

مدل‌سازی روند بارش در منطقه غرب آسیا تحت واداشت دگرگونی‌های آب و هوایی

محمود احمدی^{۱*}، پریسا چترچی^۲، عباسعلی داداشی رودباری^۳

۱-دانشیار آب و هواشناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲-کارشناس ارشد آب و هواشناسی شهری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳-دانشجوی دکتری آب و هواشناسی شهری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۶/۲۲

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۷/۲/۱۸

چکیده

گرمایش جهانی در طول چند دهه گذشته دگرگونی چشمگیری را در چرخه‌های آب و هواشناسی از قبیل افزایش بخار آب موجود در هوا، افزایش فرین‌های بارشی و کاهش مقدار متوسط بارش به همراه داشته است. این پژوهش با هدف مدل‌سازی روند بارش منطقه غرب آسیا تحت واداشت دگرگونی‌های آب و هوایی نگاشته شد. به این منظور داده‌های بارشی منطقه غرب آسیا برای دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۵ و ۲۰۱۶-۲۰۴۵ تحت سناریو A1B مدل HADCM3 از مرکز دگرگونی آب و هوایی کانادا (CCCSN) تهیه و مدل رگرسیونی آن به دست آمد. در گام بعدی آماره‌های R^2 و RMSE نشان داد مدل‌سازی از دقت مناسبی برخوردار بودند. شیب روند بارش نشان داد که در ماه‌های ژانویه، فوریه، ژولای و آگوست بارش مقدار افزایشی و در بقیه ماه‌های سال کاهش خواهد بود. سری زمانی بارش نیز نشان داده است که غالب روند در طول سال کاهش است و مقدار افزایشی بارش تنها مربوط به بارش‌های فرین و ۲۴ ساعته خواهد بود. همچنین نتایج این پژوهش نشان داد که بارش در مسیر سامانه‌های مدیترانه‌ای و سودانی در حال افزایش است و این مقدار افزایشی دورنمای مناسبی برای شرایطی آبی منطقه نخواهد داشت چراکه مناطقی با روند افزایشی در دوره گرم سال باعث تبخیر بارش دریافتی محل از سطح و افزایش بارش در فصل سرد سال نیز باعث بروز فرین‌های آب و هوایی همچون سیل خواهد شد.

واژه‌های کلیدی: بارش، دگرگونی آب و هوایی، مدل HADCM3، سناریو A1B، غرب آسیا.

Email: Ma_ahmadi@sbu.ac.ir

*- نویسنده مسئول: ۰۹۱۲۱۴۸۷۴۹۷

مقدمه

مطالعات آب و هوایی نشان می‌دهد که بارش و دما در دهه‌های اخیر دگرذیسی جدی را نشان داده‌اند (دیویدسون و جانسنس، ۲۰۰۶؛ اگورمن و اشنایدر، ۲۰۰۹). پیش‌بینی می‌شود در آینده با افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای دگرگونی مهمی در آب‌و-هوای جهانی رخ دهد که نقش فرین‌های بارش و دما آشکارتر خواهد بود (جورجی، ۲۰۰۶). براساس مطالعات و گزارش‌های سازمان‌های جهانی، چرخه آب در بخش اعظمی از جهان در معرض خطر است به طوری که با ادامه‌دار بودن پدیده گرمایش جهانی در قرن بیست و یکم الگوهای بارشی نیز با دگرگونی ناشی از افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای تغییر می‌یابند (استوکر، ۲۰۱۴)؛ این امر به‌ویژه برای شرایط اقلیمی خشک که مشخصه بخش‌های چشمگیری از منطقه غرب آسیاست مهم‌تر خواهد بود. بارش در بین فراسنج آب‌وهوایی یکی از سرکش‌ترین آن‌هاست (مسعودیان، ۱۳۸۸) این فراسنج دارای دگرگونی‌های سالانه، دهه‌ای و حتی چرخه‌های بزرگ‌تر است. در سال‌های اخیر دگرگونی‌های چشمگیری در شدت، مقدار، فراوانی و حتی نوع بارش (جامد و مایع) با افزایش گازهای گلخانه‌ای موجود در هواسپهر^۱ (GHG) و پدیده گرمایش جهانی دیده شد (ترنبرس، ۲۰۱۱). بارش مداوم و شدت ملایم باعث خیس شدن خاک، افزایش بهره‌وری محصول و بازدهی مناسب زیست محیط خواهد شد این در حالیست که بارندگی در یک دوره کوتاه‌مدت باعث سیلاب و از هم‌گسیختگی لایه‌های بالایی خاک خواهد شد (IPCC, 2014). شبیه‌سازی سناریوهای آب‌وهوایی در قرن ۲۱ نشان داده است بارش متوسط در مناطق گرمسیری افزایشی و در مقابل در مناطق جنب حاره کاهش‌ی است (هلد و سودن، ۲۰۰۶؛ کارین و همکاران، ۲۰۰۷). با این حال شدت بارش

افزایش بارندگی‌های ۲۴ ساعته) تغییرباً در سراسر جهان افزایش خواهد داشت (سان و همکاران، ۲۰۰۷) که اثرات اجتماعی اقتصادی سوء همانند سیل و فرسایش خاک به همراه خواهد داشت (پری، ۲۰۰۷). بارش‌های شدید به‌طور گسترده‌ای از افزایش نسبت بخار آب به مقدار متوسط بخار آب شکل می‌گیرند که بر این اساس مقدار بخار آب برای پایه یک طوفان افزایش می‌یابد (پال و همکاران، ۲۰۰۷). محتوای جهانی بخار مبتنی بر شبیه‌سازی‌های گرمایش جهانی به‌طور چشمگیری مقدار افزایش را نشان داده است که با توجه گرم شدن متوسط آب‌وهوای جهانی احتمال رخداد بارش‌های شدید افزایش خواهد داشت (آلن و همکاران، ۲۰۰۲). هرچند شبیه‌سازی‌ها افزایش بارش‌های فرین را نتیجه گرمایش جهانی می‌دادند اما باید توجه داشت که این میزان افزایش در عرض‌های جغرافیایی مختلف متفاوت است و یک رابطه افزایشی مستقیم بین شدت بارش و افزایش بخار آب در یک منطقه و یا عرض بخصوص جغرافیایی وجود ندارد (اگورمن و اشنایدر، ۲۰۰۹). شبیه‌سازی‌های در مقیاس گسترده‌تر نیز حاکی از این امر بوده که شدت بارش در مناطق خارج از حاره میزان متوسط بارش یا مقدار بخار آب موجود در جو همبستگی قابل توجهی دارد (پال و همکاران، ۲۰۰۷). اما شبیه‌سازی‌ها در مناطق گرمسیری (حاره)، افزایش شدت بارندگی با افزایش بخار آب کمی پیچیده و متفاوت است (ویلکاکس و دونر، ۲۰۰۷). درواقع مدل‌های آب‌وهوایی به درستی دگرگونی بین بارش‌های فرین در مناطق گرمسیری و توزیع یا شدت بارش‌ها را به‌طورکلی، دقیق پیش‌بینی نمی‌کنند و همواره معادلات حل نشده بسیاری وجود خواهند داشت (دای، ۲۰۰۶). تاکنون پژوهش‌های بسیاری در خصوص بارش و دگرگونی آن انجام شده است؛ هورل و همکاران

را پیش‌بینی می‌کنند و تغییرات بارش در این دوره در ایستگاه‌های مختلف چشمگیر نیست. هم‌چنین حجم بارش سالانه‌ی کل کشور حدود ۱/۰۲ میلیارد مترمکعب (حدود ۰/۲۵ درصد) و در دوره‌ی آتی دوم حدود ۱۶/۵۲ میلیارد مترمکعب (حدود ۴/۱۳ درصد) کاهش خواهد یافت. برای مناطق خشک و نیمه خشکی همچون غرب آسیا، افزایش معنی‌دار تبخیر به تبع افزایش دما و دگرگونی الگوی بارشی می‌تواند اثرات جبران‌ناپذیری را بر محیط تحمیل نماید که در بارزترین شکل آن می‌توان به از دست رفتن منابع آب شیرین اشاره کرد. از سوی دیگر با افزایش بارش‌های یک‌روزه و سیل‌آسا رواناب رودخانه‌ای افزایش می‌یابد که می‌تواند سیل و خسارات جبران‌ناپذیری زیادی را به همراه داشته باشد. این تغییرات می‌تواند منجر به افزایش شوری خاک و از دست رفتن خاک حاصلخیز شود. این پژوهش با استفاده از مدل HADCM3 و سناریو A1B با هدف ارزیابی دگرگونی روند بارش در منطقه غرب آسیا نگاشته شد تا بتوان به آشکارسازی تغییرات بارش در مسیر سامانه‌های تأثیرگذار بارش در منطقه و کشور بپردازد.

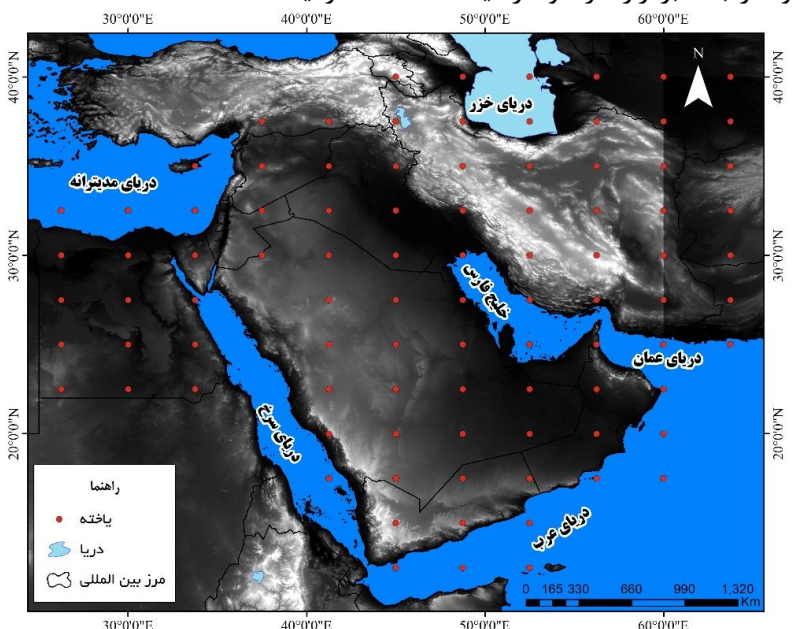
محدوده مورد مطالعه

در پژوهش حاضر به منظور شبیه‌سازی الگوهای بارشی منطقه غرب آسیا داده‌های سناریوی A1B الگوی گردش عمومی هوا سپهر^۲ (GCM) برای مدل HADCM3 از مرکز دگرگونی آب‌وهوایی کانادا^۳ به آدرس www.cccsn.ec.gc.ca به شکل یاخته‌ای برای ۱۲ کشور غرب آسیا؛ دوره ۲۰۱۶ الی ۲۰۴۵ میلادی به شکل ماهیانه بارگیری گردید. این یاخته‌ها با ابعاد تقریباً ۳۵۰×۳۵۰ کیلومتر به تعداد ۱۲۵ یاخته منطقه مورد مطالعه را پوشش داده‌اند (شکل ۱). علت به‌کارگیری سناریو انتشار (A1B) از بین ۶ سناریو گزارش ویژه سناریوهای انتشار

(۲۰۰۱) در مطالعه تغییرپذیری بارش الگوی نوسان اطلس شمالی (NAO) را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که این دگرگونی‌ها دلیل اصلی بر تغییرات بارش در اروپای شمالی است. یانگ و همکاران (۲۰۰۵) با مدل‌سازی داده‌های بارندگی روزانه مبتنی بر داده‌های ایستگاهی در جنوب انگلستان به این نتیجه رسیدند که بارش در این منطقه افزایش داشته است. بنستون و همکاران (۲۰۰۷) بارش حدی را در شمال اروپا بررسی کردند آنان به این نتیجه رسیدند که بارش در حوضه مدیترانه بی‌نظم‌تر شده و دگرگونی مکانی آن نیز شدیدتر گردید. گوماس و همکاران (۲۰۱۵) تغییرپذیری درون‌دهه‌ای بارش در منطقه مدیترانه را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که تغییرات درون‌دهه‌ای بارش در این منطقه بسیار مشهود بوده و نیازمند است تا شیوه‌های زندگی و کشاورزی را با دگرگونی‌های پیش آمده همسو کرد. در ایران نیز عباسی و همکاران (۱۳۸۹) به ارزیابی تأثیر تغییر اقلیم بر دما و بارش ایران در دهه‌های آینده با کمک مدل MAGICC-SCENGEN پرداختند. نتایج پژوهش آنان نشان داده است که مدل HadCM2 حاکی از کاهش بارش‌های ایران تا دهه ۲۱۰۰ به میزان ۲/۵ درصد است، درحالی‌که برای دوره مشابه در مدل ECHAM4 بارش‌های کشور به میزان ۱۹/۸ درصد افزایش یافته است. دل‌قندی و مؤذن‌زاده (۱۳۹۵) در بررسی تغییرات مکانی-زمانی بارش و دمای ایران تحت شرایط تغییر اقلیم با در نظر گرفتن عدم قطعیت مدل‌های AOGCM و سناریوهای انتشار به این نتیجه رسیدند که در دوره‌های آتی (۲۰۱۶-۲۰۴۵ و ۲۰۷۰-۲۰۹۹)، افزایش دما در ماه‌های تابستان نسبت به ماه‌های زمستان بیشتر است. در دوره‌ی آتی نخست هر سه سناریوی انتشار (A1B، A2) و (B1) افزایش دمای یکسانی (حدود ۱ تا ۱/۵ درجه)

کوتاه‌مدت تا میان مدت نیز از قابلیت اجرایی بهتری برخوردار است. همچنین جهت برآورد میزان دقت مقادیر شبیه‌سازی شده داده‌های دوره مشاهداتی بارش (۲۰۱۵-۱۹۶۱) نیز از پایگاه مربوطه بارگیری گردید.

گازهای گلخانه‌ای^۴ (SRES) بدین جهت بود که فرض بنیادین سناریو حاضر استفاده از منابع سنگواره‌ای و غیر سنگواره‌ای به‌طور متعادل است (لندر و همکاران، ۲۰۰۷). لذا بهتر می‌تواند با واقعیت‌های موجود ارتباط برقرار کرد و در آینده



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه به همراه یاخته‌های منتخب

سطح اقیانوس) برای بهبود شبیه‌سازی ندارد. شبیه‌سازی‌ها بر مبنای تقویم سال ۳۶۰ روزه و ماه‌های ۳۰ روزه با قدرت تفکیک $2/5 \times 3/75$ درجه قوسی انجام می‌شود (هادلی، ۲۰۰۶). قدرت تفکیک بالای مؤلفه اقیانوسی، مهم‌ترین مزیت این مدل می‌باشد. از جمله دیگر مزیت این مدل هماهنگی خوب بین مؤلفه‌های هواسپهری و اقیانوسی آن می‌باشد. به منظور ارزیابی روند دورنمای بارش منطقه غرب آسیا از آزمون نا پارامتریک من-کندال استفاده شده است. این آزمون ابتدا توسط من (۱۹۴۵) ارائه و سپس توسط کندال (۱۹۷۵) تکامل یافت. این روش نیز همانند آزمون شیب خط سنس در مباحث علوم محیطی به‌طور گسترده‌ای کاربرد دارد (داداشی رودباری و همکاران، ۱۳۹۴). در

مواد و روش‌ها

HadCM3 از نوع مدل‌های گردش عمومی جفت شده هواسپهری-اقیانوسی^۵ (AOGCM) است که در مرکز هادلی^۶ انگلستان طراحی و توسعه یافته است. توصیف این مدل توسط گوردن و همکاران (۲۰۰۰) و پوپ و همکاران (۲۰۰۷) انجام شده است. HadCM3 از دو مؤلفه هواسپهری و اقیانوسی به نام‌های HadAM3 (مدل هواسپهری) و HadOM3 (مدل اقیانوسی) که دارای یک مدل یخ-دریا نیز می‌باشد، تشکیل شده است. هیئت بین‌الدول دگرگونی آب‌وهوایی از داده‌های مدل گردش عمومی HadCM3 برای تهیه گزارش سوم استفاده کرده است (در گزارش دوم از برون‌داد^۷ مدل HadCM2 استفاده شد). این مدل نیازی به تنظیمات شار سطحی^۸ (شار مصنوعی اضافی برای

شاخص‌های آماری ضریب تعیین (R^2) و ریشه متوسط مربع خطا $(RMSE)$ استفاده شد. در نهایت با استفاده از روش زمین‌آمار کریجینگ به واسطه کمترین مقدار خطا مقادیر روند بارش در محدوده مورد مطالعه در محیط نرم‌افزار ARCGIS پهنه‌بندی شدند.

نتایج و بحث

نتایج صحت‌سنجی بین داده‌های مدل‌سازی شده بارش با استفاده از مدل HADCM3 سناریو انتشار A1B (۲۰۱۵-۲۰۴۵) و داده‌های مشاهداتی (OBS) بارش (۲۰۱۵-۱۹۶۱) در جدول ۱ مشخص شده است. با توجه حجم بالای یاخته‌های مطالعاتی امکان درج یک‌به‌یک مقادیر محاسباتی در گزارش نهایی پژوهش مقدور نبوده؛ لذا به جهت ایجاز در نوشتار مقادیر متوسط هر کشور آورده شد. چنانچه در جدول ۱ مشاهده می‌شود، مقدار ضریب تعیین در همه موارد از میزان قابل توجهی برخوردار می‌باشد. این مقدار برای کشورهای ایران، عراق، لبنان، یمن، سوریه بالای ۰/۹۰ به‌دست آمده است. کشورهای امارات متحده عربی، عمان و قطر کمترین مقدار ضریب تعیین را به خود اختصاص داده‌اند، این مقدار کاهش به جهت خشکی بیش حد این سه کشور از یک‌سو و سامانه بارشی نامنظم دور از انتظار نبوده است. نتایج معیاره RMSE در کشورهای خشک از عملکرد بالاتری برخوردار بوده است. به‌طور متوسط نتایج RMSE بین ۰/۸۰ تا ۳/۸۵ می‌باشد که این نشان می‌دهد که عملکرد مقادیر مدل‌سازی شده جهت ارزیابی بعدی مناسب است.

آزمون من-کندال نمره Z از رابطه ۱ محاسبه می‌شود:

رابطه ۱)

$$Z = \begin{cases} x = \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{if } S > 0 \\ x = \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{if } S < 0 \end{cases}$$

جهت برآورد شیب روند در سری زمانی دورنمای بارش از روش ناپارامتریک سنس^۱ استفاده شده است. این روش نیز ابتدا توسط تیل (۱۹۹۲) ارائه و سپس توسط سن (۱۹۶۸) بسط و گسترش داده شد. روش حاضر همانند بسیاری دیگر از روش‌های ناپارامتریک همچون من-کندال بر ارزیابی تفاوت بین مشاهدات سری زمانی استوار است (داداشی رودباری و همکاران، ۱۳۹۴). این روش زمانی می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد که روند موجود در سری زمانی یک‌روند خطی باشد. این بدین معناست که $f(t)$ در معادله رابطه ۲ برابر است با:

رابطه ۲)

$$f(t) = Qt + B$$

که Q ، شیب‌خط روند و B ، مقدار ثابت است. جهت محاسبه شیب‌خط روند یعنی Q ، ابتدا بایستی شیب بین هر جفت داده مشاهداتی، با استفاده از معادله رابطه ۳ محاسبه گردد:

رابطه ۳)

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k}$$

که $j > k$ است. در این معادله x_j و x_k به ترتیب داده‌های مشاهداتی در زمان‌های j و k است. با توجه به حجم بالای روابط از ارائه جزئیات پرهیز گردید شرح کامل محاسباتی روش‌های من-کندال و شیب سنس در منبع شماره (۲۹) آمده است. جهت راستی آزمایی داده‌های مدل‌سازی شده از

جدول ۱: مقادیر شاخص ریشه متوسط مربع خطا (RMSE) و ضریب تعیین (R^2) برای دوره مشاهداتی (۲۰۱۵-۱۹۶۱) و شبیه‌سازی شده (۲۰۴۵-۲۰۱۶) برای ۱۲ کشور مورد مطالعه

کشور	R^2	RMSE	کشور	R^2	RMSE
بحرین	۰/۸۶۳	۱/۴۲۷	عمان	۰/۶۲۷	۰/۸۱۷
مصر	۰/۸۸۰	۱/۰۰۱	قطر	۰/۷۱۲	۰/۹۸۱
ایران	۰/۹۳۶	۳/۳۹۱	عربستان	۰/۷۹۷	۰/۹۵۲
عراق	۰/۹۳۴	۲/۳۲	سوریه	۰/۹۷۶	۲/۴۷۹
اردن	۰/۸۶۹	۲/۲۰۶	امارات	۰/۶۷۰	۱/۰۱۶
لبنان	۰/۹۵۵	۳/۸۷۹	یمن	۰/۹۹۷	۱/۷۳۳

مناطق جنوب شرق ایران و بخش شمالی استان خراسان رضوی روند افزایشی بارش در سطوح ۹۰ تا ۹۵ درصد تجربه کرده‌اند؛ بیشینه روند افزایشی در جنوب مصر و مناطق مرکزی عراق با مقدار Z ۲/۵۳ که در سطح $\alpha = 0.05$ معنی‌دار است؛ محاسبه گردید. مناطقی که روند بارش معنی‌دار افزایشی را داشته‌اند جنوب مصر، بخش اعظم مناطق مرکزی کشور عراق، جنوب شرق ایران، جنوب سوریه و شمال اردن هستند. به‌طور کلی اگر برای این ماه از سال برای کل منطقه بخواهیم رابطه‌ای برای روند بارش بنویسیم به این شکل خواهد بود

$$f(30) = 0.0782(2045 - 2016) + 10.521$$

که بر این اساس بارش به ازای هرماه در سال به‌طور متوسط در منطقه ۰/۰۷۸۲ میلی‌متر افزایش خواهد داشت که نسبت به ماه پیشین کاهش ۰/۰۰۳۸ میلی‌متری دارد. مناطق که روند کاهش را تجربه خواهند کرد در شمال غرب و شرق عربستان، جنوب یمن، بخش‌های شمالی مصر و ایران مرکزی هستند به رقم روند کاهش بین ۰/۷۸۴- تا ۰/۱۲۱- اما این روند در هیچ‌یک از سطوح آماری ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد معنی‌دار نمی‌باشد. در ماه مارس (شکل ۲ ج) به‌عنوان ماه انتقالی فصل زمستان به بهار شاهد دگرگونی زیادی در روند بارش خواهیم بود به‌طوری که بخش اعظم مرکزی عربستان تا جنوب غرب ایران بارش روند افزایشی

روند بارش در ۱۲ کشور مطالعاتی در مقیاس ماهیانه مورد ارزیابی قرار گرفته است؛ که شرح هر یک در ادامه آمده است. سری زمانی بارش در دوره ۲۰۱۶ تا ۲۰۴۵ ماه ژانویه از لحاظ روند براساس روش من-کندال و سنس محاسبه گردید که نتایج آن در شکل (۲ الف) مشخص شده است. براساس نتایج ارائه شده جنوب شرق ایران و عربستان سعودی و جنوب مصر روند کاهش بارش را نشان داده‌اند ولی این روند کاهش از نظر آماری در سطح ۹۵ درصد معنادار نمی‌باشد. برای متوسط ماهانه ژانویه تحت سناریو نامبرده بارش به رقم مقدار افزایشی ۰/۳۹ تا ۱/۶۰ اما روندی معنی‌داری در سطح ۹۵ درصد نشان نداده است؛ تنها بخش شمال غربی مصر، شمال عراق و بخشی جنوب غربی عربستان سعودی در سطح ۹۰ درصد روند معنی‌دار را نشان داده‌اند. معادله روند بارش برای سناریو A1B برای دوره ۲۰۱۶ تا ۲۰۴۵ به این شکل

$$f(30) = 0.082 * (2045 - 2016) + 13.95$$

خواهد بود؛ یعنی بارش این ماه برای هر سال چیزی حدود ۰/۰۸۲ میلی‌متر به شکل متوسط افزایش خواهد داشت. در ماه فوریه (شکل ۲ ب) مناطقی که روند افزایشی بارش را نشان داده‌اند کمی به سمت جنوب منطقه مورد مطالعه جابجا شده‌اند در این ماه مناطق شرقی و جنوبی مصر، مناطق مرزی اردن و سوریه، جنوب عربستان سعودی، بخش‌های اعظم از کشور عراق بخصوص در مناطق مرکزی و

مقدار کاهشی را نشان داده است. هم‌چنین نوار شمال غرب تا جنوب غرب ایران، شمال عربستان و جنوب یمن نیز مقدار کاهشی بارش را نشان داده‌اند که این مقدار برای عربستان در سطح ۹۵ درصد و برای بخش‌هایی از ایران و یمن در سطح ۹۰ درصد معنادار بوده است. نتایج روند سالیانه نیز بدون روند کاهشی معنی‌دار (۱/۰۹-) بوده است. علی‌رغم عدم وجود روند در میانگین بارش سالیانه آماره سنس نشان داده است که بارش در دوره مورد مطالعه هرسال برای این ماه چیزی در حدود ۰/۱۷- میلی‌متر کاهش می‌یابد. معادله روند بارش نیز برای منطقه مورد مطالعه در ماه آوریل

$$f(30) = -0.1744(2045 - 2016) + 14.25$$

خواهد بود. در ماه می (شکل ۲ ه) از مقدار روند افزایشی بارش (آماره Z) ۰/۶۷۳ نسبت به ماه پیشین کاسته شده و بیشینه روند افزایشی در این ماه ۱/۰۶۰ شده در مقابل روند کاهشی افزایش ۰/۶۳۵ داشته و در ماه می به ۳/۴۳۸- رسیده که در سطح $\alpha = 0.001$ معنی‌دار می‌باشد. مناطقی با روند کاهشی در غرب مصر، شمال غرب عربستان، شمال سوریه، دامنه‌های جنوبی البرز و ایران مرکزی را شامل می‌شوند. به رقم روند کاهشی در مناطق اشاره شده در ایران ولی این مقادیر از نظر آماری معنی‌دار نمی‌باشد. مناطقی با روند افزایشی که به لحاظ آماری در سطح $\alpha = 0.05$ معنی‌دار نمی‌باشند، سواحل شمالی، شمال شرق، جنوب شرق و جنوب غرب ایران، بخش‌های وسیعی از کشور یمن، غرب و شمال شرق عربستان بخش‌های شمالی فلسطین اشغالی را در بر می‌گیرد. به‌طور متوسط بارش در این ماه هرساله ۰/۲۷۹- میلی‌متر کاهش خواهد داشت معادله روند نیز

$$f(30) = -0.2799(2016 - 2045) + 13.81$$

خواهد بود. در ماه ژوئن (۲ ی) کمینه روند کاهشی بارش نسبت به ماه می کاهش قابل توجه ۱/۹۷۰ داشته و به ۱/۴۶۸۲۵- رسیده در مقابل بیشینه

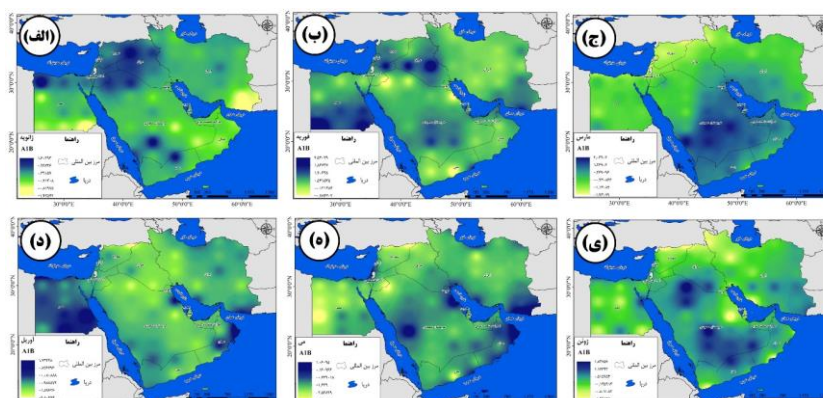
معنی‌دار قابل توجهی نشان داده است به‌طوری که در بخش مرکزی عربستان صعودی روند افزایشی در سطح $\alpha = 0.05$ معنی‌دار است. نکته جالب توجه افزایش روند بارش در امارات متحده عربی، عمان، یمن که در سطح ۹۵ درصد معنی‌دار می‌باشند. مناطقی با روند افزایشی بارش در ایران دگرگونی مکانی زیادی نسبت دو فصل دیگر ماه زمستان داشته، به‌طوری که مناطق جنوب غرب و جنوب روند افزایشی بارش را تجربه خواهند کرد و بالاتر از مدار ۳۰ درجه شمالی روند بارش به موازات افزایش مدار بارش نیز روند کاهشی را نشان می‌دهد. معادله روند این ماه را می‌توان به شکل

$$f(30) = -0.01203(2045 - 2016) + 17.56$$

نوشت. برخلاف دو ماه پیشین متوسط شیب بارش در این ماه کاهشی خواهد بود و مقدار آن نیز به نسبت افزایش دو ماه قبل که بسیار ناچیز بوده، عدد قابل توجه ۰/۱۲۰- میلی‌متر به ازای هرسال می‌باشد. بیشینه روند با مقدار ۲/۶۹۰ در مناطق مرکزی عربستان صعودی و کمینه روند در شمال شرق سوریه و شمال غربی با ۱/۹۳- است. مقدار بیشینه شیب روند ۰/۶۱۱ میلی‌متر (کرانه‌های شرقی دریای سرخ و جنوب غرب ایران) به ازای هرسال و کمینه شیب روند ۱/۳۴- میلی‌متر (در غرب دریاچه ارومیه) به ازای هرسال محاسبه گردید. نتایج روند ماهانه سری زمانی بارش برای دوره ۲۰۴۵-۲۰۱۶ با دو آزمون نا پارامتری من-کندال و برآوردگر شیب سنس در ماه آوریل برای سناریوی AIB در شکل (۲ د) مشخص شده است. با توجه به نتایج به‌دست آمده، بخش اعظم کشور مصر بخصوص نوار جنوبی آن، شمال شرق عربستان سعودی در مرز با خلیج فارس، شمال شرق و مرکز کشور عمان و جنوب شرق ایران بارش روند افزایشی را نشان داده است که در سطح ۹۰ درصد معنادار بوده است. روند کاهشی بارش در برخی مناطق همچون شمال شرق سوریه در سطح ۹۹ درصد

روند افزایشی نسبت به ماه قبل افزایش داشته است. مناطق با روند افزایشی نسبت به ماه می جابجایی غرب سو داشته و نوار شرق ایرانی تا سواحل خلیج فارس، بخش های شمالی یمن، مناطق قابل توجهی از عربستان و جنوب عراق را شامل می گردد، مناطقی با روند کاهش می نیز در شمال غرب ایران، شمال سوریه، بخش های بزرگی از کشور مصر

و شرق عربستان واقع شده اند؛ در خصوص ماه ژوئن باید توجه داشت که مقادیر روند افزایشی و کاهش بارش در سطح $\alpha = 0.05$ معنی دارند نمی باشد. شیب متوسط کاهش بارش نیز بسیار ناچیز بوده (-0.0072) و معادله روند بارش این ماه را می توان $f(30) = -0.0072(2045 - 2016) + 4.69$ نوشت.



شکل ۲: روند بارش منطقه غرب آسیا تحت سناریو A1B مدل HADCM3 برای دوره ۲۰۱۶-۲۰۴۵؛ (الف) ماه ژانویه، (ب) ماه فوریه، (ج) ماه مارس، (د) ماه آوریل، (ه) ماه می، (ی) ماه ژوئن.

در فصل تابستان روند افزایشی بارش برای هیچ یک از سه ماه ژولای (۳ الف)، آگوست (۳ ب) و سپتامبر (۳ ج) به رقم دگرگونی مکانی و شدت و ضعف های مختلف در سطح $\alpha = 0.05$ معنی دار نمی باشد؛ اما روند کاهش بارش در سطوح ۹۵ و ۹۰ درصد برای تمامی ماه های فصل معنی دار می باشد. ماه ژولای (۳ الف) بخش اعظم مناطقی با روند افزایشی بارش در غرب مدار ۴۰ درجه شرقی قرار گرفته اند هم چنین بخش هایی از غرب و مرکز ایران نیز روند افزایشی را نشان داده اند که در سطح $\alpha = 0.1$ معنی دار هستند؛ مناطق با روند کاهش بیشتر در کشورهای جنوبی شبه جزیره عربستان واقع شده اند. متوسط شیب روند بارشی منطقه ۰/۰۰۰۸۶ و معادله روند بارشی

برای ماه ژوئن (الف) تا ۹۵ درصد دارد. هم چنین برای بخش های جنوبی مصر، شمال غرب و نوار جنوبی ایران و جنوب عربستان روند کاهش در سطح ۹۵ درصد را شاهد خواهیم بود. روندهای افزایشی بارش تنها به شکل کانون هایی در شرق استان لرستان در ایران، شمال عربستان و شمال مصر و مرز عمان و یمن خواهد بود که این مقدار نیز به رقم افزایشی بودن ولی روند معنی داری را نشان نمی دهد. بیشینه روند افزایشی در این ماه ۱/۶۲۵۵ و کمینه روند کاهش ۲/۸۳۴۴۲- است. متوسط شیب روند بارش منطقه کاهش (-0.00002) و عددی بسیار ناچیز است. معادله روند بارشی نیز به این شکل خواهد بود. در ماه سپتامبر (شکل ۲ ج) مناطق با روند افزایش بارش بخش هایی قابل توجهی از ایران را برمی گیرد که تنها شمال غرب و جنوب شرق و بخش هایی از چاله داخلی کشور را در بر نمی گیرد.

$$f(30) = 0.00086(2045 - 2016) + 3.06$$

بخش‌های شمال شرق ایران و سواحل خلیج فارس در بوشهر را نیز در بر گرفته که در سطح $\alpha = 0.05$ معنی‌دار می‌باشند. معادله روند ماه اکتبر و ماه نوامبر

$$f(30) = -0.18(2045 - 2016) + 16.89$$

خواهد بود. روند کاهش بارش برای منطقه‌ای به پهنای جنوب غرب اردن تا شمال غرب سوریه شروع و تا نوار زاگرس در ایران کشیده شده است. هر چه از سمت غرب به شرق پیش برویم بر مقدار روند کاسته می‌شود، به طوری که سطح معنی‌داری از ۹۵ درصد در اردن شروع شده در عراق به ۹۰ درصد و ایران روندی معنی‌دار مشاهده نمی‌شود. بخش اعظم کشور مصر، شمال غرب و شمال شرق ایران و جنوب عربستان تا جنوب غرب یمن در تنگه باب المندب بارش روندی افزایشی را نشان داده است. به رقم شدت و ضعف‌های مختلف روند افزایشی ولی در هیچ جای از منطقه مورد مطالعه روند افزایشی معنی‌دار نداشته است. معادله روند این ماه را نیز می‌توان به این شکل

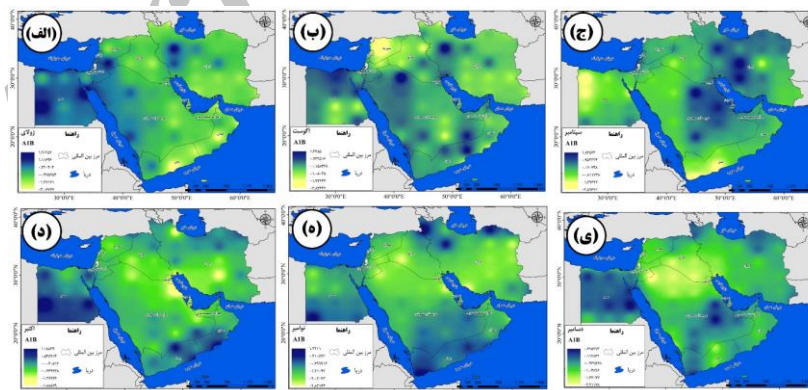
$$f(30) = -0.14(2045 - 2016) + 15.60$$

نوشت.

مناطق جنوبی مصر، فلسطین اشغالی و شرق عربستان نیز روند افزایشی بارش خواهند داشت، بیشینه روند کاهش در شمال غرب مصر و مناطق جنوبی یمن خواهد بود. متوسط شیب بارشی مثبت (۰/۰۸۷) و معادله روند

$$f(30) = 0.0087(2045 - 2016) + 2.49$$

است. با شروع فصل پاییز الگوهای روند بارشی نیز دستخوش دگرگونی جدی خواهند شد روند بارشی دو ماه اکتبر و نوامبر به خصوص در مناطق با روند افزایشی (معنی‌دار نمی‌باشند) یک الگو را به نمایش می‌گذارد و تنها در ماه نوامبر بر شدت روند افزایشی افزوده می‌شود. مناطق با روند افزایشی در مصر، فلسطین اشغالی، یمن، عمان و مناطق شمالی ایران قرار خواهند داشت. شیب متوسط بارش در تمامی ماه‌های فصل پاییز در منطقه مورد مطالعه منفی بوده به طوری که در ماه اکتبر ۰/۰۲۵، ماه نوامبر ۰/۱۸- و ماه دسامبر ۰/۱۴- است. مناطق با روند کاهش در ماه اکتبر در شمال شرق عربستان، بخش‌های غربی عراق، شمال استان کرمان و شمال غرب دریای خزر قرار دارند که به جهت آماری در سطح $\alpha = 0.1$ معنی‌دار هستند. مناطقی با روند کاهش در ماه نوامبر شدت بیشتری یافته و



شکل ۳: روند بارش منطقه غرب آسیا تحت سناریو A1B مدل HADCM3 برای دوره ۲۰۱۶-۲۰۴۵؛ (الف) ماه ژوئیه، (ب) ماه آگوست، (ج) ماه سپتامبر، (د) ماه اکتبر، (ه) ماه نوامبر، (و) ماه دسامبر.

جهانی است موجب از بین رفتن تعادل موجود در هوا سپهر شده و دگرگونی‌های آب‌وهوایی شدیدی در سال‌های اخیر شده است، هیئت بین‌الدول

نتیجه‌گیری

افزایش انتشار گازهای گلخانه‌ای (GHG) که یکی از قوی‌ترین تئوری‌های مربوط پدیده گرمایش

کشورهای مطالعاتی نخواهد بود چرا که چندین نکته قابل تأمل در خصوص این بارش‌ها وجود دارد. IPCC گزارش داده است که از نیمه دوم قرن ۲۰ روند بارش سنگین (بارش‌های رگباری) در نقاط مختلف جهان رو به افزایش است (IPCC, 2013)؛ لذا این مقدار افزایشی روند بارش ناشی از مقدار تجمعی بارش‌های رگباری و یک‌روزه می‌باشد. پس این مقدار افزایشی نه تنها موجب بهتر شدن شرایط در آینده نخواهد بود بلکه سبب افزایش رخداد های فرین های آب‌وهوایی همچون سیل خواهد بود. نکته‌ای دیگر افزایش بارش‌های دوره گرم سال نسبت به دوره مشاهداتی است. افزایش مقدار بارش فصول سرد سال نیز سیل‌آسا و شدید خواهد بود که بر این اساس امکان نفوذ در زمین کاهش یافته و وقوع سیل افزایش می‌یابد. افزایش بارش‌های فصول گرم سال نیز با توجه به خشک و نیمه‌خشک بودن منطقه و مقدار بالای تبخیر و تعرق نمی‌تواند دورنمای مناسبی برای وضعیت آبی کشورهای مطالعاتی داشته باشد. مقایسه نتایج روند بارش با پژوهش عباسی و همکاران (۱۳۸۹) که بارش کشور را با دو مدل HadCM2 و ECHAM4 مورد ارزیابی قرار دادند برای مقادیر کمینه بارش نسبت به دوره مشاهداتی انطباق نسبی دارد. مدل HadCM2 که نسخه پیشین مدل مورد استفاده در این پژوهش می‌باشد که عباسی و همکاران (۱۳۸۹) آن را برای بارش کشور کاربست کردند نشان داد که بارش در استان‌های گلستان، مازندران، خراسان شمالی، شمال خراسان رضوی، سمنان، تهران و بخش‌هایی از گیلان و قزوین افزایش دارد که با نتایج این پژوهش که مدل HADCM3 را به کار بسته است همخوانی دارد و روند افزایشی بارش را برای بخش‌های نامبرده تأیید می‌نماید. دلغندی و مؤمن زاده (۱۳۹۵) نشان دادند که بارش زمستانه و بهاره

دگرگونی‌های آب‌وهوایی (IPCC) در آخرین گزارش خود (IPCC, 2013) نیز به این افزایش در آینده اذعان داشته و عنوان کرده است که با ادامه‌دار شدن افزایش گازهای گلخانه‌ای شاهد وقوع پدیده‌هایی از قبیل افزایش و کاهش ناگهانی دما، بارندگی‌های سیاه‌آسا، دگرگونی نوع بارش، افزایش تبخیر و تعرق از سطح و... خواهیم بود. این مطالعه باهدف ارزیابی روند الگوهای بارش منطقه غرب آسیا نگاشته شد. بر این اساس داده‌های بارش منطقه مورد مطالعه تحت سناریو انتشار A1B با استفاده از مدل HADCM3 برای دوره ۲۰۱۶ تا ۲۰۴۶ از تارنمای مرکز دگرگونی آب‌وهوایی کانادا (ccsn) بارگیری گردید و با استفاده از روش‌های نا پارامتریک من-کندال و برآوردگر شیب سنس روند بارش محاسبه گردید. صحت سنجی داده‌های مدل‌سازی شده با دو آماره ضریب تعیین (R^2) و خطای برآورد (ریشه دوم میانگین مربعات) ($RMSE$) تحت سناریو A1B برای دوره ۲۰۱۶ تا ۲۰۴۵ با استفاده از داده مشاهداتی ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۵ مؤید انطباق قابل قبول مقادیر شبیه‌سازی شده توسط مدل HADCM3 و مقادیر مشاهده شده دوره پایه است. شیب روند بارش در ماه‌های ژانویه، فوریه، ژولای و آگوست افزایشی است و در بقیه ماه‌های سال این مقدار کاهش می‌خواهد بود بیشینه شیب روند کاهش در ماه‌های نوامبر، دسامبر، مارس و آوریل است. سری زمانی سالانه بارش از لحاظ روند براساس روش من-کندال در ۱۲ کشور مطالعاتی نشان داده است که برای مقدار متوسط بارش ماهیانه به رقم وجود مقادیر افزایشی و کاهش‌ی مختلف آنچه مشهود بوده روند کاهش‌ی سرتاسری بارش در پهنه مطالعاتی است. مقادیر افزایشی بارش نیز تنها در مناطقی خاصی رقم خورده است. افزایش روند بارش به معنی بهتر شدن شرایط آبی آینده

(۱۳۹۵) که چرخندهای شدید مدیترانه را طی دوره ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۳ میلادی مورد مطالعه قرار دادند به این نتیجه رسیدند که روند سالانه چرخندها مدیترانه با ضریب اندکی، فراوانی آنها در حال افزایش است. این مقدار افزایشی تأییدی بر نتایج پژوهش حاضر است که ادامه روند افزایشی بارش را در آینده پیش بینی کرده است چرا که چرخندها به خصوص چرخندهای مدیترانه نقش قابل توجهی در رخداد بارشی دوره سرد سال در ایران را دارا می باشند. روند افزایش بارش در ماه دسامبر که به صورت یک نوار با پهنای چند کیلومتری از تنگه باب المندب تا جنوب و جنوب غرب ایران کشیده شده است می تواند نشان دهنده افزایش بارش در مسیر سامانه سودانی باشد. مفیدی و زرین (۱۳۸۴) نشان دادند که بیشینه فراوانی وقوع کم فشار سودانی که ایران را تحت تأثیر قرار می دهد مربوط به ماه دسامبر و سپس فصل زمستان است که نتایج این پژوهش را در خصوص مسیر سامانه سودانی به خصوص برای ایران تأیید می نماید. در پایان پیشنهاد می شود تا با مطالعه مدل ها و سناریوهای مختلف دگرگونی آب و هوایی بهترین مدل و سناریو برای غرب آسیا و به طور اخص تر ایران معرفی گردد و هم چنین سازوکارهای آمادگی مقابله با فرین های آب و هوایی همچون خشک سالی و سیل در منطقه به شکل جدی تری توسط دستگاه های دیپلماسی مورد پی جویی قرار گیرد.

کاهش و بارش های تابستانه و پاییزه افزایش می یابد، پژوهش حاضر نیز افزایش شیب روند بارش تابستانه و کاهش شیب روند بهاره را نشان داده است به طوری که دو ماه آوریل (۰/۱۷-) و می (۰/۲۷-) شیب روندهای کاهش می قابل توجهی را داشته اند. علیجانی (۱۳۸۹) در پژوهش خود نشان داد که با پیشروی دوره سرد سال فرود مدیترانه عمیق تر می شود به سمت شرق منتقل می شود به طوری که در ماه ژانویه محور آن بر مرکز دریای مدیترانه واقع شده و بادهای غربی با فراگیری ایران سامانه های غربی را به کشور آورده و باعث ناپایداری شرایط هوایی ایران می شوند؛ همان طور که در شکل (۱ الف) نشان داده شده است روند بارش از دریای مدیترانه تا غرب ایران به پهنای چند صد کیلومتر از سوریه تا بخش های شمالی عربستان سعودی افزایشی است این منطقه درست منطبق بر مسیر اصلی چرخندهای منتهی به ایران است که علیجانی (۱۳۸۹) آن را مسیر P دانسته که تغییراً بر مسیر B خاورمیانه منطبق است، لذا می توان ادعان داشت بارش در مسیر سامانه مدیترانه ای منتهی ایران افزایشی است، قسمت اعظم بارش های زمستانه شمال غرب ایران توسط چرخندهای این مسیر تولید می شوند. فلوکاس و همکاران (۲۰۱۰) و علیزاده و همکاران (۱۳۹۵) نشان دادند که فراوانی عمده چرخندهای مدیترانه در ماه ژانویه است و سپس فراوانی آنها تا ماه اوت کاهش پیدا می کند و پس از آن از سپتامبر تا ژانویه کاهش می یابد. هم چنین علیزاده و همکاران

پانوش

1-Greenhouse Gas (GHG)
2-General Circulation Model (GCM)
3-Cccsn
4-Special Report on Emissions Scenarios (SRES)

5-Atmospheric-Ocean General Circulation Model (AOGCM)
6-Hadley Centre
7-Output
8-Surface flux adjustment

9-Sen's Slope Estimator Nonparametric Method

10-Coefficient of Determination (R2)

11-Root Mean Square Error (RMSE)

MAGICC-SCENGEN، پژوهش‌های جغرافیای

منابع

طبیعی، دوره ۴۲، شماره ۷۲، ص ۹۱-۱۱۰.
 -علیجانی، ب.، ۱۳۸۹. آب‌وهوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ دهم، تهران، ۲۲۱ ص.
 -علیزاده، ت.، عزیز، ق.، محب‌الحجه، ع.ر. و خوش اخلاق، ف.، ۱۳۹۵. شناسایی تغییرات زمانی مکانی چرخندهای شدید در مدیترانه، با الگوریتم عددی، دوره ۴۲، شماره ۲، ص ۴۰۵-۴۱۷.
 -مسعودیان، س. ا.، ۱۳۸۸. نواحی بارشی ایران، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۳، ص ۷۹-۹۱.
 -مفیدی، ع. و زرین، آ.، ۱۳۸۴. بررسی سینوپتیکی تاثیر سامانه‌های کم فشار سودانی در وقوع بارش-های سیل‌زا در ایران، تحقیقات جغرافیایی، دوره ۲۰، ص ۱۱۳-۱۶۳.

-داداشی رودباری، ع.ع.، فلاح فاله‌ری، غ.ع.، کرمی، م. و باعقیده، م.، ۱۳۹۴. تحلیل تغییرات بارش حوضه آبریز هراز با استفاده از روش‌های آماری و تکنیک تحلیل طیفی، هیدروژئومورفولوژی، شماره ۷، ص ۵۹-۸۶.

-دلقندی، م. و موذن زاده، ر.، ۱۳۹۵. بررسی تغییرات مکانی-زمانی بارش و دمای ایران تحت شرایط تغییر اقلیم با در نظر گرفتن عدم قطعیت مدل‌های AOGCM و سناریوهای انتشار، اکوهیدرولوژی، دوره ۳، شماره ۳، ص ۳۲۱-۳۳۱.
 -عباسی، ف.، بابائیان، ا.، گلی مختاری، ل. و ملبوسی، ش.، ۱۳۸۹. ارزیابی تأثیر تغییر اقلیم بر دما و بارش ایران در دهه‌های آینده با کمک مدل

-Allen, M.R., Ingram, W. J. and Stainforth, D.A., 2002. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, v. 419(6903), 224 p.
 -Beniston, M., Stephenson, D.B., Christensen, O.B., Ferro, C.A., Frei, C., Goyette, S.S., and Palutikof, J., 2007. Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections, *Climatic change*, v. 81(1), p. 71-95.
 -Dai, A., 2006. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models, *Journal of Climate*, v. 19(18), p. 4605-4630.
 -Davidson, E.A. and Janssens, I.A., 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change, *Nature*, v. 440(7081), 165 p.
 -Flocas, H.A., Simmonds, I., Kouroutzoglou, J., Keay, K., Hatzaki, M., Bricolas, V. and Asimakopoulos, D.,

2010. On cyclonic tracks over the eastern Mediterranean, *Journal of Climate*, v. 23(19), p. 5243-5257.
 -Giorgi, F., 2006. Climate change hot-spots, *Geophysical research letters*, v. 33(8).
 -Gordon, C., Cooper, C., Senior, C.A., Banks, H., Gregory, J.M., Johns, T.C. and Wood, R.A., 2000. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments, *Climate dynamics*, v. 16(2), p. 147-168.
 -Guemas, V., García-Serrano, J., Mariotti, A., Doblas-Reyes, F. and Caron, L.P., 2015. Prospects for decadal climate prediction in the Mediterranean region, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 141(687), p. 580-597.
 -Hadley, C., 2006. Effect of climate change in the developing countries, UK Meteorological Office.

- Held, I.M. and Soden, B.J., 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming, *Journal of climate*, v. 19(21), p. 5686-5699.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y. and Visbeck, M., 2001. The north Atlantic oscillation, *Science*, v. 291(5504), p. 603-605.
- Intergovernmental Panel on Climate Change, 2014. *Climate Change 2014—Impacts, Adaptation and Vulnerability: Regional Aspects*, Cambridge University Press.
- Kendall, M., 1975. *Multivariate analysis*, Charles Griffin, London, 258 p.
- Kharin, V.V., Zwiers, F.W., Zhang, X. and Hegerl, G.C., 2007. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations, *Journal of Climate*, v. 20(8), p. 1419-1444.
- Landerer, F.W., Jungclaus, J.H. and Marotzke, J., 2007. Regional dynamic and steric sea level change in response to the IPCC-A1B scenario, *Journal of Physical Oceanography*, v. 37(2), p. 296-312.
- Mann, H.B., 1945. Nonparametric tests against trend, *Econometrica: Journal of the Econometric Society*, p. 245-259.
- O'gorman, P.A. and Schneider, T., 2009. Scaling of precipitation extremes over a wide range of climates simulated with an idealized GCM, *Journal of Climate*, v. 22(21), p. 5676-5685.
- O'Gorman, P.A. and Schneider, T., 2009. The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 106(35), p. 14773-14777.
- Pall, P., Allen, M.R. and Stone, D.A., 2007. Testing the Clausius–Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO₂ warming, *Climate Dynamics*, v. 28(4), p. 351-363.
- Parry, M.L., 2007. *Climate change 2007-impacts, adaptation and vulnerability: Working group II contribution to the fourth assessment report of the IPCC (Vol. 4)*, Cambridge University Press.
- Pope, V., Brown, S., Clark, R., Collins, M., Collins, W., Dearden, C. and Lowe, J., 2007. The Met Office Hadley Centre climate modelling capability: the competing requirements for improved resolution, complexity and dealing with uncertainty, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, v. 365(1860), p. 2635-2657.
- Sen, P.K., 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau, *Journal of the American Statistical Association*, v. 63(324), p. 1379-1389.
- Stocker, T., 2014. *Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press.
- Sun, Y., Solomon, S., Dai, A. and Portmann, R.W., 2007. How often will it rain? *Journal of Climate*, v. 20(19), p. 4801-4818.
- Theil, H., 1992. A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis, In *Henri Theil's Contributions to Economics and Econometrics* (pp. 345-381), Springer Netherlands.
- Trenberth, K.E., 2011. Changes in precipitation with climate change, *Climate Research*, v. 47(1/2), p. 123-138.
- Wilcox, E.M. and Donner, L.J., 2007. The frequency of extreme rain events in satellite rain-rate estimates and an atmospheric general circulation model, *Journal of Climate*, v. 20(1), p. 53-69.
- Yang, C., Chandler, R.E., Isham, V.S. and Wheeler, H.S., 2005. Spatial-temporal rainfall simulation using generalized linear models, *Water Resources Research*, v. 41(11), p. 235-251.