

تحلیل همبستگی‌های درون‌سالانه بارش هفتگی با دورپیوند NAO در ایران

نفسه سیدنژاد گل‌ختمی^۱، جواد بذرافشان^{۲*}، آرزو نازی قمشلو^۳، پرویز ایران نژاد^۴

۱- دانش‌آموخته دکتری هواشناسی کشاورزی، گروه آبیاری و آبادانی، دانشگاه تهران، کرج

۲- دکتری هواشناسی کشاورزی، دانشیار گروه آبیاری و آبادانی دانشگاه تهران، کرج

۳- دکتری ریاضی، استادیار گروه آبیاری و آبادانی دانشگاه تهران، کرج

۴- دکتری هواشناسی، دانشیار گروه فیزیک فضا دانشگاه تهران، تهران

چکیده

نوسان اطلس شمالی (NAO) یکی از سیگنال‌های بزرگ مقیاسی است که اقلیم نیمکره شمالی زمین را تحت تاثیر قرار می‌دهد. تحقیقات مختلفی همبستگی بارش‌های ایران را با شاخص‌های NAO در مقیاس‌های ماهانه تا سالانه بررسی کرده‌اند. مقیاس‌های زمانی هم‌دید، کمتر از یک ماه هستند که منجر به وجود تعداد زیاد داده صفر در سری زمانی بارش می‌شوند. بنابراین، ضریب همبستگی بین بارش و شاخص NAO اریب می‌شود. تحقیق حاضر، مقیاس زمانی هفتگی را در نظر گرفته و برای رفع اثر نامطلوب صفرها از ضریب همبستگی متقابل پیرسون پیراسته ρ^M استفاده کرده است. بارش روزانه دوره آماری ۱۹۷۹-۲۰۱۶ از پایگاه ERA-Interim (با دقت نیم درجه) و NAO از درگاه <http://www.cgd.ucar> دریافت و میانگین متحرک هفتگی داده‌ها برای هموارسازی محاسبه شدند. سپس، همبستگی‌های درون‌سالانه بین بارش شبکه نقاط منظم کشور و شاخص NAO مربوط به شش ماه سرد سال، نوامبر تا آوریل هر سال محاسبه شدند. در نهایت، یک سری زمانی همبستگی‌ها به تعداد سال‌های آماری شامل ۳۷ مشاهده به دست آمد. تحلیل سری همبستگی‌ها نشان داد که ρ^M در هر نقطه شبکه دامنه تغییرات وسیعی از منفی تا مثبت دارد. نتایج نشان داد میانگین این ضرایب تقریباً صفر است اما میانه این ضرایب در بخش‌هایی از غرب و جنوب کشور منفی است. اکثر نقاط کشور دارای ضریب همبستگی مثبت با شاخص NAO هستند. بررسی همبستگی‌های درون‌سالانه جزئیات بیشتری از هم‌تغییری سری زمانی بارش نقاط مختلف کشور با شاخص NAO فراهم می‌کند.

کلید واژه‌ها: نوسان اطلس شمالی، بارش، همبستگی، دورپیوند، ایران.

مقدمه

سیگنال‌های بزرگ مقیاس اقلیمی یا دورپیوندها پدیده‌های بزرگ مقیاسی هستند که عموماً در سطح آب‌های آزاد جهان اتفاق می‌افتند و اقلیم جهانی یا منطقه‌ای را تحت تاثیر قرار می‌دهند. یکی از این سیگنال‌ها نوسان اطلس شمالی (NAO) است. NAO اشاره به تغییرات شبه تناوبی ال‌کلنگی فشار جوئی بین دو مرکز پرفشار جنب استوایی آزرز و کم‌فشار قطبی ایسلند در اقیانوس اطلس شمالی دارد. این وضعیت منجر به دگرگونی سامانه انتقال حرارت و رطوبت بین اقیانوس اطلس و مناطق اطراف، تغییر دمای هوا و الگوهای بارندگی، تغییر بادهای سطحی غربی و فراوانی وقوع و مسیرهای طوفانی زمستانی در منطقه تحت نفوذ این سیگنال می‌شود (واکر و بلیس، ۱۹۳۲؛ آزرز، ۲۰۰۶؛ ولیس و گربر، ۲۰۰۸؛ آرنس، ۲۰۰۸؛ ذوالفقاری، ۱۳۹۳).

NAO دارای دو فاز مثبت و منفی است. فاز مثبت آن اشاره به تقویت دو مرکز کم‌فشار ایسلند و پرفشار آزرز دارد که منجر به تشدید شیب فشار هوا بین این دو مرکز شده و در نتیجه، بادهای غربی تقویت و طوفان‌های زمستانی بر فراز قسمت‌های شمالی تر اقیانوس اطلس افزایش می‌یابند. این وضعیت، منجر به انتقال هوای گرم و مرطوب به شمال اروپا می‌شود (آرنس، ۲۰۰۸). فاز منفی NAO، حالت عکس فاز مثبت و بیانگر تضعیف دو مرکز فشار مذکور است که منجر به تضعیف شیب فشار شده و در نتیجه، جریان باد، مداری و شدت بادهای غربی کم می‌شود. این حالت هوای مرطوب را به سمت مدیترانه می‌راند. از طرفی، با تضعیف پرفشار آزرز، احتمال فعال شدن کم‌فشار مدیترانه افزایش می‌یابد که در این صورت، بارش‌های ایران تقویت می‌شود (شبار، ۲۰۰۱؛ آرنس، ۲۰۰۸ و محمدنژاد و همکاران، ۱۳۹۲) و شمال اروپا نیز زمستانی سرد و خشک خواهد داشت.

شاخص‌های کمی‌کننده NAO را می‌توان به دو دسته کلی مبتنی بر اندازه‌گیری ایستگاهی (ایستگاه-مبنا) و مبتنی بر تحلیل مولفه‌های اصلی (PC-مبنا) تقسیم کرد. شاخص مورد استفاده در این پژوهش، ایستگاه-مبنا و براساس اختلاف فشار نرمال شده تراز دریا بین دو ایستگاه در پرتغال و ایسلند از دسامبر تا مارس است (هارل، ۱۹۹۵).

نوسان NAO می‌تواند به تغییرات آب و هوایی در نواحی مختلف از جمله شمال آمریکا (کیم و همکاران، ۲۰۰۷)، اروپا (شبار و همکاران، ۲۰۰۱)، آسیا (بولاسینا و مسوری، ۲۰۱۸ و فیلیپی و همکاران، ۲۰۱۴) و شمال آفریقا (ویسبک و همکاران، ۲۰۰۱) منجر شود. پژوهش‌های مختلفی در زمینه هم‌تغییری بارش‌های ایران با شاخص NAO (به صورت باران، برف و رواناب) در مقیاس محلی، منطقه‌ای و کل کشور با تناوب ماهانه، فصلی و سالانه انجام شده است. به عنوان نمونه، در سواحل جنوبی دریای خزر، افزایش/کاهش بارش در فاز مثبت/منفی NAO مشاهده شده است (خوش‌اخلاق و همکاران، ۱۳۸۷). همچنین، بر اساس داده‌های ماهانه، هم‌تغییری هم‌زمان بین سطح پوشش برف و شاخص NAO در سه حوضه دز، کارون و کرخه گزارش شده است (فتاحی و همکاران، ۱۳۸۸). بارش سالانه ایستگاه‌های تبریز، اهر و جلفا همبستگی ضعیف و معنی‌داری با شاخص NAO به ویژه در ترسالی‌ها و خشک‌سالی‌ها دارد (صلاحی و همکاران، ۱۳۸۶). بارش پاییزه جنوب غربی ایران همبستگی منفی معنی‌دار با شاخص NAO دارد. حسین‌زاده و همکاران (۲۰۱۴) رابطه بین پدیده‌های نوسان جنوبی (SO) و NAO را با خشک‌سالی‌های هیدرولوژیکی ماهانه غرب ایران در دوره ۱۹۶۹ - ۱۹۷۰ تا ۲۰۰۸-۲۰۰۹ را بررسی کردند. آن‌ها مشاهده کردند که رابطه بین خشک‌سالی‌های هیدرولوژیکی و SO قوی‌تر از NAO است. همچنین، اندازه و علامت ضریب همبستگی بین خشک‌سالی‌ها و NAO در هر ماه متفاوت است. ذوالجودی و همکاران (۱۳۹۶) ضریب همبستگی پیرسون منفی بین بارندگی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه و فازهای NAO را مشاهده کردند. همچنین، تحلیل‌های آماری آن‌ها حاکی از معنی‌داری فرض هم‌زمانی فاز منفی NAO با زمستان پربارش و فاز مثبت آن با زمستان کم‌بارش است. به هر حال، مواردی از عدم همبستگی معنی‌دار نیز بین بارش قسمت‌های مختلف کشور و NAO گزارش شده است. بذرافشان و همکاران (۱۳۹۱) نشان دادند که شدت خشک‌سالی در فصل بهار حوضه آبریز کرخه با شاخص NAO همبستگی معنی‌دار ندارد. عدم همبستگی معنی‌دار، بدون تاخیر زمانی و با تاخیر سه ماهه بین بارش و شاخص NAO در ناحیه مرکزی ایران (طبس، بم و یزد) نیز

آدرس <http://apps.ecmwf.int> دریافت شدند. دقت مکانی این داده‌ها ۰/۵ درجه طول و عرض جغرافیایی در محدوده ایران شامل ۴۴ تا ۶۴ درجه طول جغرافیایی و ۲۵ تا ۴۰ درجه عرض جغرافیایی است (شکل ۱). دوره آماری ۲۰۱۶-۱۹۷۹ و ماه‌های سرد سال شامل نوامبر تا آوریل انتخاب شد. اطلاعات NAO روزانه بر اساس روش هارل (۱۹۹۵) و (۲۰۰۳) است که از پایگاه <http://www.cgd.ucar> اخذ شده است. داده‌های بارش کمتر از یک میلی‌متر، صفر لحاظ گردید و هموارسازی داده‌ها با روش میانگین متحرک هفتگی انجام شد.

ضریب همبستگی پیرسون پیراسته

ضریب همبستگی پیرسون (ρ) بین دو سری زمانی X_t و Y_t با داده‌های $\{x_1, \dots, x_n\}$ و $\{y_1, \dots, y_n\}$ مطابق معادله زیر محاسبه می‌شود:

$$\rho(X_t, Y_t) = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{k=1}^n (y_k - \bar{y})^2}} \quad (1)$$

که در آن \bar{x} و \bar{y} به ترتیب، میانگین X_t و Y_t هستند. اقلیم ایران در بخش‌های وسیعی از کشور خشک و نیمه‌خشک است. بنابراین، سری زمانی بارش روزانه (همواره‌شده با استفاده از روش میانگین متحرک هفتگی) دارای تعداد زیادی داده صفر است (شکل ۲). این صفرها ضریب همبستگی بین دو سری زمانی را به صورت نامطلوبی تحت تأثیر قرار می‌دهند و اعتماد به نتایج را کم می‌کنند (کیما و همکاران، ۲۰۱۸). برای حل این مشکل، کیما و همکاران (۲۰۱۸) ضریب همبستگی پیرسون پیراسته (ρ^M). در واقع همان ρ است که با سری زمانی جدید داده‌ها کار می‌کند. سری زمانی جدید از روی سری زمانی اولیه طبق معادله به‌دست می‌آید:

$$x'_i = x_i - \bar{x}_x > 0, x_i > 0 \quad (2)$$

که x_i داده غیرصفر سری زمانی بارش، $\bar{x}_x > 0$ میانگین داده‌های غیرصفر و x'_i عضو سری جدید داده‌ها است. ذکر این نکته ضروری است که داده‌های صفر در سری بدون تغییر باقی می‌مانند. در واقع، این تبدیل، داده‌ها را حول صفر مرکزی می‌کند. در نتیجه، داریم:

$$\rho^M = \rho(x'_i, Y_t) \quad (3)$$

گزارش شده است (حجازی‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲). طبق مطالعه تاج‌الدینی و همکاران (۱۳۹۰)، بارش ماهانه ۲۵ درصد از ایستگاه‌های منتخب استان کرمان دارای همبستگی مثبت و معنی‌دار با شاخص NAO در فصل زمستان است، درحالی‌که همبستگی معنی‌دار در مقیاس سالانه بین بارش و NAO وجود ندارد. همچنین، مشخص شد که بین بارش فصلی حوضه آبخیز مهارلو- بختگان با شاخص NAO هم‌تغییری وجود ندارد (چوبین و همکاران، ۱۳۹۵).

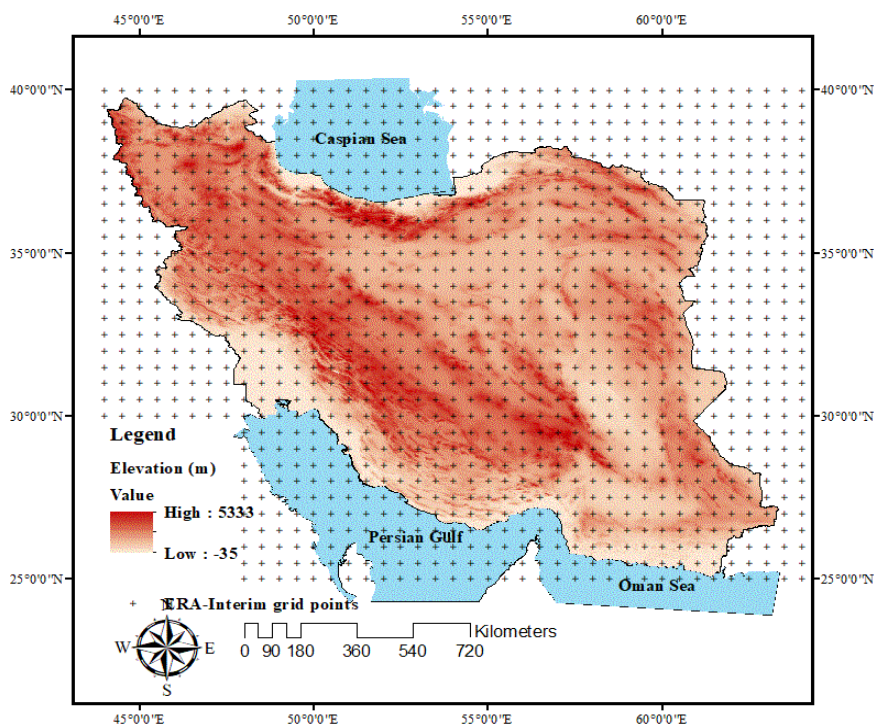
نتایج بررسی‌های اولیه ما نشان داد که مقیاس زمانی بارش در اکثر پژوهش‌ها ماه، فصلی یا سالانه آن بوده است و مقیاس زمانی کمتر از ماه کمتر مورد توجه قرار گرفته است. هدف این پژوهش، بررسی تأثیر NAO بر بارش مناطق مختلف ایران بر مبنای داده‌های هفتگی و ارائه نقشه پهنه‌بندی ضرایب همبستگی است. یکی از مشکلات استفاده از داده‌های با مقیاس زمانی هفتگی، افزایش مقادیر صفر در سری زمانی بارش و وجود آریبی در ضریب همبستگی پیرسون است. این موضوع در این مطالعه مورد توجه قرار گرفته و ضریب همبستگی تصحیح‌شده مورد استفاده و مقایسه قرار گرفته است. موضوع دیگر در نظر گرفتن سری زمانی طولانی مدت بارش در شش ماهه سرد سال است. با توجه به اینکه نقاط بسیاری از کشور دارای اقلیم خشک و نیمه‌خشک هستند، این سری دارای صفرهای فراوانی است. بررسی‌های اولیه نشان داد همبستگی بین این سری‌های طولانی مدت و شاخص NAO با انتظار ما از تأثیرگذاری این سیگنال بر مناطق اطراف مدیترانه تناقض دارد (فیلیپی و همکاران، ۲۰۱۴). بنابراین، بررسی خصوصیات همبستگی‌های درون سالانه مورد توجه این پژوهش قرار گرفت و راهکاری برای تعیین تأثیر غالب سیگنال NAO بر بارش‌های ایران ارائه شد.

مواد و روش‌ها

داده‌ها و منطقه مورد مطالعه

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه، متشکل از بارش نقاط شبکه‌ای منظم و شاخص NAO به صورت روزانه است. داده‌های بارش شبکه پایگاه داده تحلیل مجدد ERA-Interim از مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت جوی در

علاوه بر همبستگی‌های همزمان، همبستگی‌های با تاخیرهای زمانی مختلف بین دو سری زمانی X_t و Y_t نیز محاسبه شد. تاخیرهای زمانی تا یک‌چهارم طول سری زمانی در نظر گرفته شد.



شکل ۱- موقعیت نقاط شبکه بارش پایگاه داده ERA-Interim روی ایران

میان $(Median\rho_i^M)$ ، میانگین $(Mean\rho_i^M)$ و انحراف معیار (Sdp_i^M) محاسبه می‌شوند. بررسی‌ها نشان داد مقدار $Mean\rho_i^M$ تقریباً صفر است که از بررسی آن صرف‌نظر شد.

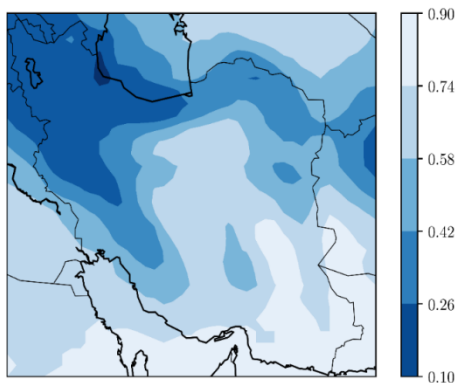
نتایج و بحث

پهنه‌بندی فراوانی بارش‌های صفر در گستره کشور در دوره سرد سال در شکل ۲ نشان داده شده است. با توجه به شکل مذکور، بیش‌ترین رخداد بارندگی (کم‌ترین فراوانی داده صفر) در شمال غرب کشور تا جنوب شرقی دریای خزر و در غرب تا شمال خوزستان است. کم‌ترین رخداد بارش در جنوب کشور و بیابان لوت اتفاق افتاده است.

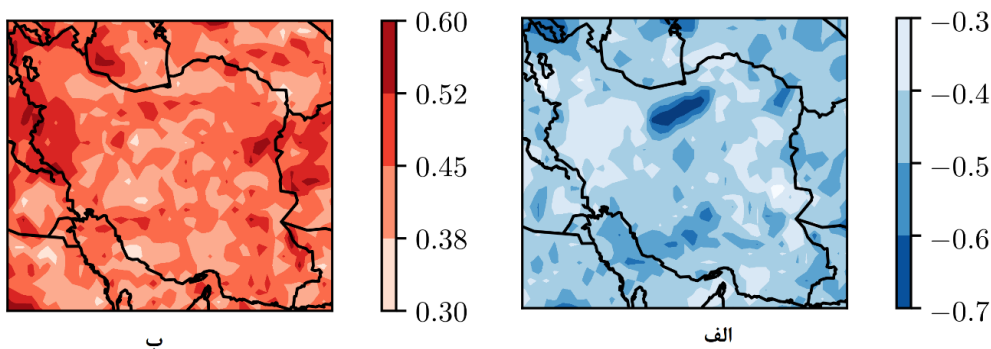
نتایج محاسبه پارامترهای آماری مقادیر معنی‌دار ρ^M شامل کمینه $(Min\rho_i^M)$ ، بیشینه $(Max\rho_i^M)$ ، میان $(Median\rho_i^M)$ و انحراف معیار (Sdp_i^M) در شکل‌های ۳ تا ۸ آمده است.

همبستگی سال به سال بارش و شاخص NAO

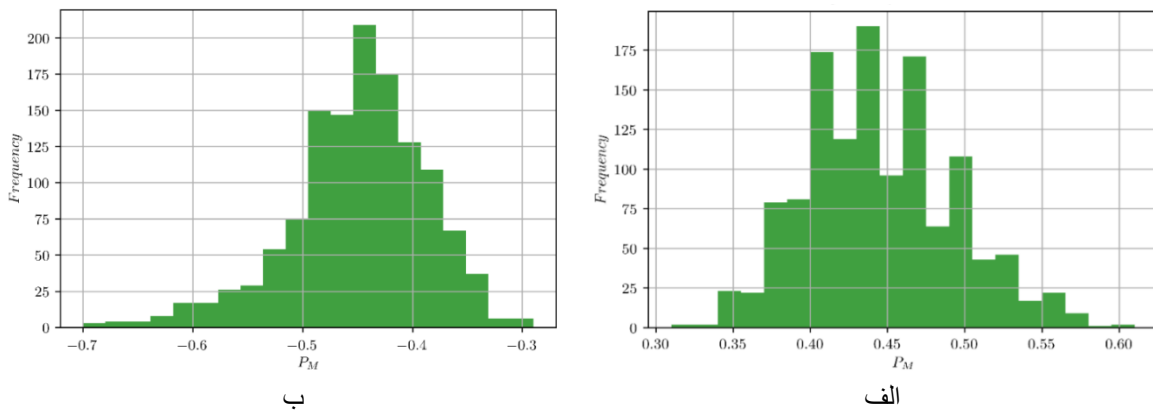
تاثیر پدیده NAO بر بارش‌های ایران در سامانه اقلیمی کره زمین، بسته به کم‌رنگ یا پررنگ شدن نقش سایر سیگنال‌ها و عوامل موثر بر اقلیم بارشی ایران، از سالی به سال دیگر فرق می‌کند. در این بخش، تغییرات سال به سال همبستگی بین بارش و شاخص NAO در نقاط مختلف شبکه مورد بررسی قرار می‌گیرد. برای این منظور، ضرایب همبستگی پیرسون پیراسته (ρ^M) به‌طور همزمان و در گام‌های تاخیر زمانی مختلف بین بارش و شاخص NAO برای هر سال به‌طور جداگانه محاسبه می‌شود. طول سری داده‌ها در هر سال ۱۸۱ روز بوده و تاخیرها تا ۴۵ روز (یک‌چهارم طول سری) در نظر گرفته می‌شوند. بنابراین برای هر نقطه شبکه و در هر سال ۴۶ مقدار همبستگی داریم. بزرگترین قدر مطلق ρ^M در هر سال تعیین شده و، با توجه به کل سال‌های آماری، در مجموع، تعداد ۳۷ مقدار ρ^M برای هر نقطه شبکه به دست می‌آید. در هر نقطه شبکه، مقادیر معنی‌دار ρ^M انتخاب و پارامترهایی مانند کمینه $(Min\rho_i^M)$ ، بیشینه $(Max\rho_i^M)$ ،



شکل ۲- فراوانی نسبی عدم رخداد بارش در شش ماهه سرد سال‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۶.



شکل ۳- تغییرات ρ^M : الف $Min\rho_i^M$ ، ب- $Max\rho_i^M$



شکل ۴- هیستوگرام ρ^M : الف- $Min\rho_i^M$ ، ب $Max\rho_i^M$

نواحی جنوب شرقی رشته کوه‌های البرز رخ داده است. بزرگ‌ترین مقدار $Max\rho_i^M$ در نواحی کوچکی در جنوب غربی دریای خزر، شرق و غرب کشور است. هیستوگرام مقادیر $Min\rho_i^M$ و $Max\rho_i^M$ در شکل ۴ نشان می‌دهد که رفتار هیستوگرام $Max\rho_i^M$ چوله به راست و هیستوگرام مقادیر $Min\rho_i^M$ چوله به چپ است و مد آن‌ها به ترتیب تقریباً ۰/۴۴ و ۰/۴۳- است.

مقدار $Min\rho_i^M$ و $Max\rho_i^M$ برای تمام نقاط شبکه روی منطقه ایران در شکل ۳ نشان داده شده است. مقدار $Max\rho_i^M$ در سطح کشور تقریباً بین ۰/۳ تا ۰/۶ و $Min\rho_i^M$ بین ۰/۷- تا ۰/۳- است. بنابراین، بارش تمام نقاط شبکه، برخی سال‌ها همبستگی مستقیم و برخی سال‌ها همبستگی معکوس با شاخص NAO دارند. این موضوع می‌تواند بیانگر تأثیرگذاری همزمان سایر عوامل هواشناسی بر بارش‌های ایران باشد. بزرگ‌ترین مقدار منفی $Min\rho_i^M$ در

پهنه‌بندی $Median\rho_i$ (میان ضرایب همبستگی قبل از تصحیح) در سطح کشور نیز انجام و با $Median\rho_i^M$ مقایسه شد تا اثر صفرها در سری بارش بهتر دیده شود. نتایج در شکل ۵ و هیستوگرام $Median\rho_i^M$ در شکل ۶ آمده است. مقایسه شکل ۵-الف و ۵-ب نشان می‌دهد که $Median\rho_i$ بین داده‌های بارش و شاخص NAO در اکثر نقاط کشور مثبت است. یعنی رابطه مستقیم با شاخص NAO دارند. نواحی کوچکی در غرب ایران، غرب دریای خزر و دریای عمان و نقاط پراکنده در کشور دارای $Median\rho_i < 0$ هستند؛ یعنی در بیشتر سال‌ها این نقاط ضریب همبستگی منفی با شاخص NAO دارند. نواحی اخیر با روش $Median\rho_i^M$ توسعه می‌یابند و این موضوع نشان می‌دهد نقاط بیشتری در غرب و جنوب کشور تحت تاثیر فاز منفی NAO هستند. این مناطق دارای احتمال رخداد بارش بیشتری در فاز منفی NAO هستند (سیدنژاد، ۱۳۹۸). بنابراین، می‌توان گفت روش $Median\rho_i^M$ با کاهش اثر نامطلوب صفرها در سری زمانی بارش این امکان را فراهم می‌کند که بهتر بتوان اثر فاز منفی NAO بر نواحی غربی و جنوب ایران در مقیاس میانگین متحرک هفتگی را نشان داد و کمی کرد. شکل ۵ نشان می‌دهد که بارش شمال غربی کشور شامل دریاچه ارومیه و آذربایجان شرقی در اکثر سال‌ها دارای ضریب همبستگی مثبت با شاخص NAO در مقیاس هفتگی است. اما همبستگی سالانه بین بارش و شاخص NAO در آذربایجان شرقی ضعیف و منفی (صلاحی و همکاران، ۱۳۸۶) و در دریاچه ارومیه منفی است که با نتایج این پژوهش متفاوت است. این تفاوت ناشی از ناهمسانی در مقیاس زمانی داده‌ها، دوره زمانی و رهیافت به کار رفته است. همچنین، نواحی جنوب ایران در اکثر سال‌ها دارای ضریب همبستگی منفی ($Median\rho_i^M < 0$) است. اما نتایج چوپین و همکاران (۱۳۹۵) نشان داد که بین بارش فصلی حوضه آبخیز مهارلو-بختگان با شاخص NAO هم‌تغییری وجود ندارد. بارش در اکثر نواحی جنوب شرقی ایران دارای ضریب همبستگی مثبت با شاخص NAO است و نتایج تاج‌الدینی و همکاران (۱۳۹۰) نیز نشان داد که ۲۵ درصد ایستگاه‌های منتخب کرمان دارای همبستگی مثبت و معنی‌دار با شاخص NAO در فصل زمستان هستند.

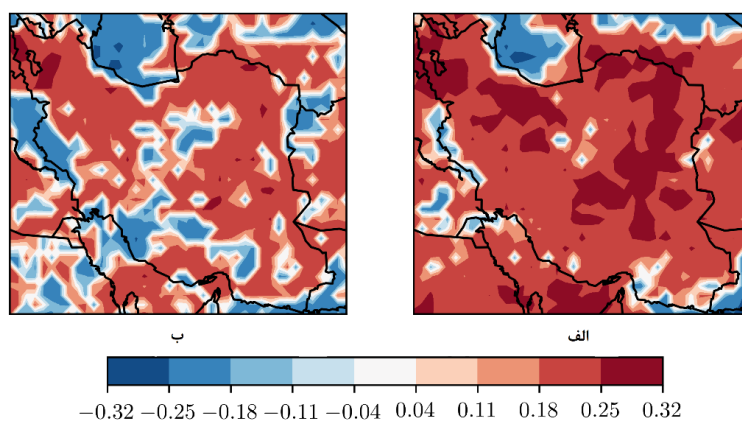
براساس هیستوگرام $Median\rho_i^M$ می‌توان گفت بیشتر نواحی کشور دارای $Median\rho_i^M$ مثبت با NAO هستند. همچنین، در نواحی غربی و جنوب غربی کشور $Median\rho_i^M < 0$ است. قسمت‌هایی در شرق کشور و در مرز افغانستان و ترکمنستان و جنوب شرق کشور (سواحل دریای عمان) نیز دارای همبستگی معکوس با NAO هستند. همان‌طور که ذکر شد، میانه تحت تأثیر داده پرت قرار نمی‌گیرد. اما اگر تعداد داده‌ها در دنباله ρ_i^M فرد باشد و نصف به اضافه یک تا از مقادیر ρ_i^M علامت منفی داشته باشند، $Median\rho_i^M < 0$ است. اگر حداقل نیمی از مقادیر ρ^M منفی (مثبت) و تعداد قابل توجهی از مقادیر ρ^M مثبت (منفی) باشد نیز $Median\rho_i^M < 0$ است و اثر مقادیر مثبت ρ^M بیان نمی‌شود. همچنین، اگر دقیقاً نصف داده‌ها منفی باشد، آنگاه $Median\rho_i^M = 0$. بنابراین، مشاهده $Median\rho_i^M < 0$ در هر نقطه بیانگر این است که بارش در بیشتر سال‌ها هم‌تغییری معکوس با شاخص NAO دارد و هر قدر از مناطقی با مقدار $Median\rho_i^M < 0$ دور شویم، هم‌تغییری معکوس نیز کمتر رخ می‌دهد. این موضوع اهمیت استفاده از روش‌های دیگر جهت کمی کردن رابطه بارش با NAO را نشان می‌دهد. به منظور بررسی بیشتر، احتمال بارش در فازهای مثبت و منفی بررسی شده است تا چگونگی تغییرات بارش در فازهای مختلف NAO در واقعیت مشخص شود (سیدنژاد، ۱۳۹۸). به طور کلی می‌توان گفت که مناطقی با $Median\rho_i^M < 0$ دارای احتمال رخداد بارش بیشتر در فاز منفی و احتمال رخداد بارش کمتر در فاز مثبت هستند. اما مناطقی با $Median\rho_i^M > 0$ همراه با دریافت میزان بارش بیشتر در فاز مثبت نیستند. وجود ضریب همبستگی معکوس اشاره به این موضوع دارد که در فاز منفی NAO احتمال فعال شدن کم‌فشار مدیترانه افزایش یافته و در این صورت، رخداد بارش در ایران افزایش می‌یابد.

فیلی و همکاران (۲۰۱۴) افزایش تبخیر از خلیج فارس، شمال دریای عربی و دریای سرخ و همزمانی با افزایش بادهای غربی در این منطقه در فاز مثبت NAO را مؤثر بر افزایش رطوبت منطقه دانستند. این موضوع بر افزایش بارش در دامنه‌های غربی کوه‌های هندوکش تأثیرگذار است.

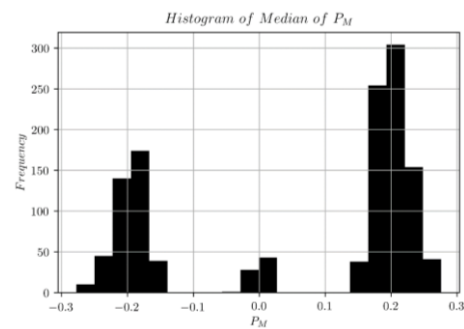
به نظر می‌رسد هم‌تغییر با فاز مثبت آن هستند. قسمت‌های کوچکی در شرق کشور و در مرز افغانستان و ترکمنستان و جنوب شرق کشور (سواحل دریای عمان) نیز دارای همبستگی معکوس با NAO $\rho_i^M < 0$ هستند و به عبارتی بیشتر تحت تأثیر فاز منفی آن قرار دارند. یافته‌های فیلیپی و همکاران (۲۰۱۴) نیز حاکی از ضریب همبستگی معنی‌دار در سطح ۹۵٪ بین بارش‌های زمستانه در مقیاس ماهانه در نواحی کوچکی از شمال غربی ایران با شاخص NAO در دو پایگاه داده GPCP و CRU است؛ اما ضرایب همبستگی معنی‌دار در نواحی غربی کشور در پژوهش آن‌ها مشاهده نشد. نتایج آن‌ها مربوط به اطلاعات ماهانه DJFM است. اما نقشه‌های انتقال رطوبت در پژوهش آن‌ها بیانگر ضریب همبستگی معنی‌دار منفی بین شدت انتقال رطوبت و NAO در شمال کشور است که وسعت آن از غرب به شرق کاهش می‌یابد. ضریب همبستگی بارش زمستانه جنوب و مرکز اروپا تا شمال غربی ایران و شمال آفریقا با NAO منفی است. نتایج آن‌ها به یافته‌های شکل ۵ نزدیک است. اما به نظر می‌رسد داده‌های بارش با مقیاس میانگین متحرک هفتگی جزئیات بیشتری را به نمایش می‌گذارند. انحراف معیار ضرایب همبستگی در پهنه ایران نیز بررسی شد. مقدار sdp_i^M در شکل ۸-الف نشان داده شده است. هستیوگرام آن تقریباً از قانون نرمال پیروی می‌کند (شکل ۸-ب). بیشترین انحراف معیار مشاهده‌شده مربوط به نواحی شمال غرب، شرق، ناحیه‌ای تقریباً به موازات جنوب غربی-شمال شرقی و جنوب شرقی رشته کوه البرز است.

هم‌چنین، براساس پژوهش آن‌ها ضریب همبستگی معنی‌دار بین شدت انتقال رطوبت و بارش در جنوب شرقی ایران مثبت است. وجود ضرایب همبستگی منفی در مناطق کویری و مرکزی کشور مورد اعتماد نیست. زیرا هر چقدر سری زمانی بارش دارای تعداد داده صفر بیشتری باشد، ضریب همبستگی با NAO به صورت تصنعی تغییر می‌کند و استفاده از ρ^M آن را تعدیل می‌کند (کیما و همکاران، ۲۰۱۷).

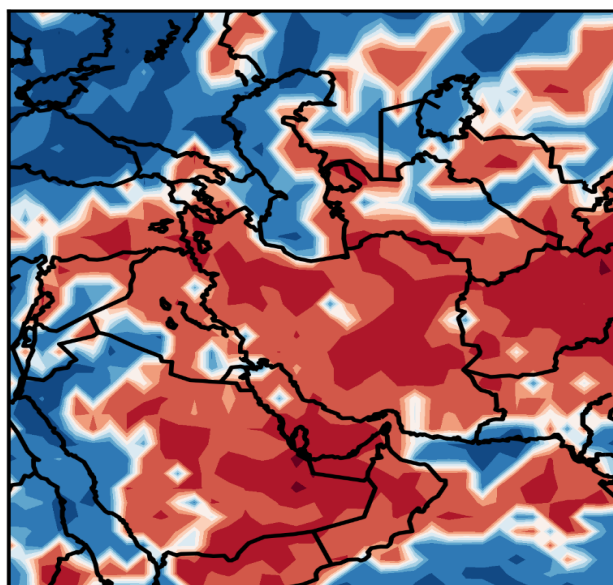
به طور کلی می‌توان گفت بارش اکثر نقاط کشور همبستگی مثبت با شاخص NAO دارند و بارش نواحی غربی و جنوبی در بیشتر سال‌ها ضریب همبستگی منفی با شاخص NAO دارند و در فاز منفی NAO افزایش می‌یابد. منطقه مورد مطالعه را بزرگتر در نظر گرفته تا رفتار ضریب همبستگی بارش-NAO را در منطقه وسیع‌تری مشاهده کنیم. این منطقه شامل ایران و عرض‌های ۱۵ تا ۵۰ درجه شمالی و ۳۴ تا ۷۰ درجه شرقی است (شکل ۷). پهنه‌بندی $Median\rho_i^M < 0$ در مقیاس منطقه فراتر از ایران عرض‌های ۱۵ تا ۵۰ درجه شمالی و ۳۴ تا ۷۰ درجه شرقی برای بررسی بیشتر انجام و نتایج در شکل ۷ آمده است. لازم به ذکر است برای کاهش محاسبات، دقت داده‌های منطقه‌ای یک درجه در یک درجه است. همان‌طور که در شکل ۷ مشاهده می‌شود، نواحی غربی دریای خزر و دریای عمان، شمال ترکیه و کشور آذربایجان رابطه منفی با NAO دارند. اکثر نقاط کشور تا اکثر نقاط عربستان (شرق و مرکز) و تا نواحی شرقی ارتفاعات افغانستان، خلیج فارس و افغانستان همبستگی مثبت و رابطه مستقیم با NAO دارند و



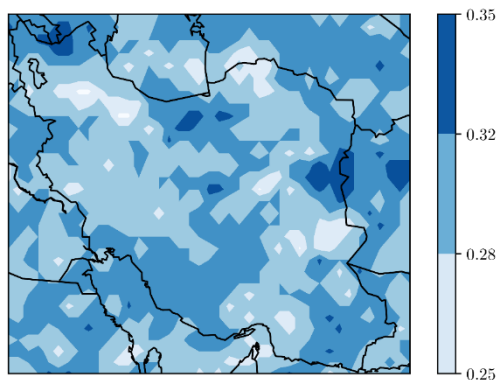
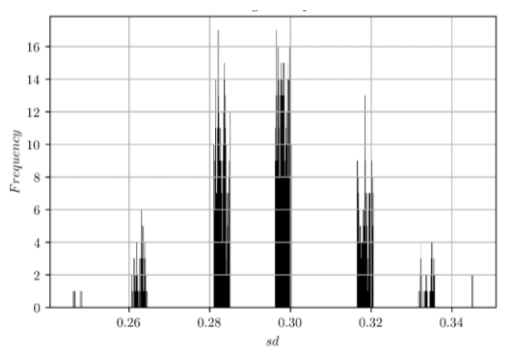
شکل ۵- توزیع مکانی میانه ضرایب همبستگی معنی‌دار بین بارش نقاط مختلف و شاخص NAO در مقیاس میانگین متحرک هفتگی در کشور. هر کدام از این ضرایب مربوط به بارش ماه‌های سرد یک سال هستند. دوره آماری ۲۰۱۶-۱۹۷۹ است. الف- روش $Median\rho_i$ ، ب- روش $Median\rho_i^M$.



شکل ۶- هیستوگرام $Median\rho_i^M$



شکل ۷- توزیع مکانی میانه ضرایب همبستگی معنی‌دار $Median\rho_i^M$ بین بارش نقاط مختلف و شاخص NAO در مقیاس میانگین متحرک هفتگی. منطقه مطالعاتی عرض‌های ۱۵ تا ۵۰ درجه شمالی و ۳۴ تا ۷۰ درجه شرقی شامل ایران است. هر کدام از این ضرایب مربوط به بارش ماه‌های سرد یک سال هستند. دوره آماری ۱۹۷۹-۲۰۱۶ است.



شکل ۸- الف- توزیع مکانی انحراف معیار ضرایب همبستگی معنی‌دار $sd\rho_i^M$ بین بارش نقاط مختلف و شاخص NAO در مقیاس میانگین متحرک هفتگی در کشور. هر کدام از این ضرایب مربوط به بارش ماه‌های سرد یک سال هستند. دوره آماری ۱۹۷۹-۲۰۱۶ است. ب- هیستوگرام $sd\rho_i^M$

نتیجه‌گیری

هم‌تغییری بین بارش شبکه نقاط ایران با شاخص NAO در این پژوهش بررسی شد. میانگین متحرک داده‌ها برای هموارسازی و رفع اثر نامطلوب تعداد زیاد داده صفر در سری زمانی بارش محاسبه شد. هم‌چنین روش همبستگی متقابل پیرسون پیراسته ρ^M برای تصحیح اریبی ضریب همبستگی پیرسون استفاده شد. اطلاعات بارش روزانه از پایگاه داده باز تحلیل ERA-Interim از مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت جوی (ECMWF) دریافت شده‌اند. داده‌های بارش محدوده ۴۴ تا ۶۴ درجه طول جغرافیایی و ۲۵ تا ۴۰ درجه عرض جغرافیایی (منطقه ایران) با دقت ۰/۵ درجه را در بر می‌گیرند. دوره زمانی شامل سال‌های ۲۰۱۶-۱۹۷۹ و ماه‌های سرد سال نوامبر تا آوریل سال بعد است. این پژوهش رهیافتی را برای بررسی همبستگی‌های متقابل بین بارش و شاخص NAO در مقیاس زمانی کوتاه مدت میانگین متحرک هفتگی ارائه داده است. روش کار، افراز سالانه دوره مورد مطالعه، محاسبه ρ^M در هر سال به صورت جداگانه که یک سری زمانی ρ^M به طول ۳۷ سال است. ρ^M در هر سال تا ۴۵ روز تاخیر محاسبه و ضریب معنی‌داری که قدر مطلق بزرگتر داشت به عنوان ρ^M مربوط به آن سال انتخاب شد. این کار اجازه تعیین مناطقی که می‌توان تاثیر NAO بر بارش آن‌ها را با شاخص NAO کمی کرد، فراهم می‌کند. ضرایب معنی‌دار این سری برای هر نقطه شبکه انتخاب و مقادیر کمینه، بیشینه، میانه و انحراف معیار آن‌ها در هر نقطه شبکه با نمادهای $Max\rho_i^M$ ، $Min\rho_i^M$ ، $sd\rho_i^M$ و $Median\rho_i^M$ محاسبه شد. نتایج این پژوهش به صورت خلاصه به شرح زیر است.

۱- ضرایب ρ^M بین بارش نقاط و شاخص NAO در سال‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۶ بررسی شد. نتایج حاکی از این است که دامنه نوسان ρ^M در هر نقطه تغییرات وسیعی دارد که در برخی سال‌ها مثبت و در برخی سال‌ها منفی است.

۲- نتایج دو ضریب ρ و ρ^M مقایسه شد. نتایج نشان داد که استفاده از ضرایب ρ^M تأثیر نامطلوب تعداد صفرها در سری زمانی بارش را کاهش می‌دهد. هم‌چنین، براساس احتمال رخداد بارش در سال‌هایی مطابق فعالیت بیشتر فاز منفی، به

نظر می‌رسد که این روش بهتر می‌تواند اثر فاز منفی NAO را کمی و بیان کند. این شیوه در فاز مثبت به خوبی عمل نمی‌کند.

۳- پهنه‌بندی $Median\rho_i^M$ نشان داد که اکثر نواحی کشور دارای همبستگی مثبت با شاخص NAO هستند. هم‌چنین، اکثر نقاط عربستان (شرق و مرکز) و تا نواحی غربی ارتفاعات افغانستان، خلیج فارس و افغانستان نیز رابطه مستقیم با NAO دارند و یا بیشتر تحت تأثیر فاز مثبت هستند. اما این همبستگی در نواحی وسیعی در غرب و جنوب غربی، قسمت‌های کوچکی در شرق کشور و در مرز افغانستان و ترکمنستان و جنوب شرق کشور (سواحل دریای عمان)، نواحی غربی دریای خزر، شمال ترکیه و کشور آذربایجان منفی است. باتوجه به اینکه نواحی دارای ضریب همبستگی منفی ($Median\rho_i^M < 0$)، احتمال بارش بیشتری در فاز منفی NAO دارند. به نظر می‌رسد این مناطق بیشتر از سایر نقاط کشور تحت تاثیر فاز منفی قرار گیرند. زیرا در فاز منفی احتمال فعال شدن کم‌فشار شرق مدیترانه افزایش یافته و در این صورت رخداد بارش در ایران افزایش می‌یابد. اما مناطقی با ضریب همبستگی مثبت، بارش الزاما بیشتری در فاز مثبت دریافت نمی‌کنند.

۴- بزرگ‌ترین مقدار $sd\rho_i^M$ در نواحی شمال غرب، شرق، ناحیه‌ای تقریباً به موازات جنوب غربی- شمال شرقی و جنوب شرقی رشته کوه البرز است. این شاخص نشان دهنده پراکندگی بیشتر در این مناطق است.

منابع

- Ahrens, C. D., 2008, Meteorology Today, An introduction to weather, climate and the environment (Babaei M. R. Trans.). Cengage Learning: Toronto, Canada.
- Alizadeh, A., M. Erfanian, and H. Ansari, 2011, Assessment of Teleconnection Patterns Affecting Rainfall and Temperature (Case Study: Mashhad Synoptic Station), Iranian Journal of Irrigation and drainage, 2(5), 176-185.
- Bazrafshan, A., A. Salajegheh, A. Fatehi Maraj, M. Mahdavi, and J. Bazrafshan, 2012, Investigating the relationship between oceanic phenomena and spring fluctuations in the Karkheh River. 9th International

- Research and Risk Assessment, 22(3): 411-420.
14. Mohammadnejad, A. R., F. Ahmadi-Givi, and P. Irannejad, 2012, Effect of Mediterranean systems on drought in west of Iran. *Earth and space physics*, 39(3): 97-110.
 15. Zoljoodi, M. B. Sanaei, P. Ghafarian, 2017, Studying the Relationship between Wet and Dry Periods of Urmia Lake Basin and Teleconnection Pattern of North Atlantic Oscillations, 32 (2).
 16. Osborn, T. J., 2006, Recent variations in the winter North Atlantic Oscillation, *Weather*, 61: 353-355.
 17. Seyyed Nezhad Golkhatmi, N., 2019, Application of Network Analysis approach in studying the effect of two large-scale climatic signals (NAO and MJO) on the time-space drought patterns in Iran (Thesis). University of Tehran, Karaj, Iran.
 18. Shabbar, A., j. Huang, and K. Higuchi, 2001, The relationship between the wintertime north Atlantic oscillation and blocking episodes in the north Atlantic, *International journal of climatology*, 21: 355-369.
 19. Tajaddini, M., A. Fatehi marj, A. Salajaghe, and M. Hosseinpour, 2011, Assessment on the relationship between climatic signals and meteorological droughts in the Dry Climate of Kerman. First National Conference on Drought and Climate Change, Research Center for Water Scarcity and Drought in Agriculture and Natural Resources, Karaj, 169-179 (in Persian).
 20. Vallis, G. K. and E. P. Gerber, 2008, Local and hemispheric dynamics of the North Atlantic Oscillation, annular patterns and the zonal index, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 44: 184-212.
 21. Visbeck, M. H., J. W. Hurrell, L. Polvani, and H. M. Cullen, 2001, The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future, 98 (23), 12876-12877.
 22. Walker, G. T., E. W. Bliss, 1932, World weather V. *Memoirs of the Royal Meteorological Society* 4, 53-84.
 - Congress of Civil Engineering, Isfahan University of Technology (in Persian).
 4. Bollasina, M. A., Messori, G. 2018, On the link between the subseasonal evolution of the North Atlantic Oscillation and East Asian climate, *Climate Dynamics*, 51:3537-3557.
 5. Chubin, B., Sh. Khalighi sigaroudi, and A. Malekian, 2013, Study of the effect of large-scale climate signals on the seasonal rainfall in Maharlo-Bakhtegan watershed. *Range & Watershed Management, Iranian Journal of Natural Resources*, 69 (1), 51-63 (in Persian).
 6. Ciemer, C., N. Boers, M. J. B. Henrique, J. Kurths, A. Rammig, 2018, Temporal evolution of the spatial covariability of rainfall in South America. *Climate Dynamics*, 51:371-382.
 7. Fatahi E., K. Nawhi, and M. Delavar, 2009, Study of surface of snow cover of southwest basins of Iran in relation to climate signals. *Geographical Research*, 95, 109-130 (in Persian).
 8. Filippi, L., E. Palazzi, J. Von Hardenberg, and A. Provenzale, 2014, Multidecadal variations in the relationship between the NAO and winter precipitation in the Hindu Kush-Karakoram. *Journal of Climate*, 27(20), 7890-7902.
 9. Hejazizadeh, Z., E. Fatahi, M. Saligheh, and F. Arsalani, 2013, Study on the Impact of climate signals on the Precipitation of the central of Iran using Artificial Neural Network. *Journal of Applied research in Geographical Sciences*, 13(29), 75-89 (in Persian).
 10. Hosseinzadeh Talae, P., H. Tabari, and S. Sobhan Ardakani, 2014, Hydrological drought in the west of Iran and possible association with large-scale atmospheric circulation patterns. *Hydrological Processes*, 28(3): 764-773.
 11. Hurrell, J. W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science* 269,676-679.
 12. KhoshAkhlagh, F., N. Ghanbari, and J. M. Samaquosh, 2009, the study of North Atlantic Oscillation effect on temperature and precipitation regimes of southern shores of Caspian Sea. *Physical Geography Research Quarterly*, 40(66), 57-70 (in Persian).
 13. Kim, W. T., C. Yoo, and A. J. Hyun, 2007, Influence of climate variation on seasonal precipitation in the Colorado River Basin. *Journal of Stochastic Environmental*