نشریه علمی جغرافیا و برنامه‌ریزی، سال ۲۳، شماره ۷۰، زمستان ۱۳۹۸، صفحات ۲۴۷-۲۲۷

تاریخ دریافت:۱۳۹۶/۰۴/۱۸ تاریخ پذیرش نهایی: ۱۳۹۶/۱۱/۰۳

تحلیل روند شاخص‌های حدی بارش در حوضه دریاچه ارومیه و ارتباط آن با الگوهای پیوند از دور

محمدرضا عزیززاده [۱]
خدیجه جوان [۲]

چکیده

یکی از مهم‌ترین اثرات تغییر اقلیم، افزایش رخدادهای حدی اقلیمی است. هر گونه تغییر در فراوانی یا شدت رخدادهای حدی، می‌تواند اثرات عمیقی بر محیط طبیعی و جوامع انسانی داشته باشد؛ بنابراین تجزیه و تحلیل آنها بسیار مهم است. هدف این تحقیق، شناخت روند شاخص‌های حدی بارش در حوضه دریاچه ارومیه و بررسی ارتباط آنها با الگوهای پیوند از دور می‌باشد. بدین منظور از داده‌های بارش روزانه ۷ ایستگاه سینوپتیک حوضه طی دوره ۲۰۱۴-۱۹۸۷ استفاده شد. شاخص‌های ۱۱ گانه بارش‌های حدی با استفاده از نرم افزار RClimDex استخراج و روند آنها با آزمون ناپارامتری من- کندال بررسی شد و سپس ارتباط این شاخص‌ها با الگوهای پیوند از دور از طریق ضریب همبستگی پیرسون مشخص شد. نتایج تحلیل سری‌های زمانی نشان داد که به جز شاخص حداکثر طول دوره خشک (CDD)، تمام شاخص‌ها در حوضه دریاچه ارومیه دارای روند کاهشی هستند. توزیع مکانی روند شاخص‌های حدی نیز نشان داد که بیشتر شاخص‌ها دارای روند معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۵ درصد در سطح حوضه هستند. تنها در شاخص حداکثر طول دوره خشک (CDD) هیچ روند معنی‌داری مشاهده نشد. تحلیل همبستگی شاخص‌های حدی بارش و الگوهای پیوند از دور نشان دادکه بارش‌های حدی متاثر از شاخص‌هایENSO، شاخص نوسان

۱- مربی، گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران.
۲- استادیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران(نویسنده مسئول)
Email : kh.javan@urmia.ac.ir – Tel:09143815390

جنوبی (SOI)، الگوی آرام شرقی- آرام شمالی (EP-NP)، نوسان مادن- جولیان (MJO) و نوسان دهه‌ای اقیانوس آرام (PDO) می‌باشند.

واژگان کلیدی: تغییر اقلیم، بارش‌های حدی، روند، پیوند از دور، حوضه دریاچه ارومیه.

مقدمه

تغییر اقلیم در قرن بیست و یکم مهم‌ترین چالش پیش روی جوامع بشری است. تاکنون نظریات مختلفی برای توجیه روند تغییرات اقلیمی ارائه شده است که معتبرترین نظریه در این زمینه، تئوری گازهای گلخانه‌ای است (IPCC, 2007: 2). اطلاعات ثبت شده حاکی از آن است که از سال ۱۹۰۱ تا ۲۰۱۲، دمای سطح زمین به طور متوسط در حدود ۰/۸۹ درجه سانتی‌گراد افزایش یافته است (IPCC, 2013: 3).

مهم‌ترین تبعات تغییر اقلیم، افزایش پدیده‌های حدی اقلیمی نظیر سیل، خشکسالی، توفان، تگرگ، امواج گرمایی، افزایش سطح آب دریاها، ذوب شدن یخ‌های قطبی و امواج سرمایی خواهد بود. وقایع حدی معمولاً نادر، غیرقابل پیش‌بینی و کوتاه هستند ولی اثرات مخربی بر روی کشاورزی و اکوسیستم‌های طبیعی دارند (Marengo, et al., 2009: 2242). هر گونه تغییر در فراوانی یا شدت رخدادهای حدی اقلیمی، می‌تواند اثرات عمیقی بر محیط طبیعی و جوامع انسانی داشته باشد؛ بنابراین تجزیه و تحلیل رخدادهای حدی بسیار مهم است. شاخص‌های حدی بارش و روند تغییرات آنها در مناطق مختلف دنیا مورد بررسی قرار گرفته است که می‌توان به مطالعات (Zhang, et al., 2005؛ Alexander, et al., 2006؛ Aguilar, et al., 2009؛ Singh & Patwardhan, 2012؛ De Carvalho, et al., 2014؛ Song, et al., 2015 و Yan, et al., 2015) اشاره کرد.

یکی از عوامل اصلی مؤثر بر نوسانات اقلیمی سالانه کره زمین، شاخص‌های پیوند از دور در گستره جهانی و منطقه‌ای می‌باشد که از مهم‌ترین آنها می‌توان به پدیده النینو- نوسان جنوبی[1] (ENSO)، نوسان اطلس شمالی[1] (NAO)، نوسان شمالگان[2] (AO)، نوسان مادن-

[1] - El-Nino Southern Oscillation

جولیان[3] (MJO) و شاخص نوسان جنوبی[4] (SOI) اشاره نمود. هر کدام از این پدیده‌ها، اقلیم بخش‌های مختلفی از کره زمین را تحت کنترل دارند. پدیده انسو بیشتر نقاط جهان را تحت تاثیر قرار می‌دهد و یکی از مهم‌ترین رویدادهایی است که سبب بروز ناهنجاری‌های بزرگ آب و هوایی در بسیاری از مناطق جهان می‌شود (ناظم‌السادات و همکاران، ۲۰۰۳). نوسانات اطلس شمالی اقلیم اروپا و خاورمیانه را تحت کنترل داشته و موجب تغییراتی در رخداد پدیده‌های حدی این مناطق می‌شود. در ایران NAO شدید در زمستان با افزایش بارش و کاهش دما در اغلب مناطق کشور همراه است (مرادی، ۱۳۸۳: ۱۷). نوسان شمالگان یکی از الگوهای موثر پیوند از دور زمستانه در محدوده برون حاره نیمکره‌ی شمالی و از عوامل اصلی کنترل عناصر اقلیمی است. تغییرات شدید نوسان شمالگان، باعث رخدادهای حدی اقلیمی در سراسر عرض‌های میانه و وقوع زمستان‌های شدید می‌شود (Cohen, et al., 2014: 627). نوسان مادن- جولیان (MJO) یک الگوی پیوند از دور و شکل غالب تغییرپذیری زیر فصلی مناطق حاره و فوق حاره می‌باشد که در سامانه گردش جو – اقیانوس نقش مهمی را ایفا می‌کند. این پدیده می‌تواند در مقیاس زمانی درون فصلی بر الگوهای باد و بارش در منطقه جنوب غرب آسیا تاثیر بگذارد (سبزی‌پرور و نادری‌مقدم، ۱۳۹۳: ۳۲).

همبستگی شاخص‌های پیوند از دور با بارش و بارش‌های حدی در مناطق مختلف کره زمین مورد بررسی قرار گرفته است. Revadekar & Kulkarni (2008) به بررسی تأثیر انسو بر بارش‌های حدی زمستانه هند پرداختند. نتایج آنها نشان داد که فراوانی و شدت بارش‌های حدی، روند آماری معنی‌داری ندارد. ارتباط شاخص انسو با این وقایع حدی نیز نشان داد که این شاخص می‌تواند برای تخمین فراوانی و شدت بارش‌های حدی، ۴ تا ۶ ماه زودتر از زمان وقوع آنها به کار رود. Peralta-Hernandez, et al. (2009) به بررسی تغییرات شاخص‌های حدی بارش در مکزیک پرداخته و به این نتیجه رسیدند که تغییرات در بارش‌های حدی، به طور معنی‌داری با انسو مرتبط بوده و فروانی آنها در طی دوره لانینا (فاز

[1] - North Atlantic Oscillation
[2] - Arctic Oscillation
[3] - Madden and Julian Oscillation
[4] - Southern Oscillation index

مثبت انسو) افزایش می‌یابد. Warner, et al. (2012) به بررسی رخداد بارش‌های حدی زمستانه در امتداد سواحل شمال‌غرب امریکا و سواحل شرقی اقیانوس آرام پرداختند. نتایج تحلیل‌های سینوپتیکی و نقشه‌های ترکیبی آنان نشان داد که آنومالی‌های منفی در فشار سطح دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل سطح بالا در مرکز اقیانوس آرام، آنومالی‌های فشار در جنوب غرب امریکا، آنومالی‌های مثبت درجه حرارت سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در امتداد ساحل و آب قابل بارش زیاد و شارش بخار آب روی جنوب‌غرب، باعث ریزش بارش‌های حدی می‌شود. Sun, et al. (2016) به بررسی روند شاخص‌های حدی دما و بارش در چین پرداخته و ارتباط آنها با الگوهای پیوند از دور را بررسی نمودند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که از بین شاخص‌های بارش، شاخص ساده شدت روزانه (SDII) دارای روند کاهشی معنی‌دار و طول دوره خشک (CDD) دارای روند افزایشی معنی‌دار است و سایر شاخص‌ها روند معنی‌داری ندارند. نتایج این تحقیق نشان داد در میان الگوهای پیوند از دور بررسی شده، شاخص پرفشار جنب حاره اقیانوس آرام غربی[1] (WPSHII) و نوسان شمالگان تاثیر بیشتری بر شاخص‌های دمایی داشته و در تغییر اقلیم منطقه موثر است. Wei, et al. (2017) روند شاخص‌های حدی بارش در چین و ارتباط آنها با الگوهای پیوند از دور را مورد بررسی قرار دادند. نتیجه تحقیق آنها نشان داد که بیشتر شاخص‌ها دارای روند کاهشی هستند که نشانگر جابجایی اقلیم منطقه با یک اقلیم خشکتر می‌باشد. همچنین به این نتیجه رسیدند که تغییرات در این شاخص‌ها می‌تواند متاثر از شاخص انسو، مونسون تابستانی شرق آسیا[2] (EASM) و شاخص دهه‌ای اقیانوس آرام[3] (PDO) باشد.

در ایران نیز بررسی شاخص‌های حدی مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است. عسگری و همکاران (۱۳۸۶) به تحلیل روند نمایه‌های بارش‌های حدی در ایران پرداختند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که روندهای مثبت، منفی و حالت ایستا در این شاخص‌ها مشاهده می‌شود. علیجانی (۱۳۹۰) با تحلیل فضایی دما و بارش بحرانی روزانه در ایران به این نتیجه رسید که بحران‌های بارشی در همه جای کشور پراکنده است. جهانبخش‌اصل و

[1] - Western Pacific Subtropical High Intensity Index
[2] - East Asian Summer Monsoon
[3] - Pacific Decadal Oscillation

همکاران (۱۳۹۳) به تحلیل روند شاخص‌های حدی دما و بارش در تبریز پرداخته و دوره بازگشت آنها را برآورد کردند. علیجانی و فرجزاده (۱۳۹۴) به تحلیل روند شاخص‌های حدی دما در شمال‌غرب ایران با استفاده از روش من- کندال و تحلیل موجک پرداختند. نتایج تحقیق آنها نشان‌گر کاهش فراوانی شاخص‌های حدی سرد و افزایش فراوانی شاخص‌های حدی گرم است. محمدی و همکاران (۱۳۹۶) روند تغییرات شاخص‌های حدی بارش روزانه ایران را مورد بررسی قرار دادند. نتایج آنها نشان می‌دهد که در دوره مورد مطالعه همه شاخص‌های حدی بارش در ایران دارای تغییر و روند است. در بیشتر ایستگاه‌ها، بارش سالانه کاهش و تعداد روزهای خشک افزایش یافته است. علاوه بر این‌ها، تحقیقات دیگری نیز درباره تغییرات بارش‌های حدی در ایران انجام شده است که همه آن‌ها بیانگر رخداد ناهنجاری در بارش‌های حدی در بیشتر نواحی است؛ از آن جمله می‌توان به مطالعات محمدی و تقوی (۱۳۸۴)، تقوی و محمدی (۱۳۸۶)، رحیم‌زاده و همکاران (۲۰۰۹)، معروفی و همکاران (۲۰۱۱)، مسعودیان و دارند (۱۳۹۲)، دارند (۱۳۹۴) و ملانژاد و همکاران (۲۰۱۴) اشاره کرد.

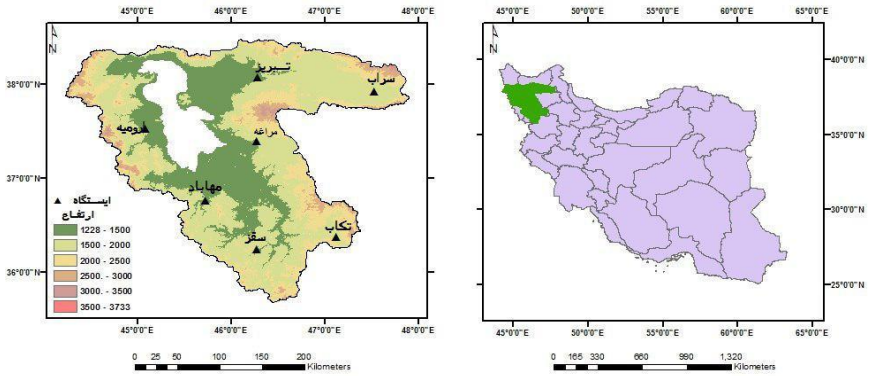
همچنین شیرمحمدی و همکاران (۱۳۹۱) به بررسی ارتباط پدیده انسو با مقادیر حدی بارش‌های فصلی در استان‌های خراسان پرداختند. نتایج همبستگی شاخص انسو با وقایع حدی نشان داد که شاخص‌های بارش فصل بهار و پاییز بیشترین همبستگی را در وقفه زمانی ۱ ماهه و شاخص‌های بارش فصل زمستان، در وقفه زمانی یک ساله نشان می‌دهند. رضایی‌بنفشه و همکاران (۱۳۹۴) به بررسی تغییرپذیری و تحلیل نوسانات بارش‌های حدی غرب و شمال‌غرب ایران پرداختند. نتایج آنها نشان داد بارش‌های حدی این منطقه در طی ۵۰ سال گذشته دارای روندی کاهشی بوده که این روند کاهشی در ارتباط با رفتار نمایه‌های دورپیوندی AO، NAO و ENSO و همچنین مراکز تاثیرگذار بر بارش منطقه اعم از پرفشار سیبری، کم‌فشار سودانی و کم‌فشار مدیترانه است.

از مطالب بالا مشخص می‌شود که در تحقیقات انجام شده بر روی شاخص‌های حدی بارش در ایران و جهان، توجه محققان اکثراً به بررسی روند و تغییرپذیری شاخص‌های حدی معطوف بوده است و جز در موارد معدودی، بررسی ارتباط آن‌ها با الگوهای پیوند از دور مورد

توجه قرار نگرفته است. این پژوهش بر آن است تا ضمن بررسی روند تغییرات شاخص‌های حدی بارش در حوضه دریاچه ارومیه، ارتباط آنها با شاخص‌های پیوند از دور را نیز مورد بررسی قرار دهد.

مواد و روش‌ها

حوضه آبریز دریاچه ارومیه با وسعت حدود ۵۱۸۷۶ کیلومتر مربع در شمال غربی ایران قرار گرفته و بوسیله بخش شمالی کوه‌های زاگرس، دامنه جنوبی کوه سبلان و دامنه‌های شمالی، غربی و جنوبی کوه سهند احاطه شده است. این حوضه از سمت شمال به حوضه آبریز رودخانه ارس، از سمت شرق به حوضه آبریز رودخانه سفیدرود، از جنوب به حوضه آبریز رودخانه‌های سفیدرود و سیروان و از غرب به حوضه آبریز رودخانه زاب محدود گشته است. در این پژوهش از داده‌های بارش روزانه ۷ ایستگاه سینوپتیک حوضه دریاچه ارومیه با طول دوره آماری ۱۹۸۷ تا ۲۰۱۴ استفاده شد. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی حوضه دریاچه ارومیه و پراکنش مکانی ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد.



شکل (۱): موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز دریاچه ارومیه و ایستگاه‌های مورد مطالعه

جدول(۱): فهرست و تعاریف شاخص‌های حدی بارش

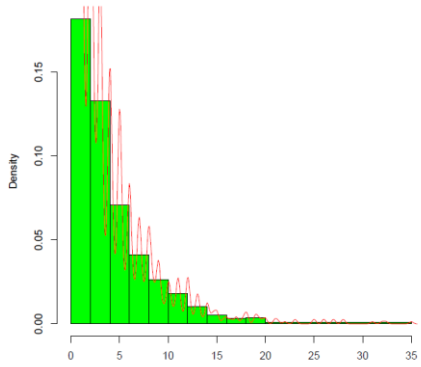
کد	نام شاخص	تعریف
$RX1_{day}$	حداکثر بارش ۱ روزه	حداکثر بارش ۱ روزه
$RX5_{day}$	حداکثر بارش ۵ روزه	حداکثر بارش ۵ روز متوالی
R10	تعداد روزهای با بارش سنگین	تعداد سالانه روزهای با بارندگی بیشتر و یا مساوی ۱۰ میلی-متر
R20	تعداد روزهای با بارش سنگین	تعداد سالانه روزهای با بارندگی بیشتر و یا مساوی ۲۰ میلی-متر
R25	تعداد روزهای با بارش خیلی سنگین	تعداد سالانه روزهای با بارندگی بیشتر و یا مساوی ۲۵ میلی-متر
CDD	طول دوره خشک	حداکثر تعداد روزهای متوالی با بارش کمتر از ۱ میلی‌متر
CWD	طول دوره مرطوب	حداکثر تعداد روزهای متوالی با بارش بیشتر و یا مساوی ۱ میلی‌متر
$R95_P$	روزهای خیلی مرطوب	مجموع سالانه بارش روزهای با بارش بیش از صدک ۹۵ دوره مبنا
$R99_P$	روزهای فوق العاده مرطوب	مجموع سالانه بارش روزهای با بارش بیش از صدک ۹۹ دوره مبنا
SDII	شاخص ساده شدت روزانه	مجموع بارش سالانه تقسیم بر تعداد روزهای تر (بارش بیشتر و یا مساوی ۱ میلی‌متر)
PRCPTOT	مجموع بارش سالانه روزهای مرطوب	مجموع بارش سالانه روزهای تر (بارش بیشتر و یا مساوی ۱ میلی‌متر)

منبع: http://etccdi.pacificclimate.org

کنترل کیفیت و ارزیابی همگنی داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار RClimDex انجام شده است. که نمونه آن برای ایستگاه سراب در شکل ۲ آورده شده است. این نرم‌افزار به وسیله Zhang & Yang (2004) در شعبه تحقیقات اقلیمی سازمان هواشناسی کانادا توسعه یافته است. در این پژوهش از شاخص‌های حدی ۱۱ گانه بارش (جدول ۱) که توسط تیم تحقیقاتی آشکارسازی و پایش تغییر اقلیم و شاخص‌ها[1] (ETCCDMI) معرفی شده، استفاده شده است. نرم‌افزار RClimDex بر اساس آستانه‌های تعریف شده برای هر شاخص، این

[1] - Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices

شاخص‌ها را استخراج و میزان شیب آن‌ها را محاسبه می‌کند. پس از استخراج شاخص‌ها، از آزمون ناپارامتری من- کندال برای بررسی وجود روند با سطح معنی‌داری ۵٪ استفاده شده است. استفاده از روش من- کندال به خوبی شناخته شده و در بسیاری از مقالات ارائه شده است؛ بنابراین از ارائه جزئیات آن صرف‌نظر شده است.



شکل(۲): نمونه کنترل کیفی داده‌های بارش روزانه ایستگاه سراب با نرم‌افزار RClimDex

به منظور آشکارسازی فرایندهای تاثیرگذار بر تغییر و نوسانات شاخص‌های حدی بارش از الگوهای پیوند از دور استفاده شده است. بدین منظور، ارتباط داده‌های ۸ الگوی پیوند از دور با شاخص‌های حدی بارش در حوضه دریاچه ارومیه بعد از استانداردسازی بر اساس روش همبستگی پیرسون تحلیل گردید (جدول ۲). مقادیر عددی این الگوها طی بازه زمانی ۲۰۱۴-۱۹۸۷ از مرکز نوآ[1] دریافت شد.

جدول(۲): الگوهای پیوند از دور مورد استفاده در این پژوهش

نام شاخص	معادل انگلیسی	معادل فارسی
AO	Arctic Oscillation	نوسان شمالگان
NAO	North Atlantic Oscillation	نوسان اطلس شمالی
ENSO	El-Nino Southern Oscillation	شاخص النینو- نوسان جنوبی
SOI	Southern Oscillation index	شاخص نوسان جنوبی

[1] - http://www.esrl.noaa.gov

MJO	Madden and Julian Oscillation	نوسان مادن- جولیان
EP-NP	East Pacific-North Pacific	شاخص آرام شرقی- آرام شمالی
PNA	Pacific North American	الگوی اقیانوس آرام و شمال آمریکا
PDO	Pacific Decadal Oscillation	نوسانات دهه‌ای اقیانوس آرام

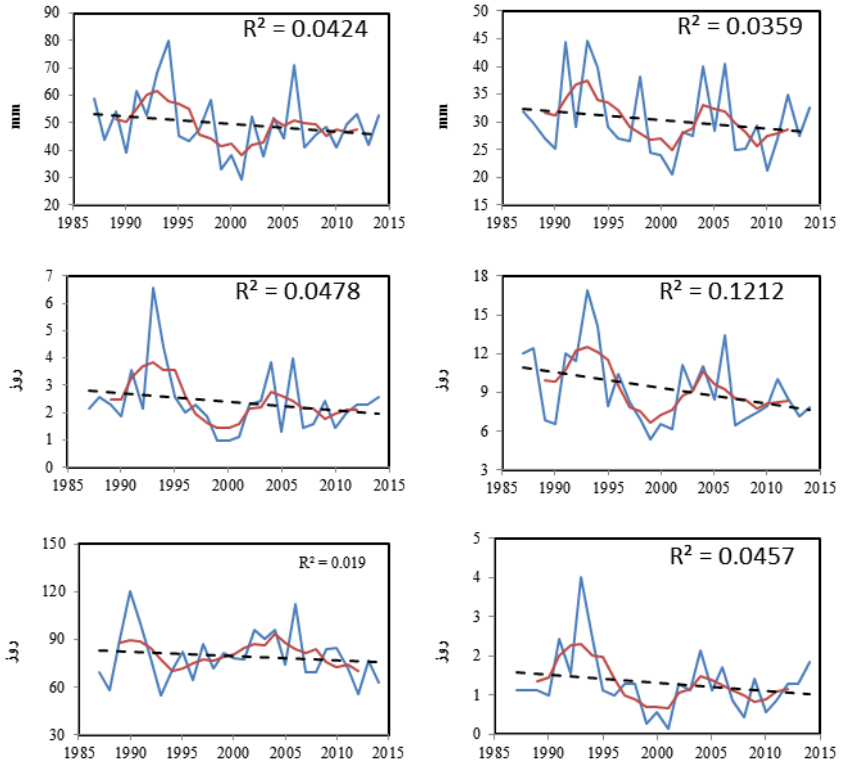
یافته ها و بحث

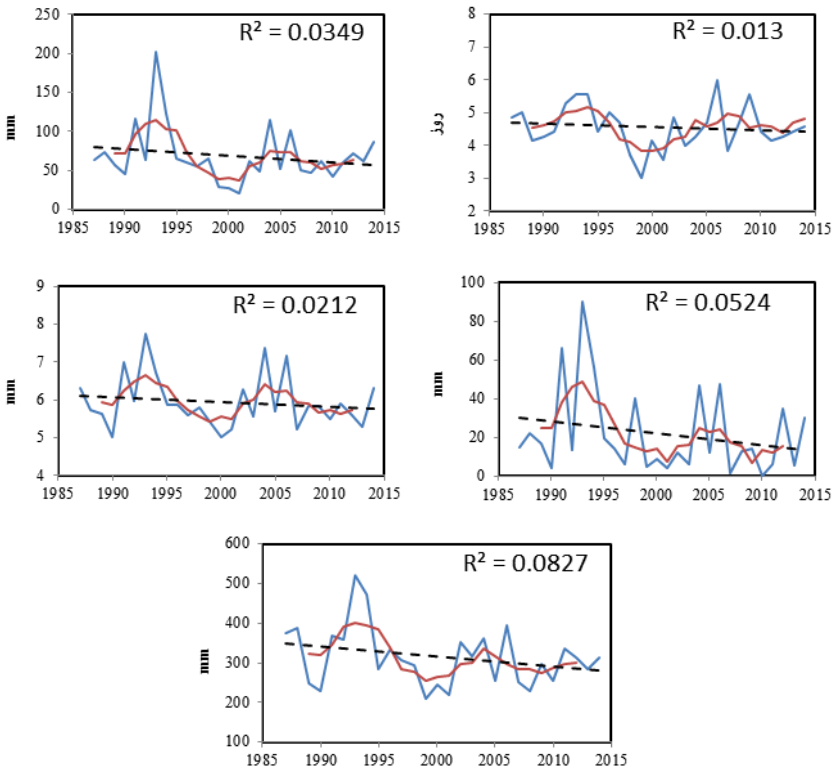
تحلیل سری‌های زمانی شاخص‌های حدی بارش

تغییرات سالانه شاخص‌های حدی بارش در حوضه دریاچه ارومیه در طی دوره ۲۰۱۴-۱۹۸۷ در شکل ۳ و شیب تغییرات و معنی‌داری آنها به تفکیک ایستگاه‌های مورد مطالعه در جدول ۳ آورده شده است. بررسی اشکال نشان می‌دهد که به جز شاخص حداکثر طول دوره خشک (CDD)، تمام شاخص‌ها در حوضه دارای روند کاهشی هستند ولی همه روندها معنی‌دار نیستند. بالاترین میزان شاخص حداکثر بارش یک‌روزه ($RX1_{day}$) در سال‌های ۱۹۹۱ و ۱۹۹۳ رخ داده است. میزان کاهش این شاخص به طور میانگین ۳/۹ میلی‌متر در دهه است و حدود ۸۶ درصد ایستگاه‌های حوضه با کاهش این شاخص مواجه هستند. بالاترین میزان شاخص حداکثر بارش ۵ روزه ($RX5_{day}$) نیز در سال ۱۹۹۴ رخ داده و میزان کاهش آن به طور میانگین ۲/۴ میلی‌متر در سال است. در مجموع، ۸۶ درصد ایستگاه‌های مورد مطالعه با کاهش شاخص حداکثر بارش ۵ روزه مواجه هستند. روند کاهشی شاخص-های R10، R20 و R25 که نشان‌دهنده تعداد روزهای با بارش سنگین و خیلی سنگین است به طور متوسط ۱/۵، ۰/۴ و ۰/۲ روز در دهه است. از نظر زمانی، بالاترین میزان این شاخص‌ها در سال ۱۹۹۳ رخ داده است. در میان شاخص‌های سه‌گانه فوق، شاخص R20 در تمام ایستگاه‌های حوضه روند کاهشی دارد.

حداکثر طول دوره خشک (CDD) در بیشتر ایستگاه‌های حوضه در حال افزایش است و میزان این افزایش در کل حوضه به طور میانگین ۰/۹ روز در دهه می‌باشد. میزان کاهش حداکثر طول دوره مرطوب (CWD) نیز در کل حوضه به طور میانگین ۰/۳ روز در دهه است. بالاترین میزان شاخص روزهای خیلی مرطوب (R95) و روزهای فوق العاده مرطوب

(R99) در سال ۱۹۹۳ رخ داده است. در مجموع، حدود ۷۱ درصد ایستگاه‌های مورد مطالعه با کاهش این دو شاخص مواجه هستند. بالاترین میزان شاخص ساده شدت روزانه (SDII) و مجموع بارش سالانه روزهای مرطوب (PRCPTOT) نیز در سال ۱۹۹۳ رخ داده و این سال نقطه شروع تغییرات کاهشی می‌باشد.





شکل(۳): سری‌های زمانی شاخص‌های حدی بارش در حوضه دریاچه ارومیه در دوره آماری ۲۰۱۴-۱۹۸۷

جدول (۳): نرخ تغییرات و p-value شاخص‌های حدی بارش در حوضه دریاچه ارومیه

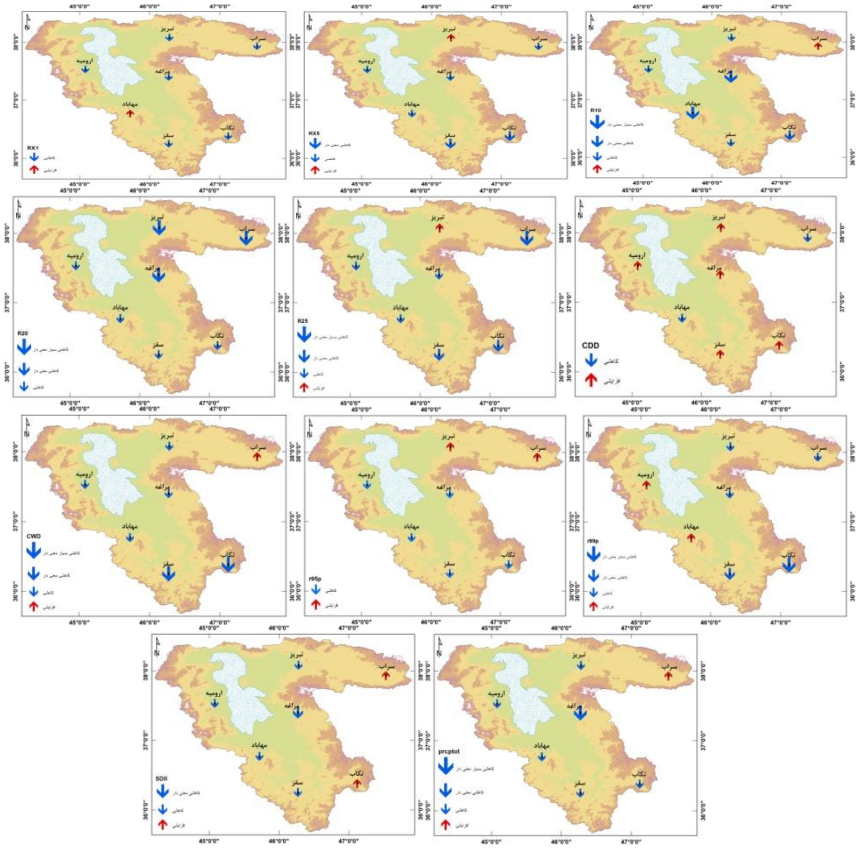
شاخص	شیب	ارومیه	تبریز	تکاب	سراب	سقز	مراغه	مهاباد
$RX1_{day}$	شیب	-۰/۳۸۴	-۰/۰۷۹	-۰/۲۶۶	-۰/۰۹۴	-۰/۶۱۱	-۰/۰۷۷	۰/۲۱۵
	p-value	۰/۲۹۱	۰/۶۳۶	۰/۲۹۱	۰/۵۶۱	۰/۱۶۶	۰/۶۵۷	۰/۴۱۷
$RX5_{day}$	شیب	-۰/۱۸۴	۰/۰۶۲	-۰/۹۷۲	-۰/۱۳۶	-۱/۳۵۲	-۰/۱۱۷	-۰/۰۹۳
	p-value	۰/۷۶۵	۰/۸۰۵	۰/۰۰۷	۰/۵۳۴	۰/۱۴۹	۰/۷۴	۰/۸۳۱
R10	شیب	-۰/۲۰۲	-۰/۰۲۸	-۰/۲۴۷	۰/۰۱۱	-۰/۲۳۳	-۰/۲۹۹	-۰/۱۱
	p-value	۰/۱۴۳	۰/۷۰۴	۰/۰۲۱	۰/۸۵۲	۰/۰۸۳	۰	۰/۱۸۹
R20	شیب	-۰/۰۰۱	-۰/۰۲۲	-۰/۰۶۶	-۰/۰۳۴	-۰/۰۷۴	-۰/۰۵۶	-۰/۰۲۵

	p-value	۰/۹۸۸	۰/۵۳	۰/۱۶۶	۰/۰۸۴	۰/۳۲۳	۰/۰۸۶	۰/۶۴۷
R25	شیب	−۰/۰۳۹	۰/۰۱۵	−۰/۰۴۹	−۰/۰۳۱	−۰/۰۵۳	−۰/۰۱۴	−۰/۰۱۳
	p-value	۰/۳۲۸	۰/۲۳۴	۰/۰۸	۰/۰۸۴	۰/۴۵۸	۰/۵۵۲	۰/۷۲۶
CDD	شیب	۰/۱۴۳	۰/۹۲۱	۰/۱۸۳	−۰/۲۳۳	−۰/۱۹۹	۰/۹۴۸	−۱/۰۷۵
	p-value	۰/۸۴۳	۰/۱۵۸	۰/۶۹۳	۰/۵۳۵	۰/۸۲۲	۰/۳۴	۰/۰۷۶
CWD	شیب	−۰/۰۱۲	−۰/۰۲۹	−۰/۰۶۸	۰/۰۱۸	−۰/۰۸۸	−۰/۰۰۵	−۰/۰۲۶
	p-value	۰/۶۶۷	۰/۲۸۶	۰/۰۳۴	۰/۵۹۶	۰/۰۶۵	۰/۸۶۹	۰/۵۳
$R95_P$	شیب	−۰/۶۷	۰/۴۴۹	−۲/۶۴۸	۰/۱۱۳	−۳/۱۵۳	−۱/۰۶۲	−۰/۸۵۴
	p-value	۰/۶۸۹	۰/۶۶۴	۰/۰۵۲	۰/۸۶۴	۰/۲۷۵	۰/۲۱۱	۰/۵۸۹
$R99_P$	شیب	−۱/۱۹۱	−۰/۴	−۱/۶۱۴	−۰/۹۳۶	−۲/۶۵۲	−۰/۲۶۲	۰/۳۳۵
	p-value	۰/۱۵۱	۰/۰۲۷	۰/۰۱۹	۰/۰۶۲	۰/۱۵۹	۰/۶۴۸	۰/۷۲۹
SDII	شیب	−۰/۰۱۴	−۰/۰۰۲	−۰/۰۱۹	۰/۰۱۴	−۰/۰۴۸	−۰/۰۵	۰/۰۰۳
	p-value	۰/۶۷۳	۰/۷۳	۰/۳۸۸	۰/۳۳	۰/۱۹۱	۰/۰۲۸	۰/۹۱۸
PRCPTOT	شیب	−۴/۰۱۹	−۲/۱۳	−۴/۷۸۲	۱/۰۵۴	۷/۲۱۱	−۵/۸۳۸	−۲/۰۹۳
	p-value	۰/۱۶	۰/۲۰۴	۰/۰۵۳	۰/۳۶۷	۰/۰۵	۰/۰۰۲	۰/۳۳۸

تحلیل روند شاخص‌های حدی بارش

پس از محاسبه روند شاخص‌های حدی بارش برای ایستگاه‌های حوضه دریاچه ارومیه، پراکندگی فضایی هر کدام به صورت نقشه تهیه شده است. شکل ۴ توزیع فضایی روند شاخص‌های حدی بارش در حوضه دریاچه ارومیه را برای دوره مورد مطالعه نشان می‌دهد. حداکثر بارش یک‌روزه ($RX1_{day}$) در ایستگاه مهاباد روند افزایشی و در بقیه ایستگاه‌ها روند کاهشی را نشان می‌دهد. این روند کاهشی در هیچ کدام از ایستگاه‌ها معنی‌دار نمی‌باشد. حداکثر بارش پنج روزه ($RX5_{day}$) در ایستگاه تبریز روند افزایشی و در بقیه ایستگاه‌ها روند کاهشی را نشان می‌دهد که در جنوب حوضه و در تکاب و سقز معنی‌دار می‌باشد. تعداد روزهای با بارش سنگین (R10) در ایستگاه سراب دارای روند افزایشی و در سایر ایستگاه‌ها دارای روند کاهشی می‌باشد که در ایستگاه‌های مهاباد، مراغه و تکاب معنی‌دار می‌باشد. در حالی که تعداد روزهای با بارش خیلی سنگین (R20) دارای روند کاهشی در تمام حوضه می‌باشند. تعداد روزهای با بارش بیش از ۲۵ میلی‌متر در ایستگاه تبریز دارای روند افزایشی و در سایر ایستگاه‌ها دارای روند کاهشی می‌باشد که در ایستگاه‌های سقز، سراب و تکاب

معنی‌دار می‌باشد. در دوره مورد مطالعه، حداکثر طول دوره خشک (CDD) در اکثر ایستگاه‌ها دارای روند کاهشی می‌باشد ولی در هیچ‌کدام از ایستگاه‌ها این روند معنی‌دار نمی‌باشد. حداکثر طول دوره مرطوب (CWD) به جز در ایستگاه سراب، در سایر ایستگاه‌های حوضه دارای روند کاهشی است که در ایستگاه‌های تکاب و سقز معنی‌دار می‌باشد. این امر نشان می‌دهد که در حوضه دریاچه ارومیه، تعداد روزهای بارانی در حال کاهش است.

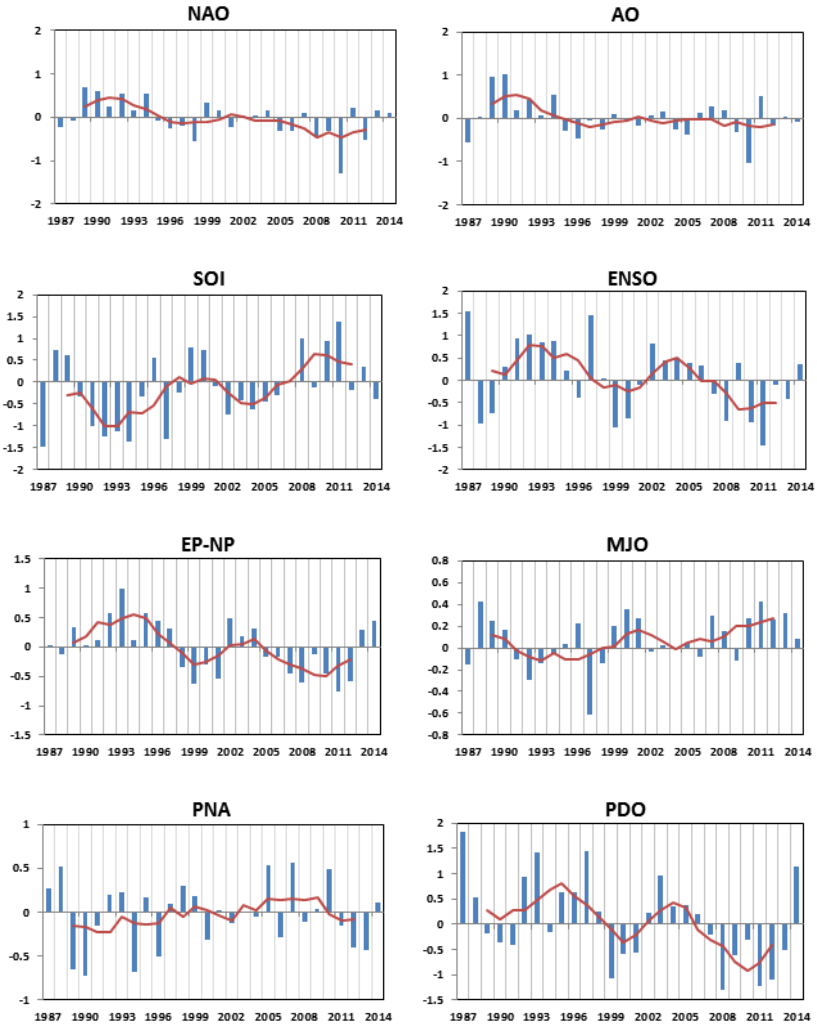


شکل (۴) : توزیع فضایی روند شاخص‌های حدی بارش در حوضه دریاچه ارومیه در دوره آماری ۲۰۱۴-۱۹۸۷

روزهای خیلی مرطوب (R95) تنها در ایستگاه سراب و تبریز روند افزایشی نشان می-دهد، در حالی که بقیه ایستگاه‌ها روند کاهشی را تجربه کرده‌اند ولی این روند در هیچ ایستگاهی معنی‌دار نیست. روزهای فوق العاده مرطوب (R99) در ایستگاه‌های مهاباد و ارومیه روند افزایشی و در بقیه ایستگاه‌ها روند کاهشی را نشان می‌دهد و این روند کاهشی در ایستگاه‌های سقز و تکاب معنی‌دار می‌باشد. روند شاخص ساده شدت روزانه (SDII) در ایستگاه‌های سراب و تکاب افزایشی و در بقیه نقاط کاهشی است و روند معنی‌دار تنها در مراغه دیده می‌شود. مجموع بارش سالانه روزهای مرطوب (PRCPTOT) نیز به جز در سراب، در سایر ایستگاه‌ها دارای روند کاهشی است که روند کاهشی در ایستگاه مراغه معنی‌دار می‌باشد.

بررسی ارتباط شاخص‌های حدی بارش با الگوهای پیوند از دور

تغییرات سالانه مقادیر استاندارد شده الگوهای پیوند از دور مورد استفاده در شکل ۵ آورده شده است. جدول ۴ نیز ضرایب همبستگی شاخص‌های حدی بارش با الگوهای پیوند از دور را نشان می‌دهد. بر اساس جدول یاد شده، ارتباط شاخص ENSO با شاخص‌های حدی بارش در حوضه دریاچه ارومیه مستقیم و مثبت است. طبق این جدول، ارتباط معنادار بین شاخص ENSO و تمام شاخص‌های حدی به جز حداکثر طول دوره خشک (CDD) برقرار است. لازم به ذکر است که شاخص CDD با هیچ‌کدام از الگوهای پیوند از دور مورد مطالعه ارتباط معناداری را نشان نداد. ارتباط شاخص نوسان جنوبی (SOI) با شاخص‌های حدی بارش معکوس و منفی است. مانند شاخص ENSO، این شاخص نیز با تمام شاخص‌های حدی به جز شاخص حداکثر طول دوره خشک (CDD) ارتباط معناداری دارد.



شکل(۵): سری‌های زمانی الگوهای پیوند از دور مورد مطالعه در بازه زمانی ۲۰۱۴-۱۹۸۷

ارتباط نوسان مادن- جولیان (MJO) با شاخص‌های حداکثر بارش یک‌روزه ($RX1_{day}$)، حداکثر بارش پنج روزه ($RX5_{day}$)، تعداد روزهای با بارش خیلی سنگین (R25)، حداکثر طول دوره مرطوب (CWD)، شاخص ساده شدت روزانه (SDII) و مجموع بارش سالانه روزهای مرطوب (PRCPTOT) در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار است. این ارتباط معکوس و منفی است. طبق جدول ۴، ارتباط شاخص آرام شرقی- آرام شمالی (EP-NP) با بیشتر شاخص‌های حدی در حوضه دریاچه ارومیه مستقیم و مثبت است. ارتباط این شاخص با شاخص‌های سه‌گانه فراوانی (R10، R20 و R25)، روزهای خیلی مرطوب (R95)، شاخص ساده شدت روزانه (SDII) و مجموع بارش سالانه روزهای مرطوب (PRCPTOT) در سطح اطمینان ۹۹ درصد و با شاخص‌های حداکثر طول دوره مرطوب (CWD) و روزهای فوق‌العاده مرطوب (R99)، در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار است. بیشترین همبستگی الگوی نوسانات دهه‌ای اقیانوس آرام (PDO) با شاخص‌های R10، R25، CWD، SDII و PRCPTOT برقرار است. رابطه این الگو با شاخص‌های فوق، مستقیم و ضریب همبستگی آنها مثبت می‌باشد.

نوسان شمالگان (AO)، نوسان اطلس شمالی (NAO) و الگوی اقیانوس آرام و شمال آمریکا (PNA) با هیچ‌یک از شاخص‌های حدی بارش در حوضه دریاچه ارومیه رابطه معناداری ندارند.

جدول(۴): ضریب همبستگی شاخص‌های حدی بارش با الگوهای پیوند از دور

شاخص	AO	NAO	ENSO	SOI	MJO	EP-NP	PNA	PDO
$RX1_{day}$	۰/۰۵۳	۰/۱۴۷	۰/۴۹**	-۰/۵۵**	-۰/۴۳*	۰/۳۷۱	-۰/۰۹۸	۰/۲۷۴
$RX5_{day}$	۰/۱۶۱	۰/۱۴۲	۰/۴۸**	-۰/۵۳**	-۰/۴۷*	۰/۳۴۷	-۰/۲۱۶	۰/۲۷۲
R10	۰/۰۴۳	۰/۱۳۹	۰/۴۶۱*	-۰/۵**	-۰/۳۲۹	۰/۴۹**	-۰/۰۵۰	۰/۴۵*
R20	۰/۱۵۲	۰/۲۴۰	۰/۳۹۷*	-۰/۴۴*	-۰/۳۴۱	۰/۵۸**	-۰/۱۲	۰/۳۶
R25	۰/۱۰۳	۰/۲۵۸	۰/۴۸**	-۰/۵۲**	-۰/۳۹*	۰/۶۴**	-۰/۰۱۱	۰/۴۹**
CDD	۰/۳۰۸	۰/۲۱۳	۰/۲۰۵	-۰/۱۳۴	-۰/۲۲	۰/۰۷۳	-۰/۳۳۶	-۰/۱۰
CWD	-۰/۰۴۴	۰/۰۶۸	-۰/۴۷*	-۰/۴۳*	-۰/۴۵*	۰/۳۸*	-۰/۰۱۳	۰/۴۰*
$R95_p$	۰/۰۸۶	۰/۱۹۸	۰/۴۳*	-۰/۴۹**	-۰/۳۵	۰/۵۵**	-۰/۰۴۷	۰/۳۶۰
$R99_p$	۰/۰۶۱	۰/۱۴۲	۰/۳۹*	-۰/۴۶*	-۰/۳۴	۰/۳۹*	-۰/۱۰۳	۰/۲۲۶
SDII	-۰/۴۶	۰/۰۹۴	۰/۴۸**	-۰/۵۰**	-۰/۴۵*	۰/۴۸**	-۰/۰۰۴	۰/۳۷*
PRCPTOT	۰/۰۳۸	۰/۱۷۱	۰/۴۹**	-۰/۵۴**	-۰/۳۸*	۰/۵۳**	-۰/۰۳۷	۰/۴۸**

نتیجه‌گیری

وقوع مکرر رخدادهای حدی آب و هوایی به عنوان یکی از اثرات تغییر اقلیم، توجه اقلیم شناسان را در سراسر دنیا به خود معطوف داشته است. هر گونه تغییر در فراوانی و شدت رخدادهای حدی، اثرات قابل توجهی بر جوامع انسانی و محیط طبیعی دارد. از آنجا که رخدادهای حدی بارش نقش مهمی در بروز مخاطرات اقلیمی دارد، مطالعه و بررسی رفتار این شاخص‌ها در بستر تغییرات اقلیمی و درک مکانیسم‌های مرتبط با آنها در مقیاس منطقه‌ای می‌تواند در کاهش خسارات ناشی از این رخدادها مؤثر باشد. تحقیق حاضر به منظور شناخت روند شاخص‌های حدی بارش در حوضه دریاچه ارومیه طی دوره ۲۰۱۴-۱۹۸۷ و بررسی ارتباط آنها با الگوهای پیوند از دور انجام یافته است.

نتایج این تحقیق نشان داد که به جز شاخص حداکثر طول دوره خشک (CDD)، تمام شاخص‌های حدی بارش در حوضه دریاچه ارومیه دارای روند کاهشی هستند. توزیع مکانی روند شاخص‌های حدی نیز نشان داد که بیشتر شاخص‌ها دارای روند معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۵ درصد در سطح حوضه هستند. این نتایج در تحقیقات انجام شده توسط وارنر و همکاران (۲۰۱۲)، ملانژاد و همکاران (۲۰۱۴)، وی و همکاران (۲۰۱۶) دارند (۱۳۹۴) و محمدی و همکاران (۱۳۸۶) نیز بدست آمده است. در بین شاخص‌های بارش، تنها در شاخص حداکثر طول دوره خشک (CDD) هیچ روند معنی‌داری مشاهده نشد. تحلیل همبستگی بین شاخص‌های حدی و الگوهای پیوند از دور نیز نشان داد تغییرات در این بارش‌های حدی متاثر از شاخص‌هایENSO، شاخص نوسان جنوبی (SOI)، الگوی آرام شرقی- آرام شمالی (EP-NP)، نوسان مادن- جولیان (MJO) و نوسان دهه‌ای اقیانوس آرام (PDO) می‌باشد. از آنجا که الگوهای پیوند از دور ساختار سینوسی در بستر زمان دارند و دارای دوره برگشت‌های تقریبا منظم هستند؛ بنابراین می‌توان با آگاهی از زمان رخداد آنها و در نظر گرفتن زمان تاخیرشان بر منطقه مورد مطالعه، نسبت به پیش‌بینی بارش‌های حدی در حوضه دریاچه ارومیه اقدام کرد و خسارات آنها را کاهش داد.

منابع:

- تقوی، فرحناز و حسین محمدی (۱۳۸۶)، بررسی دوره بازگشت رویدادهای حدی اقلیمی به منظور شناخت پیامدهای زیست‌محیطی، محیط‌شناسی، شماره ۴۳، صص ۲۰-۱۱.
- جهانبخش‌اصل، سعید، خورشیددوست، علی‌محمد، دین‌پژوه، یعقوب و فاطمه سرافروزه (۱۳۹۳)، تحلیل روند و تخمین دوره‌های بازگشت دما و بارش‌های حدی در تبریز، ***جغرافیا و برنامه-ریزی***، شماره ۵۰، صص ۱۳۳-۱۰۷.
- دارند، محمد (۱۳۹۴)، ارزیابی و شناخت تغییر اقلیم در ایران زمین طی دهه‌های اخیر، علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، سال نهم، شماره ۳۰، صص ۱۴-۱.
- رضایی بنفشه، مجید، نجفی، محمدسعید، نقی‌زاده، حبیبه و شعیب آب‌خرابات (۱۳۹۴)، واکاوی رفتار بارش‌های حدی در ارتباط با عوامل مؤثر بر بارش در غرب و شمال‌غرب، ***جغرافیا و مخاطرات محیطی***، شماره ۱۳، صص ۱۵۳-۱۳۳.
- سبزی‌پرور، علی‌اکبر و فرزاد نادری‌مقدم (۱۳۹۳)، اثر نوسان مادن- جولیان (MJO) بر تغییرات تبخیر و تعرق مرجع در مناطق جنوبی ایران، هواشناسی کشاورزی، شماره ۱، صص ۴۴-۳۲.
- شیرمحمدی، زهرا، خانی، علی‌اکبر، انصاری، حسین، علیزاده، امین و آزاده محمدیان (۱۳۹۱)، بررسی ارتباط پدیده انسو (ENSO) با مقادیر حدی بارش‌های فصلی در استان‌های خراسان، پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، شماره ۱، صص ۸۰-۶۱.
- عسگری، احمد، رحیم زاده، فاطمه، محمدیان، نوشین و ابراهیم فتاحی (۱۳۸۶)، تحلیل روند نمایه های بارش‌های حدی در ایران، تحقیقات منابع آب، شماره ۳، صص ۵۵-۴۲.
- علیجانی، بهلول (۱۳۹۰)، تحلیل فضایی دماها و بارش‌های بحرانی روزانه در ایران، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره ۲۰، صص ۳۰-۹.
- علیجانی، بهلول و حسن فرجزاده (۱۳۹۴)، تحلیل روند شاخص‌های دمای فرین در شمال‌غرب ایران، ***جغرافیا و برنامه‌ریزی***، شماره ۵۲، صص ۲۵۹-۲۲۹.
- محمدی، حسین و فرحناز تقوی (۱۳۸۴)، روند شاخص‌های حدی دما و بارش در تهران، ***پژوهش‌های جغرافیایی***، شماره ۵۳، صص ۱۷۲-۱۵۱.
- محمدی، حسین، عزیزی، قاسم، خوش‌اخلاق، فرامرز و فیروز رنجبر (۱۳۹۶)، تحلیل روند شاخص‌های حدی بارش روزانه در ایران، ***پژوهش‌های جغرافیای طبیعی***، شماره ۱، ص ۳۷-۲۱.

- مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۳)، شاخص نوسانات اطلس شمالی و تاثیر آن بر اقلیم ایران، ***پژوهش‌های جغرافیایی***، شماره ۴۸، صص ۳۰-۱۷.
- مسعودیان، ابوالفضل و محمد دارند (۱۳۹۲)، شناسایی و بررسی نمایه‌های بارش فرین ایران طی دهه‌های اخیر، ***جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای***، شماره ۲۰، صص ۲۵۷-۲۳۹.
-Aguilar, E., Aziz Barry, A., Brunet, M., Ekang, L., Fernandes, A., Massoukina, M., ...&ThambaUmba, O. (2009). Changes in temperature and precipitation extremes in western central Africa, Guinea Conakry, and Zimbabwe, 1955–2006. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 114(D2).
-Alexander, L.V., Zhang, X.B., Peterson, T.C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A., Haylock,M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. J. Geophys. Res. Atmos. (1984–2012) 111, D05109.
-Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., ... & Jones, J. (2014). Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature geoscience*, *7*(9), 627-637.http://etccdi.pacificclimate.org
-IPCC, 2007. Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University, Cambridge, UK.
-IPCC, 2013. Summary for Policymakers. In: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (Eds.), Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom; New York, New York, USA.
-De Carvalho, J. R. P., Assad, E. D., de Oliveira, A. F., & Pinto, H. S. (2014). Annual maximum daily rainfall trends in the Midwest, southeast and southern Brazil in the last 71 years. *Weather and Climate Extremes*, *5*, 7-15.
-Marengo, J. A., Jones, R., Alves, L. M., & Valverde, M. C. (2009). Future change of temperature and precipitation extremes in South

America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. *international Journal of Climatology*, *29*(15), 2241-2255.

-Marofi S, Sohrabi M. M., Mohammadi K, Sabziparvar AA, Zare-Abyaneh H (2011) Investigation of meteorological extreme events over coastal regions of Iran. TheorApplClimatol 103:401–412.

-Molanejad, M., Soltani, M., and Ranjbar, A. 2014. Changes in precipitation extremes in climate variability over northwest Iran, International Journal of Agricultural Policy and Research Vol.2 (10), pp. 334-345.

-Nazemosadat, M. J., Ghasemi, A. R., & Cordery, I. (2003). The linkage between precipitation in Iran and NSW Australia. In *The Proceeding of the Third Regional and First National Conference on Climate Change, Isfahan, Iran*.

-Peralta-Hernandez, A. R., Balling Jr, R. C., & Barba-Martinez, L. R. (2009). Comparative analysis of indices of extreme rainfall events: Variations and trends from southern México. *Atmósfera*, *22*(2), 219-228.

-Rahimzadeh, F., Asgari, A., & Fattahi, E. (2009). Variability of extreme temperature and precipitation in Iran during recent decades. *International Journal of Climatology*, *29*(3), 329-343.

-Revadekar, J. V., & Kulkarni, A. (2008). The El Nino-Southern Oscillation and winter precipitation extremes over India. *International Journal of Climatology*, *28*(11), 1445-1452.

-Singh, A., & Patwardhan, A. (2012). Spatio-temporal distribution of extreme weather events in India. *APCBEE Procedia*, *1*, 258-262.

-Song, X., Song, S., Sun, W., Mu, X., Wang, S., Li, J., & Li, Y. (2015). Recent changes in extreme precipitation and drought over the Songhua River Basin, China, during 1960–2013. Atmospheric Research, 157, 137-152.

-Sun, W., Mu, X., Song, X., Wu, D., Cheng, A., & Qiu, B. (2016). Changes in extreme temperature and precipitation events in the Loess Plateau (China) during 1960–2013 under global warming. *Atmospheric Research*, *168*, 33-48.

-Warner, M. D., Mass, C. F., & Salathé Jr, E. P. (2012). Wintertime extreme precipitation events along the Pacific Northwest coast: Climatology and synoptic evolution. *Monthly Weather Review*, *140*(7), 2021-2043.

-Wei, W., Shi, Z., Yang, X., Wei, Z., Liu, Y., Zhang, Z., ... & Wang, B. (2017). Recent Trends of Extreme Precipitation and Their Teleconnection with Atmospheric Circulation in the Beijing-Tianjin Sand Source Region, China, 1960–2014. *Atmosphere*, *8*(5), 83.

-Yan, L., & Zheng, M. (2015). Influence of climate change on saline lakes of the Tibet Plateau, 1973–2010. *Geomorphology*, *246*, 68-78.

-Zhang, X., & Yang, F. (2004). RClimDex (1.0) user manual. *Climate Research Branch Environment Canada*, *22*.

-Zhang, X.B., Aguilar, E…& Wallis, T., 2005. Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003. Journal of Geophysical Research 110.