

DOI: <https://doi.org/10.22034/jmas.2026.570639.1262>

بررسی و تحلیل روند شاخص‌های حدی بارش در حوضه حله و ارتباط آنها با الگوهای دورپیوند

راحله خیرالامور^۱، کمال امیدوار^{۲*}

^۱دانشجوی دکتری آب‌وهواشناسی گروه جغرافیا- دانشکده علوم انسانی- دانشگاه یزد- یزد- ایران

^۲استاد اقلیم‌شناسی گروه جغرافیا- دانشکده علوم انسانی- دانشگاه یزد- یزد- ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۱۰/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۲/۲۶

چکیده

بارش‌های حدی از مهم‌ترین مخاطرات اقلیمی با آثار قابل توجه بر کشاورزی و منابع آب هستند. این پژوهش باهدف بررسی روند شاخص‌های حدی بارش (PRCPTOT, R99P, R95P, CWD, CDD) در حوضه آبریز حله و تحلیل ارتباط آن‌ها با الگوهای دورپیوند (IOD, MEI, MJO, NAO) طی دوره ۲۰۰۰-۲۰۲۲ انجام شد. روند شاخص‌ها با آزمون من-کندال و ارتباط با الگوها از طریق همبستگی و رگرسیون چندگانه (با تأخیرهای سه و شش ماهه) ارزیابی گردید. نتایج نشان می‌دهد اغلب شاخص‌های حدی بارش در این دوره روندی کاهشی داشته‌اند که در برخی ایستگاه‌ها معنادار بوده است. در میان الگوهای دورپیوند، NAO بیشترین تأثیر معنادار را بر طول دوره‌های خشک و مرطوب نشان داد، درحالی‌که MJO رابطه‌ای منفی و معنادار با مجموع بارش سالانه در تمام ایستگاه‌ها داشت. تأثیر IOD و MEI غالباً غیرمعنادار و محدود به برخی ایستگاه‌ها و شاخص‌های خاص بود؛ بااین‌حال، تأخیر شش‌ماهه IOD بر CDD در بوشهر به‌طور معناداری قوی‌تر از رابطه هم‌زمان ظاهر شد. این یافته‌ها بر ضرورت لحاظ نمودن پیوندهای از دور، به‌ویژه NAO و MJO، در پیش‌بینی‌های اقلیمی و مدیریت منابع آب حوضه تأکید دارند.

کلمات کلیدی: تغییر اقلیم، شاخص‌های حدی بارش، روند، الگوهای دورپیوندی، حوضه آبریز حله

مقدمه

تغییرات اقلیمی به منزله یکی از مهم ترین چالش های زیست محیطی عصر حاضر، با افزایش فراوانی و شدت رویدادهای حدی آب و هوایی همراه بوده و پیامدهای گسترده ای در مقیاس های محلی، منطقه ای و جهانی به دنبال داشته است. رویدادهای حدی اقلیمی، به ویژه بارش های شدید، نسبت به تغییرات میانگین متغیرهای اقلیمی اثرگذاری عمیق تر و مخرب تری بر سامانه های طبیعی و انسانی دارند (الکساندر و همکاران^۱، ۲۰۰۶) و می توانند بخش هایی نظیر کشاورزی، منابع آب، شهرنشینی و امنیت غذایی را به طور جدی تحت تأثیر قرار دهند (تیرنی و همکاران^۲، ۲۰۱۳). تغییر در الگوهای بارش حدی، بیش از تغییر در مجموع بارش، می تواند مخاطرات هیدرواقلیمی را تشدید کند. با تداوم روند گرمایش جهانی، انتظار می رود شدت و فراوانی بارش های حدی افزایش یابد (ترنبرث و همکاران^۳، ۲۰۰۳؛ دونات و همکاران^۴، ۲۰۱۶). در مقیاس جهانی، شواهد متعددی از افزایش قابل توجه بارش های حدی حکایت دارد (وسترا و همکاران^۵، ۲۰۱۳)، هرچند الگوهای مکانی این تغییرات پیچیده بوده و روندهای منطقه ای متمایزی را منعکس می کنند (مین و همکاران^۶، ۲۰۱۱؛ فیشر و کنوتی^۷، ۲۰۱۵). از این رو، تحلیل تغییرات گذشته و شناسایی روندهای بارش های حدی، به منزله گامی اساسی در کاهش ریسک سیلاب، برنامه ریزی سازگارانه و مدیریت پایدار منابع آب مطرح می شود (ناظم السادات و قاسمی، ۲۰۰۴).

در ارزیابی تغییرات بارش های حدی، استفاده از شاخص های اقلیمی به منزله ابزارهای استاندارد و قابل مقایسه، نقش کلیدی دارد. شاخص های حدی بارش،

از جمله بیشینه بارش روزانه، تعداد روزهای بارانی و شاخص های مبتنی بر آستانه ها و صدک ها، ابزارهای مؤثری برای بررسی تغییرات الگوهای بارندگی در مقیاس های زمانی مختلف هستند. در همین راستا، مجموعه شاخص های ارائه شده توسط تیم متخصص شاخص های تشخیص تغییرات اقلیمی (ETCCDI^۸) به منزله یکی از معتبرترین چارچوب های بین المللی، به طور گسترده برای تحلیل شدت، فراوانی و تداوم بارش های حدی به کار گرفته شده اند (لوپز - مورو و همکاران^۹، ۲۰۱۰؛ فان و همکاران^{۱۰}، ۲۰۱۲). این شاخص ها معمولاً در چهار دسته اصلی شامل شاخص های مطلق، آستانه ای، مدت و صدکی تعریف شده و در بازه های زمانی ماهانه، فصلی و سالانه تحلیل می شوند. در ادامه این رویکرد، مطالعات متعددی با تمرکز بر مؤلفه هایی نظیر فراوانی، شدت و مجموع بارش، به تحلیل جامع بارش های حدی روزانه پرداخته اند (مدسن و همکاران^{۱۱}، ۲۰۱۴).

در این چارچوب، الگوهای دورپیوند به منزله سامانه های نوسانی، پایدار و تکرارشونده در مقیاس بزرگ جو، یکی از مهم ترین سازوکارهای تغییرپذیری اقلیم محسوب می شوند. هاتزاکي و همکاران^{۱۲} (۲۰۰۸) نشان دادند که این الگوها ارتباط نزدیکی با رویدادهای حدی هیدرواقلیمی در مقیاس های محلی و منطقه ای دارند. پیوندهای از دور به صورت روابط آماری میان متغیرهای اقلیمی در مناطق جغرافیایی دور از هم تعریف می شوند و دینامیک گردش عمومی جو نقش تعیین کننده ای در الگوی مکانی-زمانی این ارتباطات ایفا

⁷ Fischer & Knutti

⁸ Expert Team on Climate Change Detection and Indices

⁹ López-Moreno et al

¹⁰ Fan et al

¹¹ Madsen et al

¹² Hatzaki et al

¹ Alexander et al

² Tierney et al

³ Trenberth et al

⁴ Donat et al

⁵ Westra et al

⁶ Min et al

CDD و NAO عمدتاً همبستگی منفی نشان می‌دهند. در جدیدترین مطالعات، پنگ و همکاران^{۲۱} (۲۰۲۴) در حوضه رودخانه زیشویی چین نشان دادند که شاخص طول دوره مرطوب (CWD) طی فصل سیلاب کاهش معنی‌داری داشته است؛ هرچند سایر شاخص‌های حدی تغییر چشمگیری نشان نداده‌اند. باین‌حال، نتایج آن‌ها حاکی از همبستگی معنادار الگوهای بزرگ‌مقیاس اقلیمی نظیر PDO، PNO و AMO با بیشینه بارش یک‌روزه است که می‌تواند در بهبود پایش و پیش‌بینی رویدادهای شدید بارشی نقش مؤثری ایفا کند.

بررسی ویژگی‌های آماری و تغییرپذیری بارش، به‌ویژه بارش‌های حدی، از دهه‌های گذشته در ایران موردتوجه پژوهشگران اقلیم‌شناسی قرار گرفته است. از نخستین مطالعات نظام‌مند در این زمینه می‌توان به تحقیق تقوی و محمدی (۱۳۸۱) اشاره کرد که با تحلیل شاخص‌های آماری بارش، وجود بی‌هنجاری‌ها و تغییرات معنادار در الگوی بارش ایران را گزارش کردند. در ادامه، عزیززاده و جوان (۱۳۸۶) با بررسی حوضه آبریز دریاچه ارومیه نشان دادند که بارش‌های حدی این منطقه تحت‌تأثیر الگوهای دورپیوند متعددی از جمله نوسان جنوبی-ال‌نینو (ENSO)، شاخص نوسان جنوبی (SOI)، الگوی آرام شرقی-آرام شمالی (EP-NP)، نوسان مادن-جولیان (MJO) و نوسان دهه‌ای اقیانوس آرام (PDO) قرار دارند. هم‌زمان، محمدی و تقوی (۱۳۸۶) نیز با تحلیل داده‌های بلندمدت، بر افزایش تغییرپذیری بارش‌های حدی و بی‌قاعدگی در رژیم بارش کشور تأکید کردند. شیرمحمدی و همکاران (۱۳۹۱) با بررسی ارتباط ENSO و مقادیر حدی بارش فصلی در استان‌های خراسان نشان دادند که بیشترین همبستگی

می‌کند (بولانژه و همکاران^{۱۳}، ۲۰۰۵). آفاکوچک و همکاران (۲۰۱۴) نشان دادند که شاخص‌های مدت بارش از انسجام مکانی قوی‌تر و همبستگی‌های دورپیوندی آشکارتری نسبت به شاخص‌های شدت برخوردارند که بیشتر تحت‌تأثیر فرایندهای همرفتی محلی قرار می‌گیرند. نوسان جنوبی-ال‌نینو (ENSO) به‌منزله غالب‌ترین دورپیوند استوایی با دوره تناوب ۲ تا ۷ ساله شناخته می‌شود که فازهای گرم آن موجب تضعیف و فازهای سرد آن موجب تشدید بارش‌های موسمی می‌شود (لی و همکاران^{۱۴}، ۲۰۲۴). همچنین، دوقطبی اقیانوس هند (IOD) با چرخه‌های ۸ تا ۱۶ ساله از طریق برهم‌کنش‌های اقیانوسی-جوی، بارش مناطق جنوب و جنوب‌شرق آسیا را تعدیل می‌کند (کورتس و همکاران^{۱۵}، ۲۰۱۹). در مقیاس‌های زمانی بلندمدت‌تر، نوسان دهه‌ای اقیانوس آرام (PDO) و نوسان چند دهه‌ای اقیانوس اطلس (AMO) نقش مهمی در تغییرپذیری بارش‌های حدی ایفا می‌کنند. کاسانوئا و همکاران^{۱۶} (۲۰۱۴) نشان دادند که AMO قوی‌ترین همبستگی را با شاخص‌های بارش بسیار شدید نظیر R95p و R99p دارد. سان و همکاران^{۱۷} (۲۰۱۵) گزارش کردند که رویدادهای بزرگ‌مقیاس اقلیمی مانند ENSO همبستگی قوی با الگوهای بارش ماهانه و بارش‌های شدید بعدی دارند. نینگ و بردلی^{۱۸} (۲۰۱۵) نیز ارتباط معناداری میان بارش‌های شدید شمال‌شرق ایالات متحده و الگوهای NAO، PNA و ENSO نشان دادند. راتیناسامی و همکاران^{۱۹} (۲۰۱۹) بیان کردند که بارش‌های شدید هند به‌طور معناداری با شاخص‌های Niño 3.4 و PDO و IOD مرتبط هستند. همچنین، بی‌ینه و همکاران^{۲۰} (۲۰۲۱) در اتیوپی دریافتند که شاخص‌های IOD و Niño 3.4 با چندین شاخص بارش حدی همبستگی مثبت داشته، درحالی‌که شاخص

¹⁸ Ning & Bradley

¹⁹ Rathinasamy et al

²⁰ Beyene et al

²¹ Peng et al

¹³ Boulanger et al

¹⁴ Li et al

¹⁵ Kurths et al

¹⁶ Casanueva et al

¹⁷ Sun et al

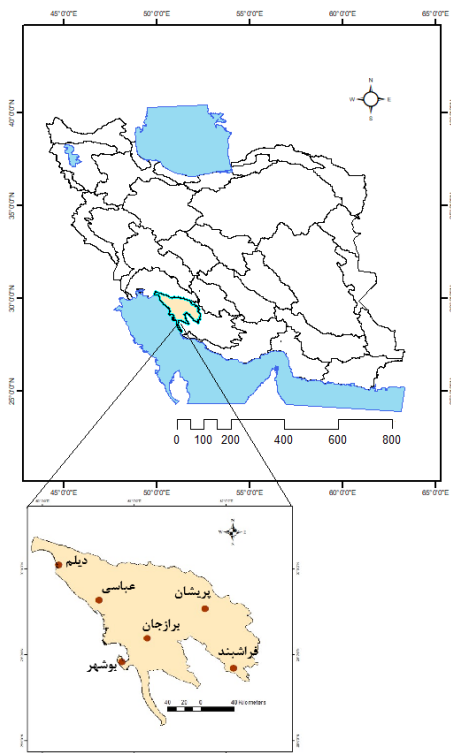
شاخص‌های بارش بهار و پاییز با وقفه زمانی هشت ماهه و بارش‌های زمستانه با وقفه یک‌ساله رخ می‌دهد. همچنین، کوزه‌گران و موسوی (۱۳۹۳) با بررسی شاخص‌های حدی اقلیمی نشان دادند که منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر گرمایش اقلیمی قرار گرفته است؛ به‌طوری که شاخص‌های حدی دماهای گرم روندی افزایشی و شاخص‌های حدی دماهای سرد روندی کاهشی و معنادار از نظر شدت و فراوانی داشته‌اند. در ادامه، رضایی بنفشه و همکاران (۱۳۹۴) با بررسی نوسانات بارش‌های حدی در غرب و شمال غرب ایران طی یک دوره آماری ۹۷ ساله نشان دادند که این بارش‌ها روندی کاهشی داشته و به‌طور معناداری با شاخص‌های دورپیوندی نظیر نوسان قطبی (AO)، نوسان اطلس شمالی (NAO) و ENSO و نیز سامانه‌های همدیدی غالب بر منطقه، از جمله پرفشار سیری و کم‌فشارهای سودانی و مدیترانه‌ای، مرتبط هستند. در ادامه محمدی و همکاران (۱۳۹۶) نشان دادند که طی دوره ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۲، اغلب شاخص‌های حدی بارش در ایران دچار تغییرات ساختاری شده‌اند؛ به‌گونه‌ای که در حدود ۹۲ درصد ایستگاه‌ها روند کاهشی بارش سالانه و در حدود ۷۲ درصد ایستگاه‌ها افزایش تعداد روزهای خشک متوالی (CDD) مشاهده شده است. یافته‌های دارند و رحمانی (۱۳۹۷) نیز تشدید نوسانات و افزایش عدم قطعیت در الگوی بارش کشور را تأیید کرده است. محمودآبادی و همکاران (۱۳۹۷) در استان سیستان و بلوچستان نشان دادند که الگوهای دورپیوند بررسی شده اثرات معناداری بر تغییرات شاخص‌های حدی بارش منطقه دارند. سپس بیجندی و همکاران (۱۴۰۰) با بهره‌گیری از شاخص‌های حدی بارش و تحلیل همدیدی، بارش‌های فرین شمال شرق ایران را طی دو دهه اخیر بررسی کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که بیشترین فراوانی نمایه روزهای با بارش بسیار سنگین (R20mm)، با سهم ۳۷/۴ درصد، در فصل زمستان رخ داده است؛

با این حال، هیچ‌یک از شاخص‌های حدی بررسی شده روند آماری معناداری نداشته و وقوع این رخدادها عمدتاً به الگوهای بلاکینگ مستقر در شرق مدیترانه وابسته بوده است. در پژوهشی با ارزیابی ۱۸ شاخص دمایی در مناطق شمال و غرب کشور، نشان داده شد که روند گرمایش اقلیمی با افزایش معنادار شاخص‌های گرم (مانند شب‌های گرم و حاره‌ای) و کاهش معنادار شاخص‌های سرد (مانند روزهای یخبندان و شب‌های سرد) همراه بوده است. نتایج بیانگر آن است که شدت گرمایش در دمای شبانه نسبت به دمای روزانه در این مناطق بارزتر بوده و لزوم برنامه‌ریزی برای کاهش اثرات این تغییرات را تأیید می‌کند (نساجی زواره و قرمز چشمه، ۱۴۰۲). عساکره و شهابی (۱۴۰۲) نشان دادند که طی دوره ۱۳۴۹ تا ۱۳۹۵، فراوانی روزهای با بارش‌های حدی کم‌مقدار (کمتر از صدک دهم) و پر مقدار (بیشتر از صدک نودم) در بخش عمده‌ای از ایران روندی افزایشی داشته است؛ الگویی که هم‌زمان با کاهش فراوانی روزهای بارشی نرمال، بیانگر حرکت رژیم بارش کشور به‌سوی شرایط حدی‌تر و افزایش احتمال وقوع خشکسالی‌ها و سیلاب‌های مخرب است. در همین راستا، میرزایی حسنی و همکاران (۱۴۰۳) نشان دادند که میانگین بارندگی سالانه ایران طی دوره ۱۳۵۱ تا ۱۴۰۰ در چندک‌های مختلف دارای روندی کاهشی و معنادار بوده و شاخص‌های حدی بارش، به‌ویژه R10 و R20، در نواحی شمال و شمال غرب کشور کاهش یافته‌اند.

مرور منابع نشان می‌دهد که الگوهای دورپیوند، از مهم‌ترین سازوکارهای کلان‌مقیاس مؤثر بر اقلیم ایران و سایر مناطق جهان محسوب می‌شوند. با این حال، در اغلب پژوهش‌های انجام‌شده، تمرکز اصلی بر تحلیل روند و تغییرپذیری شاخص‌های حدی بارش بوده و به‌جز در مطالعاتی محدود، بررسی نظام‌مند و هم‌زمان ارتباط این شاخص‌ها با الگوهای دورپیوند، به‌ویژه در مقیاس

بررسی و تحلیل روند شفاف‌های مدی بارش در موضعه مله و ارتباط آنها با ...

حوضه‌های درجه دوم کشور نشان می‌دهد و ایستگاه‌های منتخب منطقه نیز در همان شکل مشخص شده‌اند.



شکل ۱. موقعیت حوضه آبریز حله در نقشه حوضه‌های آبریز درجه دو کشور ایران و موقعیت مکانی ایستگاه‌های مورد مطالعه

داده‌ها

داده‌های روزانه بارش برای شش ایستگاه منتخب (بوشهر، برازجان، بندر دیلم، عباسی، پیشان و فراهیند) در حوضه آبریز حله، از سازمان هواشناسی ایران برای دوره زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۲ اخذ شد (جدول ۱).

جدول ۱. مختصات جغرافیایی و ارتفاع ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا (متر)
بوشهر	۵۰° ۸۴'	۲۸° ۹۶'	۱۱

حوضه‌های آبریز، کمتر مورد توجه قرار گرفته است. این خلأ پژوهشی به‌طور خاص در حوضه آبریز حله، با توجه به شرایط اقلیمی خشک و نیمه‌خشک و وابستگی شدید به منابع آب و کشاورزی، به‌وضوح احساس می‌شود.

هدف اصلی این پژوهش، تحلیل جامع روند شاخص‌های حدی بارش در حوضه حله و شناسایی ارتباط آن‌ها با الگوهای پیوند از دو با در نظر گرفتن وقفه‌های زمانی است. نوآوری اصلی این مطالعه در سه بعد قابل تعریف است: اول، تمرکز حوضه‌محور بر منطقه‌ای با تنوع اقلیمی و کوهساری بالا که امکان مقایسه رفتار بارش‌های حدی در نواحی ساحلی و داخلی را فراهم می‌آورد؛ دوم، تحلیل هم‌زمان و تأخیری چند الگوی دورپیوندی (استوایی و برون‌حاره‌ای) و شناسایی وقفه‌های زمانی بهینه برای هر شاخص؛ سوم، ارائه یک چارچوب یکپارچه که علاوه بر تحلیل روند، به تبیین سازوکارهای کلان‌مقیاس مؤثر بر تغییرپذیری بارش‌های حدی می‌پردازد. این رویکرد می‌تواند در بهبود پیش‌بینی و مدیریت ریسک رویدادهای حدی در حوضه‌های مشابه نقش مؤثری ایفا کند.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز رودخانه حله همراه با مسیل‌های فرعی دو سوی آن که مجموعاً ۲۱'۲۷۴ کیلومترمربع مساحت دارد، به‌منزله یک حوضه فرعی در تقسیم‌بندی حوضه‌های آبریز ایران شناخته می‌شود. این ناحیه در گستره عرض‌های جغرافیایی ۲۸°۱۰' تا ۳۰°۲۲' شمالی و طول‌های جغرافیایی ۴۹°۵۳' تا ۵۲°۲۳' شرقی واقع شده است. از منظر تقسیمات کشوری، بیشترین سهم مساحت حوضه متعلق به استان بوشهر با ۵۶ درصد است و پس از آن استان فارس، خوزستان و کهگیلویه و بویراحمد به ترتیب هر کدام بخش‌هایی از این حوضه را در بر می‌گیرند. شکل (۱)، موقعیت حوضه حله را نسبت به سایر

بندر دیلم	۵۰° ۱۸'	۲۳۰° ۰۴'	۵
برازجان	۵۱° ۱۴'	۲۹° ۱۹'	۶۸
پریشان	۵۱° ۷۷'	۲۹° ۵۳'	۸۵۲
عباسی	۵۰° ۶۲'	۲۹° ۶۲'	۱۲
فراشبند	۵۲° ۰۸'	۲۹° ۸۴'	۷۸۶

نیومن^{۲۳} برای بررسی تصادفی بودن داده‌ها انجام شد. نتایج نشان داد که تمامی ایستگاه‌های منتخب از همگنی مناسب برخوردار بوده و هیچ نقطه شکست معناداری در سطح ۰/۰۵ مشاهده نشد. همچنین، مقادیر پرت با استفاده از روش فاصله بین‌چارکی شناسایی و بررسی شدند و با داده‌های اصلی سازمان هواشناسی مقایسه و در صورت تأیید، حفظ شدند. داده‌های مربوط به الگوهای دورپیوند شامل NAO و MEI از وب‌سایت NOAA^{۲۴}، داده‌های الگوی MJO از مرکز پیش‌بینی محیطی استرالیا^{۲۵} و داده‌های شاخص دوقطبی اقیانوس هند (IOD) از مرکز اقیانوس‌شناسی ژاپن^{۲۶} گرفته شدند. این داده‌ها به صورت ماهانه در دسترس بوده و برای تحلیل همبستگی با شاخص‌های بارش استفاده شدند.

شاخص‌های حدی بارش

به منظور ارزیابی فراوانی و شدت وقایع حدی بارشی، از مجموعه شاخص‌های آب‌وهوایی حدی (ETCCDI) استفاده شد که توسط کارل و همکاران^{۲۷} (۱۹۹۹) فرموله و تدوین شده است. این شاخص‌ها به گونه‌ای طراحی شده‌اند که امکان محاسبه یکسان آن‌ها توسط محققان در سراسر جهان فراهم شود و نتایج در چارچوب تغییرات آب‌وهوایی جهانی قابل ادغام باشند. در این مطالعه، شاخص‌های CDD (تعداد روزهای خشک متوالی)، CWD (حداکثر تعداد روزهای متوالی بارش $1 \leq$ میلی)، R95P (بارش بالاتر از صدک ۹۵)، R99P (بارش بالاتر از صدک ۹۹) و PRCPTOT (مجموع کل بارش) انتخاب گردیدند. تمام محاسبات این شاخص‌ها با نرم‌افزار RCLimDex 1.0 که توسط شعبه تحقیقات آب‌وهوای سرویس هواشناسی کانادا توسعه

انتخاب این ایستگاه‌ها بر اساس سه معیار اصلی انجام گرفت: اول، پوشش مکانی مناسب در سراسر حوضه به منظور نمایش تنوع اقلیمی و کوهساری (از نواحی ساحلی تا ارتفاعات داخلی)؛ دوم، کیفیت و تداوم داده‌ها با حداقل ۸۵ درصد پوشش داده در دوره مورد مطالعه؛ سوم، دسترسی به داده‌های کامل و قابل اعتماد از سازمان هواشناسی. استفاده از داده‌های ایستگاهی به داده‌های شبکه‌بندی شده ترجیح داده شد، زیرا داده‌های ایستگاهی دقت بالاتری در ثبت رویدادهای حدی محلی دارند و عدم قطعیت‌های ناشی از درونیابی و مدل‌سازی را کاهش می‌دهند. همچنین، باتوجه به تنوع اقلیمی و کوهساری حوضه، استفاده از داده‌های مشاهداتی مستقیم برای تحلیل شاخص‌های حدی بارش ضروری بود. لازم به ذکر است که هدف این مطالعه، استنتاج الگوهای فضایی دقیق در سطح حوضه نیست، بلکه شناسایی روندهای زمانی و ارتباط آن‌ها با الگوهای دورپیوند در نقاط کلیدی حوضه است.

قبل از تحلیل، داده‌ها تحت کنترل کیفیت دقیق قرار گرفتند. ابتدا، داده‌های مفقود شناسایی شدند و ایستگاه‌هایی با بیش از ۱۵ درصد داده مفقود از تحلیل حذف شدند. برای داده‌های مفقود کمتر از ۱۵ درصد، از روش میانگین‌گیری وزنی بر اساس ایستگاه‌های همجوار استفاده شد. سپس، آزمون‌های همگنی شامل آزمون پیت^{۲۲} برای شناسایی نقاط شکست و آزمون ون

^{۲۲} Pettitt Test

^{۲۳} Von Neumann Ratio Test

^{۲۴} <https://www.noaa.gov/>

^{۲۵} <http://www.bom.gov.au>

^{۲۶} <http://www.bom.gov.au>

^{۲۷} Karl et al

داده شده است، انجام شد. تعاریف دقیق این شاخص‌ها در جدول (۲) ارائه شده است.

جدول ۲. تعاریف شاخص‌های مدی بارش مورد استفاده در این مطالعه

نمایه شاخص	نام شاخص	تعریف	واحد
CDD	طول دوره خشک	حداکثر تعداد روزهای متوالی با بارش کمتر از ۱ میلیمتر	روز
CWD	طول دوره مرطوب	حداکثر تعداد روزهای متوالی با بارش بیشتر یا مساوی ۱ میلیمتر	روز
R95P	روزهای خیلی مرطوب	مجموع سالانه بارش روزهای با بارش بیش از صدک ۹۵ دوره مبنا	میلیمتر
R99P	روزهای فوق‌العاده مرطوب	مجموع سالانه بارش روزهای با بارش بیش از صدک ۹۹ دوره مبنا	میلیمتر
PRCPTOT	مجموع بارش سالانه	مجموع بارش سالانه روزهای تر (بارش بیشتر و یا مساوی ۱ میلیمتر)	میلیمتر

الگوهای دورپیوند
(بهره و همکاران^{۲۲}، ۲۰۰۶)، و تغییرات اقلیمی بر رفتار آن‌ها تأثیرگذار است.

در این پژوهش، چهار الگوی اصلی شامل NAO، MEI و IOD بررسی شدند که نام اختصاری، نام کامل انگلیسی و فارسی آن‌ها در جدول (۳) آورده شده است. NAO نوسانات جوی بین آزور و ایسلند را نشان می‌دهد و بر آب‌وهوای اروپا، شمال آفریقا و شرق آمریکای شمالی تأثیرگذار است؛ فاز مثبت آن با زمستان‌های گرم‌تر و مرطوب‌تر در شمال اروپا و شرایط خشک‌تر در جنوب اروپا و خاورمیانه همراه است (هارل و همکاران^{۲۸}، ۲۰۰۳). MJO نوسانات جوی در مناطق حاره‌ای است که بر شدت بارش‌های موسمی و توفان‌های حاره‌ای تأثیر می‌گذارد (ژانگ^{۲۹}، ۲۰۰۵). MEI شدت پدیده النینو-نوسان جنوبی (ENSO) را بر اساس شش متغیر اصلی در اقیانوس آرام استوایی محاسبه می‌کند و اثرات جهانی دارد (والتر و تیملین^{۳۰}، ۲۰۱۱). IOD نوسان در دمای سطح دریا بین غرب و شرق اقیانوس هند است؛ فاز مثبت آن با کاهش بارش در اندونزی و استرالیا و افزایش در شرق آفریقا همراه است (ساجی و همکاران^{۳۱}، ۱۹۹۹). این الگوها می‌توانند با یکدیگر تعامل داشته و اثرات یکدیگر را تقویت یا تضعیف کنند

جدول ۳. الگوهای دورپیوند مورد استفاده در این پژوهش

نام اختصاری شاخص	نام کامل شاخص به انگلیسی	نام شاخص به فارسی
NAO	North Atlantic Oscillation	نوسان شمالی اطلس
MJO	Madden and Julian Oscillation	نوسان جولیان مادن
MEI	Multivariate ENSO Index	شاخص چندمتغیره انسو
IOD	Indian Ocean dipole	شاخص دوقطبی اقیانوس هند

³¹ Saji et al
³² Behera et al

²⁸ Hurrell et al
²⁹ Zhang
³⁰ Wolter & Timlin

روش‌های آماری

به‌منظور شناسایی وجود و معنی‌داری روند در شاخص‌های حدی، از آزمون ناپارامتری من-کندال استفاده شد که نخستین بار توسط من^{۳۳} (۱۹۴۵) معرفی شد. این آزمون به‌دلیل عدم نیاز به فرض نرمال بودن داده‌ها و مقاومت در برابر مقادیر پرت، برای تحلیل روند سری‌های زمانی هیدرواقليمی مناسب است. با این حال، وجود خودهمبستگی در داده‌ها می‌تواند احتمال خطای نوع اول را افزایش دهد؛ بنابراین، قبل از اعمال آزمون من-کندال، خودهمبستگی سری‌های زمانی با استفاده از تابع خودهمبستگی بررسی شد. بزرگی روند نیز با استفاده از برآوردگر شیب سن محاسبه شد (سن^{۳۴}، ۱۹۶۸). سطح معنی‌داری آماری برای آزمون‌های روند در سطح ۰/۰۵ در نظر گرفته شد. ارتباط بین شاخص‌های بارش و الگوهای دورپیوند با ضریب همبستگی پیرسون (برای بررسی روابط خطی) ارزیابی شد. به‌منظور بررسی تأثیر هم‌زمان چندین الگوی دورپیوند بر شاخص‌های بارش و تعیین سهم نسبی هر الگو، تحلیل ماتریس همبستگی و رگرسیون چندگانه با استفاده از بسته نرم‌افزاری R انجام شد. برای تحلیل اثرات تأخیری، همبستگی با تأخیر سه‌ماهه و شش‌ماهه محاسبه گردید. انتخاب این تأخیرها بر اساس مطالعات پیشین در منطقه خاورمیانه و جنوب غرب آسیا انجام شد که نشان داده‌اند الگوهای دورپیوند معمولاً با وقفه زمانی ۳ تا ۶ ماه بر بارش‌های منطقه‌ای تأثیر می‌گذارند (شیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۱؛ رضایی بنفشه و همکاران، ۱۳۹۴). این تأخیرها امکان شناسایی اثرات تجمعی و تأخیری الگوهای کلان‌مقیاس بر شاخص‌های حدی بارش را فراهم می‌آورند. در مورد MJO، با وجود ماهیت درون‌فصلی این نوسان (با دوره تناوب ۳۰ تا ۶۰ روز)، تحلیل تأخیری ۳ و ۶ ماهه برای آن نیز انجام شد. دلیل این انتخاب، بررسی اثرات تجمعی و

غیرمستقیم MJO بر شاخص‌های سالانه بارش است. در مجموع، برای هر ایستگاه، پنج شاخص بارش با چهار الگوی دورپیوند در سه حالت (همزمان، تأخیر ۳ ماهه و تأخیر ۶ ماهه) بررسی شدند که در مجموع ۶۰ ترکیب برای هر ایستگاه و ۳۶۰ ترکیب برای کل شش ایستگاه را شامل می‌شود. برای کنترل خطای نوع اول ناشی از آزمون‌های چندگانه، از روش تصحیح بنفرونی استفاده شد.

نتایج

تحلیل سری‌های زمانی و روند شاخص‌های حدی بارش تحلیل سری‌های زمانی شاخص‌های حدی بارش برای دوره ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۲ در شش ایستگاه منتخب حوضه آبریز حله انجام شد. آمار توصیفی شاخص‌ها در جدول (۴) ارائه شده است. نتایج نشان می‌دهد که شاخص CDD در ایستگاه‌های مختلف میانگین ۱۸۲ تا ۱۸۹/۵ روز را داشته، با بیشترین مقدار در برازجان (۲۲۴ روز). شاخص CWD در تمام ایستگاه‌ها میانگین ۳/۶ تا ۳/۸ روز را نشان داد که بیانگر دوره‌های کوتاه‌مدت بارشی در منطقه است. شاخص‌های R95P و R99P بیشترین مقادیر را در ایستگاه عباسی (به ترتیب ۶۸/۱ و ۱۷/۵ میلی‌متر) ثبت کردند، در حالی که PRCPTOT در بوشهر بالاترین میانگین (۳۷۱/۳ میلی‌متر) را داشت.

جدول ۴. میانگین، حداقل و حداکثر شاخص‌های حدی در ایستگاه‌های حوضه حله برای دوره ۲۰۰۰-۲۰۲۲.

نام ایستگاه	CDD			CWD			PRCP			R95			R99		
	Min	Avg	Max	Min	Avg	Max	Min	Avg	Max	Min	Avg	Max	Min	Avg	Max
بوشهر	۲۱۲	۱۸۴/۵	۱۵۴	۶	۴	۲	۶۴۳	۳۷۱/۳	۱۶۲/۵	۱۵۳/۴	۷۴/۷	۰	۷۲	۱۶/۹	۰
برازجان	۲۲۴	۱۸۹/۴	۱۵۶	۹	۳/۸	۱	۴۱۶	۲۴۲	۸۵/۴	۱۳۳/۹	۵۱/۲	۰	۱۳۲/۱	۱۴	۰
ديلم	۲۱۰	۱۸۲	۱۵۴	۶	۳/۷	۲	۴۵۷/۶	۲۸۰/۶	۱۲۲/۷	۱۹۲/۱	۵۶/۶	۰	۸۰/۶	۱۶/۱	۰
عباسی	۲۰۳	۱۸۵/۵	۱۶۳	۸	۳/۸	۲	۴۸۹/۷	۳۱۱/۸	۱۳۱/۵	۱۸۰/۶	۶۸/۱	۰	۱۴۲/۶	۱۷/۵	۰
پريشان	۲۲۳	۱۸۵/۲	۱۴۰	۷	۳/۷	۱	۳۵۷/۷	۲۲۸/۳	۸۴/۹	۱۱۴/۹	۴۶/۱	۰	۱۰۷/۳	۱۳/۳	۰
فراشبنڊ	۲۲۳	۱۸۳/۷	۱۴۰	۶	۳/۶	۲	۴۶۵/۹	۲۸۵/۷	۱۱۴/۸	۱۸۴/۴	۶۰	۰	۱۲۹/۱	۱۶	۰

به منظور ارزیابی وجود روند در سری‌های زمانی شاخص‌های حدی بارش، از آزمون ناپارامتریک من - کندال استفاده شد که به دلیل عدم حساسیت به توزیع داده‌ها و نقاط پرت، مناسب برای داده‌های اقلیمی است. این آزمون روندها را در سطح اطمینان ۹۵ درصد ($\alpha = 0.05$) بررسی کرد. نرخ تغییرات (شیب سن) و مقادیر p برای هر شاخص و ایستگاه در جدول (۵) خلاصه شده است. روند

کاهشی معنادار ($p > 0.05$) در شاخص CDD در سه ایستگاه بوشهر، پريشان و فراشبنڊ مشاهده شد. شاخص CWD در تمام ایستگاه‌ها روند کاهشی داشت، اما هیچ کدام معنادار نبودند. شاخص R95P تنها در ایستگاه عباسی روند کاهشی معنادار ($p = 0.03$) نشان داد. سایر شاخص‌ها (R99P و PRCPTOT) روندهای کاهشی غیرمعنادار در اکثر ایستگاه‌ها داشتند.

جدول ۵. نرخ تغییرات (شیب سن) و p -value شاخص‌های حدی بارش در ایستگاه‌های حوضه حله برای دوره ۲۰۰۰-۲۰۲۲.

شاخص حدى	تغييرات شاخص	بوشهر	برازجان	بنڊر ديلم	عباسی	پريشان	فراشبنڊ
CDD	شیب	-۱/۰۷	-۰/۵	-۲/۸	-۰/۵۴	-۱/۵	-۱/۴۳
	p-value	۰/۰۱۷	۰/۳۵	۰/۶	۰/۱۳	۰/۰۲	۰/۰۲
CWD	شیب	-۰/۰۶۴	-۰/۰۴	-۰/۰۴	-۰/۰۳	-۰/۰۷	-۰/۰۴
	p-value	۰/۰۸	۰/۵	۰/۲۵	۰/۴۵	۰/۱	۰/۲۳
R95P	شیب	-۰/۸۳	۰/۷۷	-۲/۳	-۳/۵	۰/۵۷	-۰/۲۱
	p-value	۰/۵	۰/۶	۰/۱۴	۰/۰۳	۰/۶۵	۰/۹
R99P	شیب	۰/۷۸	۱/۲۸	-۰/۸	-۱/۶	۰/۷	۰/۷۵
	p-value	۰/۴	۰/۲۳	۰/۳۳	۰/۱۵	۰/۴۴	۰/۴۱
PRCPTOT	شیب	-۱/۰۱	-۰/۶	-۵/۲	-۲/۴	-۱/۸	-۲/۳
	p-value	۰/۷	۰/۸	۰/۰۷	۰/۴	۰/۴۵	۰/۴۴

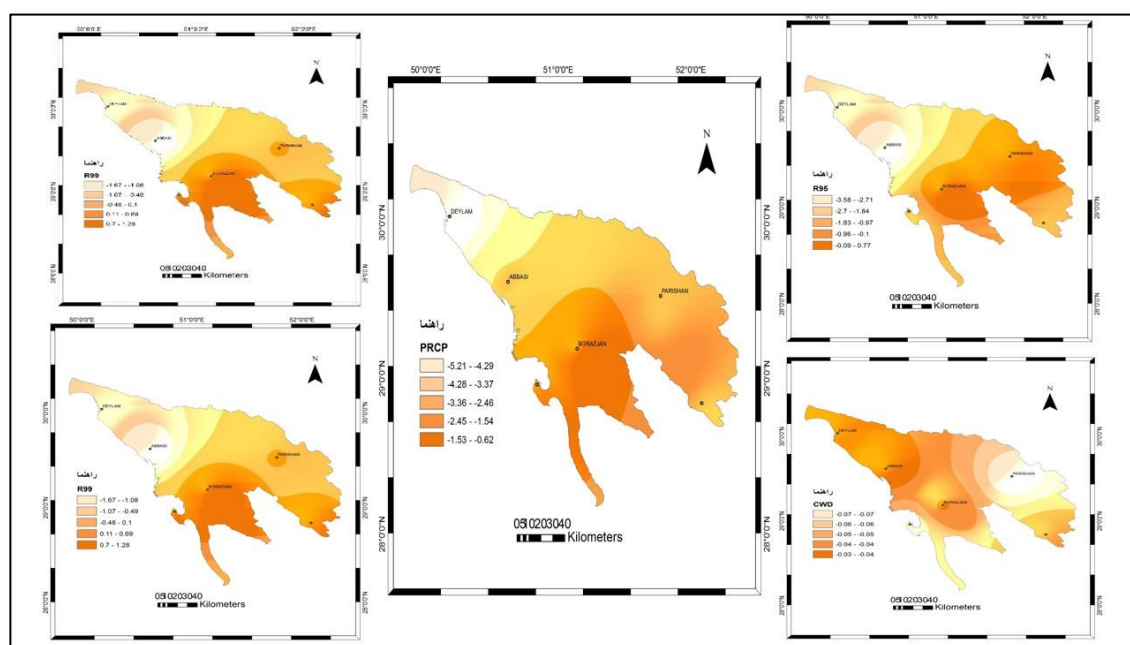
پراکنندگی فضایی روندها

شکل (۲) توزیع فضایی روندهای شاخص‌های حدی بارش را نشان می‌دهد. الگوی فضایی نشان می‌دهد که مناطق مرکزی و شرقی حوضه (عباسی، پریشان و فراشبند) کاهش بیشتری در شاخص CDD تجربه کرده‌اند، در حالی که نواحی ساحلی (بوشهر و ضرایب همبستگی پیرسون بین شاخص‌های حدی بارش و الگوهای دورپیوند در جدول (۶) ارائه شده است. در این مطالعه، همبستگی‌های

بندر دیلم) تغییرات کمتری داشته‌اند. این تفاوت‌های فضایی بر اهمیت رویکردهای منطقه‌ای در ارزیابی تغییرات اقلیمی تأکید دارد.

بررسی همبستگی شاخص‌های حدی بارش با الگوهای دورپیوند

با $(r \geq 0.4)$ به منزله معنادار از نظر اقلیمی در نظر گرفته شدند، که بر اساس حجم نمونه (۲۳) $(n =$ و سطح معناداری $\alpha = 0.05$ تعیین شد.



شکل ۲. روند تغییرات شاخص‌های حدی بارش در ایستگاه‌های حوضه حله برای دوره ۲۰۰۰-۲۰۲۲

جدول ۶. ضریب همبستگی شاخص‌های حدی بارش با الگوهای دورپیوند در ایستگاه‌های حوضه حله.

ایستگاه	شاخص حدی	دورپیوند الگوهای			
		IOD	MJO	MEI	NAO
بوشهر	CDD	-۰/۳۸	۰/۲۳	-۰/۲۹	-۰/۱۴
	CWD	-۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۳۰	* ۰/۴۶
	R95P	-۰/۲۲	-۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۰۲
	R99P	۰/۲۷	-۰/۳۸	۰/۰۹	۰/۱۶
	PRCPTOT	۰/۳۶	* -۰/۴۶	۰/۳۳	۰/۲۱
برازجان	CDD	-۰/۳۵	۰/۲۱	-۰/۱۵	* -۰/۴۴
	CWD	۰/۱۱	-۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۵۲
	R95P	۰/۳۷	۰/۳۷	-۰/۰۱	۰/۱۳
	R99P	* ۰/۵۶	-۰/۲۵	-۰/۲۵	-۰/۱۵
	PRCPTOT	۰/۳۹	* -۰/۵۳	* -۰/۵۳	۰/۳۳
بندر دیلم	CDD	* -۰/۵۰	۰/۳۳	-۰/۱۸	-۰/۲۱
	CWD	-۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۱۶	۰/۰۵
	R95P	-۰/۲۱	-۰/۲۱	-۰/۰۴	-۰/۱۰
	R99P	۰/۱۰	* -۰/۴۴	۰/۲۰	-۰/۲۹
	PRCPTOT	۰/۱۳	* -۰/۴۳	۰/۲۱	۰/۱۲
عباسی	CDD	-۰/۱۹	۰/۱۴	-۰/۰۹	-۰/۲۱
	CWD	۰/۱۵	-۰/۰۷	۰/۱۳	* ۰/۵۵
	R95P	-۰/۱۰	-۰/۱۰	۰/۳۱	-۰/۱۵
	R99P	۰/۰۱	-۰/۳۸	۰/۲۵	-۰/۱۹
	PRCPTOT	۰/۲۳	* -۰/۵۰	۰/۳۳	۰/۲۹
پریشان	CDD	* -۰/۵۴	۰/۱۹	-۰/۲۲	-۰/۲۹
	CWD	۰/۱۵	۰/۰۰	۰/۳۵	* ۰/۴۵
	R95P	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۰۰	-۰/۰۵
	R99P	۰/۳۰	* -۰/۶۶	۰/۱۴	-۰/۱۰
	PRCPTOT	۰/۳۷	-۰/۵۰	۰/۲۳	۰/۲۴
فرشبند	CDD	-۰/۳۶	۰/۲۶	-۰/۳۷	-۰/۲۷
	CWD	۰/۱۸	۰/۱۳	۰/۲۱	* ۰/۴۶
	R95P	-۰/۰۴	-۰/۰۴	۰/۰۴	-۰/۰۸
	R99P	-۰/۲۰	۰/۰۸	-۰/۰۹	۰/۱۱
	PRCPTOT	۰/۲۷	* -۰/۵۰	۰/۲۳	۰/۰۸

* نشان‌دهنده همبستگی معنادار از نظر اقلیمی ($r \geq ۰/۴$)

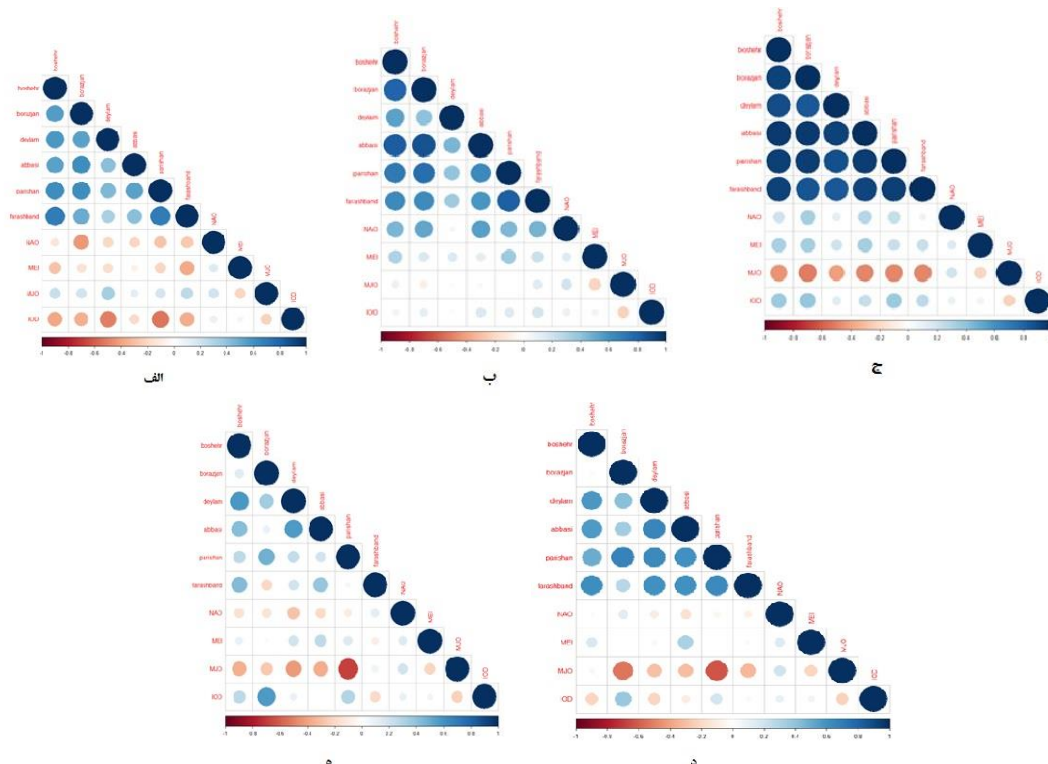
نتایج جدول (۶) نشان می‌دهد که NAO با شاخص CWD در پنج ایستگاه از شش ایستگاه همبستگی مثبت معنادار دارد، درحالی‌که با CDD همبستگی منفی نشان می‌دهد. MJO با شاخص PRCPTOT در تمام ایستگاه‌ها همبستگی منفی معنادار ($r = ۰/۴۵$ تا $۰/۵۵$) دارد. IOD با

CDD در سه ایستگاه (بندر دیلم، پریشان و بوشهر) همبستگی منفی معنادار نشان می‌دهد، و با R99P در برازجان همبستگی مثبت قوی ($r = ۰/۵۶$) دارد. MEI همبستگی‌های ناهمگن و ضعیف‌تری نسبت به سایر الگوها نشان می‌دهد، به‌جز در برازجان که با PRCPTOT

PRCPTOT بیشترین حساسیت را به الگوهای دورپیوند دارند.

تحلیل همبستگی‌های تأخیری (۳ و ۶ ماهه) نشان داد که برخی روابط با اعمال تأخیر تقویت می‌شوند. جدول (۷) خلاصه همبستگی‌های معنادار را برای حالت‌های همزمان و تأخیری نشان می‌دهد.

همبستگی منفی معنادار ($r = -0.53$) دارد. شکل ۳ ماتریس همبستگی بین شاخص‌های حدی بارش و الگوهای دورپیوند را به صورت بصری نمایش می‌دهد. این نمایش بصری الگوهای فضایی همبستگی را برجسته می‌کند و نشان می‌دهد که شاخص‌های CWD و



شکل ۳. ماتریس همبستگی بین شاخص‌های حدی بارش و الگوهای دورپیوند در ایستگاه‌های منتخب حوضه آبریز حله برای دوره ۲۰۰۰-۲۰۲۲.

جدول ۷. خلاصه همبستگی‌های معنادار شاخص‌های دورپیوندی با شاخص‌های تأخیری بارش

ایستگاه	الگو	شاخص بارش	تأخیر (ماه)	r
بوشهر	NAO	CWD	۰	۰/۴۶
	MJO	PRCPTOT	۰	-۰/۴۳
	MJO	R95	۳	۰/۴۵
	IOD	CDD	۳	-۰/۴۴
	IOD	CDD	۶	-۰/۴۷
برازجان	NAO	CDD	۰	-۰/۴۴
	NAO	CWD	۰	۰/۵۲
	NAO	CWD	۳	۰/۴۶
	MJO	PRCPTOT	۰	-۰/۵۰
	IOD	R99	۰	۰/۵۶
	IOD	R99	۳	۰/۵۴
	IOD	R99	۶	۰/۴۸
ديلم	MJO	PRCPTOT	۰	-۰/۴۷
	MJO	R99	۰	-۰/۴۵
	IOD	CDD	۰	-۰/۵۰
	IOD	CDD	۳	-۰/۴۹
عباسی	NAO	CWD	۰	۰/۵۵
	NAO	CWD	۳	۰/۴۵
	MJO	PRCPTOT	۰	-۰/۴۷
فراشبنند	NAO	CWD	۰	۰/۴۶
	NAO	CDD	۶	-۰/۴۱
	MJO	CWD	۶	۰/۴۷
پريشان	NAO	CWD	۰	۰/۴۵
	MJO	PRCPTOT	۰	-۰/۴۵
	MJO	R95	۰	-۰/۴۹
	IOD	CDD	۰	-۰/۵۴
	IOD	CDD	۳	-۰/۴۸

براساس یافته‌های جدول (۷)، NAO بیشترین پایداری را در همبستگی با CWD در حالت‌های همزمان و تأخیری دارد. IOD در تأخیر ۶ ماهه همبستگی قوی‌تری با CDD در بوشهر نشان می‌دهد ($r = -۰/۴۷$)، و همبستگی

آن با R99P در برازجان در هر سه حالت (همزمان، ۳ و ۶ ماهه) پایدار باقی می‌ماند. MJO در تأخیر ۶ ماهه همبستگی مثبت معناداری با CWD در فراشبنند ($r = -۰/۴۷$) نشان می‌دهد که

بیانگر اثرات تأخیری این نوسان درون فصلی بر الگوهای بارش سالانه است.

بحث

نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که شاخص‌های حدی بارش در حوضه آبریز حله طی دوره ۲۰۰۰-۲۰۲۲ رفتار ناهمگن اما معناداری از خود نشان داده‌اند. کاهش معنادار شاخص CDD در سه ایستگاه (بوشهر، پریشان و فرشبند) بیانگر کوتاه‌تر شدن دوره‌های خشک متوالی است، درحالی‌که کاهش غیرمعنادار CWD در تمام ایستگاه‌ها نشان‌دهنده گسستگی زمانی بارش‌ها و کوتاه‌تر شدن رخداد‌های پیوسته بارشی است. این الگو با بازتوزیع زمانی بارش در منطقه همخوانی دارد، نه تغییر یکنواخت در مقدار کل بارش. الگوهای فضایی روندها تفاوت آشکاری میان نواحی مرکزی حوضه (با کاهش بارش‌های حدی) و مناطق ساحلی (با نوسانات پیچیده‌تر) را نشان می‌دهد که می‌تواند بازتاب تفاوت در تأثیرپذیری از شرایط دریایی، جریان‌های غربی و ویژگی‌های کوهساری محلی باشد. همبستگی قوی NAO با شاخص CWD در پنج ایستگاه از شش ایستگاه با شواهد فیزیکی موجود درباره نقش فاز مثبت NAO در کاهش نفوذ سامانه‌های مدیترانه‌ای به جنوب ایران تطابق دارد (عساکره و شاهبایی ۱۴۰۲؛ کاسانووا و همکاران ۲۰۱۴). جابه‌جایی محور جت جریان غربی در فاز مثبت NAO می‌تواند محرک کاهش دوره‌های بارشی پیوسته باشد. همبستگی منفی قوی MJO با PRCPTOT در تمام ایستگاه‌ها نشان می‌دهد که نوسانات درون فصلی MJO بر مجموع بارش سالانه تأثیر می‌گذارد، احتمالاً از طریق تعدیل

همرفت گرمسیری و انتقال رطوبت از اقیانوس هند (کورتس و همکاران، ۲۰۱۹). همبستگی معنادار IOD با CDD در سه ایستگاه ساحلی (بندر دیلم، پریشان و بوشهر) و با R99P در برازجان بر نقش اقیانوس هند در تنظیم الگوهای بارش منطقه تأکید دارد، که با یافته‌های آفاکوچک و همکاران (۲۰۱۴) همخوانی دارد. تقویت برخی روابط در تحلیل‌های تأخیری (مانند IOD با CDD در بوشهر با تأخیر ۶ ماهه نشان می‌دهد که پاسخ سامانه بارشی حوضه حله به نوسانات اقیانوسی-جوی آبی نیست و اثرات زمان‌بر نقش مهمی در شکل‌دهی به رخداد‌های حدی بارش ایفا می‌کنند. این یافته با مطالعات پیشین درباره تأخیر زمانی اثرات ENSO و IOD بر بارش ایران همخوانی دارد (ناظم سادات و قائد امینی، ۲۰۲۰) برخی ناهمخوانی‌ها با مطالعات ملی وجود دارد. محمدی و همکاران (۱۳۹۶) افزایش تعداد روزهای خشک متوالی و کاهش PRCPTOT را در بخش‌های گسترده‌ای از کشور گزارش کردند، درحالی‌که در این مطالعه CDD کاهش یافته است. این اختلاف می‌تواند ناشی از تفاوت فضایی در پاسخ‌ها، بازه‌های زمانی مختلف، و تعاملات پیچیده چندالگویی باشد. کاهش مشاهده‌شده در شاخص R95P در ایستگاه عباسی نیز با گزارش‌هایی که ارتباط مثبت IOD با مقادیر بسیار شدید بارش را نشان می‌دهند مطابقت کامل ندارد، که احتمالاً نشان‌دهنده تغییر در ساختار سیستم‌های بارشی یا تسلط الگوهای مدیترانه‌ای ضعیف‌کننده در طی دوره مورد بررسی است. در مجموع، نتایج نشان می‌دهد که رفتار بارش در حوضه حله حاصل برهم‌کنش

پیچیده نوسانات همرفتی گرمسیری، الگوهای جوی میان‌عرضی و تغییرات اقیانوسی است. پاسخ بارش به این الگوها به شدت وابسته به مکان و تأخیر زمانی است، که بر ناهمگنی فضایی-زمانی بارش در ایران تأکید دارد و ضرورت به کارگیری رویکردهای چندمقیاسی و منطقه‌محور را برای تحلیل تغییرات بارش و مدیریت پایدار منابع آب برجسته می‌سازد.

نتیجه گیری

این پژوهش، باهدف بررسی روند شاخص‌های حدی بارش در حوضه آبریز حله و ارتباط آن‌ها با الگوهای دورپیوند انجام شد. بر اساس داده‌های بارش روزانه از ۶ ایستگاه هواشناسی در حوضه حله طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۲، روند زمانی و مکانی شاخص‌های بارش حدی با استفاده از آزمون من - کندال، تخمین‌گر شیب سن و رگرسیون خطی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که شاخص‌های حدی بارش در حوضه آبریز حله طی دوره ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۲ تغییرات مشخصی را تجربه کرده‌اند که بیشتر بیانگر نوسانات و تغییرپذیری اقلیم در مقیاس زمانی کوتاه‌مدت است تا نشانه‌ای قطعی از روندهای بلندمدت تغییر اقلیم. کاهش معنادار شاخص CDD در برخی ایستگاه‌ها و کاهش غیرمعنادار CWD در تمامی ایستگاه‌ها بیانگر تغییر در توزیع زمانی رخدادهای بارشی و گسستگی دوره‌های مرطوب است، در حالی که تنها در ایستگاه عباسی روند کاهشی معناداری در شاخص R95P مشاهده شد. همچنین نتایج همبستگی نشان داد که برخی الگوهای دورپیوند مانند NAO، MJO و IOD با شاخص‌های حدی

بارش ارتباط آماری قابل توجهی دارند؛ به گونه‌ای که NAO بیشترین ارتباط را با طول دوره‌های خشک و مرطوب، MJO ارتباط منفی قابل توجهی با بارش کل سالانه، و IOD در برخی ایستگاه‌ها با شاخص‌های خشکی و بارش‌های بسیار شدید نشان داد. تقویت برخی از این روابط در تحلیل‌های تأخیری حاکی از آن است که تأثیر نوسانات اقیانوسی-جوی بر سامانه‌های بارشی منطقه می‌تواند با فاصله زمانی ظاهر شود. در عین حال، تفاوت الگوهای همبستگی میان ایستگاه‌های ساحلی و داخلی بیانگر نقش عوامل محلی مانند فاصله از دریا و شرایط کوهساری در تعدیل این روابط است. با این حال، محدودیت‌هایی نظیر کوتاه بودن دوره آماری، تعداد محدود ایستگاه‌ها و ماهیت صرفاً همبستگی روابط مشاهده شده، تفسیر قطعی نتایج را محدود می‌کند. بنابراین، یافته‌های این مطالعه را می‌توان به منزله گامی اولیه در شناخت نقش الگوهای دورپیوند بر حدهای بارش در حوضه حله دانست که می‌تواند در کنار سایر داده‌ها و مدل‌های پیش‌بینی، در بهبود تحلیل‌های اقلیمی و مدیریت منابع آب منطقه مورد استفاده قرار گیرد، هرچند برای درک دقیق‌تر سازوکارهای فیزیکی و تأیید روابط علی، انجام مطالعات طولانی‌مدت تر و چندمنبعی ضروری است.

Aghakouchak, A., Barth, A., Hsu, K. L., & Sorooshian, S. (2014). Comparative hydro-climatic analysis of Tulare Lake, California, and the Aral Sea. *Journal of Hydrology*, 507, 42–58.

Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., ... Rahimzadeh, F. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D5), D05109.

Behera, S. K., Luo, J. J., Masson, S., Sakuma, H., & Yamagata, T. (2006). A CGCM study on the interaction between IOD and ENSO. *Journal of Climate*, 19(9), 1688–1705. <https://doi.org/10.1175/JCLI3766.1>

Beyene, T. K., Jain, M. K., Yadav, B. K., & Agarwal, A. (2021). Multiscale investigation of precipitation extremes over Ethiopia and teleconnections to large-scale climate anomalies. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 36, 1503–1519.

Boulanger, J. P., Leloup, J., Penalba, O., Rusticucci, M., Lafon, F., & Vargas, W. (2005). Observed precipitation in the Parana–Plata hydrological basin: Long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Climate Dynamics*, 24, 393–413.

Casanueva, A., Rodríguez-Puebla, C., Frías, M. D., & González-Reviriego, N. (2014). Variability of extreme precipitation over Europe and its relationships with teleconnection patterns. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 709–725.

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. *Nature Climate Change*, 6(5), 508–513. <https://doi.org/10.1038/nclimate2941>

Fan, X., Wang, Q., & Wang, M. (2012). Changes in temperature and precipitation extremes during 1959–2008 in Shanxi, China. *Theoretical and Applied Climatology*, 109(1–2), 109–120. <https://doi.org/10.1007/s00704-011-0577-7>

Fischer, E. M., & Knutti, R. (2015). Anthropogenic contribution to global occurrence of heavy-precipitation and high-temperature extremes. *Nature Climate Change*, 5(6), 560–564.

Hatzaki, M., Lingis, P., Flocas, H. A., Michaelides, S., & Oikonomou, C. (2008). The impact of an upper tropospheric teleconnection pattern on precipitation extremes over Cyprus. *Advances in Geosciences*, 16, 131–136.

Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., & Visbeck, M. (Eds.). (2003). The North Atlantic Oscillation: Climatic significance and environmental impact. *Geophysical Monograph Series*, 134. American Geophysical Union.

بیجندی، م.، دریاباری، س. ج.، رنجبر سعادت‌آبادی، ع.، و اربابی سبزواری، آ. (۱۴۰۰). بررسی رخداد بارش‌های فرین شمال شرق ایران طی دوره ۲۰۰۱–۲۰۲۰. *هواشناسی و علوم جو*، ۴ (۴)، ۳۰۷–۲۸۴.

دارند، م.، و رحمانی، ه. (۱۳۹۷). واکاوی نقش شاخص‌های دورپیوند اقلیمی بر بارش استان کردستان. *فضای جغرافیایی*، ۱۸ (۶۳)، ۲۴۹–۲۷۲.

رضایی بنفشه، م.، حسین‌علی‌پور گزی، ف.، جعفری شندی، ف.، و علی محمدی، م. (۱۳۹۴). تحلیل هم‌دید بارش‌های سنگین پهنه شمال غرب ایران (با تأکید بر الگوهای ضخامت جو). *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، ۱۹ (۵۳)، ۱۱۷–۱۳۵.

شیرمحمدی، ز.، اکبرخانی، ع.، انصاری، ح.، عزیزاده، ا.، و محمدیان، آ. (۱۳۹۱). بررسی ارتباط پدیده انسو (ENSO) با مقادیر حدی بارش‌های فصلی در استان‌های خراسان. *نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک*، ۱۹ (۱)، ۶۱–۸۰.

عساکره حسین، -، و شاهبایی کوتنایی، ع. (۱۴۰۲). تحلیل روند زمانی-مکانی فراوانی فرین‌های بارش روزانه ایران. *علوم آب و خاک*، ۲۷ (۲)، ۲۲۲–۲۰۹.

عزیززاده ورزقان، م. ر.، و جوان، خ. (۱۳۹۸). تحلیل روند شاخص‌های حدی بارش در حوضه دریاچه ارومیه و ارتباط آن با الگوهای دورپیوند. *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، ۲۳ (۷۰)، ۲۴۶–۲۲۷.

کوزه‌گران، س.، و موسوی‌بایگی، م. (۱۳۹۴). بررسی روند رویدادهای حدی اقلیمی در شمال شرق ایران. *آب و خاک*، ۲۹ (۳)، ۷۵۰–۷۶۴.

محمدی، ح.، عزیزی، ق.، خوش‌اخلاق، ف.، و رنجبر، ف. (۱۳۹۶). تحلیل روند شاخص‌های حدی بارش روزانه در ایران. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۹ (۱)، ۳۷–۲۱.

میرزائی حسنیو، ا.، عرفانیان، م.، جوان، خ.، و نجفی، م. ر. (۱۴۰۳). تحلیل روند شاخص‌های حدی بارش در ایران بر اساس مدل رگرسیون چندکی. *محیط زیست و مهندسی آب*، ۱۰ (۴)، ۵۵۷–۵۴۱.

نساجی زواره، م.، و قرمزچشمه، ب. (۱۴۰۲). بررسی تغییرات زمانی-مکانی مقادیر حدی دما بر اساس شاخص‌های ETCCDI (ناحیه شمال و غرب کشور). *محیط زیست و مهندسی آب*، ۹ (۱)، ۹۵–۱۰۸.

- Sen, P. K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63(324), 1379–1389.
<https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>
- Sun, X., Renard, B., Thyer, M., Westra, S., & Lang, M. (2015). A global analysis of the asymmetric effect of ENSO on extreme precipitation. *Journal of Hydrology*, 530, 51–65.
- Tierney, J. E., Smerdon, J. E., Anchukaitis, K. J., & Seager, R. (2013). Multidecadal variability in East African hydroclimate controlled by the Indian Ocean. *Nature*, 493(7432), 389–392.
- Trenberth, K. E., Dai, A., Rasmussen, R. M., & Parsons, D. B. (2003). The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(9), 1205–1217.
- Westra, S., Alexander, L. V., & Zwiers, F. W. (2013). Global increasing trends in annual maximum daily precipitation. *Journal of Climate*, 26(11), 3904–3918.
- Wolter, K., & Timlin, M. S. (2011). El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). *International Journal of Climatology*, 31(9), 1074–1087. <https://doi.org/10.1002/joc.2176>
- Zhang, C. (2005). Madden-Julian Oscillation. *Reviews of Geophysics*, 43(2), RG2003. <https://doi.org/10.1029/2004RG000158>
- Karl, T. R., Nicholls, N., & Ghazi, A. (1999). CLIVAR/GCOS/WMO workshop on indices and indicators for climate extremes—Workshop summary. *Climatic Change*, 42, 3–7.
- Kurths, J., Aha, R. V., Bollt, E., et al. (2019). Unravelling the spatial diversity of Indian precipitation teleconnections via a non-linear multi-scale approach. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 26, 251–266.
- Li, Z., Wang, W., Zhang, Q., & Pan, X. (2024). Assessment of teleconnections of extreme precipitation with large-scale climate indices: A case study of the Zishui River Basin, China. *Sustainability*, 16, 11235.
- López-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S. M., Angulo-Martínez, M., Beguería, S., & Kenawy, A. (2010). Trends in daily precipitation on the northeastern Iberian Peninsula, 1955–2006. *International Journal of Climatology*, 30(7), 1025–1041. <https://doi.org/10.1002/joc.1945>
- Madsen, H., Lawrence, D., Lang, M., Martinkova, M., & Kjeldsen, T. R. (2014). Review of trend analysis and climate change projections of extreme precipitation and floods in Europe. *Journal of Hydrology*, 519, 3634–3650. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.003>
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13(3), 245–259.
- Min, S. K., Zhang, X., Zwiers, F. W., & Hegerl, G. C. (2011). Human contribution to more-intense precipitation extremes. *Nature*, 470(7334), 378–381.
- Nazemosadat, M. J., & Ghasemi, A. R. (2004). Quantifying the ENSO-related shifts in the intensity and probability of drought and wet periods in Iran. *Journal of Climate*, 17(20), 4005–4018.
- Ning, L., & Bradley, R. S. (2015). Winter climate extremes over the northeastern United States and southeastern Canada and teleconnections with large-scale modes of climate variability. *Journal of Climate*, 28, 2475–2493.
- Peng, Y., Liu, Y., Li, X., & Zhang, Y. (2024). Spatiotemporal evolution of extreme precipitation and its response to climate change in the Zishui River Basin, China. *Atmosphere*, 15(2), 209. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-55866-x>
- Rathinasamy, M., Agarwal, A., Sivakumar, B., Marwan, N., & Kurths, J. (2019). Wavelet analysis of precipitation extremes over India and teleconnections to climate indices. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 33, 2053–2069.
- Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N., & Yamagata, T. (1999). A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401(6751), 360–363. <https://doi.org/10.1038/43854>

Investigation and Analysis of Precipitation Extremes Trends in the Helleh Basin and Their Relationship with Teleconnection Patterns

Rahaleh Kheiralomoor¹, Kamal Omidvar^{2*}

¹ Affiliation PhD Candidate in Climatology, Department of Geography, Faculty of Humanities, Yazd University, Yazd, Iran.

² Professor of Climatology, Department of Geography, Faculty of Humanities, Yazd University, Yazd, Iran.

*Corresponding Author Email: Komidvar@yazd.ac.ir

Received: 4 January 2026, Accepted: 16 May 2026

ABSTRACT

Extreme precipitation events represent significant climate hazards with substantial impacts on agriculture and water resources. This study aims to investigate the trends of extreme precipitation indices (CDD, CWD, R95P, R99P, and PRCPTOT) in the Helleh River Basin and analyze their relationship with teleconnection patterns (NAO, MJO, MEI, and IOD) during the 2000–2022 period. The trends of these indices were evaluated using the Mann-Kendall test, while the relationships with teleconnection patterns were assessed through correlation and multiple regression analysis (with three- and six-month lags). The results indicate that most extreme precipitation indices exhibited a decreasing trend during this period, which was statistically significant at several stations. Among the teleconnection patterns, the North Atlantic Oscillation (NAO) demonstrated the most significant influence on the duration of dry and wet periods. Conversely, the Madden-Julian Oscillation (MJO) showed a negative and significant relationship with total annual precipitation across all stations. The impacts of the Multivariate ENSO Index (MEI) and the Indian Ocean Dipole (IOD) were generally insignificant and confined to specific stations and indices; however, a six-month lag of the IOD showed a significantly stronger influence on CDD in Bushehr compared to the concurrent relationship. These findings emphasize the necessity of incorporating teleconnection patterns, particularly the NAO and MJO, into climate forecasting and water resource management strategies for the Helleh Basin.

Keywords: Climate Change, Extreme Precipitation Indices, Trend Analysis, Teleconnection Patterns, Helleh River Basin.

HOW TO CITE THIS ARTICLE?

Kheiralomoor, R., & Omidvar, K. (2026). Investigation and Analysis of Precipitation Extremes Trends in the Helleh Basin and Their Relationship with Teleconnection Patterns. *Journal of Meteorology and Atmospheric Science*, 8(2), 1- 18. DOI: 10.22034/jmas.2026.570639.1262

COPYRIGHTS

Copyright for this article is retained by the author(s), with publication rights granted to the JMAS Journal. This is an open-access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

