

ارزیابی الگوی مکانی نایستایی بارش و مقادیر حدی آن در سناریوهای مختلف تغییر اقلیم در ایران

محمدمسعود محمدپور خوئی^۱، محسن ناصری^{۲*}

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی محیط زیست، دانشکده مهندسی عمران، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران

۲- استادیار دانشکده مهندسی عمران، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران

چکیده

بررسی الگوی تغییرات متغیرهای اقلیمی همواره از موضوعاتی است که توجه بسیاری از محققان را به خود جلب کرده است. این الگو می‌تواند در تصمیم‌گیری مدیران حوزه آب در آینده اثر گذاشته و آن‌ها را به منظور اخذ تصمیم بهینه در مدیریت منابع آب یاری رساند. هدف از این پژوهش، بررسی تغییرات توزیع بارش در ایستگاه‌های مختلف در کشور ایران است. آمار طولانی مدت مشاهداتی و تخمین شرایط آبی بارش در سه سناریو مختلف بررسی شده و با استفاده از آماره‌های مختلف همچون فاصله انرژی، کولموگروف-اسمیرنوف، جنسون-شنون، من-کندال در سناریوهای مختلف و دوره مشاهداتی بررسی شده است. توزیع بارش متأثر از تغییر اقلیم و بر اساس سناریوهای مربوطه در سال‌های آینده در مناطق شمال شرقی و همچنین قسمت جنوبی دامنه زاگرس بصورتی ویژه‌تری نسبت به سایر مناطق (در ارتباط مستقیم با اثر افزایش گازهای گلخانه‌ای) تغییرات بیشتری را تجربه می‌کنند. همچنین تنوع مقادیر در روش فاصله انرژی بسیار محسوس‌تر از دیگر روش‌هاست که این خود به معنای قدرت تفکیک قابل توجه به این شاخص در میان ایستگاه‌های مورد بررسی است. همچنین با محاسبه دوره بازگشت‌های مختلف بارش بیشینه سالانه در دوره مشاهداتی و در سناریوهای انتشار مختلف در آینده، مقادیر بیشینه بارش نیز مورد مطالعه و تحلیل قرار گرفتند. بر اساس این نتایج، جابجایی قابل توجه الگوی توزیع و مقادیر مد و میانه بارش حدی را متناسب با افزایش شدت اثر گازهای گلخانه‌ای نسبت به مقدار متناظر در دوره مشاهداتی در کل کشور، شاهد هستیم. تحلیل این مقادیر مبین تغییر توزیع بارش‌های حدی در دوره آبی است بطوریکه با افزایش میزان رهاسازی گازهای گلخانه‌ای، بازه تغییرات و مقدار مد و میانگین افزایش خواهد یافت. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد افزایش سطح میزان و اثر گازهای گلخانه‌ای می‌تواند با افزایش میانگین بارش و بروز بارش‌های گسترده و شدید ارتباط مستقیم داشته باشد.

کلیدواژه‌ها: نایستایی توزیع بارش، تغییر اقلیم، ایستایی، بارش حدی، شاخص فاصله انرژی، شاخص جنسون-شنون.

مقدمه

شدید نیز در حال کاهش هستند. همانطور که در این تحقیق نیز اشاره شد، بارش‌های حدی نیز می‌توانند تحت تاثیر تغییر اقلیم واقع شوند. گوهاتا کورتا و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از آزمون پارامتری نشان دادند شدت بارش‌های حدی در مناطق ساحلی هندوستان در حال افزایش بوده و در نواحی شمالی این کشور در حال کاهش هستند. تغییر ویژگی‌های بارش همانند تعداد روزهای بارانی، شدت بارش و افزایش بارش‌های شدید، موجب تغییر در توزیع بارش در یک منطقه می‌شوند. بنابراین می‌توان نتیجه‌گیری کرد که تغییر اقلیم موجب تغییر در توزیع بارش شده و در پی آن احتمال وقوع بارش‌هایی با مقادیر مشخص، در طول زمان یکسان نخواهد بود. توجه به تغییرات مکانی مقدار و خصوصیات بارش به دلایل متعدد فنی از قبل مورد توجه محققین بوده است (بابایی فینی و فرج زاده اصل، ۱۳۸۱؛ بیات و همکاران، ۱۳۹۰؛ تقوی و همکاران، ۱۳۹۰؛ ذبیحی و همکاران، ۱۳۹۰) این توزیع در بسیاری از فعالیت‌های توسعه‌ای و منابع آب تأثیری بنیادی داشته و توصیه به توجه به آن می‌شود. از جمله کاربردهای این شیوه تحلیل، تعیین دوره بازگشت حوادث حدی برای طراحی بسیاری از سازه‌ها و ابنیه‌ی آبی است. اما چنانچه که گفته شد، اثرات تغییر اقلیم بر توزیع بارش می‌تواند اثرات مهم مدیریتی به دنبال داشته باشد. از این رو ایستایی و ناپیستایی توزیع بارش دارای اهمیت است. در صورتی که توزیع بارش در دوره‌های مختلف یکسان و نزدیک به هم باشند، بارش ایستا و در غیر این صورت، رفتار بارش درگیر ناپیستایی است. ناپیستایی در بارش موجب تشدید عدم قطعیت‌ها و دشواری تخمین آماری رفتار این پدیده در آینده شده و ایمنی در طراحی ابنیه آبی را با چالش جدی روبرو می‌سازد. از طرفی به دلیل تغییر در توزیع بارش، تعیین دوره بازگشت یک بارش در حالت ایستا و ناپیستا متفاوت خواهد بود. در ادبیات فنی، استفاده از آزمون من-کندال به منظور بررسی ایستایی بارش مورد توجه بوده است

تغییر اقلیم از جمله عواملی است که به دلیل افزایش گازهای گلخانه‌ای موجب تغییر در متغیرهای اقلیمی می‌شود. افزایش گازهای گلخانه‌ای به دلایل طبیعی و انسانی، موجب گرم شدن جو زمین شده و به تبع آن چرخه آب را تحت تاثیر جدی قرار می‌دهد. بر طبق رابطه کلازیوس-کلاپیرون^۱ افزایش ۱ درجه دمای جو موجب افزایش ۷ درصد رطوبت جو می‌شود (Ye et al., 2015). بررسی نحوه اثرگذاری تغییر اقلیم بر متغیرهای اقلیمی و هیدرولوژی، توجه بسیاری از محققان را به خود جلب کرده است (Ayanlade et al., 2018; Barlage et al., 2002; Burt et al., 2016; Kang et al., 2009; Mirhosseini et al., 2013; Onyutha et al., 2016; Sun et al., 2018; Yu et al., 2002). تغییرات این متغیرها می‌تواند منجر به وقوع پدیده‌های طبیعی مختلفی همانند سیلاب و یا خشکسالی شود. از اینرو بررسی تغییرات و نحوه اثرپذیری آن‌ها از تغییر اقلیم بسیار حائز اهمیت است.

بارش یکی از متغیرهای کلیدی چرخه آب است که می‌تواند بصورت مکانی-زمانی تحت تاثیر تغییر اقلیم قرار گیرد. این مساله تاکنون توجه بسیاری از محققان در زمینه‌های منابع آب، هیدرولوژی و اقلیم‌شناسی را به خود جلب کرده است. نتایج این پژوهش‌ها نشان می‌دهد که ویژگی‌های مختلف بارش می‌تواند از تغییر اقلیم اثرپذیر باشند. تغییرات مکانی بارش از جمله اثرات تغییر اقلیم است که تاکنون در برخی از تحقیقات گزارش شده است. به عنوان مثال، موسوی و همکاران (۱۳۹۵) با استفاده از تحلیل‌های آماری بر روی خروجی مدل HADCM3 دریافتند افزایش بارش در برخی از مناطق ایران بیش‌تر از مناطق دیگر خواهد بود. همچنین تغییر در تعداد روزهای بارانی از جمله اثرات دیگر تغییر اقلیم است. برونتی و همکاران (۲۰۰۱) با بررسی بارش روزانه در ۸ ایستگاه مختلف در ایتالیا بیان نمودند که تعداد روزهای بارانی در این کشور در حالی روبه کاهش است که دوره بازگشت بارش‌های

¹ Clausius-Clapeyron

مشاهداتی زمانی و مکانی بارش در تحقیقات علیجانی و همکاران (۲۰۰۸)، جهانبخش اصل و همکاران (۱۳۹۴) و حجازی زاده و همکاران (۱۳۹۵) مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته است. این تحقیقات نشان داده‌اند که بارندگی در برخی نقاط ایران دارای روند بوده و در مقیاس فصلی دچار جابجایی هستند که منجر به تهدید طبیعی مناطقی از ایران می‌شود. تحلیل بارش‌های حدی ایران نیز مبین نقش بسیار مهم این نوع بارش (دارای روند) در بارش کل ایران است (علیجانی و همکاران، ۲۰۰۸). بررسی و تحلیل توزیع پیش‌بینی‌شده بارندگی در آینده و حوادث حدی در تحقیقات مدرس و همکاران (۲۰۱۸)، واقفی و همکاران (۲۰۱۹) و عباسی و اثمیری (۱۳۹۰) نیز مورد توجه بوده است. سناریوهای مختلف در مورد بارندگی، روندهای مختلف کاهشی و افزایشی را نشانگر هستند که موجب تغییر شکل توزیع بارش در آینده می‌شوند. بصورت جامع‌تر، عباسپور و همکاران (۲۰۰۹) بیان کردند مناطق مرطوب، میزان بارندگی بیشتر و مناطق خشک، میزان بارندگی کمتری را تجربه خواهند کرد. مطالعه بارش‌های حدی آتی در ایران بوسیله واقفی و همکاران (۲۰۱۹) بیانگر افزایش این خصوصیت حدی اقلیمی در کشور است.

بنابر اهمیت تغییرات توزیع بارش و بارش‌های حدی در کشور و بررسی توزیع مکانی آن‌ها، در این تحقیق بارش‌های حدی و توزیع بارش آن‌ها مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته‌اند. در این تحقیق به بررسی تشابه رفتار بارش‌های مشاهده‌ای و بارش آتی (ناشی از وقوع سناریوهای مختلف تغییر اقلیم) پرداخته شده و الگوی تغییرات آن تشریح می‌شود. همچنین با توجه به اهمیت الگوی ایستایی و نایستایی رفتار بارش در ایران در شرایط متأثر از تغییر اقلیم، به بررسی این الگوی مکانی در شبکه‌ای از ایستگاه‌های بارانسنجی ایران پرداخته شده است. به این منظور ابتدا واگرایی توزیع بارش در دوره واسنجی و صحت‌سنجی بر روی شبکه بارانسنجی کشور بررسی شده و

(Hailegeorgis & Alfredsen, 2017; Wi et al., 2016; Xu et al., 2018) تاکنون روش‌های زیادی به منظور بررسی واگرایی بین دو توزیع احتمال بیان شده است. لازم به ذکر است، توزیع‌های تجمعی یا توزیع‌های معمول احتمالاتی ورودی این روش‌ها بوده‌اند. شاخص واگرایی کولبک-لیبر^۱ (Neuper & Ehret, 2019; Neville & Wand, 2011) کولموگروف-اسمیرنوف^۲ (Rossi et al., 2017; Thorarinsdottir et al., 2013) جنسون-شنون^۳ (Nicótina et al., 2008; Samuels et al., 2013) و فاصله انرژی (Szekely, 2003; Székely & Rizzo, 2013) برخی از روش‌های موجود در این زمینه هستند. محققان بسیاری با اهداف متعددی از این شاخص‌ها استفاده کرده‌اند. به عنوان مثال، تیسن و همکاران (۲۰۱۹) از واگرایی کولبک-لیبر استفاده کرده تا با مقایسه توزیع خروجی‌های یک مدل بارش-رواناب و مقادیر مشاهده‌ای، بهترین متغیرهای ورودی به مدل را شناسایی کنند. شاخص واگرایی کولموگروف-اسمیرنوف و فاصله انرژی نیز بطور مشابهی برای بررسی عملکرد یک روش یا یافتن توزیع مناسب برای متغیرهای تصادفی استفاده شده است (Khudri & Sadia, 2013; Medjahed & Ouali, 2018; Tarnavsky et al., 2012). این فواصل همچنین می‌توانند به منظور بررسی شباهت توزیع یک متغیر تصادفی به مرور زمان نیز استفاده شوند. برای مثال، داسیلوا و همکاران (۲۰۱۶) با استفاده از واگرایی کولبک-لیبر توزیع بارش و رواناب در شمال برزیل را در سال‌های مختلف مورد بررسی قرار دادند تا تشابه توزیع‌های موجود را مشاهده کنند.

تشابه رفتار حدی و توزیع حاکم بر بارش در ایران با توجه به جنبه‌های اهمیت اجرایی آن دارای اهمیت است. در این خصوص محققان به بررسی رفتار حدی و توزیع بارش با توجه به اثرات تغییر اقلیم در ایران پرداخته‌اند. توزیع

³ Jensen-Shannon Divergence

¹ Kullback-Leibler Divergence

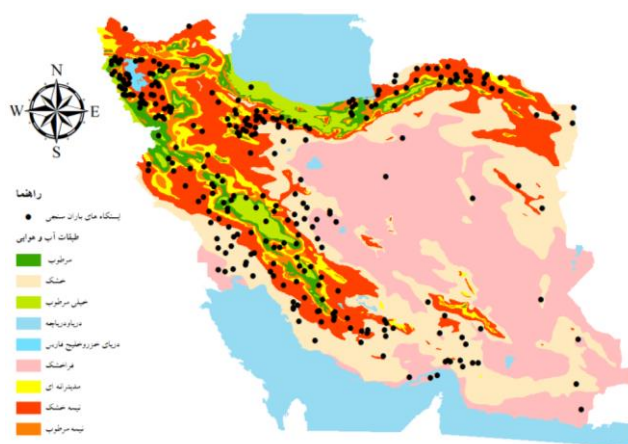
² Kolmogorov-Smirnov Divergence

رشته کوه البرز و زاگرس کشور را به مناطق مختلف آب- اقلیمی تقسیم‌بندی نموده است. وجود این دو رشته‌کوه در وجه شرقی و شمالی کشور موجب به دام افتادن رطوبت در این نواحی و خشکی مناطق مرکزی شده و از این رو ۸۸ درصد از نواحی ایران در مناطق خشک و نیمه خشک قرار گرفته‌اند (Vaghefi et al., 2019). اگرچه درصد زیادی از مناطق کشور در بخش‌های خشک و نیمه خشک قرار دارند، اما درصد کمی از مساحت ایران نیز دارای اقلیم‌های متفاوتی هستند که در شکل ۱ نشان داده شده است. به منظور استفاده در این تحقیق، شبکه ایستگاه‌های باران‌سنجی مورد استفاده پهلوان و همکاران (۲۰۱۸) مورد استفاده قرار گرفته است. در تحقیق اخیر، از خروجی‌های نسل دوم مدل سیستم زمینی^۱ استفاده شده و با بهره‌گیری از روش ریزمقیاس‌سازی ماهانه^۲ در ۲۸۸ ایستگاه باران‌سنجی در ایران، اثرات تغییر اقلیم بر بارش در ایران بررسی شده است. ایستگاه‌های مورد استفاده در این تحقیق در کشور در سه ناحیه مرطوب، مدیترانه‌ای و خشک پخش بوده که در شکل ۱ نمایش داده شده‌اند.

سپس این واگرایی برای دوره آینده و صحت‌سنجی بکار گرفته شد. حاصل تقسیم شباهت دوره آینده با صحت‌سنجی و دوره صحت‌سنجی با واسنجی به عنوان معیاری از شباهت شاخص آماری توزیع‌ها در نظر گرفته شد. علاوه بر آن، به منظور درک بهتری از الگوی عمومی ایستایی/ناپایداری از آزمون من-کنندال بر شبکه منتخب ایستگاه‌های بارش کشور استفاده شد. در ادامه به ترتیب منطقه مطالعاتی و اطلاعات مورد استفاده توصیف شده، شاخص‌های مورد بررسی فاصله انرژی، کولموگروف-اسمیرنف، جنسون-شنون، من-کنندال و توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته تشریح شده است. پس از آن، نتایج و نتیجه‌گیری منتج از این تحقیق ارائه شده است.

منطقه مورد مطالعه

ایران در طول جغرافیایی ۴۴ الی ۶۳ درجه غربی و در عرض جغرافیایی ۲۵ الی ۴۰ درجه شمالی گسترده شده که دامنه تغییرات ارتفاعی آن از ۳۲- متر زیر سطح آب‌های آزاد تا ۵۶۰۰ متر بالای سطح آب‌های آزاد گسترده است. همچنین دو



شکل ۱ - پراکندگی ایستگاه‌های مورد بررسی و نحوه استقرار آن در اقلیم‌های متفاوت ایران

² Monthly Statistical DownScaling Model (MSDSM)

¹ Second-Generation Canadian Earth System Model (CanESM2)

همکاران (۲۰۱۸) نشان داد، بارش در دوره اتی دچار تغییرات ناهمگن در سطح کشور شده، بطوریکه کمترین و بیشترین تغییرات در بارش به ترتیب مربوط به ایستگاه‌های موجود در مناطق مرطوب و خشک هستند. در ادامه به جزئیات شاخص‌ها و معرفی روش‌های مورد استفاده در این تحقیق پرداخته شده است.

ویژگی‌های اقلیمی-آماری این ایستگاه‌ها بر اساس تحقیق پهلوان و همکاران (۲۰۱۸) نیز در جدول ۱ ارائه شده است. مدل پیشنهادی برای کاهش مقیاس در این تحقیق، در دوره ۱۹۷۱-۱۹۹۵ و اسنچی و در دوره ۱۹۹۶-۲۰۰۵ اعتبارسنجی شدند. پس از آن نتایج در سه سناریو اقلیمی برای دوره ۲۰۱۱ الی ۲۰۴۰ تخمین زده شده است. نتایج تحقیق پهلوان و

جدول ۱- ویژگی‌های آماری اطلاعات بارش ماهانه ایستگاه‌های استفاده شده و الگوی اقلیمی آنها (پهلوان و همکاران، ۲۰۱۸)

ناحیه	تعداد ایستگاه‌ها	مشخصات آماری		
		بیشینه بارش	میانگین بارش	واریانس
مرطوب	۳۵	۳۶۰.۱۱	۵۴.۳	۴۳۷۶.۲۷
مدیترانه‌ای	۱۷۲	۲۱۵.۴۵	۳۱	۱۶۲۵.۳۵
خشک	۸۱	۱۹۲.۴۹	۱۷.۹۱	۱۱۰۰.۳۸
مجموع	۲۸۸	۲۲۳.۴۲	۲۹.۶۶	۱۷۵۸.۰۷

می‌توان میزان دوری و نزدیکی دو توزیع را در فضای احتمالات نیز بررسی کرد. اگر X و Y دو متغیر تصادفی با مقادیر x_1, x_2, \dots, x_n و y_1, y_2, \dots, y_m باشند، آنگاه شاخص فاصله انرژی بین این دو متغیر از رابطه ۱ محاسبه می‌شود:

$$ED(X, Y) = 2A - B - C \quad (1)$$

که در آن A ، B و C از روابط ۲ الی ۴ حاصل می‌شوند،

$$A = \frac{1}{nm} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m \|x_i - y_j\| \quad (2)$$

$$B = \frac{1}{n^2} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \|x_i - x_j\| \quad (3)$$

$$C = \frac{1}{m^2} \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^m \|y_i - y_j\| \quad (4)$$

این شاخص آماری همواره عددی غیر منفی است. بر اساس تعریف، دو توزیع احتمالاتی یکسان هستند اگر و تنها اگر فاصله انرژی بین آن دو صفر شود. با افزایش تفاوت (سطح

مواد و روش‌ها

با توجه به هدف مقاله حاضر که بررسی الگوی مکانی شباهت رفتار حدی بارش در سناریوهای تغییر اقلیم و بارش مشاهداتی در کشور است، از شاخص‌های آماری فاصله انرژی، واگرایی کولموگروف-اسمیرنوف و واگرایی جنسون-شنون استفاده شده است. همچنین به منظور بررسی ایستایی توزیع بارش، از نتایج آزمون من-کندال در تمامی ایستگاه‌های مورد بررسی و تحلیل مقادیر بیشینه بارش با استفاده از برازش تابع توزیع GEV استفاده شده است. در ادامه جزئیات روش‌های مورد استفاده، معرفی شده است

شاخص فاصله انرژی

فاصله انرژی اولین بار توسط زکلی و ریزو (Szekely & Rizzo, 2013) مطرح شد. واژه انرژی در واقع ملهم از انرژی موجود در بین دو ذره در فضای گرانشی است که با افزایش فاصله آن‌ها از همدیگر افزایش یافته و تنها زمانی صفر است که آن دو در یک مکان باشند. با استفاده از این روش

آزمون من-کندال یک آزمون غیرپارامتری به منظور تشخیص روند در سری‌های زمانی است که توسط Mann (1945) و Kendall (1976) ارائه شد. از آنجایی که این آزمون هیچ‌گونه فرضی در خصوص پیروی سری زمانی از یک توزیع خاص را در نظر نمی‌گیرد، در تحقیقات اقلیمی و هیدرولوژی مورد توجه بوده است (Serinaldi et al., 2018; Shen et al., 2018; Xie et al., 2017). اگر X سری زمانی از مشاهدات یک پدیده تصادفی بوده و x_1, x_2, \dots, x_n مقادیر آن بوده، آنگاه آزمون من-کندال با استفاده از رابطه ۸ و بصورت زیر بدست خواهد آمد:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (8)$$

که در آن $\text{sgn}(x)$ تابع علامت بوده و بصورت رابطه ۹ حساب می‌شود:

$$\text{sgn}(x) = \begin{cases} 1 & x > 0 \\ 0 & x = 0 \\ -1 & x < 0 \end{cases} \quad (9)$$

واریانس آماره S از رابطه ۱۰ حساب می‌شود:

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^n t_p(p-1)(2p+5)}{18} \quad (10)$$

که در رابطه فوق t_p مبین تعداد دنباله‌ها است. آماره استاندارد شده این آزمون از رابطه ۱۱ حساب شده و علامت آن نشان از روند منفی یا مثبت متغیر تصادفی دارد (Gilbert, 1987).

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(s)}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(s)}} & S < 0 \end{cases} \quad (11)$$

در سطح اطمینان p ، در صورتی که مقدار Z بدست آمده از $Z_{1-\frac{p}{2}}$ بزرگ‌تر باشد، فرضیه اولیه این آزمون مبنی بر نبودن روند رد خواهد شد.

تابع توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته

تابع توزیع احتمال مقادیر حدی تعمیم یافته، توزیعی به منظور تحلیل و بررسی مقادیر حدی است که حالت عمومی شده

محصور بین دو توزیع احتمالاتی) دو توزیع احتمالاتی، این شاخص مقدار بیشتری به خود اختصاص خواهد داد.

شاخص کولموگروف-اسمیرنوف

شاخص واگرایی کولموگروف-اسمیرنوف یکی دیگر از معیارهای مقایسه دو توزیع احتمالاتی است (Massey, 1951). این روش که در بسیاری از مواقع برای بررسی نرمال بودن توابع احتمال پیوسته بکار می‌رود، با بکارگیری توزیع تجمعی احتمال دو متغیر پیوسته مورد نظر، میزان تفاوت آن‌ها را بدست می‌آورد. اگر X و Y دو متغیر تصادفی با توزیع‌های تجمعی احتمال F و G باشند، آنگاه شاخص واگرایی کولموگروف-اسمیرنوف از رابطه ۵ بدست خواهد آمد.

$$KS = \sup_x |F(x) - G(x)| \quad (5)$$

براساس رابطه فوق، این شاخص برای دو توزیع احتمال، عددی غیر منفی است و طبعاً هر چه بیشتر باشد، مبین اختلاف بیشتر دو توزیع خواهد بود.

شاخص جنسون-شنون

شاخص واگرایی جنسون-شنون یکی از راه‌های اندازه‌گیری اختلاف بین دو توزیع احتمال است. این واگرایی در واقع نسخه ارتقاء یافته از واگرایی کولبک-لیبر است. اگر X یک متغیر تصادفی باشد که دارای دو توزیع مختلف f و g برای آن و در دو واقعه مختلف باشند، آنگاه واگرایی جنسون-شنون از رابطه ۶ محاسبه می‌شود (Fuglede & Topsoe, 2004).

$$JS(f, g) = \frac{1}{2} D(f|l) + \frac{1}{2} D(g|l) \quad (6)$$

که در این رابطه، D مبین واگرایی کولبک لیبر بوده و از رابطه ۷ بدست می‌آید (Kullback & Leibler, 1951):

$$D(f|g) = \int f(x) \cdot \log \frac{f(x)}{g(x)} \quad (7)$$

در واقع این واگرایی، میانگین اختلاف کولبک-لیبر دو توزیع احتمال از توزیع میانگین آن دو است و بنابراین همواره عددی بین ۰ الی ۱ خواهد بود. اگر این فاصله برابر ۰ باشد، آنگاه هر دو توزیع همانند همدیگر بوده و در صورتی که ۱ باشد، دو توزیع رفتار مخالفی با همدیگر خواهند داشت.

شاخص من-کندال

مشاهداتی و تغییر اقلیم بررسی و تحلیل خواهد شد. در ادامه، نتایج گام‌های سه‌گانه فوق تشریح شده است.

بررسی ایستایی بارش در دوره مشاهداتی و سناریوهای مختلف تغییر اقلیم

در ابتدا با استفاده از آزمون من-کندال، ایستایی مقادیر بارش مشاهداتی دوره اول و مقادیر پیش‌بینی‌شده در دوره آتی در تحقیق پهلوان و همکاران، (۲۰۱۸)، در طول زمان بررسی شده است. در صورت وجود روند در بیشینه بارش سالانه، می‌توان انتظار داشت که مشخصات و یا توزیع حاکم بر مقادیر بارش در طول زمان تغییر کند. بر این اساس، ایستایی بارش در دوره مشاهدات و همچنین در سه سناریو تغییر اقلیم (RCP 2.6، RCP 4.5 و RCP 8.5) بررسی شدند.

در شکل ۲، نتایج بررسی ایستایی بارش در ایستگاه‌های مختلف ارائه شده است. بر اساس نتایج ارائه شده در شکل ۲(الف) سری زمانی مقدار بارش در ۲۷۲ مورد از ایستگاه‌ها (معادل ۹۴/۵ درصد ایستگاه‌های موجود) در دوره مشاهداتی ۱۹۷۱ الی ۲۰۰۵ ایستا بوده و در سطح اطمینان ۵ درصد روند مشاهده نمی‌شود. ایستگاه‌های دارای روند در بر اساس طبقه‌بندی اقلیمی ارائه شده توسط کوتک و همکاران (Kottek et al., 2016)، اقلیم‌های برف‌گیر، خشک و مناطق کوهستانی قرار گرفته‌اند.

نتایج بررسی روند در سناریوهای مختلف تغییر اقلیم در دوره ۲۰۱۱ الی ۲۰۴۰ نیز در شکل ۲ ب تا ت ارائه شده است. نتایج بررسی روند ارائه شده با سناریو RCP 2.6 در شکل ۲(ب) گویای این واقعیت است که ۱۳ درصد از ایستگاه‌ها دارای روند بوده که بیشتر در مناطق کوهستانی و بیابانی و اقلیم‌های برف‌گیر و خشک جای دارند. شکل ۲(پ) نیز نتایج بررسی روند در سناریو RCP 4.5 را نشان می‌دهد. بر این اساس،

توزیع‌های فریسه^۱، گامبل^۲ و ویبول^۳ است که تاکنون در بسیاری از مطالعات هیدرولوژی و اقلیمی به منظور تحلیل مقادیر بیشینه فاکتورهای آب-اقلیم‌شناسی مورد استفاده قرار گرفته است (Fischer & Knutti, 2015; Parker et al., 2007; Xavier et al., 2019). صورت کلی این توزیع مطابق رابطه ۱۲ است.

$$G(x) = \exp\left\{-\left[1 + \xi\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right]^{\frac{1}{\xi}}\right\} \quad (12)$$

که در این رابطه، ξ پارامتر شکل $(-\infty < \xi < +\infty)$ ، μ پارامتر مکان $(-\infty < \mu < +\infty)$ ، پارامتر مقیاس $(\sigma > 0)$ و X متغیر مورد نظر است. شایان ذکر است در صورتی که متغیر مورد بررسی نایستا باشد، باید پارامتر مکان بصورت وابسته به زمان و مطابق رابطه ۱۳ لحاظ شود (D. & Jayantha, 2014).

$$\mu = \mu_0 + t * \mu_1 \quad (13)$$

در مقاله حاضر و به منظور بررسی و تحلیل مقادیر بارش حدی در دوره مشاهداتی و سناریوهای تغییر اقلیم در نظر گرفته شده در آینده، از این توزیع استفاده شده که قسمت بعدی مقاله به بررسی نتایج آن اختصاص یافته است.

نتایج

در مقاله حاضر در سه سطح به بررسی و ارزیابی میزان و الگوی رفتار حدی بارش متأثر از تغییر اقلیم پرداخته شده است. در اولین گام به بررسی ایستایی بارش متأثر از سناریوهای شبیه‌سازی شده تغییر اقلیم در تحقیق پهلوان و همکاران (۲۰۱۸) پرداخته خواهد شد. در گام دوم، میزان واگرایی توزیع بارش در سه سناریو تغییر اقلیم در ایستگاه‌های مورد بررسی نسبت به دوره مشاهداتی تعیین می‌شود. در نهایت نیز مقادیر بارش حدی بوسیله توزیع GEV در شرایط

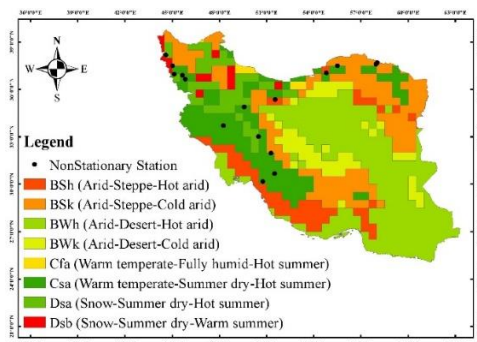
³ Weibull distribution

¹ Fréchet distribution

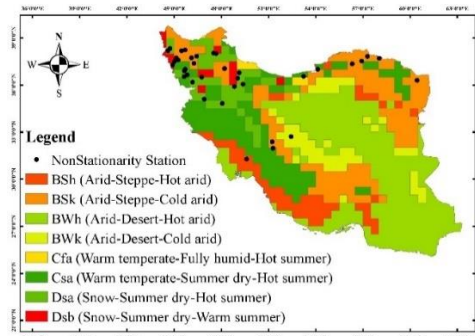
² Gumbel distribution

در سناریو RCP 8.5 نیز در شکل ۲ (ت) ارائه شده است. بر این اساس، ۵۶ درصد از ایستگاه‌های کشور در حالت ناپایدا بوده که پراکنش مکانی مشابه موارد فوق دارند.

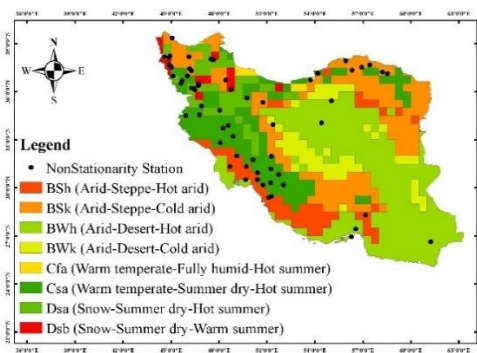
۶۳ ایستگاه (معادل ۲۲ درصد از ایستگاه‌های مورد بررسی) در حالت ناپایدا بوده که در اقلیم‌های برف‌گیر، خشک و مناطق کوهستانی و بیابانی جای دارند. بر همین اساس، نتایج روند



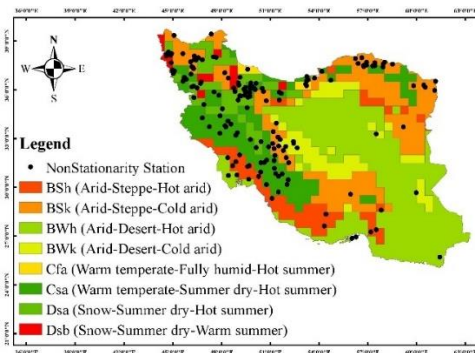
(الف)



(ب)



(پ)



(ت)

شکل ۲ - نمایش ایستگاه‌های ناپایدا در اقلیم‌های مختلف. الف- دوره مشاهداتی ب- سناریو RCP 2.6 پ- سناریو RCP 4.5 ت- سناریو RCP 8.5

• در ابتدا به منظور بررسی واگرایی احتمالاتی نتایج واسنجی و اعتبارسنجی مدل، شاخص‌های واگرایی عنوان شده در قسمت‌های پیشین برای هر ایستگاه و بر روی نتایج واسنجی و اعتبارسنجی تحقیق پهلوان و همکاران (۲۰۱۸) اعمال شدند،

• در ادامه واگرایی احتمالاتی دوره آتی (۲۰۱۱ الی ۲۰۴۰) در سه سناریو مختلف (RCP 2.6، RCP 4.5 و RCP 8.5) و نتایج اعتبارسنجی مدل با استفاده از شاخص‌های فوق محاسبه شدند،

مقایسه واگرایی احتمالاتی مقدار بارش در سناریوهای تغییر اقلیم

پس از بررسی ایستگاهی ایستگاه‌های موجود در دوره مشاهداتی و سناریوهای محتمل و آتی تغییر اقلیم، واگرایی احتمالاتی توزیع‌های بارش در دوره‌های مختلف بررسی شدند. به منظور نیل به این هدف، گام‌های زیر برداشته شد:

• به منظور بررسی میزان واگرایی نسبی احتمالاتی بارش دوره آتی به مشاهداتی، واگرایی توزیع حاصل از دوره آینده و واسنجی بر واگرایی نتایج واسنجی و اعتبارسنجی بدست آمده از مدل ریز مقیاس تقسیم شدند.

بنابراین برای بررسی واگرایی توزیع‌ها، از رابطه زیر در روش‌ها و سناریوهای مختلف استفاده شد.

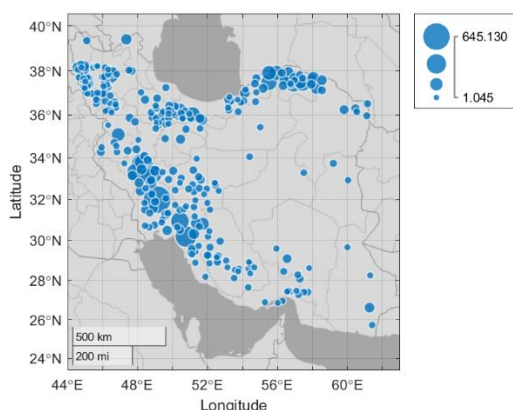
$$\text{Relative Divergence} = \frac{\text{Div}_{\text{Pred}} / \text{Div}_{\text{val}}}{\text{Div}_{\text{val}} / \text{Div}_{\text{cal}}} \quad (14)$$

در رابطه فوق، **Relative Divergence** همان واگرایی نسبی است که در شکل‌های زیر نمایش داده شده است، **Div** اشاره به واگرایی، زیرنویس **pred** اشاره به دوره آتی، زیرنویس‌های **val** و **cal** نیز اشاره به دوره اعتبارسنجی و واسنجی دارد.

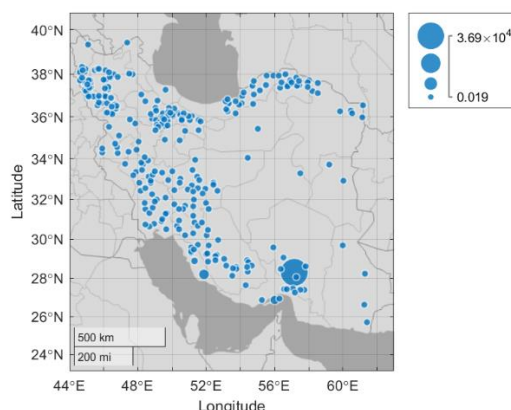
در شکل ۳ مقادیر این نسبت در سناریو RCP 2.6 ارائه شده است. بر اساس نتایج بدست آمده، در این سناریو برخی از ایستگاه‌ها در دامنه جنوبی رشته‌کوه زاگرس و شمال شرقی ایران دارای انحراف قابل ملاحظه‌ای هستند. مقادیر واگرایی نسبی بارش دوره آتی به دوره مشاهداتی برای این ایستگاه‌ها بصورت قابل ملاحظه‌ای زیاد بوده به طوری‌که واگرایی نسبی برای این ایستگاه‌ها در روش‌های فاصله انرژی، روش واگرایی جنسون-شنون و روش کولموگروف-اسمیرنوف به ترتیب در حدود ۱۷، ۲۲۶ و ۲۱ برابر میانگین واگرایی‌های نسبی استحصال شده برای کل ایستگاه‌هاست. بر اساس نتایج بدست آمده، تنوع مقادیر در روش فاصله انرژی بسیار محسوس‌تر از

دیگر روش‌هاست. در روش‌های کولموگروف-اسمیرنوف و جنسون-شنون نیز بیشترین نسبت متعلق به ایستگاه زهمکان (در استان کرمان) با کد ۰۱۴-۲۷ است. شایان ذکر است، به دلیل تفاوت در ساختار ریاضی-آماري روش‌های استفاده شده، ظرفیت ارائه پاسخ‌های مختلف در ایستگاه واحد وجود دارد که می‌تواند منجر به تغییر در درجه‌بندی ایستگاه‌ها شود. به همین سبب، اگرچه ایستگاه زهمکان در روش‌های کولموگروف-اسمیرنوف و جنسون-شنون دارای بالاترین مقدار است، اما در روش فاصله انرژی مقدار قابل توجهی را کسب نکرده است. با این حال، نسبت واگرایی بارش در دوره آینده به دوره مشاهداتی برای ایستگاه‌های دامنه جنوبی رشته کوه زاگرس و شمال شرقی ایران در هر سه روش نسبت به ایستگاه‌های دیگر بالاتر است

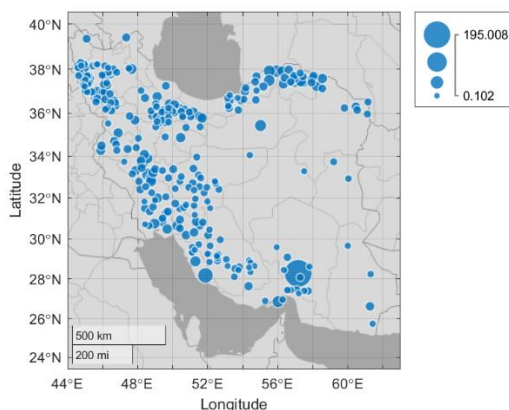
در شکل ۴ نیز مقادیر نسبت واگرایی بارش در دوره آینده نسبت به مشاهداتی، در سناریو RCP 4.5 نمایش داده شده است. بر اساس آنچه در شکل ۴ (الف) نشان داده شده است، در روش فاصله انرژی ایستگاه‌های موجود در دامنه جنوبی زاگرس و شمال شرقی ایران مقادیر واگرایی نسبی بزرگ‌تری را نسبت به بقیه دارا بوده و با دواير بزرگ‌تری نشان داده شده‌اند.



(الف)



(ب)

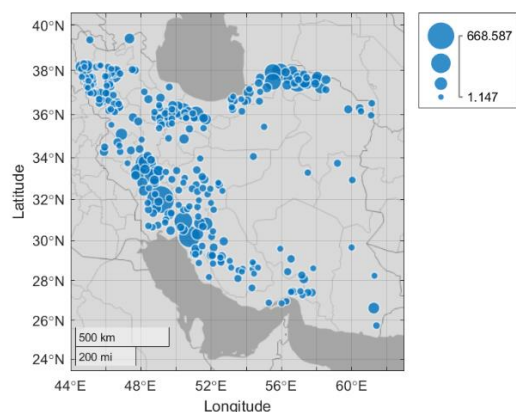


(ج)

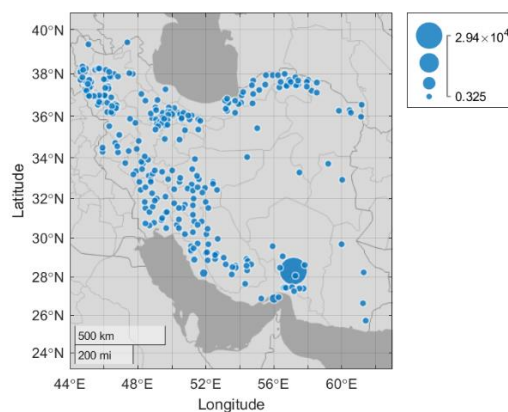
شکل ۳- نمایش مکانی نسبت‌های تفاوت توزیع بارش در روش‌ها در سناریو RCP 2.6. الف) روش فاصله انرژی (ب) روش جنسون-شنون (ج) روش کولموگروف-اسمیرنوف

کولموگروف-اسمیرنوف بوده و مقدار ۲۲۸ متعلق به روش جنسون-شنون است. مقایسه این سناریو با سناریو پیشین مبین آن است که نتایج بدست آمده تقریباً مشابه هستند و ویژگی‌های آماری یکسانی دارند. در حقیقت این موضوع نشان‌دهنده آن است که در صورتی که سناریوهای RCP 2.6 یا RCP 4.5 اتفاق افتد، میزان عدم تشابه توزیع‌های بارش با هم برابر خواهند بود.

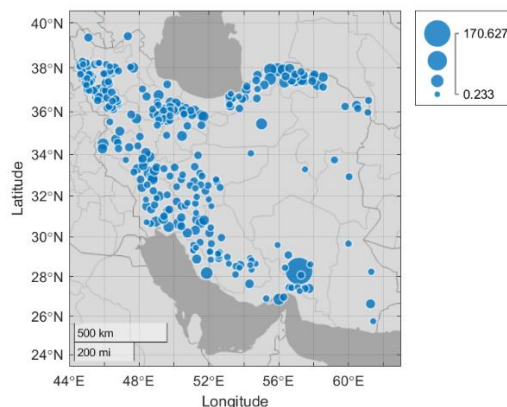
در روش جنسون-شنون نیز دامنه نوسانات بصورت چشم‌گیری نسبت به بقیه شاخص‌ها بالاتر است و بیشترین مقدار مجدد متعلق به ایستگاه زه‌مکان است. اگرچه میزان انحرافات در روش کولموگروف-اسمیرنوف نسبت به بقیه روش‌ها کمتر است، کماکان بیشترین نسبت متعلق به ایستگاه زه‌مکان است. مقادیر بیشینه واگرایی نسبی در ایستگاه‌های ایران ۱۷ الی ۲۲۸ برابر مقادیر میانگین مقادیر واگرایی‌های نسبی هستند بطوریکه مقدار ۱۷ متعلق به روش‌های فاصله انرژی و



(الف)



(ب)

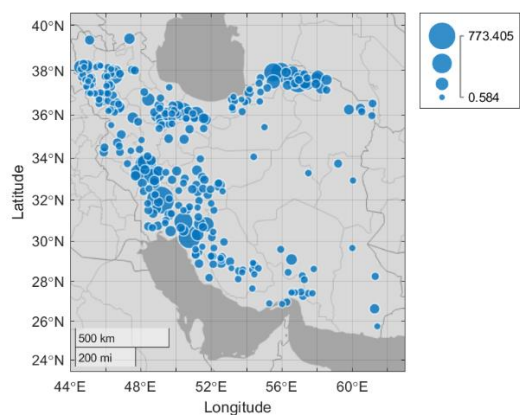


(ج)

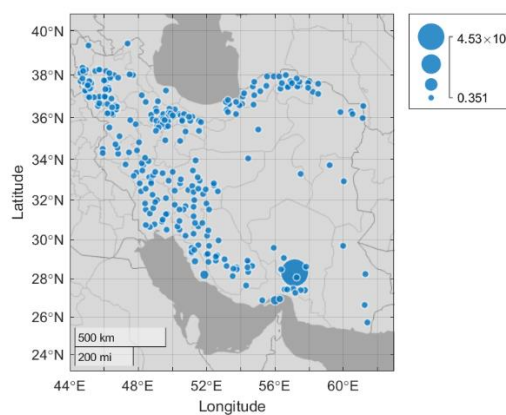
شکل ۴ - نمایش مکانی نسبت‌های تفاوت توزیع بارش در روش‌ها در سناریو RCP 4.5. (الف) روش فاصله انرژی (ب) روش جنسون-شنون (ج) روش کولموگروف-اسمیرنوف

سناریو مقادیر بیشینه واگرایی نسبی بین ۱۴ الی ۲۲۵ برابر مقدار میانگین واگرایی‌های نسبی بوده و برای روش‌های مختلف، متفاوت است، بطوریکه در روش‌های فاصله انرژی، جنسون-شنون و کولموگروف-اسمیرنوف این مقادیر به ترتیب مقادیر ۱۴، ۲۲۴ و ۱۹ برابر میانگین واگرایی‌های بدست آمده است. مقایسه نتایج این سناریو با سناریوهای پیشین نشان می‌دهد که میزان واریانس نسبت‌های واگرایی بارش در دوره آینده نسبت به دوره مشاهداتی بصورت قابل توجهی افزایش یافته است.

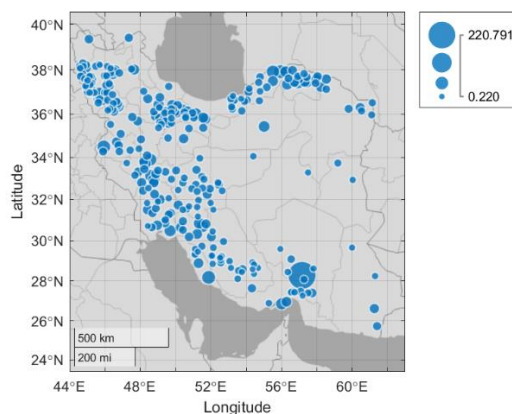
در شکل ۵ مقادیر نسبت واگرایی احتمالاتی بارش در دوره آینده نسبت به دوره مشاهداتی در سناریو RCP 8.5 ارائه شده است. همانطور که در شکل ۵ (الف) مشاهده می‌شود، ایستگاه‌های واقع در محدوده شمال شرقی و محدوده جنوبی زاگرس، مقادیر واگرایی نسبی بیشتری را در روش فاصله انرژی به خود اختصاص داده‌اند. روش جنسون-شنون همچنان دارای بیشترین تغییرات است و ایستگاه زه‌مکان کماکان در هر دو روش جنسون-شنون و کولموگروف-اسمیرنوف دارای بیشترین مقدار شاخص نسبی است. در این



(الف)



(ب)



(ج)

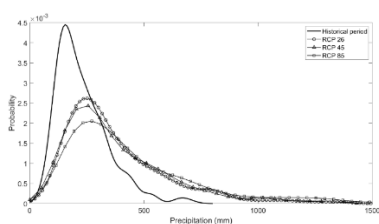
شکل ۵ - نمایش مکانی نسبت‌های تفاوت توزیع بارش در روش‌ها در سناریو RCP 8.5. الف) روش فاصله اثری (ب) روش

جنسون-شون (ج) روش کولموگروف-اسمیرنوف

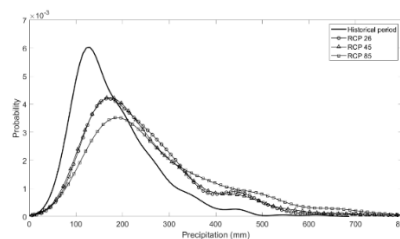
ناپستی بهترین توزیع GEV بر اطلاعات برازش داده می‌شود. پارامترهای بهینه‌یابی شده توزیع GEV در حالت ایستایی و ناپستی برابر سه و چهار پارامتر است. مقادیر بیشینه بارش با استفاده از این برنامه تحلیل و بررسی شده و بارش متناظر با دوره بازگشت‌های ۲۰، ۱۰۰ و ۵۰۰ سال محاسبه شدند. توزیع حاکم بر این اطلاعات در شکل ۶ ارائه شده است.

بررسی بارش‌های متناظر با دوره بازگشت‌های مختلف

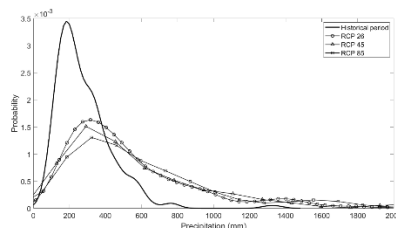
مقادیر بیشینه بارش سالیانه به وسیله جعبه ابزار آنالیز آماری مقادیر حدی NEVA که توسط چنگ و همکاران (Cheng et al, 2014) توسعه یافته، بررسی شد. NEVA یک جعبه ابزار آماری به منظور تحلیل متغیرهای حدی (بیشینه و کمینه) در حالت ناپستی است. در این مدل، با لحاظ اثر ایستایی و یا



(ب)



(الف)



(ج)

شکل ۶ - توزیع احتمالاتی بارش‌های متناظر با دوره بازگشت‌های مختلف در دوره مشاهداتی و سناریوهای اقلیمی مختلف (الف) دوره بازگشت ۲۰ ساله (ب) دوره بازگشت ۱۰۰ ساله (ج) دوره بازگشت ۵۰۰ ساله

در سناریوهای انتشار RCP 2.6 و RCP 4.5 به یکدیگر نزدیک بوده و این در حالی است که در سناریو RCP 8.5 این الگو فاصله قابل ملاحظه‌ای نسبت به سایر سناریوها پیدا می‌کند. مد بارندگی در ایستگاه‌های مختلف و در یک دوره بازگشت مشخص نیز تقریباً وضعیت مشابهی را داراست. بدین ترتیب در یک دوره بازگشت مشخص، مد بارندگی در هر سه سناریو انتشار در حال افزایش است و بصورت قابل ملاحظه‌ای از مد دوره مشاهداتی پیشی گرفته‌است. بررسی بازه تغییرات بارندگی ایستگاه‌های کشور در یک دوره بازگشت مشخص نشان می‌دهد که بارندگی در شرایط آبی و در هر سناریو در دامنه وسیع‌تری نوسان خواهد کرد. همچنین با توجه به دامنه تغییرات بارش، در صورت رخداد شرایط ناشی از تغییر اقلیم و نزدیک به سناریو RCP 4.5 بارندگی در محدوده وسیع‌تری نسبت به سناریوهای دیگر تغییر خواهد کرد. همچنین در حالیکه بازه تغییرات بارش در سناریو RCP 4.5 تغییرات قابل توجهی نسبت به سناریو RCP 2.6 دارد، اما میانگین و مد بارش در این دو سناریو و در یک دوره بازگشت مشخص مشابه بوده و تغییرات قابل توجهی ندارد.

جدول ۲ - ویژگی‌های آماری مقادیر باران تخمینی در سناریوها و دوره بازگشت‌های مختلف

بررسی و جمع‌بندی نتایج بدست‌آمده تاکنون، می‌تواند در درک نتایج بعدی بسیار موثر باشد. چنانچه بیان شد، با افزایش سطح انتشار گازهای گلخانه‌ای، در ایستگاه‌های بیشتری شاهد ناپایداری بارش و بروز تغییر در توزیع آن بودیم. همچنین نتایج قسمت قبل نشان داد افزایش سطح انتشار گازهای گلخانه‌ای موجب دور شدن هرچه بیشتر این توزیع خواهد شد. بنابراین می‌توان انتظار داشت در یک دوره بازگشت ثابت، افزایش سطح گازهای گلخانه‌ای با بروز توزیع احتمالاتی همراه باشد که تمایل بیشتری به دوری از توزیع مشاهداتی دارد. این موضوع را می‌توان به وضوح در شکل ۶ مشاهده کرد. بر اساس توابع توزیع احتمالاتی رسم‌شده و همچنین نتایج ارائه شده در جدول ۲، در یک دوره بازگشت خاص، میانگین بارش در هر سه سناریو بررسی‌شده بیشتر از دوره مشاهداتی است. مقایسه میانگین بارندگی بین سناریوهای مختلف در نظر گرفته‌شده مبین افزایش میانگین بارندگی در سناریوهای انتشار بالاتر است. مقدار میانگین بارش در هر سه سناریو رشد قابل ملاحظه‌ای نسبت به دوره مشاهداتی داشته و در یک دوره بازگشت مشخص، مقدار تخمینی بارش حدی

بازه زمانی	دوره بازگشت	میانگین	مد	بازه تغییرات
دوره مشاهداتی	۲۰	۱۸۱.۳	۵۰.۷	[۵۰.۷-۶۱۵.۷]
	۱۰۰	۲۳۰.۳	۵۶.۱	[۵۶.۱-۷۰۴.۷]
	۵۰۰	۲۸۲.۴	۵۹.۴	[۵۹.۴-۱۲۹۶.۵]
سناریو RCP 2.6	۲۰	۲۴۷.۶	۶۹.۴	[۶۹.۴-۸۴۵.۶]
	۱۰۰	۳۷۷.۴	۹۳.۴	[۹۳.۴-۱۳۷۳.۵]
	۵۰۰	۵۸۰.۶	۱۰۵.۸	[۱۰۵.۸-۳۸۶۸.۷]
سناریو RCP 4.5	۲۰	۲۵۰.۶	۶۳.۷	[۶۳.۷-۱۴۰۳.۵]
	۱۰۰	۳۹۶.۲	۸۷.۱	[۸۷.۱-۴۷۶۳.۸]
	۵۰۰	۶۴۹.۷	۱۰۹.۵	[۱۱۰.۷-۱۲۹۸۳.۶]
سناریو RCP 8.5	۲۰	۲۹۳.۲	۷۸.۳	[۷۸.۳-۱۰۵۷.۸]
	۱۰۰	۴۷۰.۱	۹۵.۴	[۹۵.۴-۳۵۴۷.۴]
	۵۰۰	۷۸۲.۹	۱۱۰.۷	[۱۱۰.۷-۱۲۹۸۳.۶]

نتیجه گیری

در این تحقیق ایستایی و ناپیستایی بارش در دوره مشاهداتی و آتی تحت سناریوهای مختلف بررسی شده و به دنبال آن تغییرات توزیع احتمالاتی بارش و مقادیر حدی در دوره مشاهداتی و آینده تحت سه سناریو محتمل تغییر اقلیم بررسی شده است. برای نیل به این هدف شاخص‌های آماری فاصله انرژی، کولموگروف-اسمیرنوف، جنسون-شنون، من-کندال و همچنین تابع توزیع احتمال مقادیر حدی تعمیم یافته استفاده شده است. نتایج این تحقیق در سه سطح به منظور استخراج الگوی حاکم بر تغییرات بارش ایران استقرار دارد. در سطح اول بررسی ایستایی بارش متأثر از تغییر اقلیم، در سطح دوم تعیین میزان واگرایی توزیع بارش در سه سناریو تغییر اقلیم در ایستگاه‌های مورد بررسی نسبت به دوره مشاهداتی و در سطح سوم تحلیل مقادیر بارش حدی بوسیله توزیع GEV در شرایط مشاهداتی و تغییر اقلیم ارائه شده است.

آثار ناپیستایی در سناریوهای محتمل تغییر اقلیم به وضوح نسبت به دوران مشاهداتی افزایش داشته و با افزایش میزان شدت اثرگذاری انتشار گازهای گلخانه‌ای، از میزان ایستگاه‌های ایستا کاسته خواهد شد. بر این اساس، ۱۳، ۲۲ و

۵۶ درصد از ایستگاه‌های مورد بررسی به ترتیب در سناریوهای RCP 2.6، RCP 4.5 و RCP 8.5 درحالتی ناپیستا بوده که در اقلیم‌های برف‌گیر، خشک و مناطق کوهستانی و بیابانی جای دارند. همچنین بر اساس نتایج این تحقیق، می‌توان انتظار داشت که توزیع بارش متأثر از تغییر اقلیم و بر اساس سناریوهای مربوطه در سال‌های آینده در مناطق شمال شرقی و همچنین قسمت جنوبی دامنه زاگرس بصورتی ویژه‌تری نسبت به سایر مناطق (در ارتباط مستقیم با اثر افزایش گازهای گلخانه‌ای) تغییرات بیشتری را تجربه کنند. همچنین تنوع مقادیر در روش فاصله انرژی بسیار محسوس‌تر از دیگر روش‌هاست که این خود به معنای قدرت تفکیک با توجه به این شاخص در میان ایستگاه‌های مورد بررسی است. در روش‌های کولموگروف-اسمیرنوف و جنسون-شنون نیز بیشترین تغییر نسبت به دوره مشاهداتی متعلق به ایستگاه زه‌مکان (در جنوب استان کرمان) است که می‌توان انتظار محدوده‌ای مکانی با رفتاری شدیداً ناپایدار را داشت. بر اساس نتایج تحلیل دوره بازگشت‌های ۲۰، ۱۰۰ و ۵۰۰ جابجایی قابل توجه الگوی توزیع و مقادیر مد و میانه متناسب با افزایش شدت اثر گازهای گلخانه‌ای نسبت به مقدار مشاهداتی در کل کشور شاهد هستیم. تحلیل این مقادیر مبین تغییر توزیع بارش‌های حدی در دوره آتی بود بطوریکه با افزایش میزان رهاسازی گازهای گلخانه‌ای، بازه تغییرات و

می‌توان از ارزیابی‌های تشخیص (Detection) و نسبت دهی (Attribution) بهره برد. همچنین با توجه به پتانسیل تغییر سایر شاخص‌های اقلیمی، می‌توان تغییر الگوی اقلیمی (و محتمل) آینده را با استفاده از نتایج کاهش مقیاس دما و تبخیر بررسی نمود.

منابع

مقدار مد و میانگین افزایش خواهد یافت. بطور کلی نتایج مطالعه نشان می‌دهد افزایش میزان انتشار گازهای گلخانه‌ای می‌تواند موجب ناپایداری توزیع احتمالاتی بارش شده و آن را به سمت بارش‌های بیشتر به حرکت درآورد. نتایج این تحقیق می‌تواند موجب ارتقا آگاهی مدیران حوضه آب کشور باشد. بررسی و تحلیل دقیقتر تغییرات توزیع حدی نیز می‌تواند مدیران این حوضه را در راستای اتخاذ تصمیمات مناسب‌تر یاری رساند. به منظور بررسی بیشتر مناطق در ادامه مسیر

1. Abbasi, F., & Asmari, M. (2011). Forecasting and Assessment of Climate Change over Iran During Future Decades by Using MAGICC-SCENGEN Model. *Journal of water and soil*, 25(1), 70.
2. Abbaspour, K. C., Faramarzi, M., Ghasemi, S. S., & Yang, H. (2009). Assessing the impact of climate change on water resources in Iran. *Water Resources Research*, 45(10).
3. Alijani, B., O'Brien, J., & Yarnal, B. (2008). Spatial analysis of precipitation intensity and concentration in Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 94(1), 107–124.
4. Ayanlade, A., Radeny, M., Morton, J. F., & Muchaba, T. (2018). Rainfall variability and drought characteristics in two agro-climatic zones: An assessment of climate change challenges in Africa. *Science of The Total Environment*, 630, 728–737.
5. Babaie, O., & Farajzadeh, M. (2002). Patterns Of Spatial And Temporal Variations Of Rainfall In Iran. *Modarres Human Sciences*, 6(4(Tome 27)), 51–70.
6. Barlage, M. J., Richards, P. L., Sousounis, P. J., & Brenner, A. J. (2002). Impacts of Climate Change and Land Use Change on Runoff from a Great Lakes Watershed. *Journal of Great Lakes Research*, 28(4), 568–582.
7. Bayat, B., Zahraie, B., Taghavi, F., & Nasserri, M. (2012). Evaluating the efficiency of spatial geostatistical methods for identifying the spatial patterns of precipitation: a case study of Namak lake watershed. *Iranian Journal of Geophysics*, 5(4), 89.
8. Brunetti, M., Maugeri, M., & Nanni, T. (2001). Changes in total precipitation, rainy days and extreme events in northeastern Italy. *International Journal of Climatology*, 21(7), 861–871.
9. Burt, T., Boardman, J., Foster, I., & Howden, N. (2016). More rain, less soil: long-term changes in rainfall intensity with climate change. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(4), 563–566.
10. Change, C. (2007). Working Group I: The physical science basis. *Projections of Future Changes in Climate*.
11. Cheng, L., AghaKouchak, A., Gilleland, E., & Katz, R. W. (2014). Non-stationary extreme value analysis in a changing climate. *Climatic Change*, 127(2), 353–369.
12. D., S. J., & Jayantha, O. (2014). Revisiting the Concepts of Return Period and Risk for Nonstationary Hydrologic Extreme Events. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(3), 554–568.

13. da Silva, V. de P. R., Belo Filho, A. F., Almeida, R. S. R., de Holanda, R. M., & da Cunha Campos, J. H. B. (2016). Shannon information entropy for assessing space-time variability of rainfall and streamflow in semiarid region. *Science of The Total Environment*, 544, 330–338.
14. Fischer, E., & Knutti, R. (2015). Anthropogenic contribution to global occurrence of heavy-precipitation and high-temperature extremes. *Nature Climate Change*, 5.
15. Fuglede, B., & Topsoe, F. (2004). Jensen-Shannon divergence and Hilbert space embedding. *International Symposium On Information Theory*, 2004. ISIT 2004. Proceedings., 31.
16. Gilbert, R. O. (1987). *Statistical methods for environmental pollution monitoring*. John Wiley & Sons.
17. Guhathakurta, P., Sreejith, O. P., & Menon, P. A. (2011). Impact of climate change on extreme rainfall events and flood risk in India. *Journal of Earth System Science*, 120(3), 359.
18. Hailegeorgis, T. T., & Alfredsen, K. (2017). Analyses of extreme precipitation and runoff events including uncertainties and reliability in design and management of urban water infrastructure. *Journal of Hydrology*, 544, 290–305.
19. Hejazizadeh, Z., Asakereh, H., & Sayadi, F. (2016). Climate Change and Space-Time Distribution of Precipitation across Iran. *Geography*, 14(50), 33.
20. Jahanbakhsh, S., Abtahi, V., Ghorbani, M. A., Tadayoni, M., & Valaei, A. (2015). Temporal and Spatial Distribution of Rainfall in Tabriz County Using Hierarchical Cluster Analysis. *Geographic Space*, 15(50), 59–81.
21. Kang, Y., Khan, S., & Ma, X. (2009). Climate change impacts on crop yield, crop water productivity and food security – A review. *Progress in Natural Science*, 19(12), 1665–1674.
22. Kendall, M. G. (1976). Rank correlation methods.
23. Khudri, M. M., & Sadia, F. (2013). Determination of the best fit probability distribution for annual extreme precipitation in Bangladesh. *European Journal of Scientific Research*, 103(3), 391–404.
24. Kotteck, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259–263.
25. Kullback, S., & Leibler, R. A. (1951). On Information and Sufficiency. *Ann. Math. Statist.*, 22(1), 79–86.
26. Mann, H. B., & Mann H. B. (1945). Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica*, 13(3), 245.
27. Massey, F. J. (1951). The Kolmogorov-Smirnov Test for Goodness of Fit. *Journal of the American Statistical Association*, 46(253), 68–78.
28. Medjahed, S. A., & Ouali, M. (2018). Svm-rfe-ed: A novel svm-rfe based on energy distance for gene selection and cancer diagnosis. *Computación y Sistemas*, 22(2).
29. Mirhosseini, G., Srivastava, P., & Stefanova, L. (2013). The impact of climate change on rainfall Intensity–Duration–Frequency (IDF) curves in Alabama. *Regional Environmental Change*, 13(1), 25–33.

30. Modarres, R., Ghadami, M., Naderi, S., & Naderi, M. (2018). Future extreme rainfall change projections in the north of Iran. *Meteorological Applications*, 25(1), 40–48.
31. Mousavi, S. S., Fatemeh Karandish, & Tabari, H. (2016). Temporal and spatial variation of rainfall in Iran under climate change until 2100. *Irrigation & Water Engineering*, 7(25), 152.
32. Neuper, M., & Ehret, U. (2019). Quantitative precipitation estimation with weather radar using a data-and information-based approach. *Hydrology & Earth System Sciences*, 23(9).
33. Neville, S. E., & Wand, M. P. (2011). Generalised extreme value geosadditive model analysis via variational Bayes. *Procedia Environmental Sciences*, 3, 8–13.
34. Nicótina, L., Alessi Celegon, E., Rinaldo, A., & Marani, M. (2008). On the impact of rainfall patterns on the hydrologic response. *Water Resources Research*, 44(12).
35. Onyutha, C., Tabari, H., Rutkowska, A., Nyeko-Ogirami, P., & Willems, P. (2016). Comparison of different statistical downscaling methods for climate change rainfall projections over the Lake Victoria basin considering CMIP3 and CMIP5. *Journal of Hydro-Environment Research*, 12, 31–45.
36. Pahlavan, H. A., Zahraie, B., Nasser, M., & Mahdipour Varnousfaderani, A. (2018). Improvement of multiple linear regression method for statistical downscaling of monthly precipitation. *International Journal of Environmental Science and Technology*, 15(9), 1897–1912.
37. Parker, D., Folland, C., Scaife, A., Knight, J., Colman, A., Baines, P., & Dong, B. (2007). Decadal to multidecadal variability and the climate change background. *Journal of Geophysical Research*, 112.
38. Rossi, M., Kirschbaum, D., Valigi, D., Mondini, A. C., & Guzzetti, F. (2017). Comparison of satellite rainfall estimates and rain gauge measurements in Italy, and impact on landslide modeling. *Climate*, 5(4), 90.
39. Samuels, R., Harel, M., & Alpert, P. (2013). A new methodology for weighting high-resolution model simulations to project future rainfall in the Middle East. *Climate Research*, 57, 51–60.
40. Serinaldi, F., Kilsby, C. G., & Lombardo, F. (2018). Untenable nonstationarity: An assessment of the fitness for purpose of trend tests in hydrology. *Advances in Water Resources*, 111, 132–155.
41. Shen, M., Chen, J., Zhuan, M., Chen, H., Xu, C.-Y., & Xiong, L. (2018). Estimating uncertainty and its temporal variation related to global climate models in quantifying climate change impacts on hydrology. *Journal of Hydrology*, 556, 10–24.
42. Sun, F., Roderick, M. L., & Farquhar, G. D. (2018). Rainfall statistics, stationarity, and climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(10), 2305 LP – 2310.
43. Székely, G. (2003). E-Statistics: The energy of statistical samples.
44. Székely, G. J., & Rizzo, M. L. (2013). Energy statistics: A class of statistics based on distances. *Journal of Statistical Planning and Inference*, 143(8), 1249–1272.
45. Taghavi, F., Nasser, M., Bayat, B., Motevallian, S. S., & Azadifard, D. (2012). The Identification of Climatic Patterns of

- Iran Based on Spectral Analysis and Clustering of Precipitation and Temperature Extreme Values. *Physical Geography Research Quarterly*, 43(77), 109.
46. Tarnavsky, E., Mulligan, M., & Husak, G. (2012). Spatial disaggregation and intensity correction of TRMM-based rainfall time series for hydrological applications in dryland catchments. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques - HYDROLOG SCI J*, 57, 248–264.
47. Thiesen, S., Darscheid, P., & Ehret, U. (2019). Identifying rainfall-runoff events in discharge time series: a data-driven method based on information theory. *Hydrology & Earth System Sciences*, 23(2).
48. Thorarinsdottir, T. L., Gneiting, T., & Gissibl, N. (2013). Using proper divergence functions to evaluate climate models. *SIAM/ASA Journal on Uncertainty Quantification*, 1(1), 522–534.
49. Vaghefi, S. A., Keykhai, M., Jahanbakhshi, F., Sheikholeslami, J., Ahmadi, A., Yang, H., & Abbaspour, K. C. (2019). The future of extreme climate in Iran. *Scientific Reports*, 9(1), 1464.
50. Wi, S., Valdés, J. B., Steinschneider, S., & Kim, T.-W. (2016). Non-stationary frequency analysis of extreme precipitation in South Korea using peaks-over-threshold and annual maxima. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 30(2), 583–606.
51. Xavier, A., Blain, G., Morais, M., & Sobierajski, G. (2019). Selecting “the best” nonstationary Generalized Extreme Value (GEV) distribution: on the influence of different numbers of GEV-models Selecting the best GEV model. *Bragantia*, 606–621.
52. Xie, Z.-H., Zeng, Y.-J., Xia, J., Qin, P.-H., Jia, B.-H., Zou, J., & Liu, S. (2017). Coupled modeling of land hydrology–regional climate including human carbon emission and water exploitation. *Advances in Climate Change Research*, 8(2), 68–79.
53. Xu, W., Jiang, C., Yan, L., Li, L., & Liu, S. (2018). An Adaptive Metropolis-Hastings Optimization Algorithm of Bayesian Estimation in Non-Stationary Flood Frequency Analysis. *Water Resources Management*, 32(4), 1343–1366.
54. Ye, H., Fetzer, E. J., Wong, S., Behrangi, A., Yang, D., & Lambrightson, B. H. (2015). Increasing atmospheric water vapor and higher daily precipitation intensity over northern Eurasia. *Geophysical Research Letters*, 42(21), 9404–9410.
55. Yu, P.-S., Yang, T.-C., & Chou, C.-C. (2002). Effects of Climate Change on Evapotranspiration from Paddy Fields in Southern Taiwan. *Climatic Change*, 54(1), 165–179.
56. Zabihi, A., Solaimani, K., Shabani, M., & Abravsh, S. (2012). An Investigation of Annual Rainfall Spatial Distribution Using Geostatistical Methods (A Case Study: Qom Province). *Physical Geography Research Quarterly*, 43(78), 101.