

تحلیل شواهد تغییر اقلیم در سواحل جنوبی دریای خزر

علیرضا صادقی نیا*

استادیار گروه علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه فرهنگیان، تهران، ایران

مهدی صداقت

استادیار اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

سمیه رفعتی

استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه سید جمال‌الدین اسدآبادی، اسدآباد، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۲/۱۸

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۷/۲

چکیده

در این پژوهش به منظور شناسایی مهم‌ترین شواهد تغییر اقلیم در سواحل جنوبی دریای خزر، تغییرات دما و بارش با استفاده از ۲۰ شاخص طی دوره ۱۹۶۸-۲۰۱۷ بررسی شد. نتایج نشان داد که شدت بارش‌ها روند افزایشی معنادار، اما فراوانی بارش‌ها روند کاهشی معنادار داشته است. علی‌رغم افزایش شدت بارش‌ها، به دلیل کاهش شدید تعداد روزهای بارش، کاهش طول دوره‌های مرطوب و افزایش طول دوره‌های خشک، مجموع بارش سالانه کاهش یافته است. از نظر فصلی، بهار خشک‌تر و تابستان مرطوب‌تر شده است. بررسی تغییرات دما نشان داد که همه شاخص‌های فرین دما تغییر معنادار داشته‌اند. به‌طور متوسط، کمینه و بیشینه دمای سالانه به ترتیب در هر دهه ۰/۵۱ و ۰/۳۱ درجه سانتی‌گراد افزایش یافته است. فراوانی روزها و شب‌های گرم به ترتیب در هر دهه ۱/۵٪ و ۲/۷٪ افزایش و برعکس فراوانی روزها و شب‌های سرد در هر دهه ۱/۱٪ و ۱/۳٪ کاهش یافته است. در مجموع روند گرمایشی شب‌ها قوی‌تر از روزها بوده است. همچنین فراوانی دوره‌های گرم در هر دهه ۲/۶ مورد افزایش و فراوانی دوره‌های سرد ۲/۸ مورد کاهش یافته است. مقایسه نتایج این پژوهش با یافته‌های مطالعات جهانی نشان داد که روند افزایشی دما در سواحل جنوبی خزر با روندهای مشاهده شده در مطالعات جهانی هماهنگ است، اما رخداد روند کاهشی بارش در ناحیه خزری بر خلاف مطالعات انجام گرفته در مقیاس جهانی است که افزایش بارش را به‌واسطه افزایش دما نشان می‌دهند.

واژگان کلیدی: تغییر اقلیم، شاخص‌های فرین اقلیمی، سواحل جنوبی دریای خزر

مقدمه

در عهدنامه پاریس (۲۰۱۵) کشورها باهدف کاهش روند گرمایش جهانی، بر محدود کردن میانگین دما به کمتر از ۲ درجه سانتی‌گراد بالاتر از ماقبل صنعتی شدن توافق کردند تا از پیامدهای نامطلوب تغییر اقلیم بکاهدند

(UNFCCC, 2015). یک از پیامدهای مهم افزایش دمای کره زمین، افزایش تعداد مخاطرات اقلیمی مانند سیل، تگرگ، ترنادو، امواج گرمایی، خشک‌سالی و ... در مناطق مختلف جهان بوده است. افزایش مخاطرات اقلیمی در کشورهای در حال توسعه در سال‌های اخیر کاملاً مشهود بوده است و به دلیل ضعف زیرساخت‌ها، خسارات جانی و مالی زیادی را به بار آورده است (Stephenson et al., 2010). رویدادهای شدید اقلیمی بر سلامت، اقتصاد و محیط‌زیست کشورها تأثیرات نامطلوبی گذاشته است (Rabine et al., 2008). اگرچه برخی رویدادهای فرین اقلیمی مانند سرماهای شدید در اثر گرمایش جهانی کاهش یافته است (Christidis & Stott, 2020)، اما در مجموع فروانی و شدت سایر مخاطرات اقلیمی نسبت به قبل از صنعتی شدن افزایش یافته است (Collins et al., 2013; Krishnan et al., 2020). به نحوی که در چهار دهه گذشته، بلابای هواشناسی دو برابر و بلابای هیدرولوژیکی چهار برابر شده است (Vinod, 2017: 3). نتایج پژوهش هانسن و همکاران (۲۰۰۶) نشان می‌دهد که میانگین دمای سطح زمین در هر دهه ۰/۲ درجه سانتی‌گراد در حال افزایش است و گرمایش بیش از ۱ درجه سانتی‌گراد می‌تواند منجر به تغییرات آب‌وهوایی خطرناک شود و سطح آب دریاها را تحت تأثیر قرار دهد. در اکثر مناطق جهان شواهد متعددی مبنی بر افزایش دما گزارش شده است. در بیشتر مناطق پرجمعیت جنوب، جنوب غرب و مشرق آسیا شاخص‌های میانگین، کمینه و بیشینه دما روند افزایشی داشته است (Ding et al., 2010; Zhou and Ren, 2011; Yin & Sun, 2018; Mansouri Daneshvar et al., 2019; Darand, 2020; Yaduvanshi et al., 2021). شواهد بسیاری نشان می‌دهد که احتمال وقوع برخی رویدادهای فرین هواشناسی (مانند موج‌های گرمایی و بارش‌های فرین) در اقلیم‌های گرم‌تر افزایش یافته است. همچنین، افزایش دما اثرات خشک‌سالی را به‌ویژه در مناطق گرم جنب‌حاره‌ای تشدید کرده است (Trenberth, 2011).

تأثیر گرمایش زمین بر الگوی بارش مورد توجه بسیاری از پژوهشگران بوده است (Sieck et al., 2020; Zeder and Fischer, 2020; Dong et al., 2021). این مطالعات نشان داده است که گرمایش زمین باعث افزایش میانگین و شدت بارش جهانی شده است و بخش اعظم جهان شدیدترین میزان بارندگی و خطر سیل را با تغییرات جاری آب‌وهوا تجربه خواهند کرد (Tabari et al., 2021). در بسیاری از مناطق، از جمله استرالیا، اروپا، شمال آمریکا و آسیا، شدت بارش روزانه با افزایش دمای هوا افزایش می‌یابد (Kendon et al., 2019; Myhre et al., 2019; Tabari et al., 2021). هوای گرم‌تر می‌تواند بخار آب بیشتری را که بعداً به‌صورت باران می‌بارد، نگه دارد. برای هر درجه گرم شدن، ظرفیت هوا برای بخار آب جوی در حدود ۶ تا ۷ درصد در هر درجه

¹ . <https://unfccc.int/process-and-meetings/the-paris-agreement/the-paris-agreement>

گرم شدن افزایش می‌یابد (Allen et al., 2018). مطالعات دقیقی که در مقیاس قاره‌ای و منطقه‌ای روی اروپا (Zeder and Fischer, 2020; Dong et al., 2021)، آمریکای شمالی (Yu et al., 2016)، استرالیا (Fischer et al., 2018)، چین (Yin and Sun, 2018) و سایر مناطق جهان (Dong et al., 2020; Sun et al., 2021) انجام شده است با این نظریه هماهنگ بوده است و پژوهشگران نتایج تقریباً مشابهی در زمینه افزایش توأمان دما و بارش گزارش کرده‌اند. با این حال، نتایج برخی مطالعات (Trenberth et al., 2011; Evaness, 2009) نشان می‌دهد که الگوهای تغییر بارش در همه نقاط جهان یکسان نیست و در مقیاس‌های منطقه‌ای ممکن است رفتار بارش تفاوت‌هایی با الگوی تغییر جهانی داشته باشد. بنابراین، اظهار نظر کلی در مورد تغییرات اقلیمی دما و بارش در همه مناطق جهان امکان‌پذیر نیست (Donat et al., 2016) و نیازمند انجام مطالعات بیشتر است.

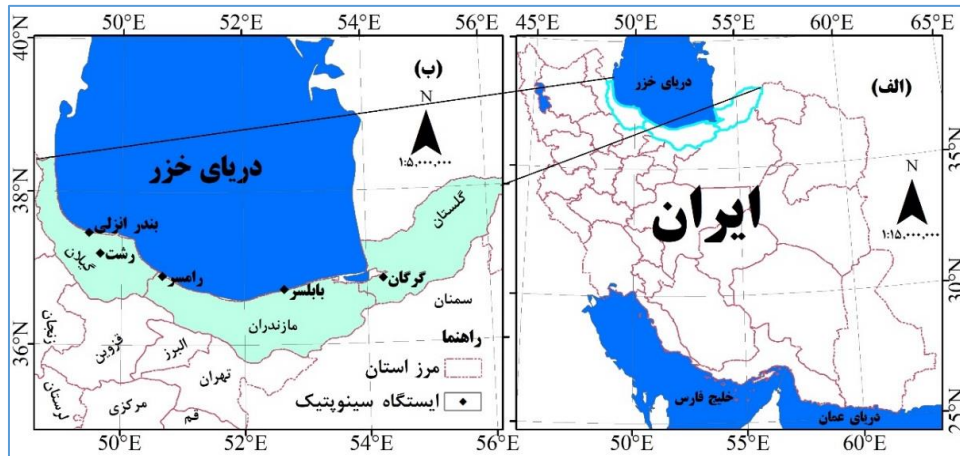
سواحل جنوبی دریای خزر به صورت نواری بین رشته‌کوه‌های البرز و دریای خزر محصور شده است. این ناحیه دارای عرض کم و طول زیاد است و بین ۴۰ تا ۴۱ درجه شمالی و ۴۵ تا ۵۰ درجه شرقی قرار گرفته است (شکل ۱). موقعیت جغرافیایی منحصر به فرد این منطقه به‌ویژه قرارگیری آن بر جانب جنوبی دریای خزر، جابجایی مداوم پشته‌ها و ناوه‌های امواج غربی بر روی منطقه و استقرار رشته‌کوه‌های مرتفع و توپوگرافی پیچیده این ناحیه سبب بروز پیچیدگی‌هایی در الگوی بارش و اقلیم آن شده است (Mofidi et al., 2008). مطالعات پرشماری روی ویژگی‌های تغییرات اقلیمی در این ناحیه انجام شده است. بررسی دما و بارش منطقه خزری نشان داد که از دمای بیشینه تمام ایستگاه‌ها (به‌جز بابلسر) طی ۱۹۵۰-۱۹۹۰ کاسته و بر دمای کمینه آن افزوده شده است (عزیزی و روشنی، ۱۳۸۷). مطالعات جدیدتر (کریمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ صابری لویه و همکاران، ۱۳۹۷) تغییرات افزایشی مقادیر فرین دمای ناحیه خزری را بین ۱۹۸۱-۲۰۱۰ گزارش داده‌اند. توانگر و همکاران (۱۹۹۵) باهدف تعیین اثر اقلیم بر عامل فرساینده‌گی باران، از خروجی‌های مدل اقلیمی HadCM3 تحت سناریوی انتشار A1B استفاده کردند و ریزمقیاس سازی را با مدل LaRS-WG انجام دادند. بر اساس نتایج آن‌ها عامل فرساینده‌گی در طول قرن اخیر در منطقه شمال کشور در اکثر نقاط افزایش خواهد داشت. بر اساس مدل‌سازی تغییرات آبی بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر تحت شرایط تغییر اقلیم، جعفر زاده و همکاران (۱۳۹۷) به این نتیجه رسیدند که بر اساس سناریوی A2، B1 و A1B مقدار بارش در تمام ایستگاه‌های منطقه افزایش خواهد یافت. مرور ادبیات و پیشینه پژوهش در زمینه تغییرات اقلیمی سواحل جنوبی دریای خزر نشان می‌دهد که علی‌رغم انجام پژوهش‌های ارزشمند در گذشته، نیازمند شناختی جامع‌تر نسبت به شواهد تغییر اقلیم در این ناحیه هستیم. بنابراین، در این مطالعه به‌منظور دستیابی به شناخت عمیق‌تر، از شاخص‌های متعددی که در مطالعات اخیر مورد توجه پژوهشگران واقع شده است (Yin and Sun, 2018; Yaduvanshi et al., 2021) استفاده شد. از آنجایی که درک تغییرات زمانی بارش بدون توجه به مجموع، فروانی، شدت و

مقادیر فرین بارش امکان‌پذیر نیست، از ده شاخص برای شناسایی تغییرات سالانه و فصلی بارش استفاده شد. همچنین برای شناسایی نوع و شدت تغییرات دما از ۱۰ شاخص مهم بهره برده شد. در این پژوهش تلاش شد، در ضمن تشریح تغییرات شاخص‌ها، نتایج به دست آمده با نتایج سایر مطالعات در سطح جهان مقایسه شود تا به تصویر روشن‌تری از تغییرات اقلیمی در ناحیه مورد مطالعه دست یابیم.

داده‌ها و روش‌ها

برای تحلیل شواهد تغییر اقلیم در سواحل جنوبی دریای خزر از داده‌های دمای کمینه، بیشینه و بارش روزانه مربوط به ۵ ایستگاه همدید سواحل دریای خزر (بندر انزلی، رشت، رامسر، بابلسر و گرگان) که دارای آمار طولانی‌مدت (۵۰ سال) بودند استفاده شد (شکل ۱). داده‌های دما و بارش مربوط به دوره آماری ۱۹۶۸ تا ۲۰۱۷ بودند. داده‌ها از سازمان هواشناسی اخذ و همگنی و روند تغییر آن‌ها مورد بررسی قرار گرفت. بعد از شناسایی همه جهش‌های معنی‌دار، سری داده‌های مورد مطالعه باید همگن شوند. در این مطالعه مقداری که برابر اندازه جهش بود، برای اصلاح همه داده‌های بخش پیش از نقطه تغییر به آن‌ها اضافه یا از آن‌ها کسر شد (رفعتی و کریمی، ۱۳۹۷). برای بررسی همگنی و اصلاح داده‌ها الگوریتم و کد (RHtestsV4) توسعه یافته توسط ونگ (Wang, 2003; Wang et al., 2007; Wang, 2008) بر اساس مدل رگرسیون دوفازه و نرم‌افزار Ri 386 به کار گرفته شد.

پس از آماده‌سازی سری‌های زمانی دمای کمینه، بیشینه و بارش روزانه در تمام ایستگاه‌ها، از بین شاخص‌های تغییر اقلیم مورد تأیید گروه بین‌المللی ETCCDI، مجموعه ۲۰ شاخص برای تحلیل تغییرات بارش و دما انتخاب شد (Nicholls & Murray, 1999) (جدول ۱). شاخص‌های تغییر اقلیم مورد تأیید گروه بین‌المللی ETCCDI در مطالعات متعددی مورد استفاده قرار گرفته است (Yadovanshi et al., 2021; Kim et al., 2019; Sharma et al., 2018; Yin & Sun, 2018-2020; Pradhan et al.,



شکل ۱: (الف) موقعیت استان‌های واقع در سواحل جنوبی دریای خزر در کشور ایران و (ب) موقعیت ایستگاه‌های سینوپتیک مورد مطالعه

مرور پیشینه پژوهش‌های مربوط به تغییر اقلیم نشان می‌دهد که پژوهشگران در بررسی تغییرات اقلیمی عنصر بارش، غالباً روزهایی را به‌عنوان روز مرطوب در نظر می‌گیرند که مقدار بارش بیشتر یا مساوی یک میلی‌متر ($P \geq 1$) باشد (Yin & Sun, 2018; Myhre et al., 2019) و همچنین روزهایی را که بارش آن‌ها ۲۰ یا بیشتر از ۲۰ میلی‌متر باشد ($P \geq 20$) به‌عنوان روزهای با بارش سنگین لحاظ می‌کنند (Yin & Sun, 2018; Yadovanshi et al., 2021). بنابراین در این پژوهش، برای مطالعه شاخص‌های بارش، روزهایی دارای بارش یک میلی‌متر یا بیشتر از یک میلی‌متر ($P \geq 1$) به‌عنوان روزهای مرطوب و روزهای با بارش ۲۰ یا بیشتر از ۲۰ میلی‌متر به‌عنوان روزهای دارای بارش سنگین در نظر گرفته شدند.

بعد از محاسبه تک‌تک شاخص‌ها در هر ایستگاه، میانگین آن برای هر ۵ ایستگاه محاسبه شد. در ادامه جهت بررسی روند و نوع تغییرات شاخص‌ها از آزمون رگرسیون حداقل مربعات معمولی، آزمون نا پارامتریک من‌کندال و تخمینگر سن استفاده شد.

هرگاه به کمک یک تابع، مقدار متغیر وابسته‌ای چون Y توسط یک یا چند متغیر دیگری به‌عنوان متغیرهای مستقل تعیین شود، یک تابع رگرسیونی بین متغیر وابسته و متغیر مستقل برقرار می‌شود. فرم ریاضی تابع خطی ساده به‌صورت زیر است:

$$Y = a + \beta X \quad (1)$$

که در آن مقادیر α و β ضرایب ثابت هستند. ضریب α که عرض از مبدأ نامیده می‌شود، مقدار Y به ازای X مساوی صفر را نشان می‌دهد. ضریب β که نمایانگر شیب خط است، میزان تغییرات Y را به ازای یک واحد تغییر در X مشخص می‌کند. آمارگران بهترین برازش را عبارت خطی می‌دانند که مجموع مربعات خطا ($\sum e_i^2$) کمترین

مقدار ممکن را داشته باشد. بهترین خط برازش داده شده خطی است که در آن $\sum e_i^2$ دارای کمترین مقدار باشد. این خط به نام خط حداقل مربعات نامیده می‌شود و این روش، روش رگرسیون حداقل مربعات معمولی نامیده می‌شود.

ضرایب α و β مربوط به خط حداقل مربعات به صورت زیر به دست می‌آید.

$$\hat{\beta} = \frac{\sum XY - n\bar{X}\bar{Y}}{\sum X^2 - n\bar{X}^2} \quad \text{و} \quad \hat{\alpha} = \bar{Y} - \hat{\beta}\bar{X} \quad (2)$$

آزمون من-کندال ابتدا توسط سرتان (۱۹۴۵) و سپس در سال ۱۹۷۵ توسط کندال توسعه یافت (Serrano et al., 1999). مراحل محاسبه این آزمون به شرح زیر است: ۱. محاسبه اختلاف تک تک جملات سری باهم دیگر و اعمال تابع علامت و استخراج پارامتر S به شرح رابطه (۳) (Kumar et al., 2009):

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (3)$$

در رابطه (۳) n طول دوره آماری، X_j و X_i مقدار داده i ام سری زمانی و $\text{sgn}(X_j - X_i)$ تابع

علامت بوده و به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\text{sgn}(x) = \begin{cases} 1 & x > 0 \\ 0 & x = 0 \\ -1 & x < 0 \end{cases} \quad \text{رابطه (۴)}$$

۲. محاسبه واریانس S از رابطه (۵):

$$V(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^n t(t-1)(2t+5)}{18} \quad \text{رابطه (۵)}$$

که n تعداد داده‌ها و m معرف تعداد سری‌هایی است که در آن حداقل یک داده تکراری وجود دارد و t نیز

بیانگر فراوانی داده‌های با ارزش یکسان است.

۳. استخراج آماره Z به کمک رابطه (۶):

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{(\text{var}(S))^{\frac{1}{2}}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{(\text{var}(S))^{\frac{1}{2}}} & S < 0 \end{cases} \quad \text{رابطه (۶)}$$

در این آزمون دو دامنه جهت روند یابی سری داده‌ها، فرض صفر در صورتی پذیرفته می‌شود که رابطه زیر

برقرار باشد:

$|Z| \leq z_{\alpha/2}$ ؛ که α سطح معناداری است که برای آزمون در نظر گرفته می‌شود. در صورتی که آماره Z

مثبت (منفی) باشد، روند سری داده‌ها افزایشی (کاهشی) در نظر گرفته می‌شود.

برای محاسبه شیب خط روند سری داده‌ها از تخمینگر سن استفاده شد:

$$\beta = \text{Median} \left[\frac{X_j - X_i}{j - i} \right] (\forall j > i) \quad \text{رابطه (۷)}$$

که در آن β برآوردگر شیب خط روند و X_j و X_i به ترتیب مقادیر مشاهداتی زام و i ام می‌باشند. مقدار مثبت

(منفی) β نشان‌دهنده روند افزایشی (کاهشی) در سری است.

جدول ۱: شاخص‌های انتخاب شده برای تحلیل تغییرات دما و بارش در سواحل جنوبی دریای خزر

واحد	تعریف	نام تشریحی	شاخص
میلی‌متر	کل بارش روزهایی مرطوب ($P \geq 1$)	کل بارش سالانه	PRCPTOT
میلی‌متر	نسبت فروانی روزهای بارش به کل بارش سالانه	نمایه ساده شدت روزانه	SDII
روز	تعداد روزهای بارانی ($P \geq 1$) طی یک سال	فراوانی بارش سالانه	FR
میلی‌متر	بیشترین مقدار بارشی که در طول یک شبانه‌روز باریده است	حداکثر بارش ۲۴ ساعته	Rx1day
میلی‌متر	بیشترین مقدار بارشی که در طول پنج شبانه‌روز متوالی باریده است.	حداکثر بارش ۵ روزه	Rx5day
روز	تعداد روزهایی که حجم بارش بیشتر از صدک نود و پنج باشد	روزهای خیلی مرطوب	R95p
روز	تعداد روزهایی که حجم بارش بیشتر از صدک نود و نهم باشد	روزهای فوق‌العاده مرطوب	R99p
روز	تعداد روزهایی که حجم بارش بیشتر از ۲۰ میلی‌متر باشد	روزهای بارش سنگین	R20 mm
روز	طول حداکثر روزهای متوالی که بارش کمتر از یک میلی‌متر باشد	حداکثر طول دوره خشک	CDD
روز	طول حداکثر روزهای متوالی که بارش ۱ یا بیشتر از یک میلی‌متر باشد	حداکثر طول دوره مرطوب	CWD
%	درصد روزهایی که دمای حداکثر بیشتر از صدک نودم باشد	روزهای گرم	TX90P
%	درصد روزهایی که دمای حداقل بیشتر از صدک نودم باشد	شب‌های گرم	TN90P
%	درصد روزهایی که دمای حداکثر کمتر از صدک دهم باشد	روزهای سرد	TX10P
%	درصد روزهایی که دمای حداقل کمتر از صدک دهم باشد	شب‌های سرد	TN10P
°C	کمینه حداکثر دمای سالانه	کمینه حداکثر دمای سالانه	TXn
°C	کمینه حداقل دمای سالانه	کمینه حداقل دمای سالانه	TNn
°C	بیشینه حداکثر دمای سالانه	بیشینه حداکثر دمای سالانه	TXx
°C	بیشینه حداقل دمای سالانه	بیشینه حداقل دمای سالانه	TNx
روز	تعداد روزهایی که حداقل شش روز متوالی دمای حداکثر بیشتر از صدک نودم باشد	تداوم گرما	WSDI
روز	تعداد روزهایی که حداقل شش روز متوالی دمای حداقل کمتر از صدک دهم باشد	تداوم سرما	CSDI

۲. محاسبه واریانس S از رابطه (۵):

$$V(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{t=1}^n t(t-1)(2t+5)}{18} \quad \text{رابطه (۵)}$$

که n تعداد داده‌ها و m معرف تعداد سری‌هایی است که در آن حداقل یک داده تکراری وجود دارد و t نیز

بیانگر فراوانی داده‌های با ارزش یکسان است.

۳. استخراج آماره Z به کمک رابطه (۶):

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{(\text{var}(S))^{\frac{1}{2}}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{(\text{var}(S))^{\frac{1}{2}}} & S < 0 \end{cases} \quad \text{رابطه (۶)}$$

در این آزمون دو دامنه جهت روند یابی سری داده‌ها، فرض صفر در صورتی پذیرفته می‌شود که رابطه زیر برقرار باشد:

$|Z| \leq z_{\alpha/2}$ ؛ که α سطح معناداری است که برای آزمون در نظر گرفته می‌شود. در صورتی که آماره Z مثبت (منفی) باشد، روند سری داده‌ها افزایشی (کاهشی) در نظر گرفته می‌شود. برای محاسبه شیب خط روند سری داده‌ها از تخمینگر سن استفاده شد:

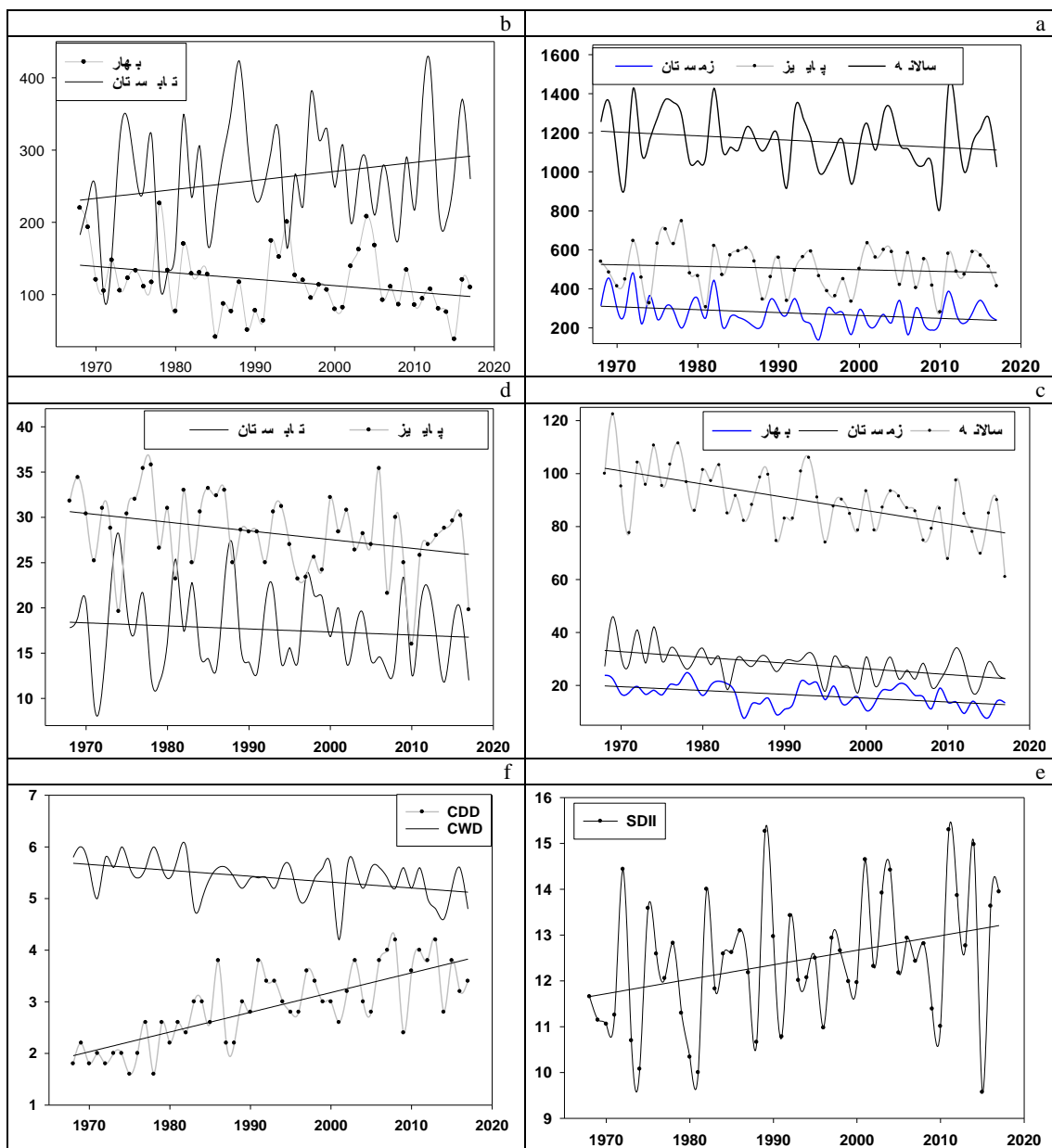
$$\beta = \text{Median} \left[\frac{X_j - X_i}{j - i} \right] (\forall j > i) \quad \text{رابطه (۷)}$$

که در آن β برآوردگر شیب خط روند و X_j و X_i به ترتیب مقادیر مشاهداتی Z ام و i ام می‌باشند. مقدار مثبت (منفی) β نشان‌دهنده روند افزایشی (کاهشی) در سری است.

بحث و یافته‌ها

الف- تحلیل تغییرات شاخص‌های بارش

به منظور شناخت ویژگی‌های بارش در منطقه خزری، میانگین بارش طی دوره ۱۹۶۸-۲۰۱۷ برای فصل‌های مختلف محاسبه شد. این تحلیل اولیه کمک می‌کند تا شرایط نرمال بارش در منطقه مطالعه شناخته شود. میانگین بارش سالانه، بهار، تابستانه، پاییزه و زمستانه منطقه خزری به ترتیب ۱۱۶۰، ۱۲۰، ۲۶۱، ۵۰۴ و ۲۷۵ میلی‌متر است. مقایسه میانگین بارش فصل‌ها نشان می‌دهد که پاییز مرطوب‌ترین و بهار خشک‌ترین فصل در منطقه خزری است. منطقه خزری ۴۳٪ از کل بارش سالانه خود را در فصل پاییز دریافت می‌کند. مقایسه میانگین بارش هر سال با میانگین بلندمدت (۱۱۶۰ میلی‌متر) نشان می‌دهد که منطقه خزری در طی نیم‌قرن اخیر ۲۸ سال خشک و ۲۲ سال مرطوب را تجربه کرده است. مهم‌ترین شاخص برای درک روند بارندگی در مطالعات تغییر اقلیم، شاخص مجموع بارش (PRCPTOT) است. با توجه به اهمیت آن، تغییرات این شاخص در دو مقیاس سالانه و فصلی بررسی شد. شکل ۲ (a و b) تغییرات زمانی بارش کل سالانه و فصلی را طی ۱۹۶۸ تا ۲۰۱۷ نشان می‌دهد.



شکل ۲: تغییرات زمانی شاخص‌های مجموع بارش سالانه، پاییزه، زمستانه، بهاره و تابستانه (a و b)، فراوانی بارش سالانه، زمستانه، بهاره، پاییزه و تابستانه (c و d)، شاخص شدت بارش سالانه (e) و شاخص‌های حداکثر طول دوره مرطوب و حداکثر طول دوره خشک (f) در ناحیه خزری طی دوره ۱۹۶۸-۲۰۱۰.

با توجه به تغییرات مشاهده شده، شاخص بارش کل در مقیاس سالانه و فصلی، تغییرپذیری زیادی را تجربه کرده است که نشانه وقوع خشک‌سالی‌ها و ترسالی‌های زیاد در منطقه مورد مطالعه است. با توجه به شیب خط روند، بارش کل سالانه، بهاره، پاییزه و زمستانه آهنگ کاهشی و بارش کل تابستانه آهنگ افزایشی داشته است. در بین روندهای مشاهده شده، فقط روند کاهشی فصل بهار در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار است. با توجه به مقادیر شیب سن، به‌طور متوسط، بارش کل سالانه، بهاره، پاییزه و زمستانه به ترتیب در هر دهه ۸، ۹/۸ و ۱۰/۴

میلی‌متر در منطقه خزری کاهش یافته است و بارش کل تابستانه در هر دهه ۱۱/۱ میلی‌متر افزایش یافته است (جدول ۲). رخداد روند کاهشی بارش سالانه و فصلی در ناحیه خزری برخلاف مطالعات انجام گرفته در مقیاس جهانی است که افزایش بارش را به‌واسطه افزایش دما نشان می‌دهند. برای مثال، نتایج مطالعات گذشته نشان می‌دهد که میزان بارش در آمریکای شمالی (Yu et al., 2016)، اروپا (Myhre, 2019)، استرالیا (Fischer et al., 2018) و بسیاری از نقاط دیگر جهان افزایش خواهد یافت. نتایج مطالعه حاضر با نتایج ترنتبرث (2011) و ایوانس (2009) که مناطق جنوب‌حاره‌ای در سال‌های اخیر خشک‌تر شده‌اند مطابقت دارد. برای شناخت دقیق‌تر روند بارش سالانه و فصلی، تغییرات زمانی شاخص فراوانی بارش (FR) در مقیاس سالانه و فصلی بررسی شد. مقدار نمره z من‌کندال برای فراوانی بارش سالانه، بهار، تابستانه، پاییزه و زمستانه به ترتیب ۴/۲۲، -۴/۳۷، -۰/۸۲، -۲/۲۶ و -۳/۶۳ است. روند کاهشی فراوانی بارش سالانه، بهار و زمستانه در سطح ۰/۰۱ و روند کاهشی فراوانی بارش پاییزه در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار است. فراوانی بارش تابستانه روند کاهشی معناداری ندارد (جدول ۲). بر اساس مقادیر شیب سن، به‌طور متوسط، فراوانی بارش سالانه، بهار، تابستانه، پاییزه و زمستانه به ترتیب در هر دهه ۴/۸، ۲/۵، ۰/۳۵، ۰/۹۷ و ۱/۸ روز کاهش یافته است. معادلات رگرسیون محاسبه شده برای هر سری، نتایج آزمون‌های من‌کندال و تخمینگر سن را در مورد نوع و میزان تغییرات ذکر شده تأیید می‌کند. ضرایب X در معادلات رگرسیون تفاوت بسیار اندکی با نمرات شیب سن دارند، بنابراین برآورد شیب خط به‌وسیله هر دو آزمون، ما را به نتایج مشابهی می‌رساند (جدول ۲). تحلیل تغییرات زمانی دو شاخص مجموع و فراوانی بارش نشان داد که در منطقه خزری، هر دو شاخص فراوانی روزهای بارش و بارش کل سالانه طی نیم‌قرن اخیر تغییرات کاهشی داشته است. تغییرات کاهشی فراوانی بارش از نظر آماری معنادار ($p < 0/01$) و تغییرات کاهشی بارش کل سالانه غیر معنادار ($p > 0/05$) است. از نظر فصلی آشکارترین تغییرات کاهشی بارش در فصل بهار به وقوع پیوسته است؛ زیرا تغییرات کاهشی هر دو شاخص مجموع و فراوانی بارش معنادار ($p < 0/05$) بوده است. در دوره سرد سال (پاییز و زمستان) نیز شاخص فراوانی و مجموع بارش روند کاهشی داشته است. روند تغییرات فراوانی بارش در دوره سرد معنادار ($p < 0/05$) و روند مجموع بارش غیر معنادار ($p > 0/05$) بوده است. برخلاف فصل‌های بهار، پاییز و زمستان که روندهای کاهشی را از نظر مقدار و فراوانی بارش تجربه کرده‌اند، در فصل تابستان الگوی تغییر متفاوت است. در این فصل، تعداد روزهای بارش کاهش، اما مجموع بارش افزایش یافته است. بر اساس این دو نوع تغییر، می‌توان چنین نتیجه گرفت که شدت بارش‌ها در فصل تابستان افزایش قابل توجهی نسبت به سایر فصل‌ها داشته است، زیرا با وجود کاهش تعداد روزهای بارش، حجم بارش افزایش یافته است. با توجه به اینکه متوسط سهم بارش فصل بهار، تابستان، پاییز و زمستان از مجموع بارش در دوره ۱۹۶۸ تا ۲۰۰۷ به ترتیب ۱۰/۷٪، ۲۲/۲٪، ۴۳/۳٪ و ۲۳/۸٪ و مقدار همین سهم برای همان فصل‌ها در دوره ۲۰۰۸ تا

۲۰۱۷ به ترتیب ۸/۵٪، ۲۴/۶٪، ۴۳/۳٪ و ۲۳/۶٪ بوده است، بنابراین از نظر تغییرات بین فصلی، سهم بارش بهار و زمستان در دوره ۲۰۰۸-۲۰۱۷ نسبت به ۱۹۶۸-۲۰۰۷ حدود ۲/۴٪ کاهش و سهم بارش تابستان ۲/۴٪ افزایش یافته است. در مجموع، در منطقه خزری فصل بهار خشک تر و فصل تابستان مرطوب تر شده است. به منظور شناخت شواهد بیشتر در مورد تغییرات اقلیمی عنصر بارش، تغییرات زمانی شاخص های فرین بارش تحلیل شد. نتایج آزمون من کندال و شیب سن برای شاخص شدت بارش سالانه (SDII) کاملاً عکس شاخص های فروانی و بارش کل سالانه است. مقدار نمره Z من-کندال و شیب سن برای شاخص شدت بارش سالانه به ترتیب ۲/۳۷ و ۰/۰۳۶ است. بنابراین شدت بارش های منطقه خزری بر خلاف شاخص های فروانی و مجموع بارش روند افزایشی معنادار ($p < 0/05$) داشته است (جدول ۳). این واقعیت ما را با پرسش مهمی مواجه می کند: چرا با وجود افزایش معنادار شدت بارش در منطقه خزری، بارش کل سالانه تغییرات کاهشی داشته است. برای پاسخ به این پرسش مهم باید رفتار چند شاخص فرین از جمله شاخص حداکثر طول دوره مرطوب (GWD) و حداکثر طول دوره خشک (GDD) را بررسی کرد. منظور از شاخص CWD، حداکثر طول روزهای متوالی است که میزان بارش آن ها بیشتر یا مساوی ۱ میلی متر است. منظور از شاخص CDD حداکثر طول روزهای متوالی با بارندگی کمتر از ۱ میلی متر است. بررسی های انجام گرفته نشان می دهد در دوره مطالعاتی، شاخص CWD شیب کاهشی معنادار ($p < 0/01$) و شاخص CDD شیب افزایشی معنادار ($p < 0/01$) داشته است (شکل ۱ (f)). مقدار نمره Z من کندال و شیب سن برای شاخص CWD و CDD به ترتیب ۳/۱۹- و ۰/۰۱ و ۵/۸ و ۰/۰۴ است (جدول ۳). با توجه به آماره های مذکور، طول دوره های مرطوب در ناحیه خزری کاهش و طول دوره های خشک افزایش یافته است.

جدول ۲: نمره Z من کندال، شیب سن و معادله رگرسیون برای دو شاخص مجموع و فراوانی بارش در مقیاس سالانه و فصلی

شاخص	شاخص مجموع بارش (PROCOTOT)			شاخص فراوانی بارش (RF)		
	معادله رگرسیون	S	Z	معادله رگرسیون	S	Z
سالانه	$y = -1.97x + 5082$	-۱/۹۲	-۰/۹۳	$y = -0.5x + 1082$	-۰/۴۸	-۴/۲۲
بهار	$y = -0.88x + 1880$	-۰/۸	-۲/۰۷	$y = -0.28x + 584$	-۰/۲۵	-۴/۳۷
تابستان	$y = 1.24x + 2214$	۱/۱۱	۱/۲۳	$y = -0.033x + 84$	-۰/۰۳۵	-۰/۸۲
پاییز	$y = -0.85x + 2196$	-۰/۹۸	-۰/۸	$y = -0.096x + 220$	-۰/۰۹۷	-۲/۲۶
زمستان	$y = -1.47x + 3221$	-۱/۰۴	-۱/۸۲	$y = -0.21x + 459$	-۰/۱۸	-۳/۶۳

در مجموع می توان نتیجه گرفت، علی رغم افزایش معنادار شاخص شدت بارش سالانه در ناحیه خزری، به علت کاهش تعداد روزهای بارانی، کاهش طول دوره های مرطوب و افزایش طول دوره های خشک (روزهای با

بارش کمتر از یک میلی‌متر)، شاخص بارش کل سالانه در ناحیه خزری کاهش یافته است. به عبارت دیگر کاهش فراوانی روزهای بارش و طول دوره‌های مرطوب به حدی بوده که علی‌رغم افزایش شدت بارش (SDII)، مجموع بارش سالانه در ناحیه خزری رو به کاهش رفته است. نتایج مربوط به شاخص روزهای فوق‌العاده مرطوب (R99p)، حداکثر بارش یک‌روزه (Rx1day) و حداکثر بارش پنج‌روزه (Rx5day) روندهای افزایشی را نشان می‌دهد که از نظر آماری معنادار ($p > 0.05$) نیستند (جدول ۳). یافته‌های مربوط به هر سه شاخص به‌خوبی نشان می‌دهد که حداکثرهای بارش و تعداد روزهای فوق‌العاده مرطوب افزایش یافته است. شاخص روزهای فوق‌العاده مرطوب، حداکثر بارش یک‌روزه و حداکثر بارش پنج‌روزه به ترتیب در هر دهه ۱/۷ روز، ۴/۶ میلی‌متر و ۳/۳ میلی‌متر افزایش یافته است. دو شاخص روزهای خیلی مرطوب (R95P) و تعداد روزهای با بارش خیلی سنگین (R20) روند آشکاری را نشان نمی‌دهند (جدول ۳). در مجموع مهم‌ترین تغییرات شاخص‌های فرین بارش در منطقه خزری بدین شرح است: شدت بارش سالانه افزایش یافته است؛ طول دوره‌های خشک افزایش یافته است؛ طول دوره‌های مرطوب کاهش یافته است؛ حداکثرهای بارش ۱ و ۵ روزه افزایش یافته است و فراوانی بارش‌های فوق‌العاده شدید نیز افزایش یافته است.

جدول ۳: مقادیر نمره Z و شیب سن (S) برای شاخص‌های فرین بارش در ناحیه خزری

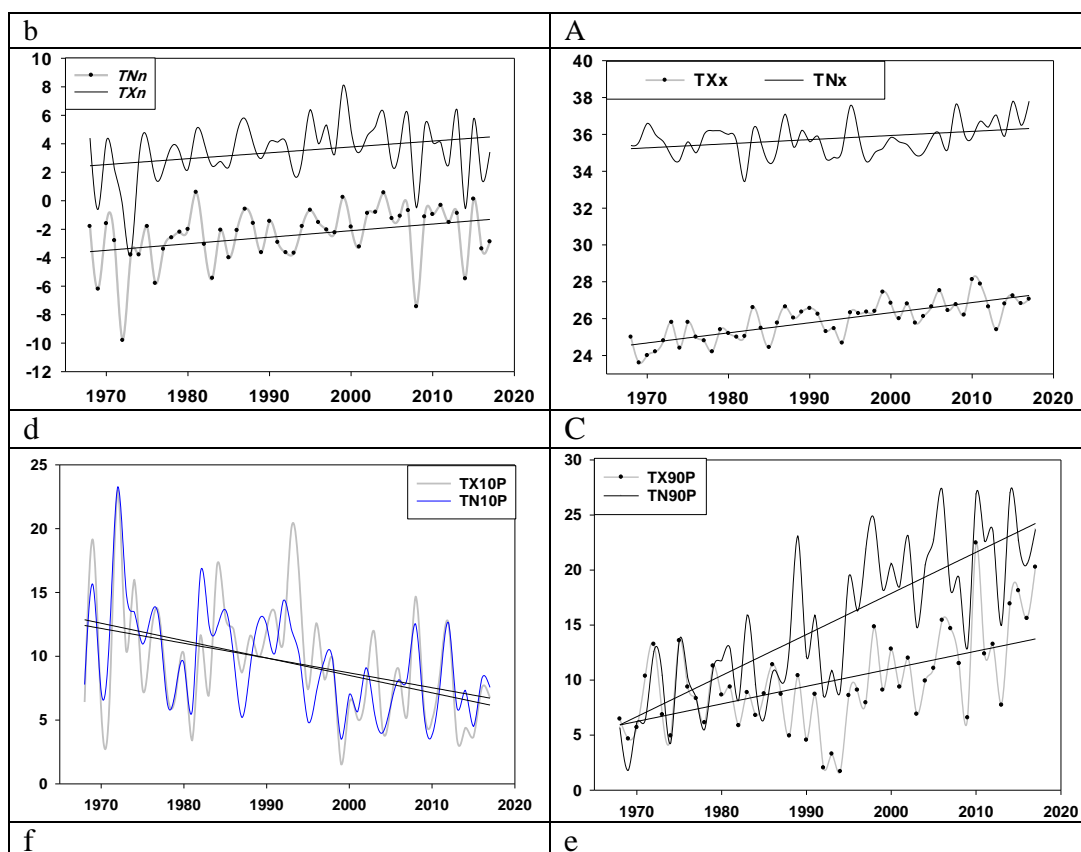
R99p		R95p		R20		CDD		CWD		RX5day		RX1day		SDII	
S	Z	S	Z	S	Z	S	Z	S	Z	S	Z	S	Z	S	Z
۰/۵	۰/۸۵	-۰/۱۷	-۰/۲	۰	-۰/۱	۰/۰۴	۵/۸	۰/۰۱	-۳/۱۹	۰/۱۸	۰/۴۶	۰/۰۷	۰/۳۳	۰/۰۳۶	۲/۳۷

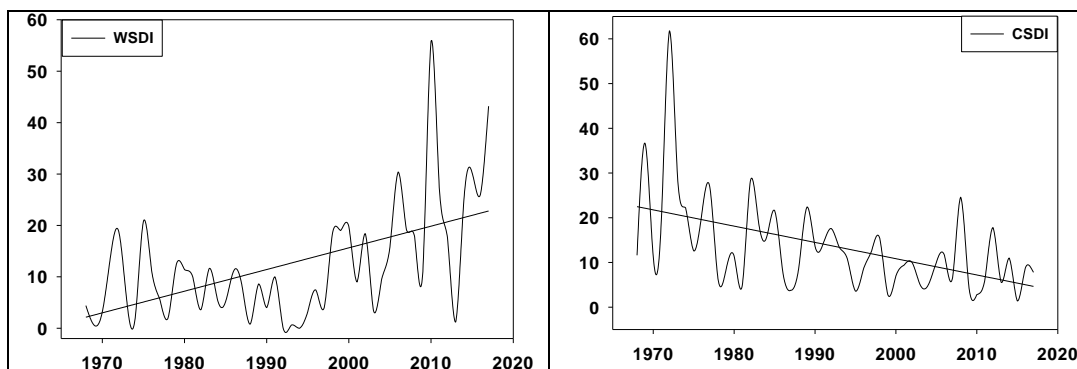
ب) تحلیل تغییرات شاخص‌های دما

شکل ۳ تغییرات سری زمانی ۱۰ شاخص دما را در ناحیه خزری طی ۱۹۶۸-۲۰۱۷ نشان می‌دهد. همه شاخص‌های فرین شدت دما (TXn, TNx, TXx) و (TNn)، روندهای افزایشی معنی‌داری ($p < 0.05$) را طی ۱۹۶۸-۲۰۱۰ نشان می‌دهند. شاخص‌های بیشینه حداکثر دمای سالانه (TXx)، بیشینه حداقل دمای سالانه (TNx)، کمینه حداکثر دمای سالانه (TXn) و کمینه حداقل دمای سالانه (TNn) به ترتیب در هر دهه ۰/۲، ۰/۴۲، ۰/۵۵ و ۰/۴۸ درجه سانتی‌گراد افزایش یافته است که نشان‌دهنده این است که شاخص‌های فرین گرم افزایش و شاخص‌های فرین سرد کاهش یافته است (جدول ۴). با توجه به این نتایج مشخص شد که تغییرات دماهای فرین در شب قوی‌تر از روز است. این یافته‌ها با نتایج بسیاری از مطالعاتی که در سطح جهان در زمینه تغییرات مقادیر فرین دما انجام شده همسو است (Zhai et al., 1999; Alexander et al., 2006; Donat et al., 2013a, b). برای مثال دنات و همکاران (2013b; Yin et al., 2015; Yin & Sun, 2018) نشان دادند که روند افزایشی کمینه حداقل دما (TNn) قوی‌تر از روند افزایشی بیشینه حداکثر دمای سالانه (TXx) است. تغییرات

شاخص‌های فراوانی دماهای فرین طی ۱۹۶۸-۲۰۱۷ در ناحیه خزری نشان داد که فروانی روزهای گرم (TX90P) و شب‌های گرم (TN90P) به ترتیب در هر دهه ۱/۵٪ و ۲/۷٪ افزایش یافته است و برعکس فروانی روزهای سرد (TX10P) و شب‌های سرد (TN10P) به ترتیب در هر دهه ۱/۱٪ و ۱/۳٪ کاهش یافته است (جدول ۴).

این یافته با نتایج مطالعاتی که در سطح جهان انجام شده است هماهنگ است (Donat et al., 2013b; Lu et al., 2016) که نشان می‌دهد تغییرات فراوانی دماهای فرین شبانه (TN90P و TN10P) قوی‌تر از تغییرات دماهای فرین روزانه (TX90P و TX10P) است. شاخص تداوم گرما (WSDI) به میزان ۲/۶ دوره در هر دهه افزایش و شاخص تداوم سرما (CSDI) به میزان ۲/۸ دوره در هر دهه کاهش یافته است (جدول ۴). در مجموع در منطقه خزری، شاخص‌های فرین سرد روند کاهشی و شاخص‌های فرین گرم روند افزایشی را طی پنج دهه اخیر نشان می‌دهند. مقایسه نتایج این پژوهش با سایر پژوهش‌هایی که در مناطق مختلف جهان انجام شده است نشان می‌دهد که علی‌رغم تفاوت‌هایی که از نظر تغییرات شاخص‌های فرین دما بین مناطق مختلف جهان وجود دارد، در مجموع، شاخص‌های سرد در سطح جهان روند کاهشی و شاخص‌های گرم روند افزایشی را نشان داده‌اند (Donat et al., 2013a & Yun & Sun, 2018).





شکل ۳: تغییرات زمانی بیشینه دمای حداکثر و حداقل سالانه (a)، کمینه دمای حداکثر و حداقل سالانه (b) درصد روزها و شب های گرم (c)، درصد روزها و شب های سرد (d)، تداوم دوره های سرد (e)، تداوم دوره های گرم (f) در ناحیه خزری طی دوره ۱۹۶۸-۲۰۱۷

جدول ۴: نمرات Z من=کندال و شیب سن (s) برای ۱۰ شاخص فرین دما در ناحیه خزری طی ۱۹۶۸-۲۰۱۷

CSDI	WSDI	TN10P	TX10P	TN90P	TX90P	TNn	TXn	TNx	TXx
Z	Z	Z	Z	Z	Z	Z	Z	Z	Z
-۳/۸	۳/۲	-۳/۶	-۲/۴	۶	۳/۶	۲/۹	۵/۹	۲	۲/۲
S	S	S	S	S	S	S	S	S	S
-۰/۲۸	۰/۲۶	-۰/۱۳	-۰/۱۱	۰/۲۷	۰/۱۵	۰/۰۴۸	۰/۰۵۵	۰/۰۴۲	۰/۰۲

نتیجه گیری

در این مطالعه، مهم ترین شواهد تغییرات اقلیمی نیم قرن اخیر در سواحل جنوبی دریای خزر بررسی شد. نتایج پژوهش نشان داد که شدت بارش ها در این ناحیه روند افزایشی معنادار داشته است، اما فراوانی و مجموع بارش سالانه روند کاهشی را تجربه کرده است. بنابراین علی رغم افزایش شدت بارش ها، به دلیل کاهش شدید تعداد روزهای بارش، ناحیه مورد مطالعه به سمت خشک تر شدن تمایل یافته است. به طور متوسط بارش کل سالانه در منطقه خزری در هر دهه ۱۹ میلی متر کاهش یافته است. از نظر تغییرات بین فصلی، فصل بهار خشک تر و فصل تابستان مرطوب تر شده است. به منظور شناخت بهتر رفتار بارش، تغییرات زمانی شاخص های فرین بارش نیز تحلیل شد. تحلیل این شاخص ها نشان داد که طول دوره های مرطوب (CWD) کاهش معنادار ($p < 0.01$) و طول دوره های خشک (CDD) افزایش معنادار داشته است. بنابراین کاهش مجموع بارش سالانه منطقه خزری را می توان با توجه به تغییرات سه شاخص فراوانی بارش سالانه، طول دوره های مرطوب و طول دوره های خشک بهتر تبیین کرد. کاهش فراوانی روزهای بارش و کوتاه شدن طول دوره های مرطوب با افزایش طول دوره های خشک همراه و سبب خشک تر شدن این ناحیه شده است. علی رغم کاهش مجموع بارش سالانه، فراوانی بارش های فوق العاده مرطوب (R99p) افزایش یافته است که خطر سیلاب های را افزایش خواهد داد. با توجه به این تغییرات، یعنی کاهش مجموع بارش سالانه و افزایش بارش های سیل آسا در سواحل جنوبی دریای خزر، نیاز

ضروری به برنامه‌ریزی برای به‌روزرسانی زیرساخت‌ها وجود دارد. پیش‌بینی می‌شود که این تغییرات تأثیرات عمده‌ای بر هیدرولوژی، تنوع زیستی، کشاورزی و بخش‌های اقتصادی که به تأمین آب کافی متکی هستند، داشته باشد.

بررسی تغییرات شاخص‌های دما نشان داد که سواحل جنوبی دریای خزر در نیم‌قرن اخیر با گرمایش شدید مواجه بوده‌اند، زیرا همه شاخص‌های فرین دما افزایش معنادار را تجربه کرده‌اند. به‌طور متوسط، کمینه و بیشینه دمای سالانه به ترتیب در هر دهه ۰/۵۱ و ۰/۳۱ درجه سانتی‌گراد افزایش یافته است. فروانی روزها و شب‌های گرم به ترتیب در هر دهه ۱/۵٪ و ۲/۷٪ افزایش و برعکس فروانی روزها و شب‌های سرد در هر دهه ۱/۱٪ و ۱/۳٪ کاهش یافته است. فروانی دوره‌های گرم افزایش و فروانی دوره‌های سرد کاهش یافته است. در مجموع روند گرمایشی شب‌ها قوی‌تر از روزها بوده است.

مقایسه نتایج این پژوهش با سایر مطالعاتی که در زمینه تغییر اقلیم در سطح جهان انجام شده است نشان می‌دهد که تغییرات رخ داده در شاخص‌های فرین دمای سواحل جنوبی دریای خزر تقریباً با الگوهای افزایشی دمای جهانی همسو و هماهنگ است (Zhai et al., 1999; Alexander et al., 2006; Donat et al., 2013a, 2013b; Yin et al., 2015; Yin & Sun, 2018)؛ اما رخداد روند کاهشی در مجموع بارش سالانه سواحل جنوبی دریای خزر کاملاً متفاوت با نتایج مطالعاتی است که تغییرات مجموع بارش سالانه را در مناطق اوراسیا، آمریکای شمالی، آرژانتین و استرالیا مطالعه کردند. بررسی پیشینه پژوهش نشان می‌دهد که میزان بارش در اوراسیا (Trenberth, 2011)، اروپا (Myhre, 2019)، استرالیا (Fischer et al., 2018)، آرژانتین (Trenberth, 2011) و عرض‌های جغرافیایی بالا افزایش یافته است. یافته‌های این پژوهش همسو با سایر مطالعات انجام شده در مناطق جنب حاره و حوزه مدیترانه (Evanes, 2009; Trenberth, 2011; Tuel & Eltahir, 2020)، نشان می‌دهد که بارش در مناطق جنب‌حاره‌ای روند کاهشی داشته است و از این نظر با الگوی غالب تغییرات جهانی مطابقت ندارد. رخداد روندهای گرمایشی و افزایش بارش‌های شدید در سواحل جنوبی دریای خزر را می‌توان با توجه به دلایل متعددی تفسیر نمود. بررسی مطالعات جهانی نشان می‌دهد که گرمایش جهانی مستقیماً بر بارندگی تأثیر دارد. افزایش دما منجر به افزایش تبخیر شده و حجم بخار آب جو را بیشتر می‌کند. افزایش حجم بخار آب جو رویدادهای حدی اقلیمی مانند بارش‌های شدید را در بیشتر نقاط جهان افزایش می‌دهد (Trenberth, 2011). همچنین خشک‌تر شدن مناطق جنب حاره و مرطوب شدن مناطق برون حاره با برخی تغییرات در الگوی گردش جو مانند افزایش بادهای غربی در عرض‌های میانه همراه بوده است (Trenberth, 2007). علاوه بر آن، تغییرات بارش در منطقه مطالعه و سایر مناطق جنب حاره می‌تواند با نوسان اطللس شمالی (Trenberth, 2011)، افزایش ترمودینامیک در انتقال رطوبت و گسترش مناطق خشک‌تر به سمت قطب،

جابجایی مسیرهای طوفانی به عرض‌های بالاتر (Scheff & Frierson, 2011)، جابجایی مناطق جنب حاره به عرض‌های بالاتر به خاطر گسترش سلول هدلی به سمت قطب، تضاد گرمایش خشکی-دریا و تغییرات الگوی دمای سطحی دریاها و اقیانوس‌ها (SST) ارتباط داشته باشد (He & Suden, 2017). بر اساس جدیدترین مطالعات، افزایش فشار سطح دریا (SLP) در حدود ۰/۶-۰/۷ هکتوپاسکال در منطقه مدیترانه نسبت به میانگین بلندمدت از جمله دلایلی است که سبب کاهش بارش در منطقه مدیترانه‌ای شده است (Tuel & Eltahir, 2020). علی‌رغم دلایل ذکر شده، برای شناسایی علت‌های دقیق تغییرات دما و بارش و ارتباط آن‌ها با هم در سواحل جنوبی دریای خزر، نیاز به انجام مطالعات بیشتر در آینده است.

منابع

۱. توانگر، شهلا، مرادی، حمیدرضا، مساح بوانی، علیرضا، و محمود آذری (۱۳۹۵): پیش‌بینی اثر تغییر اقلیم بر عامل فرساینده‌گی باران در سواحل جنوبی دریای خزر، نشریه علمی پژوهشی مهندسی و مدیریت آبخیز، ۸ (۴): صص ۴۱۴-۴۲۴.
۲. جعفر زاده، فاطمه، خورشید دوست، علی محمد، ساری صراف، بهروز و باقر قرمز چشمه (۱۳۹۷): مدل‌سازی تغییرات آبی بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر تحت شرایط تغییر اقلیم. فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی. ۱۳۰: صص ۳-۲۰.
۳. صابری لویه، فردین، علیجانی، بهلول و شهریار خالدی (۱۳۹۸): برآورد تغییرات آب و هوایی آینده سواحل جنوبی دریای خزر با استفاده از مدل آب و هوایی منطقه‌ای. نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، ۱: صص ۱۱۱-۱۳۸.
۴. عزیززی، قاسم و محمود روشنی (۱۳۸۷): مطالعه تغییر اقلیم در سواحل جنوبی دریای خزر به روش من‌کنندال. پژوهش‌های جغرافیایی. ۶۴: صص ۲۸-۱۳.
۵. کریمی، مصطفی، فاطمه ستوده و سمیه رفعتی (۱۳۹۷): تحلیل روند تغییرات و پیش‌بینی پارامترهای حدی دمای سواحل جنوبی دریای خزر. نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۴۸: صص ۷۹-۹۳.
۶. رفعتی، سمیه و مصطفی کریمی (۱۳۹۷). بررسی همگنی داده‌های اقلیمی و روند تغییر دما. مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۴(۱): ۱۹۹-۲۱۴.

7. Alexander, L.V., Zhang, X., Peterson, T.C., Et Al. (2006): Global Observed Changes In Daily Climate Extremes Of Temperature And Precipitation. J. Geophys. Res. 111 (D05109).
8. Allen, M.R. (2018): Framing And Context "In Global Warming Of 1.5 C: An IPCC Special Report On The Impacts Of Global Warming Of 1.5 C Above Pre-Industrial Levels And Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, In The Context Of Strengthening The Global Response To The Threat Of Climate Change, Sustainable Development, And Efforts To Eradicate Poverty.
9. Christidis, N., Stott, P.A. (2020): The Extremely Cold Start Of The Spring Of 2018 In The United Kingdom. Bull. Am. Meteorol. Soc. 101 (1): Pp. S23-S28

10. Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichefet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gostkowski, W.J., Et Al. (2013): Chapter 12 - Long-Term Climate Change: Projections, Commitments And Irreversibility. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC Working Group I Contribution To AR5*. Eds. IPCC, Cambridge: Cambridge University Press.
11. Darand, M. (2020): Future Changes In Temperature Extremes In Climate Variability Over Iran. *Meteorol Appl.* 27: Pp. 1-16.
12. Ding, T., Qian, W., Yan, Z. (2010): Changes In Hot Days And Heat Waves In China During 1961- 2007. *Int. J. Climatol.* 30 (10): Pp. 1452- 1462.
13. Donat, M.G., Alexander, L.V., Yang, H., Et Al., (2013a): Updated Analyses Of Temperature And Precipitation Extreme Indices Since The Beginning Of The Twentieth Century: The Hadex2 Dataset. *J. geophysics. Res.: Atmosphere* 118: Pp. 2098e2118.
14. Donat, M.G., Alexander, L.V., Yang, H., Et Al., (2013b): Global Land-Based Datasets For Monitoring Climatic Extremes. *Bull. Am. Motorola. Soc.* 94: Pp. 997e1006.
15. Donat, M.G., Lowry, A.L., Alexander, L.V., O’Gorman, P.A., Maher, N. (2016). More Extreme Precipitation In The World’s Dry And Wet Regions. *Nat. Clim. Change* 6 (5): Pp. 508–513.
16. Dong, S., Sun, Y. And C. Li. (2020): Detection Of Human Influence On Precipitation Extremes In Asia. *J. Climate*, 33: Pp. 5293–5304.
17. Dong, S., Sun, Y., Li, C., Zhang, X Min, S-K. And Kim Y-H. (2021): Attribution Of Extreme Precipitation With Updated Observations And CMIP6 Simulations. *Journal Of Climate*, 34: Pp. 871-881.
18. Evans, J. P., (2009): 21st Century Climate Change In The Middle East. *Climatic Change* 92(3): Pp. 417- 432.
19. Fischer, E. M., Beyerle, U., Schleussner, C. F., King, A. D., & Knutti, R. (2018): Biased Estimates Of Changes In Climate Extremes From Prescribed SST Simulations. *Geophysical Research Letters*, 45: Pp. 8500–8509.
20. Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., Lo, K., And Lea, D.W. (2006): Global Temperature Change. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 103: Pp. 14288–14293.
21. He, J. & Soden, B. J. (2017): A Re-Examination Of The Projected Subtropical Precipitation Decline. *Nature Climate Change*, 7: Pp. 53-57.
22. Kendon, M., Mccarthy, M., Jevrejeva, S., Matthews, A., And Legg, T. (2019): State Of The UK Climate 2018. *International Journal Of Climatology*, 39 (Suppl. 1): Pp. 1–55.
23. Kim, Y.; Rocheta, E.; Evans, J.P.; Sharma, A. (2020): Impact Of Bias Correction Of Regional Climate Model Boundary Conditions On The Simulation Of Precipitation Extremes. *Clim. Dyn.* 55, Pp. 3507–3526.
24. Krishnan, R., Sanjay, J., Gnanaseelan, C., Mujumdar, M., Kulkarni, A., Chakraborty, S., (2020): Assessment Of Climate Change Over The Indian Region: A Report Of The Ministry Of Earth Sciences. (Moes), Government Of India.
25. Kumar, S., Merwade, V., Kam, J. And Thurner, K. (2009): Stream Flow Trends In Indiana: Effects Of Long Term Persistence, Precipitation And Subsurface Drains. *Journal Of Hydrology*, 374: Pp. 171-183.
26. Mansouri Daneshvar, M.R., Ebrahimi, M., And Nejadsoleymani, H. (2019): An Overview Of Climate Change In Iran: Facts And Statistics. *Environ Syst Res*, 8 (7):1-10.
27. Mofidi A, Zarrin A, Kharkhaneh M (2008): Determination Of The Pattern Of Severe Winter Precipitation And Its Comparison With The Pattern Of Heavy Precipitation In The Southern Coast Of The Caspian Sea. *The 1st International Conference On The Caspian Region Environmental Changes*, Mazandaran University, Babolsar
28. Myhre, G., Alterskjær, K., Stjern, C. W., Hodnebrog, Ø., Marelle, L., Samset, B. H., Sillmann, J., Schaller, N., Fischer, E., Schulz, M., And Stohl, A. (2019): Frequency Of Extreme Precipitation Increases Extensively With Event Rareness Under Global Warming. *Scientific Reports*, 9: Pp. 16063.

29. Nicholls, N., And Murray, W. (1999): Climatic Change. Springer Science And Business Media LLC. 42 (1): Pp. 23-29.
30. Pradhan, R.K.; Sharma, D.; Panda, S.; Dubey, S.K.; Sharma, A. (2019): Changes Of Precipitation Regime And Its Indices Over Rajasthan State Of India: Impact Of Climate Change Scenarios Experiments. *Clim. Dyn.* 52, Pp. 3405–3420.
31. Scheff, J. & Frierson, D. (2011): Twenty-First-Century Multimodel Subtropical Precipitation Declines Are Mostly Midlatitude Shifts, *Journal Of Climate*, 25: Pp. 4330-4347.
32. Serrano, A., V.L., Mateos, And J.A. Garcia. (1999): Trend Analysis Of Monthly Precipitation Over The Iberian Peninsula For The Period 1921-1995. *Physics And Chemistry Of The Earth, Part B: Hydrology, Oceans And Atmosphere.* 24(1-2): Pp. 85-90.
33. Sharma, A.; Sharma, D.; Panda, S.; Dubey, S.K.; Pradhan, R.K. (2018): Investigation Of Temperature And Its Indices Under Climate Change Scenarios Over Different Regions Of Rajasthan State In India. *Glob. Planet. Chang.* 161, Pp. 82–96.
34. Sieck, K., Nami, C., Bouweri, L.M., Richard, D And Jacob, D. (2020): Weather Extremes Over Europe Under 1.5°C And 2.0°C Global Warming From HAPPI Regional Climate Ensemble Simulations. *Earth System Daynamics*, 4: Pp. 1-17.
35. Stephenson, A., Vargo, J., Seville, Erica. (2010): Measuring And Comparing Organizational Resilience In Auckland. *Australian Journal Of Emergency Management* 25 (2): Pp. 27.
36. Sun, Q., Zhang, X., Zwiers, F., Westra, S., And Alexander L. V. (2021): A Global, Continental, And Regional Analysis Of Changes In Extreme Precipitation. *J. Climate*, 34: Pp.243–258.
37. Tabari, H., Mondoza Paz. S., Buekenhout, D., Willems, P. (2021): Comparison Of Statistical Downscaling Methods For Climate Change Impact Analysis On Precipitation-Driven Drought. *Earth Syst. Sci.*, 25: Pp. 3493–3517.
38. Trenberth, K. E. & Dai, A. (2007): Effects Of Mount Pinatubo Volcanic Eruption On The Hydrological Cycle As An Analog Of Geoengineering. *Geophys Res Lett* 34:L15702.
39. Trenberth, K. (2011): Changes In Precipitation With Climate Change, *Climate Research*, Vol. 47: Pp. 123–138.
40. Tuel, A. & Eltahir, E. A. B. (2020): Why Is The Mediterranean A Climate Change Hot Spot? *Journal Of Climate*, 33: Pp. 5829-5843.
41. Vinod, T. (2017): Climate Change And Natural Disasters: Transforming Economies And Policies For A Sustainable Future. Routledge, London. ISBN 978-1-138-56735-1.
42. Wang, X.; L. (2008): Accounting For Autocorrelation In Detecting Mean-Shifts In Climate Data Series Using The Penalized Maximal T Or F Test. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 47: Pp. 2423-2444.
43. Wang, X. L., Wen, Q. H., And Wu, Y. (2007): Penalized Maximal T Test For Detecting Undocumented Mean Change In Climate Data Series. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 46 (6): Pp. 916-931.
44. Wang, X. L. (2003): Comments On Detection Of Undocumented Change Points: A Revision Of The Two-Phase Regression Model. *J. Climate*, 16. Pp. 3383-3385.
45. Yaduvanshi, A., Nkemelang, T., Bendapudi, R And Mark New. (2021): Temperature And Rainfall Extremes Change Under Current And Future Global Warming Levels Across Indian Climate Zones. *Weather And Climate Extremes*, 31: Pp. 100291.
46. Yin, H And Sun, Y. (2018): Characteristics Of Extreme Temperature And Precipitation In China In 2017 Based On ETCCDI Indices. *Advances In Climate Change Research*, 9: Pp. 218e226.
47. Yin, H., Donat, M. G., Alexander, L.V., Et Al., (2015): Multi-Dataset Comparison Of Gridded Observed Temperature And Precipitation Extremes Over China. *Int. J. Climatol.* 35: Pp. 2809e2827.
48. Yu, L., Zhong, S., Pei, L., Bian, X And Warren, E. (2016): Contribution Of Large-Scale Circulation Anomalies To Changes In Extreme Precipitation Frequency In The United States. *Environ. Res. Lett.* 11: Pp. 044003

49. Zeder, J And Fischer, M., (2020): Observed Extreme Precipitation Trends And Scaling In Central Europe. *Weather And Climate Extremes*, 29: Pp. 100266.
50. Zhai, P.M. Sun, A.J. Ren, F.M. Et Al., (1999): Chances Of Climate Extremes In China. *Climatic Change* 42: Pp. 203e218.
51. Zhou, Y., Ren, G. (2011): Change In Extreme Temperature Event Frequency Over Mainland China, 1961 - 2008. *Clim. Res.* 50 (2-3): Pp. 125-139.
52. <https://unfccc.int/process-and-meetings/the-paris-agreement/the-paris-agreement>