

واکاوی رفتار بارش‌های حدی در ارتباط با عوامل مؤثر بر بارش در غرب و شمال غرب

مجید رضائی بنفشه^۱ - دانشیار اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
محمدسعید نجفی - دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
حبیبه نقی‌زاده - دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
شعب آب‌خرابات - دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۵/۶ تاریخ تصویب: ۱۳۹۳/۱۰/۱

چکیده

در این مطالعه، به بررسی تغییرپذیری و تحلیل نوسان‌های بارش‌های حدی غرب و شمال غرب کشور با استفاده از آزمون‌های آماری تحلیل طیفی و من‌کنندال در نیم سده گذشته پرداخته شده است. فراسنج‌های مورد مطالعه عبارت‌اند از: نمایه‌های دور پیوندی ENSO، AO، NAO، MEI و کلف‌های خورشیدی و مراکز فشار شامل کم‌فشار مدیترانه، کم‌فشار دریای سیاه، کم‌فشار سودان و پرفشار سبیری. بدین منظور از ۸ ایستگاه همدید، که دارای آمار ۵۰ سال اخیر (۱۹۶۱-۲۰۱۰) هستند و همچنین از ۱۰ نمایه حدی بارش استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهد که تنها در ایستگاه سنندج روند نمایه‌های حدی بارش افزایشی بوده است. گرچه برخی از نمایه‌ها در ایستگاه‌هایی محدود دارای روندی افزایشی بوده‌اند، اما به‌طور کلی نتایج نشان می‌دهد بارش‌های حدی این منطقه در طی ۵۰ سال گذشته دارای روندی کاهشی است که این روند کاهشی در ارتباط با رفتار نمایه‌های دور پیوندی ENSO، AO، NAO و همچنین مراکز فشار تأثیرگذار بر بارش منطقه اعم از پرفشار سبیری، کم‌فشار سودانی و کم‌فشار مدیترانه است و سبب کاهش در بارش‌ها در غرب و شمال غرب کشور می‌شوند. نتایج تحلیل طیفی نشان می‌دهد که چرخه فرین‌های بارش در درجه اول در ارتباط با چرخه شدت و ضعف مرکز کم‌فشار مدیترانه و چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله آن است. همچنین در بین نمایه‌های دور پیوندی، بیش از همه، چرخه بارش‌های حدی در ارتباط با چرخه ۳ تا ۵ ساله نمایه انسو می‌باشد؛ به‌گونه‌ای که در تمام ایستگاه‌ها نمایه انسو با بارش‌های حدی منطقه مورد مطالعه دارای ارتباط است. لازم به توضیح است که تأثیر کلف‌های خورشیدی بر بارش‌های منطقه مورد مطالعه بسیار محدود بوده و تنها در ایستگاه ارومیه، چرخه نمایه مقدار سالانه بارش روزهای تر متناظر با چرخه ۱۱ ساله لکه‌های خورشیدی می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: حدهای بارش، تحلیل طیفی، نمایه‌های دور پیوندی، مراکز فشار، غرب و شمال.

۱. مقدمه

رخدادهایی به‌عنوان رخدادهای حدی اقلیمی تلقی می‌شوند که از لحاظ شدت و فراوانی دارای دفعات وقوع کم در طول سال می‌باشند (IPCC, 2007). در طول دو دهه گذشته در سراسر دنیا، مطالعات بسیار زیادی در ارتباط با روند و تغییرپذیری دما و بارش‌های حدی انجام شده است که نشان از اهمیت این موضوع در گستره کره زمین است (ویلافرت^۱ و همکاران، ۲۰۱۴، ۱). دیده‌بانی‌های هواشناسی در طول نیم سده گذشته، نشان می‌دهد که مقادیر دما به‌طور قابل‌توجهی دارای افزایش است (نیو^۲ و همکاران، ۲۰۰۶) و این افزایش سبب آسیب‌های جدی به انسان و طبیعت می‌شود. بسیاری از مطالعات نشان می‌دهد تغییرات اقلیمی بیش از همه رخدادهای فرین را تحت تأثیر قرار می‌دهد (ژو و رن^۳، ۲۰۱۱، ۱۲۶)؛ بنابراین در یک نگاه منطقی به اقلیم و تغییرات آن، علاوه بر مقادیر میانگین، باید مقادیر حدی و تغییرپذیری عناصر مهم آن مثل بارش مورد توجه قرار گیرد؛ زیرا بخش‌های بسیار مهمی از زندگی موجودات زنده وابسته به اقلیم و رخدادهای مربوط به آن است که رخدادهای حدی بارش نیز یکی از این بخش‌ها می‌باشد. در دهه‌های اخیر شدت، میزان، تداوم، توزیع زمانی و نرخ بارش، تحت تأثیر تغییرات اقلیمی قرار گرفته و سبب ایجاد اختلالات بارشی در یک منطقه می‌شود که از نشانه‌های این ناهنجاری‌ها می‌توان به خشکسالی‌ها (پاراجکا و همکاران، ۲۰۱۰) و سیل (شی^۴ و همکاران، ۲۰۱۳) اشاره کرد. اثرات گسترده اجتماعی، اقتصادی و زیست‌محیطی تغییر در فرین‌ها در مناطق خشک و نیمه‌خشک همانند ایران، به دلیل برخورداری از اقلیم بسیار آسیب‌پذیر و شکننده، بیشتر است و تغییرات ناگهانی آن‌ها ممکن است رخدادهای ویرانگری را به دنبال داشته باشد (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۱، ۱۸). از عوامل مؤثر بر تغییرپذیری اقلیم، می‌توان به تغییر در سامانه‌های فشار، تغییر در الگوهای پیوند از دور و دمای سطح دریاها و اقیانوس‌ها اشاره کرد (کوهن و بارلو^۵، ۲۰۰۶). از سوی دیگر، تغییرپذیری مکانی و زمانی از ویژگی‌های ذاتی اقلیم ایران به شمار می‌رود که بخشی از آن را می‌توان در ارتباط با تأثیر تغییرات اقلیمی دانست که اثرات مخرب آن سبب وقوع خشکسالی‌ها و سیلاب‌ها در سراسر ایران شده است (ناظم‌السادات و قاسمی، ۲۰۰۴: ۴۰۱۶؛ ناظم‌السادات و کوردری، ۲۰۰۰: ۵۹).

در ارتباط با مطالعه فرین‌های بارش، روند تغییرات مراکز و سامانه‌های فشار و همچنین شاخص‌های پیوند از دور مطالعات مختلف و با اهداف متفاوت در مناطق مختلف دنیا (مارسلینو^۶ و همکاران، ۲۰۱۴؛ فو و همکاران،

1 Villafuerte

2 New

3 Zhou & Ren

4 Shi

5 Cohen & Barlow

6 Marcelino

۲۰۱۳؛ چنجینگ^۱ و همکاران، ۲۰۱۲) و ایران انجام شده است. به‌طور نمونه گانگ و هو^۲ (۲۰۰۱) به مطالعه روند تغییرات پرفشار سیبری طی دوره ۱۹۲۲-۲۰۰۰ پرداختند. نتایج این مطالعه نشان دهنده تضعیف فعالیت‌های این پرفشار بوده که دارای رابطه منفی و معنی‌دار با دما و بارش در اوراسیا دارد. این به معنای آن است که روند تغییرات اقلیمی سبب تضعیف این سامانه فشار گردیده و پیامد آن افزایش دماهای گرم و کاهش بارش در اوراسیا است. بلک^۳ و همکاران (۲۰۱۰) به بررسی عوامل مؤثر بر تغییرات گذشته، حال و آینده بارش در خاورمیانه پرداختند و نتایج آن‌ها نشان می‌دهد که مهم‌ترین عوامل در تغییر بارش، تغییر در الگوهای فشار در منطقه و جابه‌جایی شمال سوی جت‌ها در قرن ۲۱ است که سبب گردیده بارش‌ها بیشتر مبتنی بر عوامل محلی و به‌صورت بارش‌های اوروگرافیک در آید که حاصل آن تغییر در الگوی بارش است. جیواتی و روسنفلد^۴ (۲۰۱۳) به بررسی روند نمایه AO، به‌عنوان یکی از عوامل مؤثر بر بارش‌های منطقه مدیترانه و خاورمیانه پرداختند. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که روند این نمایه افزایشی است و این عامل سبب تغییر و در الگوهای بارش زمستانه در منطقه مدیترانه و خاورمیانه و کاهش بارش شده است. در پرتقال دلیما^۵ و همکاران، (۲۰۱۳) به مطالعه تغییرات شاخص‌های حدی بارش در دوره ۱۹۴۱-۲۰۰۷ پرداختند. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که روند بارش‌های حدی سالانه و فصلی در این منطقه کاهش یافته است؛ همچنین روند دمای سطحی در این منطقه افزایشی بوده است که این روند از لحاظ آماری معنی‌دار بوده است. در داخل کشور نیز، رسولی و همکاران (۱۳۹۱) به بررسی سری‌های زمانی فشار مراکز الگوهای همدید مؤثر بر بارش‌های فصلی ایران پرداختند. در این مطالعه مراکز فشار زیاد سیبری، کم‌فشارهای مدیترانه، دریای سیاه، سودان، مونسون و خلیج فارس مورد بررسی قرار گرفتند. نتایج این مطالعه نشان می‌دهند که تمام مراکز فشار مذکور به‌جز سیبری در حال تضعیف هستند. این نتایج نشان می‌دهد که تضعیف این سامانه‌ها سبب کاهش بارش در کشور شده است. عسگری و همکاران (۱۳۸۶) با مطالعه نمایه‌های حدی بارش در طی دوره ۱۹۵۰-۲۰۰۳، نشان دادند که برخی از مناطق مانند هرمزگان، اصفهان و تهران روند بسیاری از نمایه‌های مثبت بوده است، اما در مناطق مانند آذربایجان و فارس، روند آن‌ها منفی بوده است؛ اما به‌طور کلی نتایج حاصله نشان می‌دهد که رفتار بارش‌های حدی در کشور دارای پیچیدگی‌های خاصی است و نمی‌توان با قطعیت گفت که تغییرات اقلیمی سبب کاهش یا افزایش نمایه‌های حدی بارش در سراسر کشور شده است. از دیگر پژوهش‌ها می‌توان مطالعات عساکره (۱۳۹۱) برای شهر زنجان، رحیم زاده و همکاران (۲۰۰۸) و محمدی و تقوی (۱۳۸۶) برای ایران اشاره کرد.

1 Chenging

2 Gong & Ho

3 Black

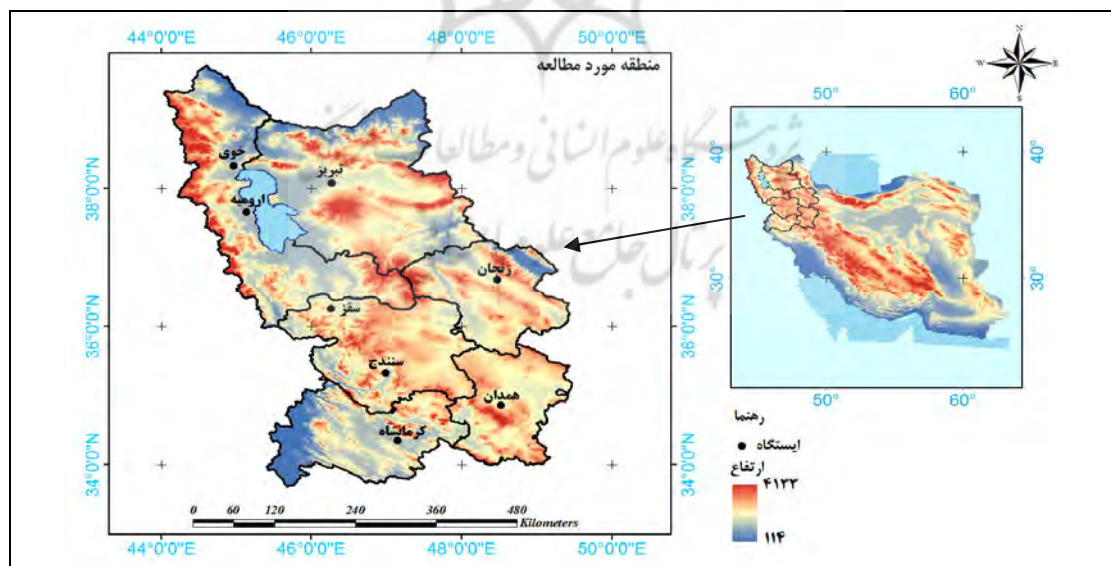
4 Givati & Rosenfeld

5 De Lima

هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم در سومین گزارش خود در سال ۲۰۰۱، احتمال وقوع تغییر در بارش‌های حدی را به‌ویژه در عرض‌های متوسط و بالا در اثر پدیده گرمایش جهانی ذکر می‌کند (IPCC, 2007). این هیئت در گزارش چهارم خود در سال ۲۰۰۷، گزارش می‌دهد که متوسط بارش‌ها در مناطق حاره افزایش داشته است در حالی که در عرض‌های میانه میزان بارش‌ها نسبت به متوسط سالانه اندکی کاهش داشته است و خشکی‌های تابستانه افزایش قابل توجهی داشته و تداوم خشکسالی‌ها بیشتر شده است، اما به‌طور کلی بارش‌های حدی در تمام مناطق دنیا، نسبت به متوسط خود، افزایش داشته است (سولمون و همکاران، ۲۰۰۷). این هیئت در گزارش پنجم خود در سال ۲۰۱۳ پیش‌بینی می‌کند که رویدادهای بارش‌های حدی در عرض‌های جغرافیایی میانه و مناطق حاره‌ای مرطوب هم از بعد شدت و هم از بعد فراوانی تا اواخر قرن بیست و یکم همان‌گونه که دمای سطحی افزایش دارد، افزایش خواهد داشت (IPCC, 2013). در بسیاری از این مطالعات تنها به بحث روند تغییرات در نمایه‌های حدی اشاره شده است و به ارتباط تغییرات در این نمایه‌ها با شاخص‌های تأثیرگذار بر بارش‌های حدی ایران اشاره‌ای نشده است؛ بنابراین، هدف از این مطالعه آشکارسازی تغییرپذیری بارش‌های حدی در شمال‌غرب و غرب کشور و ارتباط این رخدادها با نمایه‌های پیوند از دور، لکه‌های خورشیدی و مراکز فشار است.

۲. منطقه مورد مطالعه

در این مطالعه استان‌های واقع در شمال‌غرب و غرب کشور مد نظر می‌باشند که دارای بلندمدت ۵۰ ساله هستند. این استان‌ها عبارت‌اند از کرمانشاه، همدان، کردستان، زنجان، آذربایجان غربی و آذربایجان شرقی است. محدوده مورد مطالعه از ۴۴,۰۳ تا ۵۲,۴۹ درجه غربی و ۳۳,۳۷ تا ۳۹,۴۶ درجه شمالی می‌باشد (شکل ۱).



شکل ۱ منطقه و موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه

۳. مواد و روش‌ها

برای ترسیم تصویر دقیقی از تغییرپذیری فرین‌های بارش، نیاز به داده‌های با سری‌های زمانی طولانی‌مدت است. به این منظور مشخصات بارشی ۸ ایستگاه همدید که دارای داده‌های طولانی‌مدت نیم سده گذشته هستند، در مقیاس روزانه و برای دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۰ از سازمان هواشناسی کشور (IRIMO) تهیه و آماده‌سازی شدند. به‌طور کلی نمایه‌های حدی تعریف شده در ۵ دسته رده‌بندی شده‌اند که در جدول ۱، علاوه بر بیان این دسته‌بندی‌ها، تعریف و نحوه محاسبه این نمایه‌ها نیز ارائه شده است (الکساندر و همکاران، ۲۰۰۶).

جدول ۱ تعریف فرین‌های بارش

نمایه	نام نمایه	معرفی نمایه	یکا
$Rx1day$	بیشینه بارش یک روزه	اگر RR_{ij} میزان بارش روز i در دوره J باشد، آنگاه بیشینه بارش روزانه برای دوره J عبارت است از $Rx1day = \max(RR_{ij})$	میلی متر
$Rx5day$	بیشینه بارش ۵ روزه	اگر RR_{ij} میزان بارش ماهانه ۵ روزه در دوره J باشد، آنگاه بیشینه بارش ۵ روزه برای دوره J عبارت است از $Rx5day = \max(RR_{kj})$	میلی متر
$SDII$	نمایه ساده شدت روزانه	اگر RR_{wj} میزان بارش در یک روز بارانی ($RR \geq 1mm$) در دوره J و w عبارت باشد از روزهای تر در دوره J آنگاه $SDII = \frac{\sum_{w=1}^w RR_{wj}}{w}$	میلی متر بر روز
$R10mm$	روزهای با بارش سنگین	اگر RR_{ij} میزان بارش روزانه در روز i در دوره J باشد، آنگاه روزهای با بارش سنگین یعنی تعداد روزهایی با مقدار بارش روزانه مساوی یا بیشتر از ۱۰ میلی‌متر عبارت است از تعداد روزهایی که $RR_{ij} \geq 10mm$	روز
$R20mm$	روزهای با بارش خیلی سنگین	مشابه بالا ولی برای تعداد روزهایی که $RR_{ij} \geq 20mm$ است.	روز
CDD	روزهای خشک متوالی	اگر RR_{ij} میزان بارش در روز i در دوره J باشد، آنگاه بیشترین تعداد روزهای خشک متوالی که $RR_{ij} \leq 1mm$ تعداد می‌شود.	روز
CWD	روزهای تر متوالی	اگر RR_{ij} میزان بارش در روز i در دوره J باشد، آنگاه بیشترین تعداد روزهای خشک متوالی که $RR_{ij} \leq 1mm$ تعداد می‌شود.	روز
$R95p$	جمع بارش روزهای خیلی تر	اگر RR_{wj} میزان بارش در دوره J در یک روز تر یعنی روزی که بارش آن مساوی یا بیشتر از یک میلی‌متر باشد. $RR \geq 1.0mm$ و $RR_{wn} 95$ صدک ۹۵ ام بارش در روزهای تر در دوره ۱۹۸۶-۲۰۱۰ و w نماینده روزهای آر در دوره باشد، آنگاه $R95_{pj} = \sum_{w=1}^w RR_{wj}$ که در آن $RR_{wj} \geq RR_{wn} 95$	میلی متر
$R99p$	جمع بارش روزهای بیش‌ازاندازه تر	مشابه بالا ولی برای صدک ۹۹ ام، $RR_{wj} > RR_{wn} 99$	میلی متر
$PRCPTOT$	مقدار سالانه بارش در روزهای تر	اگر RR_{ij} میزان بارش روزانه در روز i ام در دوره J و i نماینده تعداد روزها در دوره J باشد، آنگاه $PRCPTOT = \sum_{i=1}^I RR_{ij}$	میلی متر

برای محاسبه این نمایه‌ها از نرم‌افزار *RClindex* که توسط گروه کارشناسی *ETCCDM* تهیه شده (ژانگ، ۲۰۰۷)، استفاده شد و شامل نمایه‌های آستانه‌ای و مبتنی بر چندک‌ها می‌باشد.

پس از محاسبه نمایه‌ها، برای تشخیص روند در سری‌های زمانی بارش‌های حدی، از آزمون روند من-کندال استفاده شده است. این آزمون از جمله آزمون‌های ناپارامتریک است که برای سری‌های زمانی که از توزیع آماری خاصی پیروی نمی‌کنند، استفاده می‌شود (طبری، ۱۳۸۶، ۱۶۶). مراحل محاسبه آماره این آزمون به صورت زیر است (حجام و همکاران، ۱۳۸۷، ۱۶۰):

الف) محاسبه اختلاف بین تک‌تک مشاهدات با همدیگر و اعمال تابع علامت و استخراج فراسنج S ، رابطه (۱):

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad \text{رابطه (۱)}$$

که n تعداد مشاهدات سری، X_j و X_k به ترتیب داده‌های j ام و k ام سری می‌باشند. تابع علامت نیز به شرح زیر قابل محاسبه است (رابطه ۲):

$$\text{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad \text{رابطه (۲)}$$

ب) سپس محاسبه واریانس توسط رابطه (۳):

$$\text{var}(s) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{t=1}^m t(t-1)(2t+5)}{18} \quad \text{رابطه (۳)}$$

که n تعداد داده‌های مشاهده شده و m معرف تعداد سری‌هایی است که در آن‌ها حداقل دو داده هم رتبه وجود دارد. t نیز بیانگر فراوانی داده‌های با رتبه یکسان است.
ج) سپس آماره Z به کمک یکی از روابط زیر استخراج گردید (رابطه ۴):

$$z = \begin{cases} \frac{s-1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{if } s > 0 \\ 0 & \text{if } s = 0 \\ \frac{s-1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{if } s < 0 \end{cases}$$

در صورتی که آماره Z مثبت باشد، روند سری داده‌ها صعودی و در صورتی که منفی باشد، روند نزولی در نظر گرفته می‌شود. در این مطالعه این آزمون برای سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد بکار گرفته شده است.

در بخشی دیگر از مطالعه، چرخه‌های سالانه رخداد‌های حدی بارش در منطقه و چرخه‌های سالانه لکه‌های خورشیدی، نمایه‌های پیوند از دور و همچنین مراکز فشاری که بارش‌های منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهند،

محاسبه گردید. چرخه‌های سالانه بر اساس روش بلاکمن و توکی (۱۹۵۸) که به‌وسیله عساکره (۱۳۸۹)، ارائه و بکار گرفته شده است، انجام شد. در تکنیک تحلیل طیفی ابتدا سری‌های زمانی به تابع بسامدی (به‌صورت تابعی دوره‌ای با دامنه و فراوانی) تبدیل شد. روش‌های پرشمار و متنوعی برای تبدیل سری زمانی به بسامد وجود دارد. یکی از روش‌های ساده و کارآ، روش همسازهاست. در این روش سری زمانی (z_T) به طول n ، $(\{z_i\}_T^T = \mathbf{1})$ به فرم یک مدل فوریه و به شکل رابطه زیر (رابطه ۵) نوشته می‌شود [ماسلن و روکموور، ۱۹۹۷ به نقل از عساکره و رزمی، ۱۳۹۱، ۱۵۲]:

$$z_i = a_0 + \sum_{i=1}^q (a_i \cos 2\pi f_i T + b_i \sin 2\pi f_i T) \quad \text{رابطه (۵)}$$

که در آن a و b ضرایب فوریه خوانده می‌شوند و از طریق روش کمترین مربعات خطا قابل برآورد هستند. $I=1,2,\dots,q$ و f_i فراوانی تکرار مشاهدات (عکس دوره بازگشت) است و با $\frac{i}{n}f_i$ نشان داده می‌شود. پراش برای بسامد f_i و طول دوره آماری بر اساس رابطه (۶) زیر به دست می‌آید:

$$(f_i) = \frac{n}{2} (a_i^2 + b_i^2) \quad i = 1, 2, \dots, q \quad \text{رابطه (۶)}$$

نموداری که مقادیر $I(f_i)$ را در مقابل i نشان می‌دهد، دوره نگار نامیده می‌شود. از آن جا که دوره نگار نسبتی از توزیع پراش در بسامدهای بنیادی و برآوردی پرآفت و خیز از طیف است، برای کاهش پراش، اریبی و ایستاسازی این برآورد، باید آن را در مجاورت بسامد مورد نظر و به‌وسیله صافی‌های مناسب هموار ساخت (عساکره و رزمی، ۱۳۹۱، ۱۵۲). برای هموارسازی از دوره‌نگار استفاده گردید (میشل و همکاران، ۱۹۶۶). در نهایت چرخه‌ها در سه مقیاس تهیه می‌شوند که محور محور افقی پایین همساز (چرخه در ۵۰ سال) و در زیر آن بسامد (فراوانی) را نشان می‌دهد (شکل ۲). محور افقی بالایی برای نمایش دوره زمانی (دوره بازگشت) چرخه‌هاست. محور عمودی برآورد طیف (پراش) را نمایش می‌دهد. خط شکسته طیف (میزان پراش) به ازای بسامد (زمان‌های) مختلف را ارائه می‌نماید (عساکره و رزمی، ۱۳۹۱، ۱۵۲). محاسبات مربوط به تحلیل طیفی برای هر ایستگاه و هر نمایه برای تعیین همسازهای آن (دوره بازگشت) انجام شد. بسامدی که بالاترین مقدار را به لحاظ تفاوت با فرض صفر (وجود نوسان در بسامد مورد نظر) داشت، به‌عنوان طیف آن ایستگاه انتخاب شد. سپس برای معنی‌داری طیف‌ها برای آزمون تصادفی نبودن نوسان‌ها در سری‌های زمانی، از آزمون X^2 و در سطح ۹۵ درصد آزمون گردید. کلیه محاسبات در نرم‌افزار *MATLAB* صورت پذیرفت.

همان‌طور که اشاره شد، در این مطالعه طیف‌های الگوهای پیوند از دور شامل نمایه‌های نوسان قطب شمال (*AO*)، نوسان اطلس شمالی (*NAO*)، نمایه چند متغیره انسو (*MEI*) و نمایه ال‌نینو-نوسان جنوبی (*ENSO*) و

همچنین لکه‌های خورشیدی و مراکز فشار دریای سیاه، دریای مدیترانه، سیبری و سودان برای شناسایی رفتار این نمایه‌ها و مراکز فشار و ارتباط آن با رفتار بارش‌های حدی در منطقه مورد مطالعه، محاسبه گردید. کلیه داده‌های این بخش از سایت سازمان هواشناسی-اقیانوس‌شناسی ایالات متحده اخذ شد. مقیاس نمایه‌های اقلیمی و لکه‌های خورشیدی سالانه می‌باشد، اما از آنجایی که تأثیر مراکز فشار مذکور در بارش‌های ایران به صورت فصلی است و بارش‌های منطقه مورد مطالعه عمدتاً از نیمه‌های پاییز آغاز و تا اواخر بهار ادامه دارد، نوسانات این مراکز فشار برای دوره سرد سال و فصل بهار و برای دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۰ محاسبه شده‌اند. داده‌هایی که از آن‌ها مراکز فشار استخراج گردید، از نوع داده‌های تحلیل مجدد و در مقیاس روزانه می‌باشند که با کمک برنامه‌نویسی در نرم‌افزار *GRADS*، مقادیر بیشینه فشار در الگوی پرفشار و کمینه فشار در الگوهای کم‌فشار در محدوده اشاره شده در جدول ۲، استخراج و پس از میانگین‌گیری برای سال مورد نظر، برای تحلیل‌های بعدی آماده شدند.

جدول ۲ موقعیت جغرافیایی مراکز فشار مورد استفاده در این پژوهش (مآخذ: رسولی و همکاران، ۱۳۹۱: ۸۱)

دوره مورد مطالعه	محدوده فعالیت	موقعیت جغرافیایی		نام مراکز فشار
		طول غربی	طول شرقی	
نیمه پاییز، زمستان و بهار	جنوب روسیه و مناطق همجوار	۴۸-۵۵	۸۰-۱۰۰	پرفشار سیبری
نیمه پاییز، زمستان و بهار	حوضه مدیترانه	۳۰-۴۰	۶-۴۰	کم‌فشار مدیترانه
نیمه پاییز، زمستان و بهار	سودان	۱۴-۱۸	۳۰-۳۵	کم‌فشار سودان
نیمه پاییز، زمستان و بهار	حوضه دریای سیاه	۴۰-۴۸	۲۵-۴۳	کم‌فشار دریای سیاه

۴. بحث و نتایج

سری زمانی نمایه‌های دورپیوندی و مراکز فشار

در جدول ۳، رفتار طیفی و روند هر یک از نمایه‌های دورپیوندی، لکه‌های خورشیدی و مراکز فشار در طول سری زمانی ۵۰ ساله، نشان داده شده است. بر اساس نمره Z نمایه *ENSO*، شاخص‌های پایین دارای روندی افزایشی است و این روند، بارش‌های زمستانه کشور را که بیشترین بارش‌های حدی نیز در طول این فصل در کشور رخ می‌دهد، تحت تأثیر قرار می‌دهد. شاخص نوسان قطبی (*AO*) دارای روندی افزایشی و معنی‌دار در سطح ۹۵ درصد اطمینان است و این به معنای تشدید در فازهای مثبت این نمایه است. در فاز مثبت این نوسان هوای مرطوب‌تر و پر بارش‌تر بیشتر روی کشورهای اسکانندیناوی و اروپای شمالی متمرکز می‌شود، بنابراین در فاز مثبت این نوسان، کم‌بارشی و هوایی سرد و خشک‌تر ایالت‌های مرکزی آمریکا، خاورمیانه، اسپانیا و اروپای جنوبی را در بر می‌گیرد، همچنین همین وضعیت برای نمایه *NAO* وجود دارد و به معنای آن می‌باشد که فازهای مثبت این نمایه در حال افزایش است و یا از شدت فازهای منفی در طی ۵۰ سال گذشته کاسته شده است؛ بنابراین تشدید فازهای مثبت و کاهش فازهای منفی می‌تواند به معنی کاهش بارش‌ها در ایران باشد. همچنین نمایه چند

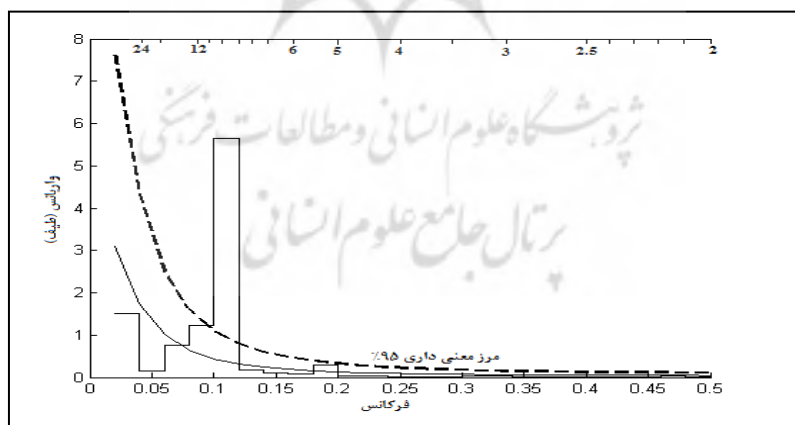
متغیره انسو (*MEI*) که متشکل از نمایه‌های نینو ۲+۱، نینو ۳، نینو ۳-۴، نینو ۴ و نمایه نوسان جنوبی *SOI* است، دارای روندی مثبت ولی غیر معنی‌دار هستند.

جدول ۳ تغییرپذیری نمایه‌های دورپیوندی، لکه‌های خورشیدی و مراکز فشار در نیم سده گذشته (۱۹۶۱-۲۰۱۰)

نام نمایه	طیف‌های معنی‌دار	آماره Z	نام مرکز	طیف‌های معنی‌دار	آماره Z
نمایه‌های دورپیوندی			مراکز فشار		
<i>AO</i>	۳ ساله	۲,۰۴*	فشار زیاد سیبری	۳,۵ ساله	۰,۴۹
<i>ENSO</i>	۳,۵، ۱۲ ساله	-۰,۱۱	کم‌فشار مدیترانه	۳، ۲ ساله	۴,۳۸**
<i>MEI</i>	۵، ۳ ساله	۰,۹۴	کم‌فشار دریای سیاه	۲,۵ ساله	۴,۲۸**
<i>NAO</i>	۲,۵ ساله	۳,۲۸**	کم‌فشار سودانی	۴، ۲ ساله	۱,۱۶
لکه‌های خورشیدی	۱۱ ساله	-۰,۶۹			

**معنی‌دار در سطح ۹۹٪ اطمینان * معنی‌دار در سطح ۹۵٪ اطمینان

خورشید و فعالیت‌های آن، نه تنها به‌عنوان عامل تعیین‌کننده و تأثیرگذار بر بارش در کل کره زمین محسوب می‌شود، بلکه نقش آن در بارش‌های ایران نیز قابل ملاحظه است؛ بنابراین لکه‌های خورشیدی که در برون‌داد انرژی خورشیدی دارای نقش مهمی است، از دیگر عوامل تأثیرگذار بر بارش کشور است. این لکه‌های دارای چرخه‌های ۱۱ ساله می‌باشد (جهانبخش و عدالت دوست، ۱۳۸۷، ۱۳۹۱)؛ بنابراین چرخه لکه‌های خورشیدی نیز از دیگر عوامل مؤثر بر بارش کشور است. روند این لکه‌ها در طی ۵۰ سال گذشته کاهش یافته است، گرچه این روند کاهش، معنادار نیست.



شکل ۲ دوره نگار، طیف و مرز معنی‌داری سری‌های زمانی لکه‌های خورشیدی

آماره Z برای مراکز فشار نشان از روند افزایشی تمام مراکز در طی ۵۰ سال گذشته است. این مراکز به‌عنوان مراکز اصلی تأثیرگذار بر بارش منطقه مورد مطالعه محسوب می‌شوند و تغییر در الگوهای فشار این مراکز، احتمالاً

سبب تغییر در بارش و در نهایت بارش‌های حدی در غرب و شمال‌غرب ایران خواهد شد. در بین مراکز ذکر شده، مراکز کم‌فشار مدیترانه و کم‌فشار دریای سیاه دارای روندی افزایشی و معنی‌دار در سطح ۹۹ درصد اطمینان هستند و در مراکز پرفشار سیبری و کم‌فشار سودانی، این روند افزایشی معنی‌دار نیست. طیف‌های این مراکز نیز در جدول ۳ ذکر شده است.

تحلیل روند بارش‌های حدی غرب و شمال‌غرب کشور

بر اساس جدول ۴، در ایستگاه‌های تبریز، ارومیه و کرمانشاه، بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر، روزهای تر متوالی و مجموع بارش روزهای تر، دارای روندی کاهشی و معنی‌دار هستند. در ایستگاه خوی، نمایه ساده شده شدت بارش روزانه دارای روندی افزایشی و معنی‌دار است که نشان از افزایش شدت بارش روزانه در گذر زمان در این ایستگاه است؛ بنابراین با افزایش شدت بارش امکان وقوع سیل نیز افزایش پیدا خواهد کرد. در این ایستگاه و همچنین ایستگاه سقز نیز، نمایه‌های روزهای تر متوالی و مجموع بارش روزهای تر، دارای روندی کاهشی و معنی‌دار هستند.

نمایه بیشینه بارش یک روزه (Rx1Day) در ایستگاه‌های تبریز، خوی، کرمانشاه و زنجان، دارای روندی کاهشی است و در ایستگاه‌های ارومیه، سنندج، سقز و همدان، روند این نمایه مثبت، یعنی افزایشی است، گرچه در هیچ‌یک از ایستگاه‌ها روندهای این نمایه معنی‌دار نمی‌باشند. نمایه بیشینه بارش ۵ روزه (Rx5Day) تنها در ایستگاه‌های همدان و سنندج دارای روندی مثبت است و در سایر ایستگاه‌های این نمایه کاهشی است. نمایه ساده شدت بارش روزانه (SDII) در ایستگاه‌های ارومیه، کرمانشاه و زنجان منفی و کاهشی است که می‌تواند نشان از کاهش میزان بارش یک روزه در گذر زمان در ایستگاه‌های مذکور باشد، این نمایه در ایستگاه‌های تبریز، خوی، همدان، سنندج و سقز مثبت و افزایشی است. روند رخداد بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر (R10mm) و بیش از ۲۰ میلی‌متر (R10mm) تنها در ایستگاه سنندج افزایشی است (هرچند غیر معنی‌دار)، در سایر این ایستگاه‌ها روند این نمایه منفی است. نمایه روزهای خشک متوالی (CDD) در ایستگاه‌های تبریز، ارومیه، خوی، کرمانشاه و سقز دارای روندی مثبت و افزایشی است که نشان از افزایش وقوع خشکی سالانه در این مناطق می‌باشد، گرچه این نمایه به‌تنهایی نمی‌تواند نشان دهنده کاهش بارش در یک منطقه باشد، اما به معنای افزایش روزهای متوالی بدون بارش در ایستگاه‌های مذکور است. این نمایه در ایستگاه‌های همدان، سنندج و زنجان کاهشی است، هرچند نمی‌تواند مبین این مطلب باشد که بارش‌های این مناطق در سری زمانی مورد مطالعه افزایش داشته است. روند نمایه روزهای تر متوالی (CWD) تنها در ایستگاه سنندج مثبت بوده و در سایر ایستگاه‌های این نمایه نیز روندی منفی و کاهشی دارد؛ بنابراین از یک سو روزهای تر متوالی در بسیاری از ایستگاه‌های کاهش یافته است و از سوی دیگر روزهای خشک نیز در بیش از نیمی از ایستگاه‌ها افزایش یافته است، بنابراین این دو نمایه در کنار هم می‌تواند مبین این مطلب باشد که در منطقه مورد مطالعه (به جز ایستگاه سنندج)، در ۵۰ سال گذشته، روند

روزهای خشک در طول سال افزایش داشته است که این مسئله می‌تواند در مسائل مربوط به کشاورزی حائز اهمیت باشد. نمایه جمع بارش روزهای خیلی تر که مبتنی بر محاسبه صدک ۹۵ ام می‌باشد، نشان می‌دهد که تنها در ایستگاه سنندج و سقز روند این نمایه افزایشی است. نمایه جمع بارش روزهای بیش‌ازاندازه تر (R99p) در ایستگاه‌های تبریز، خوی، کرمانشاه و سقز منفی و در ایستگاه‌های ارومیه، همدان، زنجان و سقز کاهش‌ی است. نمایه‌ای که می‌تواند مبین روند کاهش یا افزایش بارش در یک منطقه باشد، نمایه مقدار سالانه بارش روزهای تر (PRCPTOT) است و به‌طور کلی آنچه مشهود است کاهش روند بارش در منطقه مورد مطالعه و همچنین در برخی از ایستگاه‌ها افزایش رخداد بارش‌های سنگین و شدت بارش است که احتمال وقوع سیل در آن‌ها افزایش می‌یابد. تنها در ایستگاه سنندج است که روند کلیه بارش‌های حدی افزایشی است و تنها نمایه منفی آن روزهای خشک متوالی است. بر اساس روند نمایه‌های متفاوت اقلیمی و مراکز فشار، این افزایش در بارش‌های سنندج می‌تواند حاصل از روند افزایشی فاز منفی ENSO باشد که سبب افزایش بارش‌های پاییزه در این ایستگاه شده است. روند بارش در سایر ایستگاه‌ها کاهش‌ی است که این روند کاهش‌ی در ایستگاه‌های تبریز، ارومیه، خوی، کرمانشاه و سقز معنی‌دار و در ایستگاه‌های زنجان و همدان غیر معنی‌دار است.

جدول ۴ روند نمایه‌های حدی بارش در نیم سده گذشته (۱۹۶۱-۲۰۱۰) در منطقه مورد مطالعه

آماره Z هریک از نمایه‌های حدی بارش										ایستگاه
PRCPTOT	R99p	R95p	CWD	CDD	R20mm	R10mm	SDII	Rx5day	Rx1day	
-۳/۳۳**	-۱/۲۶	-۱/۶۹	-۳/۳۴**	۱,۱۲	-۱/۹۴	-۲/۴۵*	۰/۶۸	-۱/۲۵	-۱/۶۵	تبریز
-۲/۱۱*	۰/۷	-۰/۷۶	-۲/۴۴*	۱,۰۲	-۱/۳۳	-۲/۱۱*	-۰/۳۱	-۱/۹۳	۰/۰۹	ارومیه
-۲/۴۳*	-۰/۱۹	-۰/۷۷	-۳/۴۹**	۰,۵۹	-۱/۵۶	-۰/۰۹	۲/۲۶**	-۰/۱۶	-۰/۴۳	خوی
-۲/۴*	-۱/۰۸	-۰/۱۶	-۳/۰۳**	۰,۵۲	-۱/۲۳	-۳/۰۷**	-۰/۳۴	-۱/۲	-۰/۴۱	کرمانشاه
-۰,۴۳	۰/۶۴	-۰/۱۲	-۱/۱۴	-۱,۱۵	-۰/۱۳	-۰/۲	۰/۴	۰/۶۱	۱/۱۴	همدان
-۱/۹	۰/۰۹	-۰/۹۹	-۲/۶۶*	-۰,۵۴	-۱/۰۲	-۱/۱۷	-۰/۳۱	-۰/۷۲	-۰/۶۲	زنجان
۰/۸۶	۰/۱۵	۰/۴۹	۱/۰۱	-۰,۸۱	۰/۱۸	۰/۳۷	۰/۱۶	۰/۲۷	۰/۳۳	سنندج
-۲/۳۴*	-۰/۲۲	۰/۴۷	-۲/۵*	۱,۲	-۱/۰۲	-۱/۹۳	۰/۴۱	-۰/۴۱	۰/۰۸	سقز

**معنی‌دار در سطح ۹۹٪ اطمینان * معنی‌دار در سطح ۹۵٪ اطمینان

تحلیل چرخه‌های بارش‌های حدی غرب و شمال‌غرب کشور

یکی از ابزارهای مفید برای جستجو و ارزیابی نوسانات اقلیمی تحلیل طیف توان^۱ (تحلیل طیفی) است (عساکره، ۱۳۸۹: ۱۶؛ اشرفی، ۱۳۹۲: ۱۲۲). در این مطالعه با استفاده از این روش، چرخه‌های معنادار در نمایه‌های

بارش حدی غرب و شمال غرب کشور را محاسبه شد (جدول ۵) و سپس تناظر این چرخه‌ها در هر ایستگاه با چرخه‌های معنادار در مراکز فشار، نمایه‌های دور پیوندی و لکه‌های خورشیدی (جدول ۶) واکاوی شده است.

جدول ۵ چرخه‌های معنی‌دار نمایه‌های حدی بارش در منطقه مورد مطالعه

چرخه‌های معنی‌دار نمایه‌های حدی بارش										ایستگاه
PRCPTOT	R99p	R95p	CWD	CDD	R20mm	R10mm	SDII	Rx5day	Rx1day	
۳	۴،۲/۵	۴/۵	۳	۵،۳	۴	۶	۴/۵	۴	۴	تبریز
۲/۵	۱۲،۲/۵	۱۲،۲/۵	۲۳	۱۲	۱۲،۴	۱۲،۴/۵	۵	۱۲،۲/۵	۱۲،۲/۸	ارومیه
۳	۵،۲/۲	۵	۸	۵	۵،۳/۲	۳	۳/۲	۲/۳	۳	خوی
۳	۵،۲/۵	-	۳	۳	۳	۳/۲	۴	۴،۲/۵	۵	کرمانشاه
۳	-	۵	۵	۲/۳	۵،۳	۳	۵،۲/۶	۲/۲	۵	همدان
۳	۳/۵	۳/۵	۵،۲/۵	۲/۵	۳/۵	۳/۵	۴	۳/۵	۴	زنجان
-	-	-	-	۵،۳/۵	۲/۵	۲/۲	۶	۲/۲	۲/۵	سنندج
۲/۵	۲/۵	۴/۵	۶	۳	۴/۵،۲/۵	۲/۵	۴/۵	۵،۲/۵	۲/۵	سقز

در ادامه به بررسی ارتباط نمایه‌های حدی بارش با الگوهای دورپیوندی، مراکز فشار و لکه‌های خورشیدی، با توجه به محاسبه ضرایب همبستگی و تناظر چرخه‌ها پرداخته می‌شود.

نمایه بیشینه بارش یک روزه (Rx1day): بررسی ضرایب همبستگی بین این نمایه حدی با نمایه‌های دورپیوندی و مراکز فشار نشان می‌دهد که تنها در ایستگاه ارومیه بین Rx1day و نمایه‌های دور پیوندی AO، ENSO، NAO و MEI، همبستگی مثبت و معنی‌دار (به ترتیب با ضرایب ۰/۳۶۲، ۰/۳۰۷، ۰/۴۲۶ و ۰/۲۸۸) وجود دارد؛ بنابراین در ایستگاه ارومیه چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله RX1day دارای ارتباط با چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله نمایه‌های دور AO، ENSO، NAO و MEI است.

نمایه بیشینه بارش ۵ روزه (Rx5day): در ایستگاه همدان بیشینه بارش ۵ روزه با نمایه AO ($R=0.326$)، در ایستگاه ارومیه با نمایه‌های AO و ENSO به ترتیب با ضرایب ($R=0.288$ و $R=0.3$)، در ایستگاه تبریز با فراسنج‌های مرکز کم‌فشار مدیترانه و ENSO به ترتیب با ضرایب ($R=0.32$ و $R=0.28$) دارای همبستگی هستند؛ بنابراین چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله در ایستگاه ارومیه در ارتباط با چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله نمایه انسو و AO و چرخه ۱۲ ساله آن در ارتباط با فعالیت لکه‌های خورشیدی و چرخه‌های ۱۱ ساله آن می‌باشد. در ایستگاه همدان چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله در ارتباط با نمایه AO است. چرخه ۴ تا ۵ ساله در ایستگاه تبریز نیز در ارتباط با چرخه‌های ۵ ساله انسو است.

نمایه روزهای با بارش سنگین (R10mm): این نمایه تنها در ایستگاه همدان با نمایه NAO دارای همبستگی است؛ بنابراین چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله در ایستگاه همدان متناظر با چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله نمایه

NAO است. در ایستگاه‌های کرمانشاه و زنجان بین این نمایه و مرکز کم‌فشار مدیترانه همبستگی معنی‌دار وجود دارد ($R=0/37$ و $R=0/47$) و در ایستگاه ارومیه بین روزهای با بارش سنگین و انسو همبستگی ($R=0/306$) معنی‌دار وجود دارد؛ بنابراین چرخه ۳ تا ۵ ساله این نمایه در ارومیه با چرخه ۳ تا ۵ ساله در نمایه دورپیوندی انسو متناظر است.

نمایه روزهای با بارش خیلی سنگین ($R20mm$): در ایستگاه ارومیه بین این نمایه و الگوی دورپیوندی انسو همبستگی معنی‌دار ($R=0/33$) وجود دارد، بنابراین با چرخه‌های انسو در ارتباط است. همچنین در ایستگاه کرمانشاه چرخه روزهای با بارش سنگین در ارتباط با چرخه ۲ تا ۳ ساله مرکز کم‌فشار مدیترانه است ($R=0/303$).

نمایه جمع بارش روزهای تر ($R95p$): چرخه‌های ۲ تا ۳ این نمایه در ایستگاه ارومیه، با توجه به همبستگی این نمایه با انسو ($R=0/306$)، متناظر با چرخه‌های ۳ ساله انسو است. در ایستگاه همدان بین این نمایه و مرکز کم‌فشار سودانی که دارای چرخه ۳ تا ۵ ساله است، همبستگی ($R=0/209$) وجود دارد. ایستگاه تبریز، با مراکز کم‌فشار دریای سیاه و مدیترانه دارای همبستگی است که چرخه معنی‌دار این ایستگاه متناظر با چرخه‌های این مراکز نیست. در سقز نیز بین این نمایه و نمایه‌های AO و NAO، لکه‌های خورشیدی و مراکز کم‌فشار مدیترانه و دریای سیاه همبستگی وجود دارد و ضرایب آن‌ها به ترتیب عبارت‌اند از: $0/286$ ، $0/298$ ، $0/287$ ، $0/329$ ، $0/329$ می‌باشد؛ بنابراین چرخه ۳ ساله در سقز در ارتباط با چرخه نمایه AO و مرکز کم‌فشار مدیترانه است. در ایستگاه کرمانشاه نیز این نمایه با مرکز کم‌فشار مدیترانه دارای همبستگی منفی و معنی‌دار است ($R=-0/289$).

نمایه جمع بارش روزهای بیش‌ازاندازه تر ($R99p$): در ایستگاه‌های کرمانشاه و ارومیه بین این نمایه و انسو، همبستگی مثبت و معنی‌دار وجود دارد (ضرایب به ترتیب $0/287$ ، $0/405$)، بنابراین چرخه آن متناظر با چرخه ۳ ساله انسو است. در ایستگاه تبریز، این نمایه با فعالیت مرکز کم‌فشار مدیترانه دارای همبستگی ($R=-0/405$) است و چرخه ۲ تا ۳ ساله این نمایه در تبریز، در ارتباط با چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله مرکز کم‌فشار مدیترانه است.

روزهای خشک متوالی (CDD): بین این نمایه و هیچ‌کدام از ایستگاه‌ها، همبستگی معنی‌داری یافت نشد. روزهای تر متوالی (CWD): در ایستگاه ارومیه این نمایه با مراکز فشار دریای مدیترانه ($R=-0/345$) و دریای سیاه ($R=-0/314$) دارای رابطه است و چرخه آن نیز متناظر با چرخه این دو مرکز فشار است. این نمایه در کرمانشاه با نمایه‌های AO ($R=-0/285$)، انسو ($R=0/344$) و مرکز کم‌فشار مدیترانه ($R=-0/345$) دارای همبستگی است و چرخه‌های این نمایه متناظر با چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله در فرانسج‌های ذکر شده است. این نمایه در ایستگاه همدان با مرکز فشار زیاد سیبری دارای همبستگی است ($R=-0/311$) و چرخه‌های آن‌ها متناظر با یکدیگر نیز می‌باشد.

نمایه مقدار سالانه بارش روزهای تر (PRCPTOT): چرخه‌های این نمایه عمدتاً در دامنه ۲/۵ تا ۳/۵ ساله قرار دارد. در ایستگاه ارومیه بارش دارای چرخه ۲/۸ ساله است و در ارتباط با چرخه ۳ ساله انسو می‌باشد ($R=0/394$). در ایستگاه همدان بین این نمایه و نائو همبستگی وجود دارد ($R=0/289$) و چرخه‌های ۲/۸ ساله این نمایه می‌تواند در ارتباط با چرخه‌های ۲/۵ ساله نمایه نائو باشد. در ایستگاه‌های کرمانشاه و خوی این نمایه با چرخه‌های کم‌فشار مدیترانه که دارای چرخه سه ساله است، دارای همبستگی است، در زنجان این نمایه با فراسنج‌های کم‌فشار مدیترانه ($R=-0/443$) و انسو ($R=0/334$) دارای همبستگی است؛ بنابراین چرخه‌های ۳،۲ ساله در زنجان می‌تواند متناظر با چرخه‌های ۳ ساله فراسنج‌های یاد شده باشد. در تبریز نیز بین جمع بارش روزهای تر و فراسنج‌های ENSO، AO، NAO، کم‌فشار مدیترانه و دریای سیاه همبستگی وجود دارد. با توجه به وجود چرخه ۳ تا ۳،۵ ساله در ایستگاه تبریز، بنابراین چرخه ۳ بارش در تبریز در ارتباط با چرخه فعالیت مرکز کم‌فشار مدیترانه و الگوهای دورپیوندی AO و انسو است. در ایستگاه سقز نیز این نمایه با لکه‌های خورشیدی دارای همبستگی مثبت است ($R=0/288$) ولی چرخه‌های آن‌ها با هم تناظر ندارند و در سنج‌های بین این نمایه و فراسنج‌ها رابطه معنی‌داری وجود ندارد. با توجه به چرخه‌های حاصل شده برای فراسنج‌ها و بارش سالانه روزهای تر، می‌توان گفت که فعالیت این فراسنج‌ها (به جز لکه‌های خورشیدی)، مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده بارش در منطقه هستند، گرچه در برخی از ایستگاه‌ها همبستگی معنی‌داری وجود نداشت اما چرخه این فراسنج‌ها نشان می‌دهد که این فراسنج‌ها مهم‌ترین عوامل تعیین‌کننده رفتار بارش در منطقه است.

نمایه ساده شدت بارش روزانه (SDII)، این نمایه در ایستگاه همدان با مراکز کم‌فشار سودان ($R=-0/294$) و فشار زیاد سیبری ($R=-0/317$) دارای ارتباط است و چرخه ۲،۲ ساله آن در ارتباط با چرخه ۲ ساله مرکز کم‌فشار سودان است. در ایستگاه ارومیه این نمایه با انسو دارای همبستگی است ($R=0/333$) و متناظر با چرخه ۳ تا ۵ ساله این الگو می‌باشد. همچنین در ایستگاه‌های سقز ($R=0/287$) و تبریز ($R=-0/288$) بین این نمایه و لکه‌های خورشیدی همبستگی وجود دارد، ولی چرخه‌های آن در ارتباط با چرخه لکه‌های خورشیدی نیست.

همان‌طور که اشاره شد، در جدول (۶) چرخه‌های معنی‌دار در هر ایستگاه بررسی و تناظر چرخه‌ها آن‌ها با فراسنج‌های مورد مطالعه، بدون در نظر گرفتن همبستگی حاصل بین فراسنج‌ها و تنها با در نظر گرفتن تطابق چرخه‌های هر ایستگاه با فراسنج‌ها، واکاوی شده است. این جدول به ۳ دسته ۲ تا ۳ ساله، ۳ تا ۵ ساله و ۵ تا ۱۲ ساله دسته‌بندی شد. این دسته‌بندی که با توجه به نتایج حاصل از چرخه الگوهای دورپیوندی، مراکز فشار و لکه‌های خورشیدی است، نشان می‌دهد که چرخه‌های هر نمایه در چه ایستگاه‌هایی متناظر با چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله الگوهای دور پیوندی ENSO، NAO، AO، MEI و مراکز فشار مدیترانه، دریای سیاه و کم‌فشار سودانی است. طبقه ۳ تا ۵ ساله نشان‌دهنده آن است که در کدام ایستگاه‌ها، چرخه‌های ۳ تا ۵ ساله آن متناظر با چرخه‌های ۳ تا ۵ ساله نمایه‌های ENSO، MEI، کم‌فشار سودانی و فشار زیاد سیبری است. دسته ۵ تا ۱۲ ساله نیز نشان از

تناظر چرخه ۱۱ یا ۱۲ ساله در ایستگاه مربوطه با چرخه ۱۱ ساله لکه‌های خورشیدی یا چرخه ۱۲ ساله ENSO است. باید اضافه کرد که در برخی از ایستگاه‌ها ممکن است چندین چرخه معنی‌دار وجود داشته باشد.

جدول ۶ تناظر چرخه بارش‌های حدی در هریک از ایستگاه‌های مورد مطالعه با الگوهای دور پیوندی، مراکز فشار و

لکه‌های خورشیدی

نمایه	چرخه ۲ تا ۳ ساله (تناظر با چرخه ۲ تا ۳ ساله AO، NAO، ENSO و MEI و مراکز فشار مدیترانه، دریای سیاه و کم‌فشار سودانی)	چرخه ۳ تا ۵ ساله (تناظر با چرخه نمایه‌های MEI، ENSO، کم‌فشار سودانی و فشار زیاد سبیری)	چرخه‌های ۵ تا ۱۲ ساله (تناظر با چرخه ۱۱ ساله لکه‌های خورشیدی و ۱۲ ساله ENSO)
RX1day	خوی، ارومیه، سقز و سنندج	تبریز، کرمانشاه، همدان و زنجان	ارومیه
Rx5day	سقز، سنندج، کرمانشاه، ارومیه، خوی، همدان و زنجان	تبریز، کرمانشاه، سقز	ارومیه
R10mm	سقز، سنندج و همدان	خوی، ارومیه، زنجان و کرمانشاه و سنندج	ارومیه
R20mm	کرمانشاه، سنندج، سقز، همدان، خوی	خوی، سقز، ارومیه، تبریز، همدان و زنجان	ارومیه
R95p	ارومیه	تبریز، زنجان، همدان، خوی و سقز	کرمانشاه، ارومیه
R99p	سقز، ارومیه، خوی، تبریز و کرمانشاه	خوی و زنجان، تبریز و کرمانشاه	ارومیه
CDD	زنجان و همدان، سقز	تبریز، سنندج، کرمانشاه و زنجان	خوی، ارومیه
CWD	کرمانشاه و ارومیه	تبریز، همدان و زنجان	
PRCPTOT	ارومیه، همدان، کرمانشاه، خوی، زنجان، تبریز، سقز	ارومیه	-
SDII	همدان	تبریز، ارومیه، کرمانشاه، خوی، سقز، زنجان	-

۵. نتیجه‌گیری

در مطالعه حاضر، در ابتدا به تحلیل روند نمایه‌های حدی بارش در غرب و شمال غرب کشور در طول نیم سده گذشته پرداخته شد. نتایج نشان می‌دهد که روند مقدار سالانه بارش روزهای تر که مبین میزان بارش در یک منطقه است، فقط در ایستگاه سنندج افزایشی است که این روند نیز از لحاظ آماری معنی‌دار نیست. در سایر ایستگاه‌ها روند بارش کاهش بوده است که در ۵ ایستگاه تبریز، کرمانشاه، ارومیه، خوی و سقز، این روند کاهش‌ی و معنی‌دار نیز می‌باشد. روندهای محاسبه شده برای فراسنج‌های تأثیرگذار بر بارش کشور، نشان می‌دهد که روند

نمایه‌های دورپیوندی AO و NAO مثبت و ENSO منفی است و این روندها به گونه‌ای است که در کاهش بارش‌ها در منطقه مورد مطالعه نقش دارد. از آنجایی که فازهای مثبت NAO منجر به تقویت شدید پرفشار جنب‌حاره‌ای آزور و تقویت کم‌فشار ایسلند شده و آب‌های شرق اقیانوس اطلس شمالی سردتر از نرمال شده و منجر به قوت گرفتن جریانات مداری و تضعیف جریانات نصف‌النهاری می‌شود و بنابراین بارش‌های ایران و خاورمیانه و اروپای جنوبی کاهش می‌یابد (اشل و همکاران، ۲۰۰۰: ۳۸۱۸؛ عزیززی و یاراحمدی، ۱۳۸۶: ۱۷۳)؛ بنابراین تشدید فازهای مثبت در این نمایه، به معنای کاهش بارش کشور است. از سوی دیگر ناظم‌السادات و قاسمی (۲۰۰۴) نشان می‌دهند که در زمان فاز منفی نمایه ENSO (الینو) بارش‌های پاییزه بیشتر و بارش زمستانه کاهش می‌یابد. با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه بارش عمدتاً در دوره سرد سال اتفاق می‌افتد، بنابراین روند منفی (هرچند غیر معنی‌دار) نمایه ENSO سبب کاهش بارش‌های دوره سرد سال می‌شود. روند نمایه چند متغیره انسو (MEI) نیز مثبت و غیر معنی‌دار است. بر اساس یافته‌های خورشید دوست و قویدل (۱۳۸۵)، در فازهای مثبت این نمایه، بارش‌های پاییزی شمال‌غرب افزایش و در فازهای منفی این نمایه، بارش‌های پاییزی کاهش پیدا می‌کند؛ بنابراین وجود روند مثبت (ولی غیر معنی‌دار) در این نمایه سبب افزایش بارش‌های پاییزی می‌شود، گرچه با توجه به غیر معنی‌دار بودن این روند و تأثیر منفی سایر متغیرهای تأثیرگذار بر بارش شمال غرب کشور این تأثیر افزایشی، قابل توجه نیست. در ارتباط با اثر لکه‌های خورشیدی، بر اساس یافته‌های جهان‌بخش و عدالت دوست (۱۳۸۷) کاهش لکه‌ها، سبب افزایش بارش در خشکی‌های کشور می‌شود و با توجه به روند کاهشی و غیر معنی‌دار لکه‌های خورشیدی، بنابراین لکه‌ها دارای تأثیری اندک در افزایش بارش است، گرچه بسیاری از پارامترهای تأثیرگذار بر بارش منطقه مورد مطالعه تأثیری منفی بر بارش این منطقه دارند؛ بنابراین اثر لکه‌های خورشیدی بسیار ضعیف‌تر از الگوهای دورپیوندی و مراکز فشار است که بتواند سبب تشدید بارش در منطقه شود.

روند مراکز فشار تأثیرگذار بر بارش غرب و شمال غربی کشور نیز نشان تضعیف این سامانه‌های فشار و در نتیجه تأثیر کاهشی بر بارش‌های این منطقه دارد. روند فشار در مراکز کم‌فشار دریای سیاه، دریای مدیترانه و سودان افزایشی است که این روند در مراکز کم‌فشار دریای مدیترانه و دریای سیاه معنی‌دار نیز است. با توجه به اینکه یکی از مسیرهای عبور چرخندهای دریای سیاه از شمال غرب کشور است، بنابراین روند افزایشی فشار در این مرکز کم‌فشار، به معنای تضعیف این سیکلون‌ها و کاهش بارش‌های شمال غربی کشور می‌باشد. همچنین از آنجاکه سیکلون‌های مدیترانه به‌عنوان عامل اصلی بارش در منطقه مورد مطالعه محسوب می‌شود، پرفشارتر شدن هسته مرکزی یک سامانه کم‌فشار به معنی تضعیف در ناپایداری‌های این سامانه است (کوتسوارام، ۱۹۷۸: ۵۶-۹۲) و این تضعیف در ناپایداری‌ها به معنای کاهش بارش‌های این سامانه و بالطبع بارش‌های حدی در منطقه

مورد مطالعه است. به علاوه روند فشار در مرکز کم‌فشار سودانی نیز افزایشی است و این نیز به معنی کاهش ناپایداری‌های مربوط به این سامانه می‌باشد. از آنجاکه با تضعیف سامانه کم‌فشار سودانی، سامانه‌های تلفیقی سودانی - مدیترانه‌ای کاهش می‌یابد (رسولی و همکاران، ۱۳۹۱: ۸۷) بنابراین بارش‌های سنگین نیز کاهش پیدا کرده و بر این اساس است که بارش‌های شدید و خیلی شدید، روزهای تر و به‌طور کلی میزان بارش در منطقه مورد مطالعه کاهشی است؛ بنابراین روند بسیاری از مؤلفه‌های تأثیرگذار بر بارش کشور به‌گونه‌ای است که سبب کاهش بارش در منطقه مورد مطالعه می‌شوند. سایر نمایه‌های بارشی نیز نشان می‌دهند که روزهای بارشی، روزهای تر و بارش‌های سنگین در منطقه مورد مطالعه عمدتاً دارای روندی کاهشی هستند، در مقابل روزهای خشک متوالی در بیشتر ایستگاه‌ها دارای روندی افزایشی هستند؛ بنابراین به‌طور کلی بارش‌های حدی در منطقه مورد مطالعه رو به کاهش است.

بسیاری از محققان چرخه‌های بارش را در ارتباط با چرخه‌های الگوهای بزرگ‌مقیاس گردش عمومی جو، الگوهای دورپیوندی النینو - نوسانات جنوبی (ENSO¹) و QBO²، انسو و کلف‌های خورشیدی دانسته‌اند (هارتمن و همکاران، ۲۰۰۸؛ لانا و همکاران، ۲۰۰۵، آزاد و همکاران، ۲۰۰۹؛ جهانبخش و عدالت دوست، ۱۳۹۱). به‌طور نمونه، گارسیا و همکاران (۲۰۰۲) چرخه‌های ۲-۳ ساله در بارش جزیره ایبری را ناشی از تأثیر پدیده انسو دانسته‌اند. با توجه به چرخه‌های حاصل شده برای بارش‌های حدی و در ایستگاه‌های مورد مطالعه، برای بیشتر نمایه‌ها چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله و ۳ تا ۵ ساله حاصل شده است که این چرخه‌های با چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله نمایه‌های دور پیوندی AO، NAO، ENSO و MEI و همچنین چرخه شدت و ضعف مراکز کم‌فشار مدیترانه، سودان و دریای سیاه و پرفشار سیبری متناظر است. بررسی ارتباط بین نمایه‌های حدی و فراسنج‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که چرخه‌های بارش در منطقه مورد مطالعه در درجه اول در ارتباط با چرخه شدت و ضعف مرکز کم‌فشار مدیترانه و چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله آن است. چرخه‌های کم‌فشار دریای سیاه عمدتاً در ارتباط با چرخه‌های بارش‌های حدی در شمال غرب کشور (ارومیه، خوی، زنجان و تبریز) است و چرخه ۴ ساله مرکز کم‌فشار سودان مؤثر بر چرخه ۳ تا ۵ ساله بارش‌های همدان و کرمانشاه می‌باشد. چرخه‌های بارش‌های حدی در همدان، زنجان و تبریز نیز در مواردی محدود تحت تأثیر چرخه ۳/۵ ساله پرفشار سیبری نیز می‌باشد. در بین نمایه‌های دورپیوندی، بیش از همه چرخه بارش‌های حدی در ارتباط با چرخه ۳ تا ۵ ساله نمایه انسو می‌باشد، به‌گونه‌ای که در تمام ایستگاه‌ها نمایه انسو با بارش‌های حدی منطقه مورد مطالعه دارای ارتباط است. سپس برخی از نمایه‌های حدی با چرخه‌های نمایه‌های AO و NAO متناظر هستند که این نشان از تأثیر این نمایه بر بارش‌های غرب و شمال غرب کشور است. همچنین ضرایب همبستگی حاصله نشان می‌دهد چرخه بارش‌های

1 EL Nino Southern Oscillation(ENSO)

2 Quasi Binomial Oscillation(QBO)

ارومیه و متناظر با چرخه ۱۱ لکه‌های خورشیدی است که با یافته‌های جهانبخش و همکاران (۱۳۸۹) مطابقت دارد.

کتابنامه

- تقوی، فرحناز؛ محمدی، حسین؛ ۱۳۸۶. بررسی دوره بازگشت رویدادهای اقلیمی حدی به‌منظور شناخت پیامدهای زیست‌محیطی، محیط‌شناسی. شماره ۴۳. صص ۱۱-۲۰.
- جهانبخش، سعید و عدالت دوست، معصومه؛ ۱۳۸۷. تأثیر فعالیت لکه‌های خورشیدی بر تغییرات بارندگی‌های سالانه ایران، تحقیقات جغرافیایی. شماره ۸۸. صص ۲-۲۴.
- جهانبخش، سعید و همکاران؛ ۱۳۸۹. دریاچه ارومیه، شاخصی کلاسیک از ارتباط بین لکه‌های خورشیدی و اقلیم در شمال غرب ایران، تحقیقات جغرافیایی. شماره ۲۵(۹۹). صص ۴۹-۷۵.
- حجرام سهراب و همکاران؛ ۱۳۸۷. تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه چند ایستگاه منتخب در حوزه مرکزی ایران با استفاده از روش‌های ناپارامتری. پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۴۰(۶۴). صص ۱۵۷-۱۶۸.
- خورشید دوست، علی‌محمد و قویدل رحیمی، یوسف؛ ۱۳۸۵. ارزیابی اثر پدیده انسو بر تغییرپذیری بارش‌های فصلی استان آذربایجان شرقی با استفاده از شاخص چند متغیره انسو. پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۵۷. صص ۱۵-۲۶.
- رسولی، علی‌اکبر و همکاران؛ ۱۳۹۱. تحلیل سری‌های زمانی فشار مراکز الگوهای سینوپتیکی مؤثر بر بارش‌های فصلی ایران. جغرافیا و توسعه. شماره ۲۷. صص ۷۷-۸۸.
- طبری حسین و همکاران؛ ۱۳۸۶. بررسی روند تغییرات سالانه پارامترهای هواشناسی در دو اقلیم سرد و گرم ایران، فناوری زیستی در کشاورزی. شماره ۷(۴). صص ۱۶۱-۱۷۴.
- عساکره، حسین و رزمی، رباب؛ ۱۳۹۱. تحلیل تغییرات بارش سالانه شمال غرب ایران، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. شماره ۴۷(۳). صص ۱۴۷-۱۶۲.
- عساکره، حسین؛ ۱۳۸۹. تحلیل چرخه‌های میانگین دمای سالانه شهر زنجان. جغرافیا و توسعه. شماره ۱۹. صص ۱۱-۲۴.
- عساکره، حسین؛ ۱۳۹۱. تحلیل تغییرات مؤلفه‌های مبنای نمایه‌های فرین بارش شهر زنجان، تحقیقات جغرافیایی. شماره ۲۷(۲). صص ۱۸۰۴۱-۱۸۰۵۹.
- عسگری، احمد و همکاران؛ ۱۳۸۶. تحلیل روند نمایه‌های بارش‌های حدی در تهران. تحقیقات منابع آب. شماره ۳. صص ۴۲-۵۵.
- علیجانی، بهلول و همکاران؛ ۱۳۹۱. روند تغییرپذیری فرین‌های دما با استفاده از شاخص‌های تغییر اقلیم در ایران. جغرافیا و مخاطرات محیطی. شماره ۲. صص ۱۷-۲۹.
- یاراحمدی، داریوش و عزیز، قاسم؛ ۱۳۸۶. تحلیل چند متغیره ارتباط میزان بارش فصلی ایران و شاخص‌های اقلیمی. پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۶۲. صص ۱۶۱-۱۷۴.

Taghavi, F., Mohammadi, H., 2007. Study the Return Period of Extreme Climate Events for Reduction of Environmental Impacts. Journal of Environmental Studie 43, 11-20.

- Jahanbakhsh, S., Adalatdoust, M., 2008, The Effect of Solar Activity on the Variation of Annual Precipitation in Iran. *Geographical Research* 88, 2-24.
- Jahanbakhsh, S., Adalatdoust, M., Tadayoni, M., 2010. Urmia Lake as a Classic Indicator of Sun/Climate Relationship in the Northwest of Iran. *Geographical Research* 25(99), 49-76.
- Hejam, S., Khoshkho, Y., Vandi, R. Sh., 2008, Annual And Seasonal Precipitation Trend Analysis of Some Selective Meteorological Stations In Central Region of Iran Using Non-Poarametric Methods. *Geographic Research* 40(64), 157-168.
- Khorshiddoust, A. M., Ghavidel Rahimi, Y., 2006. The Evaluation of the Effect of ENSO Feature on Variability of Seasonal Precipitation in Eastern Azerbaijan using MEI Index. *Geographic Research* 57, 15-26.
- Rasuly, A. A., Babaeian, I., Ghaemi, H., ZawarReza, P., 2012. Time Series Analysis of the Pressure of the Synoptic Pattern Centers Affecting on Seasonal Precipitation of Iran. *Geography and Development Iranian Journal* 27, 77-88.
- Asakereh, H., Razmi, R., 2012. Analysis of Annual Precipitation Changes in Northwest of Iran. *Geography and Environmental Planning* 47, 147-162.
- Tabari, H., Sabziparvar, A. A., Marofi, S., 2008. Investigating Trends of Annual Meteorological Parameters in Cold and Warm Climates of Iran. *Agricultural Biotechnology* 7(4), 161-174.
- Rahimzadeh, F., Fatahi, A., Hosseini Dastak, F., 2005. Evaluation of Variability of Climate with Applying Statistical Methods in Iran. *Iran-Water Resources Research* 1(2), 61-73.
- Asakereh, H., 2010. Analyzing the Cycles of Medium Annual Temperature of Zanjan City. *Geography and Development Iranian Journal* 19, 11-24.
- Asakereh, H., 2012. Principle Component Analysis of Extreme Indices of Zanjan City Precipitation. *Geographical Research* 27(105), 1-18.
- Alijani, B., Roshani, A., Parak F., Heydari, R., 2012. Trends in extreme daily temperature using climate change indices in Iran. *Geography and Environmental Hazards* 1(2), 17-33.
- Yarahmadi, D., Azizi, Gh., 2008. Multivariate Analysis of Relationship between Seasonal Rainfall in Iran with Climate Indices. *Geographic Research* 62, 161-174.
- Alexander, L., Zhang, X., Peterson, T.C., Caesar, J., Gleason, B., and et al., 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research* 111, DOI: 10.1029/2005JD006290.
- Blackman, R. B., Tukey, J. W., 1958. *The Measurement of power spectra*. Dover Publications, pp. 190.
- Black, E., Brayshaw, D.J., Rambeau, C.M.C., 2010. Past, Present and Future Precipitation in the Middle East: Insights from Models and Observations. *Phis Trans R Soc* 368, 5173-5184.
- Chengjing, N., Li, H., Yang, L., Ye, B., Dai, E., Wu, Sh., Liu, Y., Liao, Y., 2012. Spatial and temporal changes in extreme temperature and extreme precipitation in Guangxi. *Quaternary International* 263, 162-171.
- Cohen, J., Barlow, M., 2005. The NAO, the AO, and Global Warming: How Closely Related?, *Journal of Climate* 18, 4498-4513.

- De Lima, M. I. P., Santo, F. E., Ramos, A., De Lima, L.M.P., 2013. Recent Changes in Daily Precipitation and Surface Air Temperature Extremes in Mainland Portugal, in the Period 1941–2007. *Atmospheric Research* 127, 195–209.
- Eshel, G., Cane, M., Faarell, B., 2000. Forecasting Eastern Mediterranean droughts. *Month. Weath. Rev* 128 (11), 3618-3630.
- Fu, G., Yu, J., Yu, X., Ouyang, R., Zhang, Y., Wang, P., Liu, W., Min L., 2013. Temporal variation of extreme rainfall events in China. 1961–2009. *Journal of Hydrology* 487, 48–59.
- Gong, G., Ho, C., 2002. The Siberian High and Climate Change over Middle to High Latitude Asia, *Theoretical and Applied Climatology* 72, 1-9.
- Garcia, J., Serrano A. A., Cruz, G. M., 2002. A Spectral Analysis of Iberian Peninsula Monthly Rainfall. *Theoretical and Applied Climatology* 71, 77-95.
- Givati, A., Rosenfeld, D., 2013. The Arctic Oscillation, climate change and the effects on precipitation in Israel, *Atmospheric Research* 132-133, 114-124.
- Hartmann, S., Becker, L., King, F., 2008. Quasi-periodicities in Chinese precipitation time series. *Theoretical and Applied Climatology* 92, 155–163.
- IPCC, 2007. *Climate Change (2007), The Physical Science Basis, A Contribution of Working Groups. I, to the Forth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon and the Core Writing Team (eds). Cambridge University press. Cambridge United Kingdom and New York, USA.
- IPCC, 2013. *Fifth Assessment Report (AR5): Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation (SREX)*, <http://www.ipcc.ch/report/ar5>.
- Kuteswaram, P., 1978. *Notes on synoptic meteorology theory*, 3rd edition, University of Tehran- Geophysics Institute.
- Lana, M. D., Martı́nez, C. S., Burguen, A., 2005. Periodicities and irregularities of indices describing the daily pluviometric regime of the Fabra Observatory (NE Spain) for the years 1917– 1999. *Theoretical and Applied Climatology* 82, 183–198.
- Marcelino, Q., Villafuerte, I. I., Jun, M., Ikumi, A., Takahashi, H.K., Thelma, A., 2014. Long-term trends and variability of rainfall extremes in the Philippines. *Atmospheric Research* 137, 1–13.
- Maslen David, K., Rockmore Daniel, N., 1997. Separation of Variables and the Computation of fourier Transforms on finit Groups. *American Mathematical Society* 10 (1), 169-214.
- Nazemosadat, M., Cordery, I., 2000. On the relationship between Enso and Autumn rainfall in Iran, *International Journal of Climatology* 20, 47-61.
- Nazemosadat, M., Ghasemi, A., 2004. Quantifying the Enso-Related shift in intensity and probability of drought and wet periods in Iran. *Journal of Climate*. 17(20), 4005-4018.
- New, M., Hewitson, B., Stephenson, D.B., et al., 2006. Evidence of trends in daily climate extremes over southern and West Africa. *J. Geophys. Res.* 111, D14. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JD006289>.
- Parajka, J., Kohnov, S., Blint, G., Barbuc, M., Borga, M., Claps, P., Cheval, S., Gaume, E., Hlavcov, K., Merz, R., Pfandler, M., Stancalie, G., Szolgay, J., Blhl, G., 2010. Seasonal

- characteristics of flood regimes across the Alpine–Carpathian range. *J. Hydrol.* 394, 78–89.
- Rahimzadeh, F., Asgari, A., and Fattahi E., 2008. Variability of extreme temperature and precipitation in Iran during recent decades. *Int. J. Climatol.*, DOI: 10.1002/joc.1739.
- Shi, W., Yu X., Liao W., Wang Y., Jia B., 2013. Spatial and temporal variability of daily precipitation concentration in the Lancang River basin-China, *Journal of Hydrology* 495, 197–207.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.), 2007. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Villafuerte, M. Q., Matsumoto, J., Akasaka, I., Takahashi, H. G., Kubota, H., Cinco, T. A., 2014. Long-term trends and variability of rainfall extremes in the Philippines. *Atmospheric Research* 137, 1–13.
- Wang, Sh., Zhang, M., Baolong, W., Sun, M., Li, X., 2013. Recent changes in daily extremes of temperature and precipitation over the western Tibetan Plateau (1973-2011), *Quaternary International* 313-314, 110-117.
- Zhang, X., 2007. ETCCDI/CRD climate change indices software, Jan 1, 2007, Climate Research Division of Environment Canada, [cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/ software.shtml](http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/software.shtml).
- Zhou, Y., Ren, G. 2011. Change in extreme temperature event frequency over mainland China, 1961–2008, *Clim Res* 50, 125–139.