

تحلیل روند و تخمین دوره‌های بازگشت دما و بارش‌های حدی در تبریز

سعید جهانبخش اصل^۱

علی محمدخورشیددوست^۲

یعقوب دین‌پژوه^۳

فاطمه سرافروزه^۴

چکیده

روند تغییرات ۲۷ شاخص مرتبط با درجه حرارت و بارش‌های حدی در تبریز، طی دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۱۱ با استفاده از آزمون‌های ناپارامتریک من-کندال و تخمینگر شیب SEN مورد بررسی قرار گرفت. همچنین توزیع مقادیر کرانه‌ای تعمیم‌یافته به رویدادهای حدی مشاهداتی برازش داده شد و مقادیر چندک متغیرها به ازای دوره‌های بازگشت مختلف تخمین زده شد. نتایج نشان داد که طی نیم سده گذشته، روند شاخص‌های مربوط به روزهای تابستانی، شب‌های حاره‌ای و شب‌های گرم افزایشی بوده و از نظر آماری معنی‌دار می‌باشد. شاخص‌های روزهای یخی و روزهای سرد دارای روند رو به پایین و معنی‌دار می‌باشد. کمترین مقدار سالانه درجه حرارت حداکثر و حداقل روزانه روند افزایشی معنی‌داری را نشان می‌دهد. در شاخص‌های تعداد روزهای با بارش مساوی یا بیش از ۱۰ و ۱۵ میلی‌متر، روزهای تر متوالی، مجموع بارش روزهای تر و مجموع بارش مواقعی که بارندگی بیش از صدک ۹۵ و ۹۹ است، روند نزولی معنی‌دار تجربه شده است. منحنی‌های رشد و نمودارهای Q-Q پس از برازش توزیع مقادیر کرانه‌ای تعمیم‌یافته به مقادیر سالانه دمای حداقل و حداکثر روزانه و بارش حداکثر روزانه در تبریز ترسیم گردید. بررسی نمودارها نشان می‌دهد که تابع توزیع مذکور قابلیت زیادی در برازش سری داده‌های حدی حتی در قسمت انتهایی توزیع دارد.

واژگان کلیدی: رویدادهای حدی اقلیمی، آزمون ناپارامتریک من-کندال، توزیع مقادیر کرانه‌ای تعمیم‌یافته، دوره بازگشت، تبریز.

Email: s_jahan@tabrizu.ac.ir

۱- استاد گروه آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز.

۲- استاد گروه آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز.

۳- دانشیار گروه منابع آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز.

Emial: fa_sa777@yahoo.com

۴- دانش‌آموخته دکتری جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز.

مقدمه

در آب و هواشناسی انحراف زیاد از وضعیت آب و هوایی متوسط، رویداد حدی نامیده می‌شود (Marengo, 2010: 6). به عبارت دیگر، در یک سری زمانی، رویدادهای حدی حوادث کمیاب و شدید متناظر با صدک ۱۰ام یا ۹۰ام می‌باشند که دارای پیامدهای شدیدی هستند. تغییر درجه حرارت، باد و بارندگی‌های حدی ممکن است باعث تشدید بلایای جوی و اقلیمی از قبیل امواج گرمایی، طوفان‌ها، خشکسالی‌ها و سیلاب‌ها گردد. بنابر این، می‌توان استنباط نمود که رویدادهای حدی پدیده‌هایی هستند که انسان انتظار وقوع آن‌ها را نداشته و ظرفیت و توان دست ساخته‌های وی نیز قدرت لازم را برای مواجهه با چنین رویدادهایی ندارد و معمولاً در رویارویی با آن‌ها آسیب‌پذیر بوده و خسارت‌های فراوانی را متحمل می‌شود؛ چرا که اکوسیستم‌ها و ساختارهای فیزیکی جوامع انسانی با شرایط اقلیمی بهنجار سازگاری پیدا کرده‌اند. در حال حاضر تغییر رویدادهای حدی اقلیمی از جدی‌ترین چالش‌های جوامع بشری محسوب می‌گردد (CCSP, 2008: 1). تخمین قابل اعتماد رویدادهای حدی این امکان را فراهم می‌سازد که در زمان وقوع آن‌ها، مدیریت علمی آن‌ها امکان‌پذیر گردد و در نتیجه، از شدت مشکلات کاسته شود.

در ارتباط با تغییرپذیری میانگین عناصر اقلیمی مطالعات زیادی انجام گرفته است؛ اما توجه کمی به تغییرپذیری رویدادهای حدی شده است. مطالعات نشان داده‌اند که روند رویدادهای حدی متفاوت از روند متوسط‌ها می‌باشد (Ryden, 2010: 193). فولر^۵ و همکاران (۲۰۰۵: ۲۳۳-۲۱۲) قابلیت مدل اقلیمی HadRM3H را از طریق برازش توزیع مقدار کرانه‌ای تعمیم یافته به روش گشتاورهای خطی برای تغییر بارش‌های حدی ۱، ۲، ۵ و ۱۰ روزه در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱ در انگلستان ارزیابی و پیشنهاد کردند که این مدل قابلیت لازم را جهت تخمین بارش‌های حدی داراست. روند شاخص‌های حدی دما و بارش در ۱۵ کشور خاورمیانه از جمله ایران توسط ژانگ^۶ و همکاران (۲۰۰۵: ۲۶۷-۲۵۵) تحلیل شده

5- Fowler

6- Zhang

است. ایشان روند ۲۷ شاخص حدی توصیه شده توسط ETCCDMI^۷ را با استفاده از آزمون کندال در دوره ۲۰۰۳-۱۹۵۱ مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که روندهای افزایشی معنی‌دار در درجه حرارت‌های حداقل و حداکثر در کل منطقه خاورمیانه حاکم است. اما روندهای مربوط به شاخص‌های حدی بارندگی در منطقه مذکور ضعیف بوده و همچنین جهت شیب روند در کل منطقه همسان نمی‌باشد. الکساندر^۸ و همکاران (۲۰۰۶: ۳۷۵-۳۶۰) تغییرات مشاهده شده در شاخص‌های حدی مربوط به درجه حرارت و بارش‌های کره زمین را طی دوره ۱۹۵۱ تا ۲۰۰۳ با استفاده از آزمون کندال بررسی نمودند. نتایج وجود روندهای افزایشی معنی‌دار به‌ویژه در شاخص‌های مربوط به دمای حداقل را نشان داد. بارش‌های حدی نیز روند مثبت را نشان داد، اما در مقایسه با دما از یکنواختی کمتری برخوردار است. این محققان توزیع‌های احتمالاتی هر شاخص را در دوره‌های زمانی مختلف طی قرن بیستم مورد ارزیابی قرار دادند. نتیجه نشان‌دهنده وقوع گرمایش معنی‌دار در درجه حرارت و گرایش به سمت اقلیم مرطوب‌تر از نظر بارندگی طی قرن بیستم می‌باشد. هانیل و بوشاند^۹ (۲۰۱۰) مقادیر سالانه حداکثر بارش ساعتی حدی را در دوره ۲۰۹۹-۱۹۵۱ با استفاده از چندین مدل اقلیمی و توزیع آماری مقدار حدی تعمیم‌یافته در کشور هلند تحلیل کردند. رایدین^{۱۰} (۲۰۱۰: ۲۷۳-۲۶۵) پس از بررسی روند تغییرات درجه حرارت‌های حدی در سودان با استفاده از روش من-کندال، به تحلیل آماری آن پرداخت. نامبرده برای این کار از توزیع مقادیر کرانه‌ای تعمیم‌یافته استفاده نموده و مقادیر حدی را با دوره‌های بازگشت مختلف تخمین زد. نتایج حاکی از وجود روند افزایشی در درجه حرارت حدی می‌باشد. نیکولین^{۱۱} و همکاران (۲۰۱۱: ۵۵-۴۱) با استفاده از مدل‌های اقلیمی منطقه‌ای، مقادیر پارامترهای درجه حرارت، سرعت باد حدی سالانه و بارندگی فصلی را با دوره بازگشت ۲۰ ساله در اروپا تخمین زدند. محققان برای این کار از توزیع مقادیر کرانه‌ای تعمیم یافته استفاده نمودند. نتایج نشان داد

7- Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices

8- Alexander

9- Hanel & Buishand

10- Rydin

11- Nikulin

که درجه حرارت‌های حدی گرم در اروپا در دوره آماری ۱۹۹۰-۱۹۶۱ متناظر با دوره بازگشت ۲۰ سال، در دوره آماری ۲۰۷۱-۲۱۰۰ متناظر با دوره بازگشت ۱-۲ ساله می‌باشند.

در ایران نیز تحلیل مقادیر حدی کم و بیش مطالعه شده است. رحیم‌زاده (۱۳۸۴: ۲۰-۷) تغییرات مقادیر حدی بارش را در ۵ ایستگاه سینوپتیک کشور در دوره آماری ۱۹۵۱-۲۰۰۳ مورد بررسی قرار داد. نتایج نشان داد که در ایستگاه تبریز بارش‌های بیش از صدک ۹۵م و حداکثر بارش ۵ روزه و بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر دارای روند کاهشی می‌باشند. کتیرایی و همکاران (۱۳۸۶: ۸۳-۶۷) به کمک داده‌های بارش روزانه ۳۸ ایستگاه کشور در دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۱ نشان دادند که در برخی از ایستگاه‌ها، بارش‌های ملایم روند کاهشی و بارش‌های سنگین روند افزایشی دارند. اغلب ایستگاه‌های منطقه غرب و شمال غرب ایران روند بارش سالانه کاهشی و اکثر ایستگاه‌های نواحی جنوبی و مرکزی ایران روند افزایشی داشته‌اند. عسگری و همکاران (۱۳۸۶: ۵۵-۴۲) روند نمایه‌های بارش‌های حدی در ایران را در دوره ۱۹۵۱-۲۰۰۳ تحلیل کردند. طبق نتایج این پژوهش، در مناطق آذربایجان و فارس اکثر روندها منفی بوده‌اند. تقوی و محمدی (۱۳۸۶: ۲۰-۱۱) مقادیر رویدادهای اقلیمی حدی را در دوره‌های بازگشت مختلف به منظور شناخت پیامدهای زیست محیطی تخمین زدند. در این پژوهش روند و فراوانی شاخص‌های حدی در دوره آماری (۱۹۹۰-۱۹۶۱) و دهه آخر قرن بیستم (۲۰۰۰-۱۹۹۰) تحلیل شد. نتایج نشان داد که دوره بازگشت شاخص‌های حدی گرم و بارش ده ساله کوتاه‌تر و دوره بازگشت شاخص‌های حدی سرد طولانی‌تر شده است.

علیجانی (۲۰۰۷: ۱۴) تغییرپذیری بارش‌های روزانه و رویدادهای حدی را در تهران از ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۴ تحلیل نمود. در این پژوهش فراوانی و شدت رویدادهای حدی با استفاده از شاخص‌های حدی بررسی گردید. یافته‌های این پژوهش نشان داد که روند تمام شاخص‌ها مثبت بوده؛ اما تعداد روزهای همراه با بارش روند نزولی معنی‌دار دارند. مدرس و سرحدی (۲۰۰۹: ۲۴۰-۲۲۵) روند مکانی و زمانی حداکثر بارش ۲۴ ساعته را در ۱۴۵ ایستگاه در ایران مطالعه نمودند. این مطالعه نشان داد که حداکثر بارش ۲۴ ساعته در ۵۰٪ ایستگاه‌ها افزایش داشته است. معروفی و همکاران (۲۰۱۱: ۴۱۲-۴۰۱) به بررسی رویدادهای حدی در نواحی ساحلی ایران پرداختند. در این تحقیق، ۲۷ شاخص حدی دما و بارش برای ایستگاه‌های

واقع در سواحل جنوبی و شمالی محاسبه گردیده و با آزمون من-کندال معنی‌داری آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج نشان داد که فراوانی رویدادهای حدی گرم افزایش و فراوانی رویدادهای حدی سرد کاهش داشته است. میزان شیب خط روند برای دماهای حداقل بیش از دماهای حداکثر بوده است. شاخص‌های بارندگی روند معنی‌دار کم‌تری را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند. ورشایان و همکاران (۱۳۹۰: ۱۷۹-۱۶۹) روند تغییرات مقادیر حدی دمای حداقل، دمای حداکثر و میانگین روزانه را با بررسی صدک‌های پایین (۱، ۵، ۱۰) و بالا (۹۰، ۹۵، ۹۹) در ایستگاه‌های نمونه ایران تحلیل نمودند. در مجموع نتایج تحقیق حاکی از وجود روند معنی‌دار افزایشی در مقادیر حدی دما بخصوص دمای حداقل می‌باشد. عساکره (۱۳۹۱: ۶۶-۵۱) تغییرات توزیع فراوانی بارش‌های حدی زنجان را تحلیل نمود. وی توزیع مقادیر حدی تعمیم‌یافته را بر چهار نمایه فرین بارش (شامل بیشینه بارش، پنج بارش بزرگ، صدک پنجم و نود و پنجم) طی دوره ۲۰۰۶-۱۹۶۱ برآزش داد. نتایج نشان داد که فراوانی و مقدار بارش‌های سبک و سنگین در زنجان به سمت کاهش میل نموده‌اند. در پژوهش حاضر، دو هدف اصلی مدنظر است: (۱) تحلیل روند درجه حرارت و بارش‌های حدی با روش‌های ناپارامتریک در ایستگاه سینوپتیک تبریز و (۲) تحلیل فراوانی مقادیر حدی متغیرهای مذکور با استفاده از توزیع مقادیر کرانه‌ای تعمیم یافته (GEV)^{۱۲}.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه، ایستگاه هواشناسی سینوپتیک تبریز می‌باشد که در $38^{\circ}5'$ عرض شمالی و $46^{\circ}17'$ طول شرقی واقع شده است. ارتفاع این ایستگاه از سطح دریاهای آزاد 1361 متر می‌باشد. داده‌های درجه حرارت حداکثر و حداقل و بارندگی در مقیاس روزانه در دوره ۲۰۱۱-۱۹۶۱ از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید و پس از بازسازی داده‌های ناقص کیفیت داده‌ها کنترل گردید. سری داده‌ها ابتدا مورد تحلیل روند و سپس تحلیل فراوانی وقایع حدی قرار گرفتند.

جدول (۱) فهرست و تعاریف شاخص‌های ETCCDMI، مربوط به درجه حرارت و بارش‌های های حدی

کد	نام شاخص	تعریف
۱	FD0	تعداد روزهای یخبندان
۲	SU25	تعداد روزهای تابستانی
۳	IDO	تعداد روزهای یخی
۴	TR20	تعداد روزهای با دمای حداقل بیش از ۲۰ درجه سانتیگراد در سال
۵	GSL	تعداد روزها بین اولین دوره حداقل ۶ روزه با دمای متوسط بیش از ۵ درجه و اولین دوره ۶ روزه با دمای متوسط کمتر از ۵ درجه بعد از ۱ ژوئیه
۶	TX _x	بیش‌ترین مقدار دمای حداکثر روزانه
۷	TN _x	بیش‌ترین مقدار دمای حداقل روزانه
۸	TX _n	کم‌ترین مقدار دمای حداکثر روزانه
۹	TN _n	کم‌ترین مقدار دمای حداقل روزانه
۱۰	TN10p	درصد روزهای با دمای حداقل کمتر از صدک ۱۰ام دوره ۱۹۶۰-۱۹۶۱
۱۱	TN90p	درصد روزهای با دمای حداقل بیش از صدک ۹۰ام دوره ۱۹۶۰-۱۹۶۱
۱۲	TX10p	درصد روزها با دمای حداکثر کمتر از صدک ۱۰ام دوره ۱۹۶۰-۱۹۶۱
۱۳	TX90p	درصد روزها با دمای حداکثر بیش از صدک ۹۰ام دوره ۱۹۶۰-۱۹۶۱
۱۴	WSDI	شاخص طول دوره گرما
۱۵	CSDI	شاخص طول دوره سرما
۱۶	ETR	تفاوت بین میزان مطلق دمای حداقل و حداکثر در یک سال
۱۷	PX1day	حداکثر بارش ۱ روزه
۱۸	PX5day	حداکثر بارش ۵ روز متوالی
۱۹	SDII	شاخص ساده شدت روزانه
		مجموع بارش سالانه تقسیم بر تعداد روزهای تر (بارش بیش‌تر و یا مساوی ۱ میلی‌متر)

۲۰	R10	تعداد روزهای با بارش سنگین	تعداد سالانه روزهای با بارندگی بیش‌تر از ۱۰ میلی‌متر
۲۱	R20	تعداد روزهای با بارش سنگین	تعداد روزهای با بارش بیش‌تر و یا مساوی ۲۰ میلی‌متر در سال
۲۲	Rnn	تعداد روزهای با بارش سنگین	تعداد روزهای با بارش بیش‌تر و یا مساوی یک مقدار آستانه در سال
۲۳	CDD	روزهای خشک متوالی	حداکثر تعداد روزهای متوالی با بارش کمتر از ۱ میلی‌متر
۲۴	CWD	روزهای تر متوالی	حداکثر تعداد روزهای متوالی با بارش بیش‌تر و یا مساوی ۱ میلی‌متر
۲۵	R95p	روزهای خیلی‌تر	مجموع سالانه بارش روزهای با بارش بیش از صدک ۹۵ دوره ۱۹۶۱-۱۹۹۰
۲۶	R99p	روزهای به شدت‌تر	مجموع سالانه بارش روزهای با بارش بیش از صدک ۹۹ دوره ۱۹۶۱-۱۹۹۰
۲۷	PRCPTOT	مجموع بارش سالانه روزهای تر	مجموع بارش سالانه روزهای تر (بارش بیش‌تر و یا مساوی ۱ میلی‌متر)

منبع: <http://cma/seos.uvic.ca/ETCCDMI>

در این تحقیق از شاخص‌های ارائه شده توسط گروه کاری آشکارسازی تغییر اقلیم سازمان هواشناسی جهانی^{۱۳} و کمیته اقلیم‌شناسی و برنامه تحقیقاتی تغییرپذیری اقلیم و قابلیت پیش‌بینی که به اختصار ETCCDMI نامیده می‌شود، استفاده شده است. این گروه در مجموع ۲۷ شاخص اصلی را با تأکید عمده بر روی وقایع حدی اقلیمی ارائه نموده‌اند که از سری داده‌های روزانه ثبت شده قابل استخراج است (Zhang et al., 2005: 260). این ۲۷ شاخص که در جدول ۱ ارائه شده است، بخشی از مجموعه شاخص‌های ارائه شده توسط گروه کاری سازمان جهانی هواشناسی در زمینه آشکارسازی تغییرات اقلیمی می‌باشد (Folland et al., 1999; Jones et al., 1999; Peterson et al., 2001) که توسط پژوهشگران و محققان متعددی برای نقاط مختلف کره زمین به کار گرفته شده‌اند (Aguilar et al., 2005; Haylock et al., 2005; Vincent et al., 2005;) (Alexander et al., 2006; Klein Tank et al., 2006).

به‌منظور تحلیل روند شاخص‌های مذکور، از آزمون ناپارامتریک من-کندال استفاده گردید. در این روش ابتدا آماره S به شرح زیر استخراج شد (Kumar et al., 2009: 176):

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(X_j - X_i) \quad (1)$$

در رابطه فوق، n طول دوره آماری، X_j و X_i به ترتیب داده Z ام و i ام سری زمانی و $\text{sgn}(x_j - x_i)$ تابع علامت بوده و به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\text{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_i) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_i) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_i) < 0 \end{cases} \quad (2)$$

واریانس S از رابطه زیر محاسبه شد:

$$V(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) \sum_{t=1}^n t(t-1)(2t+5)}{18} \quad (3)$$

آماره آزمون من-کندال، Z ، با توجه به مقدار S به دست آمده، به شرح زیر محاسبه گردید:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{V(S)}} & \text{for } S > 0 \\ 0 & \text{for } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{V(S)}} & \text{for } S < 0 \end{cases} \quad (4)$$

در یک آزمون دو دامنه‌ای جهت روند یابی سری داده‌ها، فرض صفر در صورتی پذیرفته می‌شود که رابطه $|Z| \leq Z_{\alpha/2}$ برقرار باشد که α سطح معنی‌داری است که برای آزمون در نظر گرفته می‌شود و Z_{α} آماره توزیع نرمال استاندارد در سطح معنی‌دار α می‌باشد که با توجه به دو دامنه بودن آزمون، از $\alpha/2$ استفاده شده است. در بررسی حاضر این آزمون برای سطوح اعتماد ۹۵٪ و ۹۹٪ بکار گرفته شد. در صورتی که آماره Z مثبت باشد روند سری داده‌ها صعودی و در صورت منفی بودن آن روند نزولی در نظر گرفته می‌شود.

شیب خط روند (β) سری مربوط به رویدادهای حدی با استفاده از تخمین گر شیب Sen، به شرح زیر برآورد گردید:

$$\beta = \text{median}\left[\frac{x_j - x_i}{j - i}\right] \quad (5)$$

برای تحلیل فراوانی دما و بارش‌های حدی ایستگاه تبریز، از تابع توزیع مقادیر کرانه ای تعمیم یافته سه پارامتره یا GEV استفاده شد. تابع چگالی احتمال این توزیع به شرح زیر است (Rao and Hamed, 2000: 205):

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} \left[1 - k \left(\frac{x-u}{\alpha}\right)^k\right]^{\frac{1}{k}-1} e^{-\left[1 - k \left(\frac{x-u}{\alpha}\right)^k\right]^{1/k}} \quad (6)$$

که در آن k ، u و α پارامترهای توزیع می‌باشند. همچنین تابع توزیع تراکمی GEV به شرح زیر می‌باشد:

$$F(x) = \exp\left\{-\left[1 - K\left(\frac{x-u}{\alpha}\right)\right]^{1/k}\right\} \quad (7)$$

جهت تخمین پارامترهای این توزیع از روش گشتاورها استفاده گردید. بدین ترتیب ابتدا گشتاورهای مرتبه اول جمعیت حول مبدأ مختصات و گشتاورهای مرتبه دوم و سوم آن حول میانگین از روابط زیر به دست آمدند:

$$\mu'_1 = u + \frac{\alpha}{k} [1 - \Gamma(1-k)] \quad (8)$$

$$\mu'_2 = \frac{\alpha^2}{k^2} [\Gamma(1+2k) - \Gamma^2(1+k)] \quad (9)$$

$$\mu'_3 = \frac{\alpha^3}{k^3} [-\Gamma(1+3k) + 3\Gamma(1+k)\Gamma(1+2k) - 2\Gamma^3(1+k)] \quad (10)$$

جهت تخمین پارامترهای تابع توزیع GEV، هریک از گشتاورهای نظیر جمعیت، مساوی گشتاورهای نظیر نمونه قرار داده شدند. در نتیجه یک دستگاه معادلات غیرخطی با ۳ معادله

۳ مجهولی که مجهولات آن k ، u و α است، به دست آمد. حل این دستگاه با روش عددی نیوتون-رافسون^{۱۴} به شرح زیر انجام گرفت. ابتدا ضریب چولگی داده‌ها محاسبه گردید و سپس مقدار حدس اولیه برای پارامتر k از چند جمله‌ای درجه ۶ به شرح زیر تخمین زده شد:

$$K = 0.277648 - 0.322016C_S + 0.060278C_S^2 + 0.016759C_S^3 - 0.005873C_S^4 - 0.00244C_S^5 - 0.000050C_S^6$$

تابع F به شرح زیر تعریف شد:

$$F(K) = C_S + \frac{K}{|K|} \frac{-g_3 + 3g_1g_2 - 2g_1^3}{(g_2 - g_1^2)^{3/2}} \quad (12)$$

و مشتق $F(k)$ به صورت زیر نوشته شد:

$$F'(K) = \frac{K}{|K|} \frac{-3d_s + 3d_1g_2 + 6g_1d_2 - 6g_1^2d_1}{(g_2 - g_1^2)^{3/2}} - \frac{3K}{2|K|} \frac{(-g_3 + g_1 + g_1^3)(2d_2 - 2g_1d_1)}{(g_2 - g_1^2)^{3/2}} \quad (13)$$

که در آن d_r مشتق g_r نسبت به k می باشد و g_r با رابطه زیر تعریف می شود:

$$g_r = \Gamma(1 + rK) \quad (14)$$

در مرحله بعدی با استفاده از روش نیوتون مقدار جدید k تخمین زده شد:

$$K_{n+1} = K_n - F(K_n) / F'(K_n) \quad (15)$$

k جدید به عنوان حدس بعدی در نظر گرفته شد و محاسبات تکرار گردید. این کار تا زمانی ادامه یافت که اختلاف مقدار k در دو مرحله متوالی کمتر از عدد 0.0001 گردد. پس از تخمین مقدار k ، مقدار پارامتر α از رابطه زیر تخمین زده شد:

$$\hat{\alpha} = [m_2 \hat{K}^2 / \{\Gamma(1 + 2\hat{K}) - \Gamma^2(1 - \hat{K})\}]^{1/2} \quad (16)$$

مقدار پارامتر u نیز از رابطه زیر تخمین زده شد:

$$\hat{u} = m'_1 - \frac{\hat{\alpha}}{\hat{K}} [1 - \Gamma(1 + \hat{K})] \quad (17)$$

در رابطه فوق، m'_1 گشتاور مرتبه اول داده‌ها حول مبدأ مختصات (میانگین داده‌ها) و \hat{K} مقدار نهایی k به دست آمده از روش نیوتون می‌باشد. پس از تخمین پارامترهای تابع توزیع GEV، مقادیر چندک^{۱۵} یعنی مقدار متغیر با دوره‌های بازگشت T سال از رابطه زیر به دست آمد:

$$\hat{x}_T = \hat{\mu} + \frac{\hat{\alpha}}{\hat{K}} [1 - \{\log(1 - \frac{1}{T})\}^K] \quad (18)$$

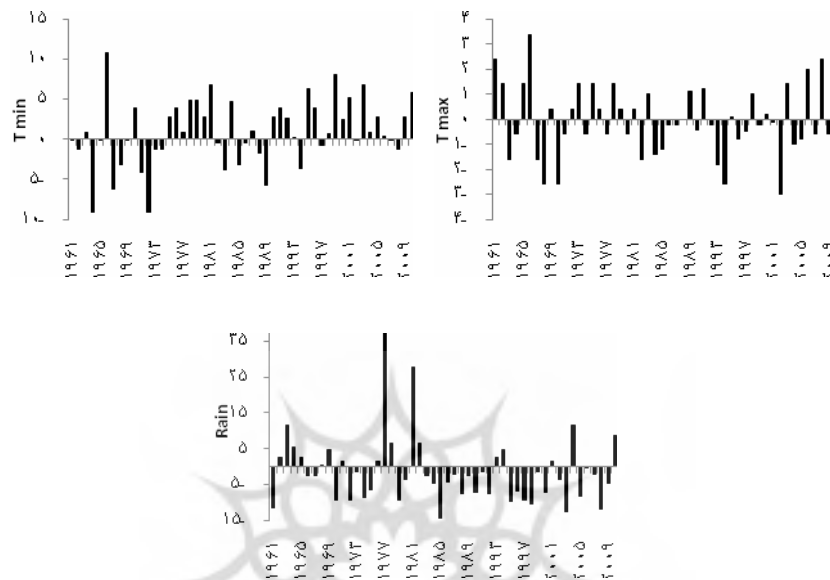
در پژوهش حاضر، فراوانی متغیرهای مورد مطالعه برای دوره‌های بازگشت ۵، ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۱۰۰ و ۲۰۰ سال مد نظر بود. در مرحله بعد، مقدار خطای استاندارد تخمین با استفاده از روش کایت^{۱۶} (۱۹۷۷) محاسبه گردید. برای انجام محاسبات، برنامه‌ای در محیط نرم‌افزار Maple 12 نوشته شد و برای هر سری از داده‌ها به‌طور جداگانه اجرا گردیده است.

نتایج

در شکل ۱، میزان انحراف مقادیر مشاهداتی درجه حرارت حداکثر و حداقل و حداکثر بارش روزانه در تبریز در طی نیم سده گذشته، نسبت به میانگین دوره استاندارد (۱۹۶۱-۱۹۹۰) نشان داده شده است. دوره ۱۹۶۱ تا ۱۹۹۰ توسط سازمان جهانی هواشناسی به عنوان دوره نرمال استاندارد تعیین شده است (Laursen and Cappelen, 1998: 2). با توجه به شکل مذکور روند افزایشی در آنومالی درجه حرارت حداقل و روند کاهشی در آنومالی بارش مشهود است، در حالی که آنومالی درجه حرارت حداکثر تقریباً بدون روند می‌باشد.

15- Quantile

16- Kite

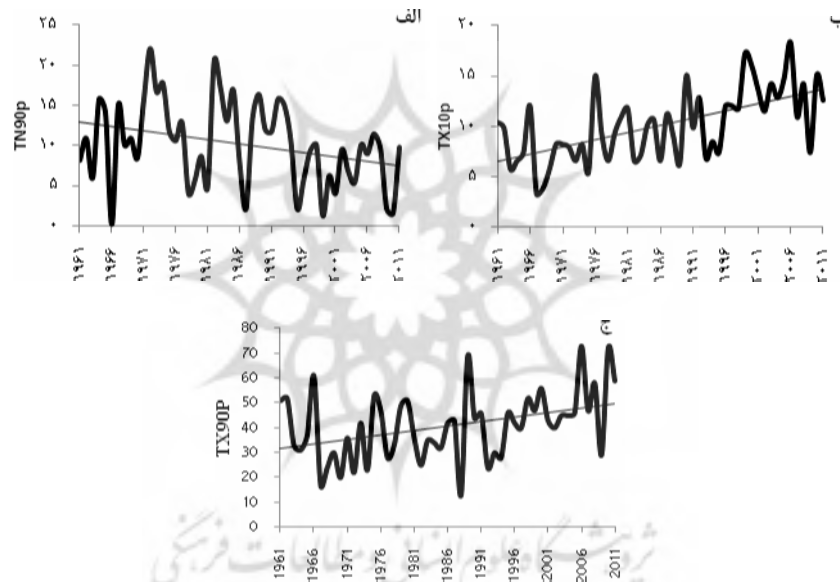


شکل (۱) میزان انحراف مقادیر مشاهداتی وقایع حدی نسبت به میانگین دوره پایه (۱۹۶۱-۱۹۹۰) در تبریز از بین ۲۷ شاخص حدی مورد بررسی، ۱۶ شاخص متعلق به درجه حرارت و ۱۱ شاخص دیگر متعلق به بارندگی می‌باشد. با استفاده از آزمون ناپارامتریک من-کندال، روند شاخص‌های مربوط به درجه حرارت و بارش‌های حدی، مورد آزمون قرار گرفت و مقادیر آماره Z و شیب خط روند آن‌ها محاسبه شد. جدول ۲ مقادیر مذکور را نشان می‌دهد. هم‌چنین نمودارهای مربوط به شاخص‌هایی که دارای روند معنی‌دار هستند، ترسیم شده است.

درجه حرارت

شکل ۲، سری زمانی و خط روند مربوط به شاخص‌های روزهای سرد (TX10p)، شب‌های گرم (TN90p) و روزهای گرم (TX90p) را در طی پنجاه سال گذشته در تبریز نشان می‌دهد. سری زمانی روزهای سرد (یعنی درصد روزهایی که دمای حداکثر روزانه زیر صدک ۱۰ ام است) روند نزولی معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۵٪ داشته است که نشان‌دهنده کاهش تعداد روزهای سرد به میزان ۰/۱۳ درصد در سال (۴/۶ روز در دهه) می‌باشد. شب‌های گرم

یعنی درصد روزهایی که دمای حداقل روزانه بالای صدک ۹۰ام است، روند صعودی را تجربه کرده است. افزایش شب‌های گرم به میزان ۰/۱۶ درصد در سال (۵/۷ روز در هر دهه) در سطح اطمینان ۹۹٪ معنی‌دار می‌باشد. در مقابل شب‌های سرد (TN10p) یعنی درصد روزهایی که دمای حداقل روزانه زیر صدک ۱۰ام است، روند کاهشی غیرمعنی‌دار داشته است و روزهای گرم (TX90p) یعنی درصد روزهایی که دمای حداکثر روزانه بالای صدک ۹۰ام است روند افزایشی معنی‌دار را تجربه کرده است.



شکل (۲) سری زمانی و روند خطی الف) TN90p، ب) TX10p، ج) TX90p در تبریز (۱۹۶۱-۲۰۱۱).

جدول (۲) مقادیر آماره Z-کندال و شیب خط روند (β) شاخص‌های حدی در تبریز (۱۹۶۱-۲۰۱۱).

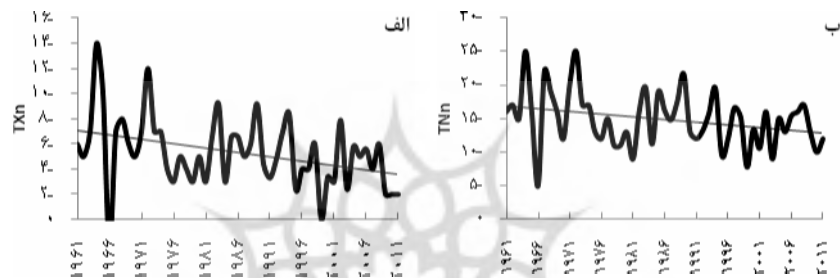
کد	نام شاخص	Z	β
FD0	روزهای یخبندان	-۱/۱۹	-۱/۷
SU25	روزهای تابستانی	۳/۸۳**	۴
ID0	روزهای یخی	-۲/۹۲**	-۳/۶
TR20	شب‌های حاره‌ای	۴/۲۲**	۴/۷
GSL	طول فصل رشد	۰/۷۲	۲/۲

۰	-۰/۰۳	بیش‌ترین مقدار دمای حداکثر	TX _X	۶
۰/۲	۱/۶۰	بیش‌ترین مقدار دمای حداقل	TN _X	۷
۰/۶	۳/۰۵**	کم‌ترین مقدار دمای حداکثر	TX _n	۸
۰/۸	۲/۱۱*	کم‌ترین مقدار دمای حداقل	TN _n	۹
-۰/۴	-۱/۳۹	شب‌های سرد	TN10 _P	۱۰
۱/۶	۴/۷۸**	شب‌های گرم	TN90 _P	۱۱
-۱/۳	-۲/۲۷*	روزهای سرد	TX10 _P	۱۲
۰/۹	۲/۸۰*	روزهای گرم	TX90 _P	۱۳
۰	۱/۵۴	شاخص طول دوره گرما	WSDI	۱۴
۰	-۰/۶۰	شاخص طول دوره سرما	CSDI	۱۵
-۰/۹	-۲/۱۴*	دامنه دمای سالانه	ETR	۱۶
-۱	-۱/۴۰	بیش‌ترین مقدار بارش ۱ روزه	PX1day	۱۷
-۲/۹	-۱/۶۶	بیش‌ترین مقدار بارش ۵ روز متوالی	PX5day	۱۸
۰	۰/۴۴	شاخص ساده شدت روزانه	SDII	۱۹
-۱/۱	-۳/۰۵**	تعداد روزهای با بارش سنگین	R10	۲۰
۰	-۱/۴۴	تعداد روزهای با بارش سنگین	R20	۲۱
-۰/۶	-۲/۸۲**	تعداد روزهای با بارش سنگین	R15	۲۲
۱/۲	۰/۶۰	روزهای خشک متوالی	CDD	۲۳
-۰/۴	-۳/۵۵**	روزهای تر متوالی	CWD	۲۴
-۱۷/۹	-۲/۷۶**	روزهای خیلی تر	R95 _P	۲۵
-۱۲/۹	-۲/۳۸**	روزهای به شدت تر	R99 _P	۲۶
-۲۷/۹	-۳/۵۴**	مجموع بارش سالانه روزهای تر	PRCPTOT	۲۷

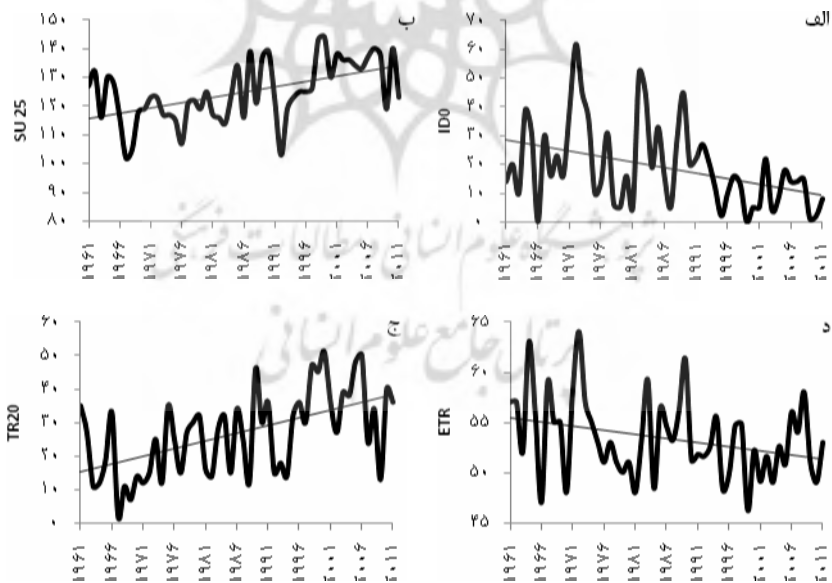
توجه: ارقام پررنگ نشان‌دهنده معنی‌داری حداقل در سطح ۱۰٪، علامت * نشان‌دهنده معنی‌داری در سطح ۵٪ و علامت ** نشان‌دهنده معنی‌داری در سطح ۱٪ است. در ستون f، واحد بر حسب واحد شاخص در یک دهه می‌باشد.

کمترین مقدار حداقل دمای روزانه مشاهده شده در ایستگاه تبریز ۲۵- درجه سانتیگراد متعلق به تاریخ ۲۰ ژانویه ۱۹۶۴ می‌باشد. بیش‌ترین و کم‌ترین مقادیر سالانه درجه حرارت حداقل روزانه (به ترتیب TN_X و TN_n) طی دوره آماری ۲۰۱۱-۱۹۶۱ روند صعودی داشته‌اند. روند افزایشی کمترین مقدار سالانه درجه حرارت حداقل روزانه در سطح ۹۵٪ معنی‌دار است (شکل ۳-ب). مقدار شیب خط روند برای شاخص مذکور ۰/۸ درجه

سانتی‌گراد در دهه می‌باشد. بیش‌ترین مقدار دمای حداکثر روزانه (TXx) مشاهده شده در ایستگاه تبریز ۴۲ درجه سانتی‌گراد است که در تاریخ ۲۶ ژوئیه ۱۹۶۶ ثبت شده است. این شاخص روند معنی‌داری را در نیم سده گذشته نشان نمی‌دهد، اما مقدار سالانه کم‌ترین مقدار دمای حداکثر روزانه (TXn) روند صعودی با آهنگ ۰/۶ درجه سانتی‌گراد در دهه نشان می‌دهد که در سطح ۹۹٪ معنی‌دار است (شکل ۳-الف).



شکل (۳) سری زمانی و روند خطی الف (TXn)، ب (TNn) در تبریز (۱۹۶۱-۲۰۱۱)



شکل (۴) سری زمانی و روند خطی الف (ID0)، ب (SU25)، ج (TR20)، د (ETR) در تبریز (۱۹۶۱-۲۰۱۱)

شکل ۴، نمودار شاخص‌های SU25، TR20، ID0 و ETR را در ایستگاه تبریز نشان می‌دهد. شاخص روزهای تابستانی (SU25) و شب‌های حاره‌ای (TR20) به ترتیب به میزان ۴ و ۴/۷ روز در دهه افزایش معنی‌داری را با سطح اطمینان ۹۹٪ تجربه نموده‌اند. روزهای یخی (ID0) یعنی روزهایی که دمای حداکثر زیر صفر است و روزهای یخبندان (FD0) یعنی روزهایی که دمای حداقل زیر صفر است، روند نزولی را تجربه نموده‌اند. روند کاهشی روزهای یخی با آهنگ ۳/۶ روز در دهه در سطح اطمینان ۹۹٪ معنی‌دار می‌باشد.

در شاخص دامنه دمای سالانه (ETR) یعنی میزان اختلاف مابین دمای حداقل و حداکثر، کاهش معنی‌داری در سطح اطمینان ۹۵٪ تأیید می‌شود. میزان این کاهش ۰/۹ درجه سانتی‌گراد در هر دهه بوده است. بدین معنی که افزایش دمای حداقل و عدم تغییر معنی‌دار دمای حداکثر در تبریز، سبب کاهش دامنه دما شده است. طول فصل رشد (GSL) و طول دوره گرما (WSDI) روند صعودی و طول دوره سرما (CSDI) روند نزولی را نشان داد؛ اما بر اساس آزمون معنی‌داری روند هیچ یک از این سه شاخص مذکور معنی‌دار نیست.

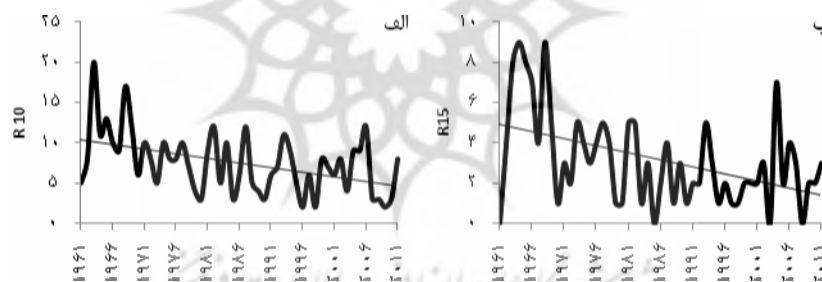
تحلیل شاخص‌های مرتبط با دو عنصر دمای حداقل و دمای حداکثر در تبریز حاکی از وجود گرمایش در این منطقه است. نتایج نشان می‌دهد که بیش‌ترین میزان گرمایش در دمای حداقل صورت گرفته است. گزارش‌های پژوهشگران نیز نشان می‌دهد که عموماً روند دمای حداقل و حداکثر متفاوت از هم بوده و در اکثر موارد نرخ افزایش دمای حداقل بزرگ‌تر از نرخ افزایش دمای حداکثر بوده است (Niedziedz et al., 1996). افزایش نمایه‌های مرتبط با دمای حداقل می‌تواند ناشی از اثرات افزایش گازهای گلخانه‌ای جو باشد که از عوامل اساسی مؤثر بر بیلان تابش بلند زمینی هستند و دمای حداقل نیز نتیجه بیلان تابش بلند زمین می‌باشد (مسعودیان، ۱۳۸۳: ۹۳).

در حال حاضر، کمترین مقدار دمای حداقل در سال، به میزان ۴ درجه سانتی‌گراد و کم‌ترین مقدار دمای حداکثر در سال، ۳ درجه سانتی‌گراد نسبت به پنجاه سال پیش بیش‌تر شده است. این در حالی است که بیش‌ترین مقدار دمای حداکثر در سال، تقریباً بدون تغییر مانده است. بیش‌ترین مقدار دمای حداقل در سال، نیز علی‌رغم اینکه به مقدار کمی افزایش یافته، اما آزمون معنی‌داری، روند این شاخص را تأیید نمی‌کند.

بارندگی

نتایج نشان می‌دهد که هم مجموع بارش سالانه و هم اکثر نمایه‌های مربوط به بارش‌های حدی روند کاهشی داشته‌اند. بالاترین حداکثر بارش یک روزه (PX1day) در تبریز به میزان ۶۳ میلی‌متر در ۳ مارس ۱۹۷۷ رخ داده است. بیش‌ترین بارش ۵ روزه متوالی (PX5day) به میزان ۶۹ میلی‌متر در سال ۱۹۷۸ به‌وقوع پیوسته است. نتایج نشان داد که در پنجاه سال اخیر، هر دو شاخص مذکور روند منفی داشته‌اند، اما هیچ یک از روندها معنی‌دار نمی‌باشد.

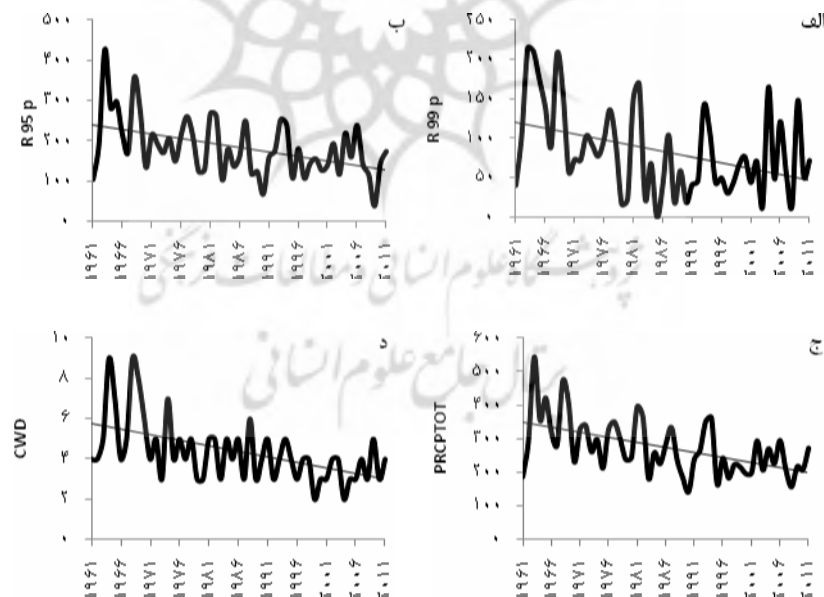
شکل ۵، نمودار تغییرات شاخص‌های R10 و R15 را نشان می‌دهد. روند نزولی در شاخص R10 و R15 در سطح ۹۹٪ معنی‌دار می‌باشد. تعداد روزهای با بارش بیش‌تر و یا مساوی ۱۰ میلی‌متر، به میزان ۱/۱ روز در هر دهه و تعداد روزهای با بارش بیش‌تر و یا مساوی ۱۵ میلی‌متر به میزان ۰/۴ روز در هر دهه کاهش یافته است. بارندگی‌های بیش از ۲۰ میلی‌متر نیز روند نزولی داشته اما معنی‌دار نمی‌باشد.



شکل (۵) سری زمانی و روند خطی (الف) R10، (ب) R15 در تبریز (۱۹۶۱-۲۰۱۱).

شاخص ساده شدت روزانه بارش (SDII) بدون تغییر بوده است. بالاترین مقدار این شاخص ۷/۳ میلی‌متر در روز متعلق به سال ۲۰۰۴ می‌باشد. طی پنجاه سال گذشته، فراوانی تعداد روزهای با بارش سنگین در تبریز کاهش یافته است. نتایج حاکی از آن است که در طی دوره آماری مورد مطالعه در ایستگاه تبریز، روزهای خشک متوالی (CDD) افزایش پیدا کرده و روزهای تر متوالی (CWD) کاهش یافته‌اند. روند کاهشی روزهای تر متوالی به میزان ۰/۴ روز در دهه در سطح ۹۹٪ معنی‌دار می‌باشد. مجموع سالانه بارش روزهایی که

بارندگی بیش از صدک ۹۵ و ۹۹ است (به ترتیب R95P و R99P)، هر دو روند نزولی معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۹٪ داشته‌اند. بنابراین سهم بارش‌های مزبور از مجموع بارش سالانه کم شده است. بیش‌ترین مقدار ثبت شده برای مجموع بارش سالانه در روزهایی که بارندگی مساوی و یا بیش‌تر از ۱ میلی‌متر است (PRCPTOT) حدود ۵۴۵ میلی‌متر می‌باشد که در سال ۱۹۶۳ رخ داده است. در شاخص PRCPTOT روند نزولی معنی‌داری طی دوره آماری مورد مطالعه تجربه شده است. بدین معنی که در طی نیم سده اخیر، مجموع بارش سالانه تبریز با آهنگ ۲۷/۹ میلی‌متر در سال کاهش یافته است. شکل ۶ نمودار چهار شاخص R95P، R99P، PRCPTOT و CWD را در ایستگاه تبریز نشان می‌دهد. همان گونه که از این نمودارها می‌توان استنباط نمود، هر چهار شاخص مذکور روند نزولی را نشان می‌دهند. بنابراین بر اساس نتایج حاصل از تحقیق حاضر، می‌توان گفت که در حال حاضر بارش‌های سنگین در تبریز نسبت به پنجاه سال گذشته با ملایمت کم‌تری رخ می‌دهند و بارش‌های سبک نیز با مقادیر کم‌تری به وقوع می‌پیوندند.



شکل (۶) سری زمانی و روند خطی (الف) R99p، (ب) R95p، (ج) PRCPTOT، (د) CWD در تبریز.

با توجه به نتایج به‌دست آمده، روند افزایش دماهای حدی گرم و کاهش دماهای حدی سرد در تبریز با کاهش بارش‌ها همراه است که موجب بروز خشکسالی‌ها و محدودتر شدن منابع آبی منطقه می‌شود. کاهش منابع آبی به معنای تشدید کم‌آبی در ماه‌های گرم و بدون بارش خواهد بود که می‌تواند اثرات سوئی در بخش‌های مختلف از جمله کشاورزی، اقتصاد، صنعت و محیط زیست داشته باشد. از مجموعه بررسی‌ها چنین به نظر می‌آید که آب و هوای منطقه به سوی اقلیمی گرم‌تر و کم بارش‌تر در آینده می‌رود.

برآزش توزیع GEV به دما و بارش‌های حدی

به منظور تحلیل فراوانی دما و بارش‌های حدی تبریز، از تابع توزیع مقادیر کرانه‌ای تعمیم یافته یا GEV استفاده شد. جدول ۳ مقادیر ضریب چولگی و مقادیر تخمین زده شده برای پارامترهای تابع توزیع مذکور را نشان می‌دهد. به طوری که از جدول ۳ می‌توان استنباط کرد، بالاترین مقدار ضریب چولگی متعلق به بارش حداکثر روزانه می‌باشد. این امر نشان می‌دهد که در غالب روزهای سال، مقدار بارش صفر و یا نزدیک صفر بوده و در تعداد معدودی از روزهای سال بارش‌های سنگین اتفاق می‌افتد. کمترین مقدار ضریب چولگی متعلق به دمای حداکثر می‌باشد که نشان‌دهنده نرمال بودن داده‌های مربوط به متغیر مذکور است.

جدول (۳) مقدار ضریب چولگی (C_s) و پارامترهای تخمین زده شده برای وقایع حدی در تبریز

u	α	k	C_s	
۳۸/۰۷۴۹	۱/۳۹۲۰	۰/۲۵۸۴	۰/۰۶۰۴	درجه حرارت حداکثر
-۱۳/۲۳۶۵	۳/۸۶۰۹	۰/۱۸۸۳	۰/۲۹۵۲	درجه حرارت حداقل
۱۹/۷۵۶۳	۶/۱۲۰۹	-۰/۱۱۲۳	۲/۰۴۱۱	بارش حداکثر روزانه

جدول (۴) مقادیر برآورد شده برای دما و بارش‌های حدی در دوره‌های بازگشت مختلف با خطای استاندارد

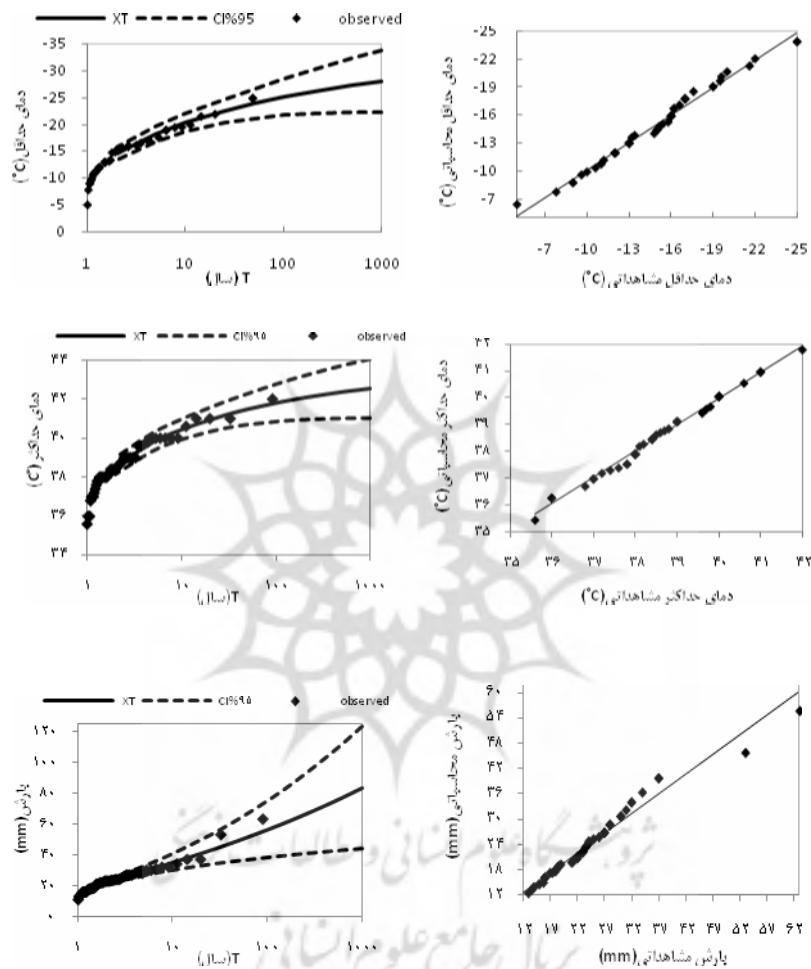
بارش حداکثر (mm)	دمای حداقل ($^{\circ}C$)	دمای حداکثر ($^{\circ}C$)	P (%)	F	T
۲۹/۷۶ (۱/۵۰)	-۱۸/۲۸ (۰/۷۴)	۳۹/۸۱ (۰/۲۴)	۲۰	۸۰	۵
۳۵/۴۳ (۲/۶۳)	-۲۰/۳۲ (۰/۸۶)	۴۰/۴۵ (۰/۲۶)	۱۰	۹۰	۱۰
۴۳/۳۱	-۲۲/۵۱	۴۱/۱۰	۴	۹۶	۲۵

(۴/۷۸)	(۱/۱۳)	(۰/۳۳)			
۴۹/۷۳	-۲۳/۹۱	۴۱/۵۰	۲	۹۸	۵۰
(۳/۹۰)	(۱/۴۱)	(۰/۴۰)			
۵۶/۶۲	-۲۵/۱۲	۴۱/۸۲	۱	۹۹	۱۰۰
(۴/۶۰)	(۱/۷۳)	(۰/۴۹)			
۶۴/۰۴	-۲۶/۱۸	۴۲/۰۹	۰/۵	۹۹/۵	۲۰۰
(۱۲/۱۳)	(۲/۰۸)	(۰/۵۷)			

T دوره برگشت بر حسب سال، F احتمال کوچک‌تری و P(%) درصد احتمال بزرگ‌تری

جدول ۴، مقادیر چندک وقایع حدی ایستگاه تبریز را در دوره بازگشت‌های مختلف نشان می‌دهد. در جدول مذکور، اعداد خارج پراتنز مقادیر چندک برای وقایع حدی با دوره‌های بازگشت T ساله و اعداد داخل پراتنز میزان خطای استاندارد تخمین را نشان می‌دهند. به‌طوری که از این جدول می‌توان نتیجه گرفت، با افزایش دوره بازگشت، قدر مطلق مقادیر حدی بیش‌تر شده و میزان خطای استاندارد تخمین نیز افزایش می‌یابد. در بین متغیرهای مورد بررسی، میزان خطای استاندارد تخمین برای بارش حداکثر بیش‌تر است.

رجبی و مدرس (۲۰۰۸) نشان دادند که موقعیت نموداری گرینگورتون^{۱۷} جهت تحلیل سری داده‌های حدی بهتر از بقیه روابط عمل کند. لذا در مطالعه حاضر از همین روش جهت ترسیم منحنی‌های رشد استفاده شده است. رابطه مذکور به شکل $T = \frac{n + 0.12}{m - 0.44}$ است که در آن T دوره بازگشت، n تعداد مشاهدات و m رتبه هر یک از مشاهدات در ترتیب نزولی می‌باشد (Rajabi and Modarres, 2008: 80).



شکل (۷) نمودارهای احتمالاتی و Q-Q پس از برازش توزیع GEV برای متغیرهای حدی در تبریز

شکل ۷، منحنی‌های رشد را برای هر یک از متغیرهای مورد مطالعه با استفاده از موقعیت نموداری گرینگورتون و همچنین نمودارهای Q-Q را پس از برازش مقادیر کرانه‌ای تعمیم یافته با روش گشتاورها به مشاهدات مربوط به رویدادهای حدی در ایستگاه تبریز در دوره آماری ۲۰۱۱-۱۹۶۱ نشان می‌دهد. در شکل مذکور علاوه بر مقادیر

مشاهداتی، مقادیر پیش‌بینی شده برای دوره‌های بازگشت مختلف همراه با فاصله اطمینان ۹۵٪ مشاهده می‌گردد. بر اساس شکل ۷، در دوره مورد مطالعه، اکثر مشاهدات عمدتاً دارای دوره‌های بازگشت ۱ تا ۱۰ سال بوده و فقط تعداد معدودی از مشاهدات دارای دوره بازگشت بیش از ۲۰ سال می‌باشند. به عبارت دیگر رویدادهای حدی بسیار شدید در طی دوره مشاهداتی با احتمال کمتر (دوره بازگشت بین ۵۰ تا ۱۰۰ سال) اتفاق افتاده‌اند. به طوری که از نمودارهای Q-Q می‌توان نتیجه گرفت، توزیع GEV قابلیت بسیار زیادی در مورد برازش مشاهدات حدی تبریز حتی در قسمت انتهایی توزیع دارد.

بحث و نتیجه‌گیری

در این مطالعه روند تغییرات ۲۷ شاخص اقلیمی مرتبط با درجه حرارت و بارش‌های حدی، در ایستگاه سینوپتیک تبریز در دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۱ با استفاده از آزمون‌های ناپارامتریک مورد تحلیل قرار گرفت. افزون بر این، تحلیل فراوانی پارامترهای مذکور با استفاده از تابع توزیع GEV انجام شد. نتایج نشان داد که رویدادهای حدی گرم روند افزایشی و رویدادهای حدی سرد روند کاهشی داشته‌اند. شاخص‌های حدی بارندگی روند نزولی داشته‌اند. نمودارهای مقادیر چندک پارامترهای مورد بررسی در دوره‌های بازگشت T ساله با فاصله اطمینان ۹۵٪ ترسیم گردید. با توجه به نمودارهای مذکور می‌توان مقادیر حدی پارامتر مورد نظر را به ازای دوره بازگشت مشخص تخمین زد. نتایج این قسمت از تحقیق به برنامه‌ریزان در امور مختلف کمک خواهد کرد که از احتمال وقوع خطر رویدادهای حدی اقلیمی که در دوره‌های کوتاه داده‌های ثبت شده در دسترس نیستند، آگاهی داشته و برای حل مسائل مرتبط با آن اقدام عملی مبتنی بر علم داشته باشند.

یافته‌های این تحقیق تا اندازه زیادی با یافته‌های دیگر تحقیقات در نقاط مختلف مطابقت دارد. به عنوان مثال ژانگ و همکاران (۲۰۰۵) در بررسی روند شاخص‌های حدی اقلیمی در خاورمیانه در دوره ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۳ روند معنی‌داری را در درجه حرارت گزارش کردند که دلالت بر افزایش درجه حرارت در منطقه دارد. آگیلار و همکاران (۲۰۰۵) وجود روند معنی‌دار افزایشی در حدهای گرم و روند معنی‌دار کاهشی در حدهای سرد را نتیجه‌گیری نمودند. در تحلیل الکساندر و همکاران (۲۰۰۶) نیز شاخص‌های حدی درجه حرارت در دوره

۱۹۵۱ تا ۲۰۰۳ روند گرمایشی معنی‌داری را در بیش‌تر نقاط جهان نشان دادند. کلین تانک و همکاران (۲۰۰۶) نیز در بررسی دما و بارش‌های حدی در مرکز و جنوب آسیا به نتایج مشابهی دست یافتند. نتایج تحقیق محمدی و تقوی (۱۳۸۴) در تهران و تحقیق رحیم‌زاده و همکاران (۱۳۹۰) در هرمزگان با نتایج حاصل از تحقیق حاضر هم‌خوانی دارد. عسگری و همکاران (۱۳۸۶) نیز در تحلیل روند نمایه‌های بارش‌های حدی در ایران روندهای مشابه با تحقیق حاضر را برای ایستگاه تبریز گزارش کردند. در تحقیق تقوی و محمدی (۱۳۸۶) در ایستگاه‌های شاخص نواحی اقلیمی دوره بازگشت شاخص‌های حدی در دوره استاندارد (۱۹۶۱-۱۹۹۰) و دهه آخر قرن بیستم (۱۹۹۰-۲۰۰۰) تعیین گردید که بر اساس نتایج به دست آمده شاخص‌های حدی گرم و بارش ده ساله کوتاه‌تر و دوره بازگشت شاخص‌های حدی سرد طولانی‌تر شده است. ورشوویان و همکاران (۱۳۹۰) نیز روند افزایشی معنی‌داری را در صدک‌های مختلف دمای حداقل، حداکثر و میانگین در ایستگاه‌های نمونه از جمله ایستگاه تبریز گزارش کردند که با یافته‌های مطالعه حاضر هم‌خوانی دارد. اما مطابق تحقیق علیجانی تمام شاخص‌های بارندگی روند صعودی نشان داد، در حالی‌که تنها روند مربوط به تعداد روزهای بارانی معنی‌دار بوده است.

منابع

- تقوی، فرحناز و محمدی، حسین (۱۳۸۶)، «بررسی دوره بازگشت رویدادهای اقلیمی حدی به منظور شناخت پیامدهای زیست محیطی»، *محیط‌شناسی*، سال ۳۳، شماره ۴۳، صص ۲۰-۱۱.
- رحیم‌زاده، فاطمه (۱۳۸۴)، «بررسی تغییرات مقادیر حدی بارش در ایران»، *نیوار*، شماره ۵۸ و ۵۹، صص ۲۰-۷.
- رحیم‌زاده، فاطمه؛ هدایت دزفولی، اکرم و پوراصغریان، آرزو (۱۳۹۰)، «ارزیابی روند و جهش نمایه های حدی دما و بارش در استان هرمزگان»، *جغرافیا و توسعه*، شماره ۲۱، صص ۱۱۶-۹۷.
- عساکره، حسین (۱۳۹۱)، «تغییر توزیع فراوانی بارش‌های فرین شهر زنجان»، *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، سال ۲۳، شماره ۴۵، صص ۶۶-۵۱.
- عسگری، احمد؛ رحیم‌زاده، فاطمه؛ محمدیان، نوشین و فتاحی، ابراهیم (۱۳۸۶)، «تحلیل روند نمایه‌های بارش‌های حدی در ایران»، *تحقیقات منابع آب ایران*، سال سوم، شماره ۳، صص ۵۵-۴۲.
- کتیرایی، پری‌سیما؛ حجام، سهراب و ایران‌نژاد، پرویز (۱۳۸۶)، «سهم تغییرات فراوانی و شدت بارش روزانه در روند بارش در ایران طی دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۱»، *مجله فیزیک زمین و فضا*، جلد ۳۳، شماره ۱، صص ۸۳-۶۷.
- محمدی، حسین و تقوی، فرحناز (۱۳۸۴)، «روند شاخص‌های حدی دما و بارش در تهران»، *پژوهش‌های جغرافیایی*، شماره ۵۳، صص ۱۷۲-۱۵۱.
- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۳)، «جغرافیا و توسعه»، شماره ۳، صص ۱۰۶-۸۹.
- ورشایان، وحید؛ خلیلی، علی؛ قهرمان، نوذر و حجام، سهراب (۱۳۹۰)، «بررسی روند تغییرات مقادیر حدی دمای حداقل، حداکثر و میانگین روزانه در چند نمونه اقلیمی ایران»، *مجله فیزیک زمین و فضا*، دوره ۳۷، شماره ۱، صص ۱۷۹-۱۶۹.
- Aguilar, E.; et al. (2005), "Changes in Precipitation and Temperature Extremes in Central America and Northern South America", 1961-2003, *Journal of Geophysical Research*, 110: D23107, doi: 10.1029/2005JD006119.

- Alexander, L.V.; et al. (2006), "Global Observed Changes in Daily Climate Extremes of Temperature and Precipitation", *Journal of Geophysical Research*, 111: D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Alijani, B. (2007), "Time Series Analysis of daily Rainfall Variability and Extreme Events", 10th International Meeting on Statistical Climatology, Beijing, China.
- CCSP (2008), "Weather and Climate Extremes in a Changing Climate, Regions of Focus: North America, Hawaii, Caribbean, and U.S. Pacific Islands", A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, Department of Commerce, NOAA's National Climatic Data Center, Washington, D.C., USA, 164 pp.
- Folland, C.K., et al. (1999), "Workshop on Indices and Indicators for Climate Extremes", Asheville, NC, USA, 3-6 June 1997, Breakout Group C: Temperature Indices for Climate Extremes", *Climate Change*: 42, 31-43.
- Fowler, H.J.; Ekstrom, M.; Kilsby, C.G. and Jones, P.D. (2005), "New Estimates of Future Changes in Extreme Rainfall across the UK Using Regional Climate Model Integrations.1. Assessment of Control Climate", *Journal of Hydrology*, 300: 212-233.
- Jones, P.D., E.B. Horton, C.K. Folland, M. Hulme, D.E. Parker, and Basnett, T.A. (1999), "The Use of Indices to Identify Changes in Climatic Extremes", *Climate Change*: 42, 131-149.
- Hanel, M. and Buishand, T.A. (2010), "On the Value of Hourly Precipitation Extremes in Regional Climate Model Simulations", *Journal of Hydrology*, 393:265-273, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.08.024.
- Haylock, M.R., (2005), "Trends in Total and Extreme South American Rainfall 1960-2000 and Links with Sea Surface Temperature", *Journal of Climate*, 19: 1490-1512.
- Kite, G.W. (1977), "*Frequency and Risk Analysis in Hydrology*", Water Resources Publications.

- Klein Tank, A.M.G.; (2006), "Changes in Daily Temperature and Precipitation Extremes in Central and South Asia", *Journal of Geophysical Research*, 111: D16105, DOI: 10.1029/2005JD006316.
- 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*, 374:171-183.
- Laursen, E.V. and Cappelen, J. (1998), "Observed Hours of Bright Sunshine in Denmark with Climatological Standard Normals", 1961-90, Danish Meteorological Institute, Technical Report, 98-4.
- Marengo, J.A. (2010), "Extreme Weather and Climate Events in Brazil", FBDS, P. 76.
- Marofi, S.; Sohrabi, M.M.; Mohammadi, K.; Sabziparvar, A.A. and Zare Abyaneh, H. (2011), "Investigation of Meteorological Extreme Events over Coastal Regions of Iran", *Theoretical and Applied Climatology*, 103:401-412, DOI 10.1007/s00704-010-0298-3.
- Modarres, R. and Sarhadi, A. (2009), "Rainfall Trends Analysis of Iran in the Last Half of the Twentieth Century", *Journal of Geophysical Research*, 114:D03101.
- Nikulin, G.; Kjellstrom, E.; Hansson, U.; Strandberg, G. and Ullerstig, A. (2011), "Evaluation and future Projections of Temperature, Precipitation and wind Extremes over Europe in an Ensemble of Regional Climate Simulations", *Tellus* 63 A: 41-55.
- Peterson, T.C., C. Folland, G. Gruza, W. Hogg, A. Mokssit, and Plummer, N. (2001), "Report on the activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998-2001", Rep. WCDMP-47, WMO-TD 1071, 143 pp., *World Meteorol. Org.*, Geneva.
- Rajabi, M. R. and Modarres, R. (2008), "Extreme Value Frequency Analysis of wind Data from Isfahan", Iran, *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 96: 78-82.

- Rao, A.R. and Hamed, K.H. (2000), "Flood Frequency Analysis", CRC Press.
- Ryden, J. (2010), "Statistical Analysis of Temperature Cxtremes in Long-time Series from Uppsala, *Theoretical and Applied Climatology*, 105 (1-2): 193-197, DOI 10.1007/s00704-010-0389-1.
- Vincent, L.A., et al. (2005), "Observed Trends in Indices of Daily Temperature Extremes in South America 1960- 2000, *Journal of Climate*, 18: 5011-5023, DOI:10.1175/JCLI3589.1.
- Zhang, X.; (2005), "Trend in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003", *Journal of Geophysical Research*, 110, D22104, DOI:10.1029/2005JD006181.

