقلیم با دخالت تحلیل ریسک و مدیریت جامع منابع آب در حوضه زاینده-رود ایران، رساله دکتری سازه‌های آبی به راهنمایی: علیرضا مساح بوانی، دانشگاه تربیت مدرس.
 ۴. گوهری، علیرضا. (۱۳۹۲). ارزیابی راهکارهای سازگاری با سطوح احتمالی مختلف تأثیر تغییر اقلیم بر منابع آب حوضه زاینده‌رود با رویکرد دینامیک سیستم‌ها، رساله دکتری مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان.
 5. Bates, B., Kundzewicz, Z.W., Wu, S. and Palutikof, J. (2008). *Climate Change and Water*. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 200 pages.
 6. Beecham, S., Rashid, M. and Chowdhury, R.K. (2014). Statistical downscaling of multi-site daily Rainfall in a South Australian catchment using a Generalized Linear Model. *International Journal of Climatology*, 34(14): 3654–3670.
 7. Delworth T. L., Broccoli, A.J., A. Rosati, Stouffer, R.J., Balaji, V. and Beesley, J.A. (2006). GFDL's CM2 global coupled climate models, part I: formulation and simulation characteristics. *J. Clim.* 19: 643-674.
 8. Deque, M., Drevet, C., Braun, A. and Cariolle, D. (1994). The ARPEGE/IFS

24. Mitchell J.F.B., Johns, T.C., Eagles, M., Ingram, W.J. and Davis, R.A. (1999). Towards the construction of climate change scenarios. *Clim. Change*. 41: 547-581.
25. Morid, S. and Massah Bavani, A.R. (2010). Exploration of potential adaptation strategies to climate change in the Zayandeh Rud irrigation system, Iran. *J. Irrig. Drain. ASCE*. 59: 226-238.
26. Wilks, D.S. (1992). Adapting stochastic weather generation algorithms for climate change studies. *Climate Change*, 22(1): 67-84.
27. Wolff, J.O., Maier-Raimer, E. and Legutke, S. (1997). The Hamburg ocean primitive equation model. Deutsches Klimarechenzentrum Tech. Rep. 13, Hamburg, Germany.
28. Semenov, M.A. and Barrow, E.M. (2002). LARS-WG a stochastic weather generator for use in climate Impact studies. User Manual, Rothamstead Research, Hertfordshire, 34 pages.
29. Schmidt G.A., Ruedy, R., Hansen, J.E., Aleinov, I., Bell, N. and Bauer, M. et al. (2006). Present day atmospheric simulations using GISS ModelE: comparison to in-situ, satellite and reanalysis data. *J. Clim.* 19: 153-192
30. Strauss, F., Formayer, H. and Schmid, E. (2013). High resolution climate data for Austria in the period 2008-2040 from a statistical climate change model. *Int. J. Climatol.* 33: 430-443.
31. Zareian, M. Ja., Eslamian, S. and Safavi, H.R. (2014). A modified regionalization weighting approach for climate change impact assessment at watershed scale. *Theoretical and Applied Climatology*, Springer-Verlag Wien. PP. 497-516.
- Change, Cambridge University Press, Cambridge. pp. 1-18.
16. Kiehl J.T., J.J. Hack, G.B., Bonan, B.A., Boville, D.L., Williamson and Rasch, P.J. (1998). The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3. *J. Clim.* 11: 1131-1149.
17. Kim, B.S., Kim, H.S., Seoh, B.H. and Kim, N.W. (2007). Impact of climate change on water resources in Yongdam Dam Basin, Korea. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 21: 355-373.
18. Lane, M.E., Kirshen, P.H. and Vogel, R.M. (1999). Indicators of impact of global climate change on U.S. water resources. *J. Water Resour. Plann. Manage. ASCE*. 125: 194-204
19. Marti, O., Braconnot, P., Bellier, J., and Benschila, R. et al. (2005). The new IPSL climate system model: IPSL-CM4. Institut Pierre Simon Laplace, Paris, 84 pp.
20. Mason, S.J. 2004. Simulating climate over western North America using stochastic weather generators. *Clim. Change*. 62: 155-187.
21. Maurer, E.P. (2009). Climate model based consensus on the hydrologic impacts of climate change to the Rio Lempa basin of Central America. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13: 183-194.
22. McFarlane N.A., Boer, G.J., Blanchet, J.P. and M. Lazare M. (1992). The Canadian Climate Centre second-generation general circulation model and its equilibrium climate. *J. Clim.* 5: 1013-1044.
23. Minville, M., Brissette, F. and Leconte, R. (2008). Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a Nordic watershed. *J. Hydrol.* 358: 70-83.