

بررسی تأثیر سیگنال NAO بر بارش‌های ایران با رهیافت تحلیل شبکه در ماه‌های نوامبر تا آوریل ۱۹۷۹-۲۰۱۶

نفسه سیدنژاد گل خطمی^۱، جواد بذرافشان^{۲*}، آرزو نازی قمشلو^۳ و پرویز ایران‌نژاد^۴

۱. دانشجوی دکتری، گروه آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران، کرج، ایران

۲. دانشیار، گروه آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران، کرج، ایران

۳. استادیار، گروه آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران، کرج، ایران

۴. دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۹۸/۷/۱۷، پذیرش نهایی: ۹۹/۳/۲۰)

چکیده

نمایش و کمی کردن چگونگی تأثیرگذاری سیگنال‌های بزرگ‌مقیاس اقلیمی بر بارش منطقه‌ای و جهانی یکی از مسائل مورد توجه محققان است. رهیافت جدید تحلیل شبکه امکان بررسی سامانه‌های پیچیده‌ای مانند اقلیم را فراهم می‌سازد. هدف این پژوهش، بررسی سیگنال اقلیمی نوسان اطلس شمالی NAO بر بارش‌های ایران با رهیافت تحلیل شبکه است. داده‌های باز تحلیل بارش روزانه از پایگاه داده ERA-Interim و شاخص روزانه NAO در ماه‌های سرد سال، نوامبر تا آوریل ۱۹۷۹-۲۰۱۶ دریافت شدند. میانگین متحرک هفتگی داده‌ها با هدف هموارسازی تغییرات بارش محاسبه و ضریب همبستگی متقابل پیرسون پیراسته ρ^M برای تصحیح اربیی ضریب همبستگی پیرسون استفاده شد. سال‌هایی که NAO بیشترین فعالیت را در فازهای منفی و مثبت داشته به‌عنوان فاز مثبت و منفی قوی در نظر گرفته شده‌اند. شبکه‌ها بر اساس چگالی ثابت ۰/۰۵ ایجاد و توزیع درجه رأس آنها بررسی شد. درجه رأس نشان‌دهنده میزان همبستگی معنی‌دار میان سری‌زمانی بارش نقاط شبکه است. نتایج نشان داد که تأثیرپذیری بارش‌ها در ایران از فازهای NAO به‌خوبی قابل نمایش، تجزیه و تحلیل با رهیافت شبکه است. بارش در فاز منفی NAO همراه با افزایش درجه رأس به‌طور ویژه در شمال غرب و سپس جنوب غربی کشور است. آستانه انتخاب ضرایب همبستگی معنی‌دار در فاز منفی از ۴۲ صدم به ۴۶ صدم افزایش یافت. همچنین، این شبکه در فاز مثبت NAO همراه با افزایش درجه رأس در جنوب کشور و افزایش آستانه شبکه از ۴۲ صدم در سال‌های عادی به ۴۳ صدم است.

واژه‌های کلیدی: NAO، ایران، بارش، همبستگی متقابل پیرسون پیراسته، تحلیل شبکه.

۱. مقدمه

(Reanalysis)، داده‌های حاصل از ماهواره‌های هواشناسی و منابع زمینی شده است. بنابراین، رویکردی داده‌محور (Data Driven) نیاز است که چارچوبی یک‌پارچه برای مطالعه سامانه اقلیم با هدف توصیف پدیده‌های مشاهده شده، نمایش و کمی‌سازی برهم‌کنش‌های سامانه اقلیم ارائه کند (اشتاین‌هاوزر و همکاران، ۲۰۱۰). اکثر تحقیقات فیزیکی و اقلیمی انجام شده در شناخت سامانه اقلیم، تغییرات و تأثیرپذیری آن از سیگنال‌های بزرگ‌مقیاس بر مبنای علم آمار و احتمال انجام شده است که به‌سادگی و به‌طور مستقل، چارچوبی در مورد ساختار اقلیم، تجزیه و تحلیل روابط ساختاری و نمایش

تأثیر سیگنال‌های بزرگ‌مقیاس اقلیمی بر رخدادهایی مانند بارش، خشک‌سالی و سیل در اقلیم جهانی و یا منطقه‌ای یکی از موضوعات مورد توجه محققان است (مو و هیگینز، ۱۹۹۸؛ هیگینز و همکاران، ۲۰۰۰؛ بارلو و همکاران، ۲۰۰۵؛ زاویر و همکاران، ۲۰۱۴). این سیگنال‌ها بیانگر وجود الگوهای دورپیوند (Teleconnection) اقلیمی هستند و اشاره به رابطه و همبستگی معنی‌دار بین تغییرات زمانی دو الگو یا سامانه گردش دور از هم دارند (والاس و گاتزler، ۱۹۸۱). رشد علم و فناوری مانند ماهواره‌ها منجر به افزایش اطلاعات آب و هواشناسی در قالب مجموعه داده‌های جدید مانند داده‌های باز تحلیل

برهم کنش‌های اجزای سامانه اقلیم فراهم نمی‌کند. این مهم با استفاده از شاخه دیگر ریاضیات یعنی تحلیل شبکه (Networks Analysis) میسر می‌شود. تجزیه و تحلیل‌های فیزیکی بر اساس دو ابزار آمار و تحلیل شبکه می‌تواند دیدگاه‌های جدیدی را در مورد سامانه اقلیم ارائه کند. شبکه و تحلیل آن کاربرد وسیعی در حوزه‌هایی مانند شبکه‌های اجتماعی (نوغانی و صادقی‌نژاد، ۱۳۹۳؛ و سرمن و فاوست، ۱۹۹۴)؛ برهم کنش‌های شیمیایی بین پروتئین‌ها (اوتز و همکاران، ۲۰۰۰)؛ رفتار بازارهای مالی (اونلا و همکاران، ۲۰۰۵) و موارد بسیار دیگر دارد. شبکه‌ها، ابزار مناسبی برای نمایش سامانه‌هایی با برهم کنش‌های پیچیده مانند سامانه اقلیم هستند که به آنها شبکه اقلیمی می‌گویند (سونیس و همکاران، ۲۰۰۶؛ سونیس و سوانسون، ۲۰۰۸ و سونیس و همکاران، ۲۰۱۱). شبکه اقلیمی شامل دو مجموعه نقاط مکانی و ارتباطات معنی‌دار بین نقاط است که به ترتیب رئوس (vertex) یا گره‌های (Nodes) شبکه و ارتباطات (Edges یا links) نامیده می‌شوند. رهیافت شبکه اقلیمی توسط سونیس و رابر در سال ۲۰۰۴ مطرح شد. شبکه آنها براساس ارتفاع سطح همفشار ۵۰۰ هکتوپاسکال ساخته و توزیع درجات بررسی شد. درجه رأس بیانگر تعداد همبستگی‌های معنی‌دار (یال) بین هر رأس و رئوس اطراف آن است. آنها دریافتند که رئوس واقع در مناطق حاره درجه رأس بیشتری (شباهت بیشتری) نسبت به رئوس عرض‌های میانی دارند. همچنین، برخی رئوس در عرض‌های میانی درجه رأس بالاتری نسبت به سایر رئوس دارند که بیانگر وجود الگوی دورپیوند است. زیرا محل فعالیت برخی سیگنال‌های بزرگ‌مقیاس مانند نوسان اطلس شمالی (North Atlantic oscillation) با نام اختصاری NAO دارای یال‌های بیشتری نسبت به سایر نقاط هستند.

تعداد یال‌ها در شبکه نسبت به فاز سیگنال متغیر است که آن را چشمک زدن یال‌ها نامیده‌اند (رادباخ و همکاران، ۲۰۱۳). تحلیل شبکه در موضوعاتی مانند فعالیت طوفان‌ها (السنر و همکاران، ۲۰۰۹)، رخداد بارش‌های موسمی

(مالیک و همکاران، ۲۰۱۰؛ بورز و همکاران، ۲۰۱۳)، تأثیر النینو (سونیس و سوآنسون، ۲۰۰۸؛ یاماساکی و همکاران، ۲۰۰۸؛ گزالجیانی و همکاران، ۲۰۱۱؛ رادباخ و همکاران، ۲۰۱۳؛ لادسچر و همکاران، ۲۰۱۴)، خوشه‌بندی اقلیمی (اشتاین‌هاوزر و همکاران، ۲۰۱۰؛ سونیس و همکاران، ۲۰۱۱)، امواج رأسی (وانگ و همکاران، ۲۰۱۳) به کار رفته است. خلاصه ویژگی مطالعات انجام‌شده در مورد کاربرد رهیافت تحلیل شبکه به شرح زیر است. ۱- متغیرهای اقلیمی دمای سطحی، ارتفاع ژئوپتانسیلی و فشار سطح دریا بیش از سایر متغیرهای هواشناسی و اقلیمی بررسی شده‌اند. ۲- مقیاس سیاره‌ای و سپس قاره‌ای بیشتر بررسی شده است. ۳- امکان ارائه تصویر از وجود همبستگی متقابل بین تمام زوج نقاط شبکه فراهم می‌شود. اما در مطالعات مرسوم اقلیم‌شناسی و فیزیکی، همبستگی بین هر نقطه با یک سیگنال با روابط آماری کمی می‌شود (کوال و همکاران، ۲۰۱۱). ۴- خوشه‌بندی و تفسیر خوشه‌ها با در نظر گرفتن پویایی سامانه اقلیم قابل انجام است. ۵- مناطق با تغییرپذیری زمانی یکسان، نه با واریانس یکسان، نسبت به سیگنال‌ها را می‌توان تعیین کرد (مالیک و همکاران، ۲۰۱۰؛ بورز و همکاران، ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴). ۶- رهیافت تحلیل شبکه، ساختار قدرتمندی برای تحقیقات آماری توپولوژی محلی و غیرمحلی یعنی دورپیوند دارد. یکی از این الگوهای دورپیوند NAO است. سیگنال NAO دارای دو فاز مثبت و منفی است. فاز مثبت، تقویت دو مرکز کم‌فشار ایسلند و پرفشار آزور است که در این صورت گرادیان فشار هوا از جنوب به شمال بیشتر شده و بادهای غربی را به سمت شمال جابجا می‌کند (آرنس، ۲۰۰۸). فاز منفی NAO، حالت عکس فاز مثبت است که منجر به تضعیف گرادیان فشار می‌شود. در نتیجه جریان باد مسیر مداری خود را طی می‌کند و هوای مرطوب را به طرف مدیترانه و هوای سرد را به طرف اروپای شمالی می‌راند. از طرفی احتمال فعال شدن کم‌فشار مدیترانه با تضعیف پرفشار آزور بیشتر شده که در این صورت بارش‌های ایران تقویت می‌شود (شبار،

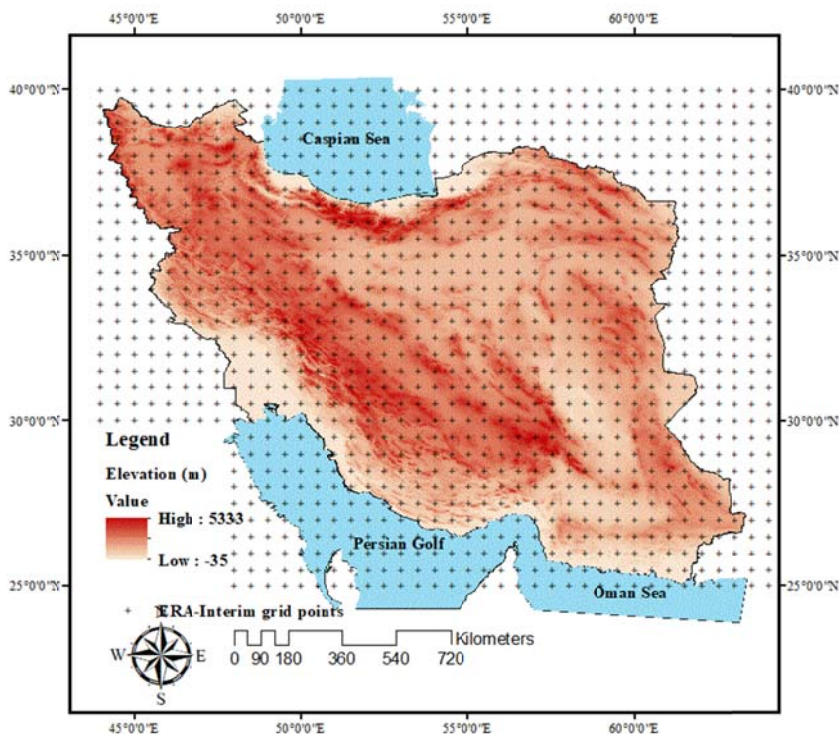
و بارش‌های ایران در برخی نقاط به صورت رابطه معکوس و در برخی نقاط به صورت رابطه مستقیم ذکر شده است. ۳- رابطه بین بارش‌ها با NAO عموماً ضعیف گزارش شده است. تحلیل متغیرهای اقلیمی متمرکز بر ایران با رویکرد تحلیل شبکه تاکنون انجام نشده است. این پژوهش ضمن معرفی این رهیافت، تأثیر فازهای NAO بر بارش‌های ایران را با تحلیل شبکه بررسی می‌کند.

۲. مواد و روش‌ها

۲-۱. داده‌ها و منطقه مورد مطالعه

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه شامل بارش نقاط شبکه‌ای منظم و شاخص NAO به صورت روزانه است. داده‌های بارش از پایگاه داده تحلیل مجدد (Reanalysis) ERA-Interim از مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت و وضع هوا (European Centre for Medium-Range Weather Forecast) به آدرس <http://apps.ecmwf.int> دریافت شدند. تفکیک مکانی این داده‌ها نیم درجه طول و عرض جغرافیایی در محدوده ۴۴ تا ۶۴ درجه شرقی و ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی (منطقه ایران) است (شکل ۱). این پایگاه داده در تحقیقات اخیر مورد توجه پژوهشگران کشور بوده و در مقایسه با اطلاعات مرجع زمینی قابل اعتماد گزارش شده است (رضیئی و ستوده، ۱۳۹۶). دوره آماری ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۶ و ماه‌های نوامبر تا آوریل انتخاب شد. داده‌های بارش کمتر از یک میلی‌متر با عدد صفر جایگزین شده‌اند. به منظور هموارسازی داده‌ها میانگین متحرک هفتگی آنها مدنظر قرار گرفته است. اطلاعات شاخص NAO روزانه مورد استفاده در این پژوهش براساس روش هارل (۱۹۹۵) است که از پایگاه <http://www.cgd.ucar> اخذ شده است.

۲۰۰۱؛ محمدنژاد و همکاران، ۱۳۹۲). تأثیر NAO بر بارش‌های ایران و منطقه خاورمیانه در مطالعات متعددی بررسی شده است (یاراحمدی و عزیزی، ۱۳۸۶؛ خوش اخلاق و همکاران ۱۳۸۷؛ دزفولی و همکاران، ۲۰۱۰؛ حجازی‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ حسین‌زاده‌طلایی و همکاران، ۲۰۱۴؛ فیلیپی و همکاران، ۲۰۱۴؛ مولوی عربشاهی و همکاران، ۲۰۱۶؛ ذوالجودی و همکاران، ۱۳۹۶؛ وظیفه‌خواه و کاهیا، ۲۰۱۸). به‌عنوان مثال فیلیپی و همکاران (۲۰۱۴) بارش‌های فصلی زمستانه در کاراکورام-هندوکش واقع در غرب هیمالیا را بررسی کردند. دوره زمانی آنها ماه‌های DJFM سال‌های ۱۹۵۱-۲۰۰۷ از پایگاه ECMWF (ERA40) است. این بارش‌ها ناشی از نوسانات بادهای غربی هستند که تحت تأثیر نوسان اطلس شمالی قرار دارند. مقادیر بزرگ بارش در خلال فازهای مثبت NAO رخ داده‌اند. تبخیر ناشی از افزایش سرعت باد در خلیج فارس، شمال دریای عرب و دریای سرخ و افزایش دما در شمال دریای عرب نقش مهمی در افزایش رطوبت منطقه مورد مطالعه دارند. براساس یافته‌های آنها ضریب همبستگی معنی‌دار بین انتقال رطوبت و شاخص NAO ($NAOI$) در شمال ایران منفی (از غرب به شرق کاهش می‌یابد) و در جنوب شرق مثبت است. محمدنژاد و همکاران (۱۳۹۲) نیز دریافتند در سال‌های خشک غرب ایران، پرفشار آزرز تقویت می‌شود که این امر منجر به تضعیف چرخندزایی و کاهش چرخندهای مدیترانه می‌شود. همچنین، تندی باد و شار رطوبت از سمت مدیترانه به غرب ایران کاهش می‌یابد. نتایج مطالعات فوق را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد. ۱- رابطه بین NAO و بارش‌های ایران عموماً با مقیاس‌های بزرگ‌تر از ماهانه بررسی شده است. ۲- رابطه بین $NAOI$



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد بررسی و نقاط شبکه داده‌های پایگاه ERA-Interim.

۲-۲. تحلیل همبستگی داده‌ها

اقلیم ایران در بخش‌های وسیعی از کشور خشک و نیمه‌خشک است. بنابراین، سری زمانی بارش در مقیاس زمانی میانگین متحرک هفتگی دارای تعداد زیادی داده صفر است. این صفرها ضریب همبستگی بین دو سری زمانی را به صورت نامطلوبی تحت تاثیر قرار می‌دهد و اعتماد به نتایج را کم می‌کند (کیما و همکاران، ۲۰۱۸). ضریب همبستگی متقابل پیرسون با تأخیر صفر بین دو سری زمانی X_t و Y_t مربوط به نقاط i و j شبکه، با داده‌های $\{x_1, \dots, x_n\}$ و $\{y_1, \dots, y_n\}$ مطابق زیر تعریف می‌شود:

$$\rho_{ij}(X_t, Y_t) = \frac{\sum_{k=1}^n (x_k - \bar{x})(y_k - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{k=1}^n (x_k - \bar{x})^2 \sum_{k=1}^n (y_k - \bar{y})^2}}, \quad (1)$$

$$1 \leq i, j \leq 1271$$

که در آن \bar{x} و \bar{y} به ترتیب میانگین X_t و Y_t و n تعداد

مشاهدات سری زمانی هستند. تعداد نقاط شبکه ۱۲۷۱ است. وجود تعداد زیاد داده صفر می‌تواند ρ را شدیداً تحت تاثیر قرار دهد. ضریب همبستگی پیرسون پیراسته (ρ^M) می‌تواند ارزیابی ρ را تصحیح کند. ρ^M در واقع همان ضریب ρ است که با سری زمانی جدید داده‌ها مطابق رابطه ۲ کار می‌کند (کیما و همکاران، ۲۰۱۸). سری زمانی جدید را به صورت زیر ایجاد می‌کنیم. کافی است داده‌های غیر صفر را از میانگین آنها مطابق رابطه $x'_k = x_k - \bar{x}_{x>0}$, $0 < x_k$, $0 \leq k \leq n$ کم کرد. داده غیر صفر سری، $\bar{x}_{x>0}$ میانگین داده‌های غیر صفر و x'_k داده‌های جدید است. داده‌های صفر نیز بدون تغییر باقی می‌مانند. در واقع این تبدیل داده‌ها را حول صفر مرکزی می‌کند. تبدیل برای متغیر y به طور مشابه انجام می‌شود.

$$\rho^M = \rho(x', y') \quad (2)$$

۳-۲. تعیین سال‌های فازهای مثبت و منفی NAO

هدف این بخش تعیین سال‌هایی است که شدت فعالیت

NAO در فاز مثبت (منفی) بیش از سایر سال‌ها باشد. ابتدا میانگین متحرک هفتگی $NAOI$ ($WMANAOI$: Weekly Moving Average of North Atlantic Oscillation Index) محاسبه شده است. تعیین شدت فعالیت NAO در سال‌های مختلف براساس جدول توزیع فراوانی رخدادهای فرین بالا و پایین $WMANAOI$ با معیار (آستانه) دو انحراف معیار (Standard deviation) با نماد $2Sd$ انجام می‌شود (جدول ۱). اگر این مقدار بیش از آستانه با مقدار دو انحراف معیار ($2Sd$) باشد، یعنی $|WMANAOI| \geq 2Sd$ ؛ با عدد یک و در غیر این صورت با عدد صفر رمزگذاری می‌شود. مقادیر صفر و یک را WMA می‌نامیم. در جدول ۱، T تعداد میانگین متحرک هفتگی در سال و N تعداد سال‌های آماری است. بنابراین، یک جدول صفر و یک برای فازهای منفی و یکی دیگر نیز برای فازهای مثبت داریم. فراوانی حاشیه‌ای $\frac{Y_i}{T}$ و چارک اول و سوم حاشیه‌ای و فاصله میان‌چارکی آن محاسبه و انتخاب سال‌ها به‌عنوان فاز مثبت و منفی NAO براساس این چارک‌ها مطابق جدول (۱) انجام شده

است.

۴-۲. مفاهیم پایه تحلیل شبکه

تحلیل شبکه بر مبنای نظریه گراف بنا شده است و اشاره به ساختارهای ریاضی دارد که زوج مولفه‌ها را مدل می‌کند. یک گراف به‌صورت مجموعه‌ای از نقاط، رئوس یا گره‌ها و اتصالات آنها موسوم به یال‌ها نشان داده می‌شود. گراف $G(V, E)$ دارای مجموعه رئوس V و یال‌های E است. اعضای V به صورت $V = \{v_1, \dots, v_n\}$ نشان داده می‌شوند. هر یال متصل‌کننده دو رأس است. اگر یالی بین دو رأس مجزا v_i و v_j موجود باشد آن را با نماد $v_i v_j$ نشان داده و این دو رأس را مجاور می‌نامیم (شکل ۲). طوقه یالی است که رأس ابتدا و انتهای آن یکی است. به‌عنوان مثال، شکل ۲ گراف $G(V, E)$ با مجموعه رئوس V و مجموعه یال‌های E را نشان می‌دهد که عبارت‌اند از: $V = \{v_1, v_2, v_3, v_4\}$ و $E = \{v_1 v_2, v_1 v_3, v_2 v_3, v_3 v_4\}$ تعداد اعضای V و E را به ترتیب مرتبه و اندازه گراف می‌نامند.

جدول ۱. توزیع فراوانی توام رخدادهای فرین (هفته، سال).

فرایوانی نسبی حاشیه‌ای	WMA_T	WMA_{T-1}	...	WMA_2	WMA_1	هفته سال
$\frac{Y_1}{T}$	۰	۱	...	۱	۰	$year_1$
.
.
.
$\frac{Y_N}{T}$	۱	۰	$year_n$

است از $N(v_3) = \{v_1, v_2, v_3\}$ و درجه رأس آن $N(v_3) = 3$ است. گراف $G = (V, E)$ را کامل گوئیم هرگاه هر رأس آن به تمام رئوس دیگر متصل باشد. شبکه، سامانه‌ای از برهم کنش عامل‌ها است. عامل یک رأس است که می‌تواند هر چیزی باشد. رئوس به‌عنوان مجموعه‌ای از اشیاء یا عناصر و یال‌ها نیز نشان‌دهنده برهم کنش‌ها هستند (سونیس و همکاران، ۲۰۰۶).

۲-۵. شاخص‌های شبکه

۲-۵-۱. مرکزیت درجه

این شاخص معادل درجه رأس $d(v)$ در نظریه گراف است که برای تعیین نقاط مهم و تأثیرگذار در تحلیل شبکه به کار می‌رود. بزرگی $d(v)$ در نقاط شبکه بیانگر وجود ارتباط بیشتر با سایر نقاط و داشتن رفتار هماهنگ یا هم‌تغییر است. این موضوع در این پژوهش می‌تواند ناشی از تأثیرپذیری از سیگنال‌های بزرگ مقیاس در نظر گرفته شود. به‌عنوان مثال، در شبکه اقلیمی جهانی که رئوس آن بر اساس مختصات جغرافیایی شبکه‌بندی شده است، نقاطی با درجه رأس بیشتر و یال‌های طولانی‌تر، تعیین‌کننده مناطقی است که در آنها پدیده‌های اقیانوسی-جوی بزرگ مقیاس رخ می‌دهد (سونیس و رابر، ۲۰۰۴؛ سونیس و همکاران، ۲۰۰۶ و دانگر و همکاران، ۲۰۰۹).

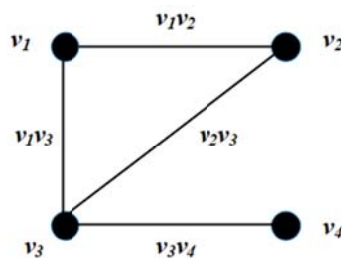
۲-۵-۲. چگالی شبکه (ND)

چگالی شبکه (Network Density) نسبت تعداد کل یال‌های موجود در یک شبکه به تعداد یال‌های ممکن (اندازه گراف کامل) است. بنابراین، این مقدار در گراف‌های کامل یک است. هرچه چگالی در شبکه بیشتر باشد، انسجام بیشتر است (عظیمی و اسکافی، ۱۳۸۷). همچنین، چگالی شبکه نشان‌دهنده سطح ارتباط است. مقدار آن براساس ماتریس مجاورت به‌صورت رابطه (۵) تعریف می‌شود. معمولاً در بحث شبکه‌های اقلیمی با شبکه‌های تنک (Sparse)، یعنی شبکه‌هایی با چگالی کم کار می‌شود (رادباخ و همکاران، ۲۰۱۳).

فرض کنید $G(V, E)$ گرافی ساده با n رأس $V = \{v_1, \dots, v_n\}$ باشد. گراف ساده گرافی است که یال‌های آن جهت و وزن ندارند و فاقد یال‌های چندگانه و طوقه است. ماتریس مجاورت $A = [a_{ij}]$ ماتریس مربعی متقارن مرتبه n است که درایه‌های آن وجود یا عدم وجود یال را نشان می‌دهد؛ اگر بین دو رأس v_i و v_j یالی وجود داشته باشد، $a_{ij} = 1$ و در غیر این صورت $a_{ij} = 0$ است. به‌عنوان مثال، فرض کنید $G(V, E)$ گراف شکل ۲ باشد، ماتریس مجاورت آن به‌صورت زیر است:

$$A = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 1 & 0 \\ 1 & 1 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \end{bmatrix} \quad (3)$$

برای نمونه، رأس v_1 به دو رأس v_2 و v_3 متصل است. بنابراین در ماتریس مجاورت A ، $a_{12} = a_{13} = 1$ است؛ اما چون این رأس به خودش و به v_4 متصل نیست، پس $a_{11} = a_{14} = 0$. خصوصیات شبکه براساس ماتریس مجاورت محاسبه می‌شود.



شکل ۲. گراف $G(V, E)$.

رأسی که به رأس v_i متصل است را همسایه آن می‌نامند. مجموعه تمام همسایگی v_i را با نماد $N(v_i)$ نشان می‌دهند. اندازه یا اعضای $N(v_i)$ را درجه رأس v_i نامیده و با نماد $d(v_i)$ نشان داده می‌شود. این مشخصه در واقع بیانگر تعداد یال‌هایی است که رأس v_i از گراف G بر روی آنها واقع شده است. مقدار این شاخص براساس ماتریس مجاورت به‌صورت زیر است:

$$d(v_i) = \sum_{j=1}^n a_{ij} \quad (4)$$

به‌عنوان مثال، مجموعه همسایگی برای رأس v_3 عبارت

۷-۲. ساخت شبکه بر اساس چگالی ثابت

شبکه مورد نظر در این پژوهش براساس گراف ساده است. همچنین، ND مقداری ثابت است. برای شبکه مورد نظر، صدک $1-ND$ از قوی‌ترین ارتباطات به‌عنوان آستانه (w^*) در نظر گرفته می‌شود. آماره w^* از شبکه‌ای به شبکه دیگر در شبکه‌های پویای زمانی تغییر می‌کند. ماتریس مجاورت شبکه اقلیمی را بر اساس رابطه (۶) می‌سازیم (رادباخ و همکاران، ۲۰۱۳). یادآوری می‌شود که عناصر این ماتریس صفر و یک است و نشان‌دهنده وجود ارتباط، عدد یک و عدم ارتباط، عدد صفر بین دو رأس شبکه است.

$$a_{ij} = \Theta(w_{ij} - w^*) - \delta_{ij} \quad (6)$$

که در آن، $w_{ij} = \rho_{ij}^M$ ضریب همبستگی متقابل پیرسون پیراسته بین سری‌های زمانی بارش در رؤس i و j - ام شبکه، w^* آستانه شبکه، a_{ij} درایه ماتریس مجاورت A و Θ تابع پله واحد (Heaviside step function) که تابعی گسسته و چندضابطه‌ای است و مقدار آن برای اعداد منفی صفر و برای اعداد نامنفی یک است. این تابع را برای انتخاب روابط آماری معنی‌دار یا همان یال به کار می‌بریم. δ_{ij} دلتای کرونگر با رابطه زیر است.

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 0 & i \neq j \\ 1 & i = j \end{cases} \quad (7)$$

δ_{ij} به منظور رفع طوقه یا همبستگی هر رأس با خودش به کار می‌رود. طوقه یالی است.

۳. نتایج و بحث

۳-۱. تعیین سال‌های فعالیت فازهای مثبت و منفی

NAO

مقادیر $WMANA OI$ در طول سال مقادیر مختلفی اخذ می‌کند (شکل ۵). تعیین سال‌هایی با فعالیت بیشتر NAO در فاز مثبت (منفی) نسبت به بقیه سال‌ها براساس جدول ۱ انجام شده است. به‌عنوان مثال، در جدول مربوط به فاز مثبت، سال‌هایی که بیشترین فراوانی نسبی حاشیه‌ای $\frac{Y_i}{T}$

$$ND = \frac{1}{\binom{n}{2}} \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n a_{ij} = \frac{|E|}{\binom{n}{2}} \quad (5)$$

۲-۶. ایجاد شبکه اقلیمی

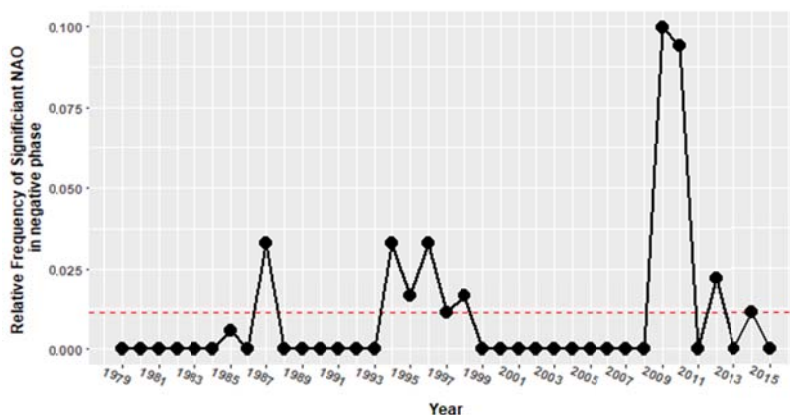
شبکه اقلیمی یک شبکه پویا است و با زمان تغییر می‌کند. همان‌طور که بیان شد، یک شبکه از رؤس و یال تشکیل می‌شود. رؤس در شبکه‌های اقلیمی همان نوسان‌گرهای اقلیمی هستند. سری زمانی بارش در نقاط مختلف شبکه به‌عنوان نوسان‌گرهای اقلیمی در نظر گرفته شده‌اند. در واقع به هر رأس یک متغیر تصادفی نسبت می‌دهیم. ابتدا گراف را در هر بازه زمانی مدنظر کامل فرض می‌کنیم، یعنی گرافی که هر دو رأس آن مجاور باشند. زیرا، ارتباطات بین نقاط شبکه در بازه‌های زمانی مختلف تضعیف یا تقویت می‌شوند (چشمک زدن یال‌ها). هدف، انتخاب قوی‌ترین همبستگی‌ها در بازه زمانی مورد نظر و حذف بقیه است. اولین نیاز در تحلیل شبکه تشکیل ماتریس همبستگی بین نقاط است. این ماتریس بر اساس همبستگی متقابل پیرسون پیراسته ρ^M بین سری‌های زمانی هر دو رأس تشکیل می‌شود. لازم به ذکر است ρ^M به دلیل رفع اثر نامطلوب تعداد زیاد صفر در سری زمانی بارش و تصحیح اریبی ضریب همبستگی پیرسون به کار رفته است. آستانه (Threshold) شبکه معیار انتخاب قوی‌ترین ضرایب همبستگی است که با نماد w^* نشان داده می‌شود. مقادیر ρ^M بزرگ‌تر از w^* را عدد یک و بقیه را صفر در نظر می‌گیریم؛ درست مانند این که گراف کامل را هرس کنیم. ارتباطات انتخاب شده معادل یال‌های گراف هستند.

اگر چگالی شبکه ثابت باشد، آستانه w^* متغیر است و بالعکس. بنابراین، ساخت شبکه می‌تواند براساس دو معیار ND ثابت یا w^* ثابت باشد. شبکه‌های این پژوهش بر اساس چگالی ثابت بنا شده‌اند و توضیح ساخت شبکه براساس چگالی ثابت در ادامه آمده است.

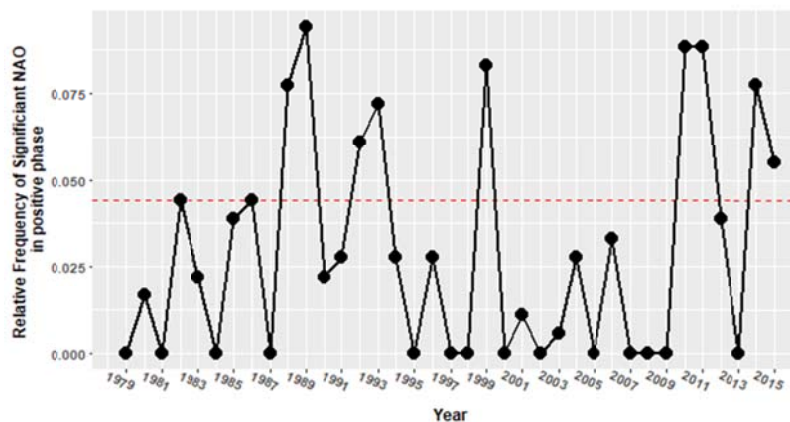
بیشترین فراوانی NAO منفی فرین و سال‌های ۱۹۸۸، ۱۹۸۹، ۱۹۹۹، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱ دارای بیشترین فراوانی NAO مثبت و فرین هستند. سال ۲۰۱۰ هر دو رخداد منفی و مثبت فرین را دارد. یعنی $WMANAOI$ در بخشی از دوره سرد سال ۲۰۱۰، دارای مقادیر بیش از آستانه ($WMANAOI \geq 2Sd$) و در بخش دیگر دارای مقدار کمتر از آستانه ($WMANAOI \leq -2Sd$) است. بنابراین، در بخشی از سال ۲۰۱۰ فعالیت NAO در فاز مثبت و در بخش دیگر در فاز منفی بوده و در بین دو دسته سال‌های فوق مشترک است. برای توضیح بیشتر، سری زمانی $WMANAOI$ در سه سال ۲۰۰۹، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱ رسم شده است که سال ۲۰۰۹ به‌عنوان فاز منفی و سال ۲۰۱۱ به‌عنوان فاز مثبت در نظر گرفته شده‌اند (شکل ۵).

داشته (جدول ۱)، براساس صدک ۷۵-ام تعیین شده‌اند (شکل‌های ۳ و ۴). بنابراین، سال‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۶ از دیدگاه فعالیت NAO به سه دسته تقسیم شده‌اند. ۱- فاز مثبت شامل سال‌های دارای بیشترین فراوانی $WMANAOI \geq 2Sd$ (۲۵ درصد کل سال‌ها)، ۲- فاز منفی شامل سال‌های دارای بیشترین فراوانی $WMANAOI \leq -2Sd$ (۲۵ درصد کل سال‌ها). ۳- بقیه سال‌ها نیز به‌عنوان عادی در نظر گرفته شده‌اند.

بنابراین، دسته سال‌های ۱۹۸۷، ۱۹۹۴، ۱۹۹۵، ۱۹۹۶، ۱۹۹۸، ۲۰۰۹، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۲ به‌عنوان فاز منفی و دسته سال‌های ۱۹۸۸، ۱۹۸۹، ۱۹۹۲، ۱۹۹۳، ۱۹۹۹، ۲۰۱۰، ۲۰۱۱ و ۲۰۱۴ به‌عنوان فاز مثبت انتخاب شدند. بقیه سال‌ها شرایط عادی دارند. سال ۲۰۰۹ و ۲۰۱۰ دارای



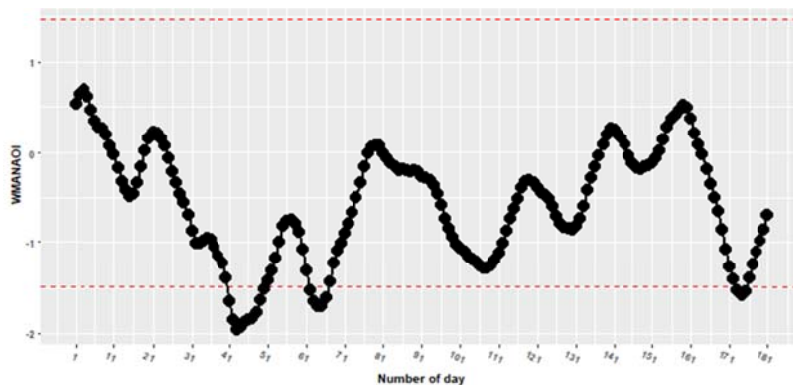
شکل ۳. فراوانی نسبی رخداد‌های فرین منفی NAO در شش‌ماه سرد سال‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۶.



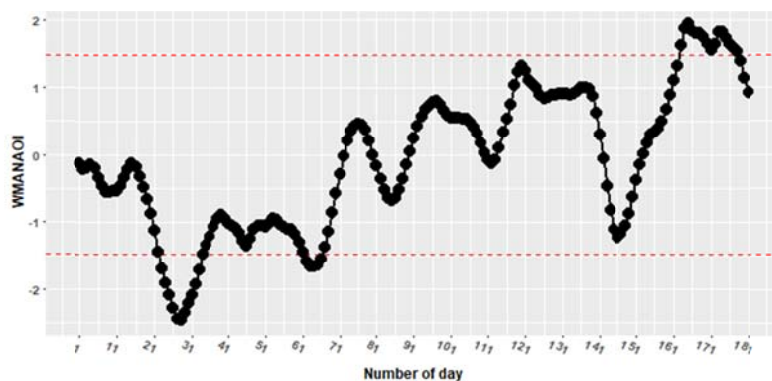
شکل ۴. فراوانی نسبی رخداد‌های فرین مثبت NAO در شش‌ماه سرد سال‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۶.

سری‌زمانی $WMANAOI$ دارای روند افزایشی است. ابتدا فعالیت در فاز منفی و سپس فعالیت در فاز مثبت افزایش یافته است. فعالیت در فاز مثبت تا اواسط سال ۲۰۱۱ ادامه یافته و سپس به‌طور تدریجی به فاز منفی تغییر می‌کند (شکل ۵-ج). همان‌طور که شکل ۵-ج نشان می‌دهد NAO در سال ۲۰۱۱ در فاز مثبت فعالیت بیشتری دارد.

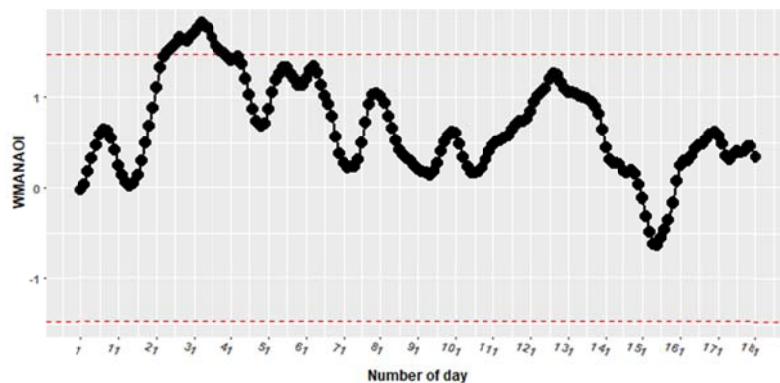
اولین مشاهده مربوط به روز اول ماه نوامبر هر سال و آخرین مشاهده (۱۸۱م) مربوط به آخرین روز ماه آوریل سال بعد است. مطابق شکل ۵-الف مشاهده می‌شود که در سال ۲۰۰۹ فاز منفی بیشتر از فاز مثبت رخ داده و مقادیر منفی فرین نیز مشاهده می‌شود. شکل ۵-ب نشان می‌دهد که در سال ۲۰۱۰ فاز مثبت و منفی هر دو دارای مقادیر فرین هستند.



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۵. نمایش مقادیر میانگین متحرک هفتگی شاخص NAO ($WMANAOI$) در سال‌های الف-۲۰۰۹، ب-۲۰۱۰ و ج-۲۰۱۱. نقطه‌چین‌های قرمز بالایی و پایینی به ترتیب بیانگر $2Sd$ و $-2Sd$ هستند.

۲-۳. بررسی تأثیر چگالی بر تفسیر ویژگی‌های شبکه

شبکه‌ها بر اساس توضیحات قبل و براساس بارش با مقیاس میانگین متحرک هفتگی، در دوره آماری ۱۹۷۹-۲۰۱۶ و در ماه‌های سرد سال ایجاد شده‌اند. ضرایب همبستگی بین سری‌زمانی بارش نقاط مختلف با ρ^M برآورد شده است (رابطه ۲). ساخت شبکه اقلیمی نیازمند به تعیین چگالی (ND) یا آستانه (w^*) است. مبنای تحلیل‌ها در این پژوهش بر اساس چگالی ثابت است. بنابراین، آستانه شبکه یا آستانه انتخاب روابط همبستگی متقابل، متغیر است. از طرفی میزان چگالی بر توصیف خصوصیات شبکه مؤثر است. به‌عنوان مثال، اگر شبکه‌ای اقلیمی بارش در ایران با چگالی‌های ۰/۰۵، ۰/۰۰۵ و ۰/۱ پنج هزارم، پنج صدم و یک دهم ساخته شود، آستانه شبکه w^* برای هر کدام به ترتیب ۸۳ صدم، ۴۲ صدم و ۲۷ صدم به‌دست می‌آید (شکل ۶). مشاهده می‌شود که با افزایش چگالی شبکه، آستانه انتخاب ضرایب همبستگی w^* کاهش می‌یابد و ضرایب ضعیف‌تر (روابط آماری ضعیف‌تر) نیز در نظر گرفته می‌شوند. در چگالی‌های کم نیز، بخش زیادی از اطلاعات حذف می‌شوند. همچنین، یک‌نواختی در چگالی‌های بالاتر ایجاد می‌شود (شکل ۶). این موضوع، توزیع درجه رأس را در هر شبکه تحت تأثیر قرار می‌دهد. بنابراین، چگالی پنج صدم مبنای ساخت شبکه در این پژوهش قرار گرفته است. به‌بیانی ساده، پنج درصد از قوی‌ترین ارتباطات دو به دو بین نقاط شبکه انتخاب و به‌عنوان یال بین رئوس شبکه در نظر گرفته شده است. یعنی صدک ۹۵ ام تمام ضرایب همبستگی به‌عنوان w^* انتخاب می‌شود. این شبکه رفتار شبکه اقلیمی را به‌طور میانگین نشان می‌دهد.

شبکه با چگالی پنج صدم در ماه‌های سرد سال و کل دوره آماری، دارای حداکثر مقدار درجه رأس ۱۳۱ است (شکل ۶-ب). به‌عنوان مثال، هم‌تغییری‌ها در این شبکه در شمال غرب و شمال شرق نسبت به شبکه با چگالی ۰/۰۰۵

$ND =$ وسیع‌تر هستند و خوشه‌ها انسجام بیشتری پیدا می‌کنند. نواحی بیابانی و کویری، با داشتن کمترین درجه رأس، کمترین هم‌تغییری را دارند (شکل ۵-ب). دشت کویر و دشت لوت کمترین هم‌تغییری را داشته و تقریباً در یک خوشه قرار دارند. همان‌طور که ملاحظه می‌شود به‌طور کلی هم‌تغییری‌ها در غرب کشور بیشتر است. قوی‌ترین هم‌تغییری‌ها در شمال غرب کشور وجود دارد (شکل ۶-ب). یک مسیر دارای درجه رأس بالا در جنوب غربی ایران مشاهده می‌شود که به‌نظر می‌رسد یکی از مسیرهای عبور توده هوای وارد شده از جنوب غرب کشور باشد (لشکری، ۱۳۸۱). خوشه دیگری در شرق کشور تشکیل شده که دارای درجه رأس بیشتر نسبت به سایر نقاط اطراف هستند که از شمال به جنوب امتداد دارد.

۳-۳. تحلیل شبکه بارش‌های ایران براساس NAO

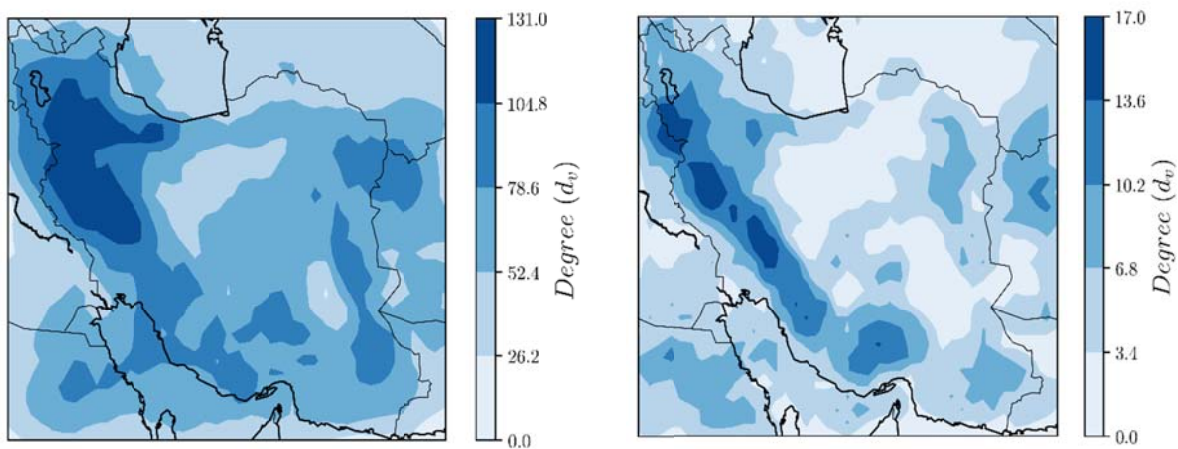
تأثیر دو فاز مثبت و منفی NAO بر هم‌تغییری بارش‌های نقاط مختلف ایران با رهیافت تحلیل شبکه در این قسمت بررسی شده است. سال‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۶ از دیدگاه فعالیت NAO به سه دسته رخداد فاز منفی و فاز مثبت NAO و سال‌های عادی تقسیم شده‌اند که در بخش ۳-۱ به آن پرداخته شد. یال‌ها یا روابط معنی‌دار بین نقاط شبکه براساس ρ^M بین سری‌زمانی بارش نقاط شبکه در نظر گرفته شده‌اند. شبکه بارش بر اساس چگالی ۰/۰۵ و ماتریس مجاورت شبکه بر اساس رابطه (۶) ساخته شده است.

شکل (۷) توزیع مکانی درجه رأس در شبکه را همگام با فازهای مثبت و منفی NAO، کل دوره آماری و سال‌های عادی نشان می‌دهد. به‌منظور مقایسه بهتر شکل‌ها، درجه رئوس بی‌بعد و محدود به بازه [۱، ۰] شده است. شکل ۷-الف درجه رئوس شبکه را در کل دوره آماری منتخب و شکل ۷-ب درجه رئوس شبکه را در سال‌های عادی نشان می‌دهد. بنابه شکل ۷-ب، بزرگ‌ترین درجه رأس یا بیشترین هم‌تغییری‌ها مربوط به

است. امتداد جنوبی درجه رئوس در شمال شرق کشور نیز نسبت به حالت عادی در شکل ۷-ب تضعیف شده است. درجه رئوس در جنوب غرب کشور کمی به سمت شرق امتداد یافته که به نظر می‌رسد ناشی از افزایش احتمال بارش در فاز منفی است (سیدنژاد، ۱۳۹۸). درجه رئوس در شرق کشور در فاز منفی کاهش یافته است.

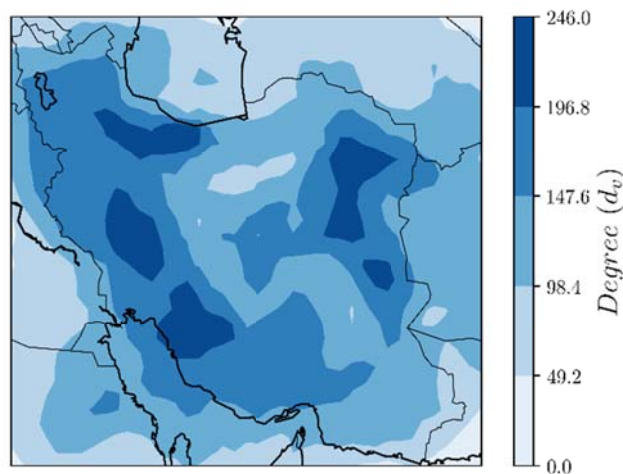
ناحیه کوچکی در قسمت میانی رشته کوه‌های زاگرس است. درجه رئوس در مناطق غرب کشور، در راستای جنوب غربی-شمال شرقی و جنوب شرقی تقریباً یکی است.

شکل ۷-پ نشان می‌دهد که درجه رئوس در شمال غرب کشور در فاز منفی NAO افزایش و آستانه شبکه از ۰/۴۲ در حالت عادی به ۰/۴۶ در فاز منفی افزایش یافته



(ب)

(الف)

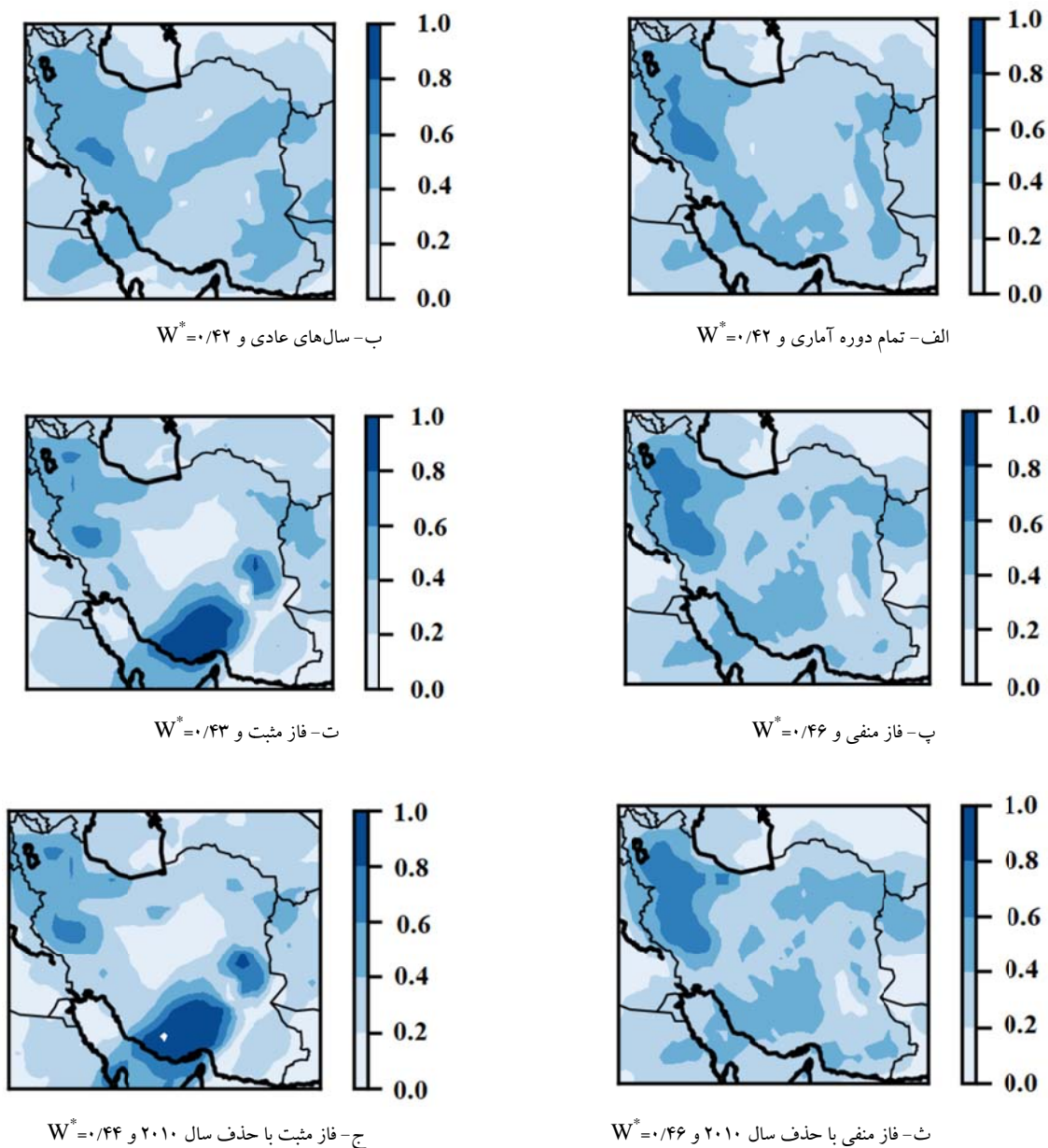


(پ)

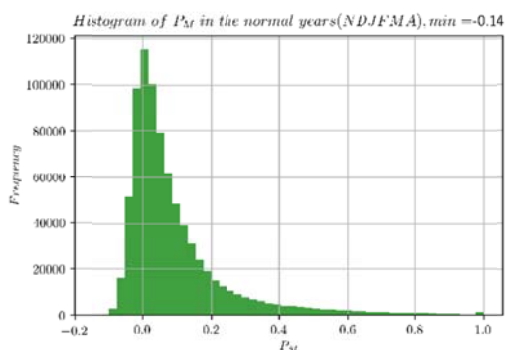
شکل ۶. نمایش تأثیر چگالی شبکه بر توزیع درجه رأس در شبکه‌های با: الف-چگالی پنج هزارم ۰/۰۰۵ و آستانه شبکه ۰/۸۳، ب-چگالی ۰/۰۵ و آستانه شبکه ۰/۴۲، پ-چگالی ۰/۱ و آستانه شبکه ۰/۲۷.

شکل ۷-ت نیز نشان می‌دهد که در هنگام فعالیت NAO در فاز مثبت، درجه رئوس در جنوب کشور تقویت می‌شود. آستانه w^* یا در واقع آستانه انتخاب ضرایب شبکه از ۰/۴۲ در حالت عادی به ۰/۴۳ همگام با فاز مثبت افزایش می‌یابد که این مقدار افزایش نسبت به فاز منفی کمتر است. درجه رئوس به مقدار کمی در شرق کشور و شمال سیستان و بلوچستان نیز افزایش یافته است. لازم به ذکر است احتمال دریافت بارش در فاز مثبت NAO در مناطق جنوب کشور، غرب استان هرمزگان و جنوب شرق استان فارس، نسبت به نقاط اطراف بیشتر است (سیدنژاد، ۱۳۹۸). این مطلب با نقشه‌های همبستگی بین شدت انتقال رطوبت و شاخص NAO در مقیاس ماهانه به دست آمده در پژوهش فیلیپی و همکاران (۲۰۱۴) تقریباً مطابقت دارد. دوره زمانی آنها ماه‌های DJFM سال‌های ۱۹۵۱-۲۰۰۷ از پایگاه ECMWF (ERA40) است. لازم به ذکر است که شبکه مورد بررسی بخشی از شبکه اقلیمی جهانی است. به دلیل انتخاب بخشی از شبکه جهانی، برآورد درجه رأس در نقاط مرزی شبکه همراه با خطا است. زیرا ارتباط این نقاط با نقاط خارج از محدوده شبکه انتخابی در نظر گرفته نشده است. بنابراین، ممکن است مناطق دارای بیشترین درجه رأس کمی به سمت جنوب جابجا شوند. اگر سال ۲۰۱۰ که بین هر دو مجموعه سال‌های مطابق فازهای مثبت و منفی مشترک است حذف شود، درجه رئوس افزایش می‌یابد (شکل ۷-ث و ج). بنا به شکل ۷، درجه رئوس در شمال غرب کشور در فاز منفی (شکل ۷-ب) و جنوب کشور در فاز مثبت افزایش یافته است (شکل ۷-ج).

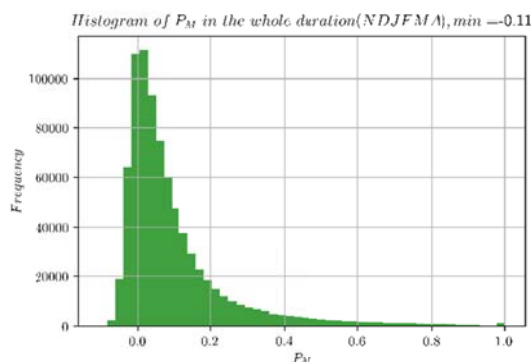
به طور کلی می‌توان گفت که فاز منفی NAO روی بارش‌ها در شمال غرب کشور بیشترین تأثیر را داشته و منجر به افزایش درجه رئوس در این نقاط شده است. زیرا همان‌طور که ذکر شد، در فاز منفی NAO احتمال فعال شدن کم فشار مدیترانه افزایش و در این صورت، احتمال رخداد بارش در اطراف مدیترانه نیز افزایش می‌یابد. افزایش احتمال رخداد بارش نیز در غرب ایران منجر به افزایش ضریب همبستگی بین سری‌زمانی بارش نقاط شبکه می‌شود که نشان‌دهنده اثر سیگنال NAO است. نیز همچنین فاز مثبت همراه با افزایش درجه رئوس در جنوب کشور است. هیستوگرام مقادیر ρ^M بین نقاط شبکه در کل دوره آماری در شکل ۸-الف نشان می‌دهد که رفتار ρ^M چولگی زیادی به سمت راست دارد. بنابراین، بزرگ‌ترین و بیشترین ضرایب همبستگی مثبت هستند. لازم به ذکر است که در اینجا مقادیری از ρ^M ای را بررسی کردیم که $\rho^M \geq w^*$ و $w^* > 0$. کوچک‌ترین ضریب همبستگی ۰/۱۱- است. رفتار ρ^M در سال‌های عادی نیز چوله به راست است (شکل ۸-ب). کوچکترین مقدار ρ^M ۰/۱۴- و نمای آن تقریباً صفر است. رفتار این آماره در فازهای منفی و مثبت دارای کمترین مقدار ۰/۳- و ۰/۳۳- است. نما در هر دو حالت تقریباً صفر است (شکل ۸-پ و ت). بنابراین در فازهای مثبت و منفی نسبت به سال‌های عادی، علاوه بر افزایش آستانه شبکه، ضرایب همبستگی معکوس نیز افزایش یافته است که می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر فازهای منفی (مثبت) بر افزایش بارش در برخی نقاط و کاهش در نقاط دیگر باشد.



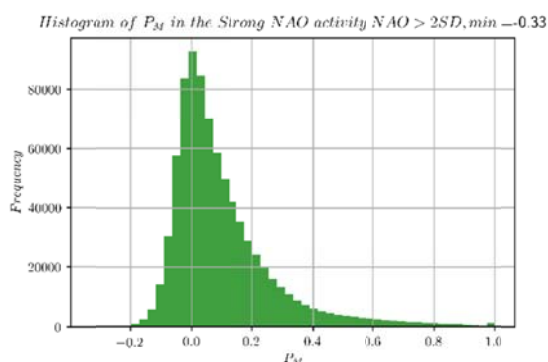
شکل ۷. پهنه‌بندی شاخص مرکزیت درجه رأس در فازهای NAO، الف-کل دوره آماری با آستانه ۰/۴۲، ب-سال‌های عادی با آستانه ۰/۴۲، پ-فاز منفی با آستانه ۰/۴۶، ت-فاز مثبت با آستانه ۰/۴۳، ث-فاز منفی با حذف سال مشترک ۲۰۱۰ با آستانه ۰/۴۶ و ج-فاز مثبت با حذف سال مشترک ۲۰۱۰ و آستانه ۰/۴۴.



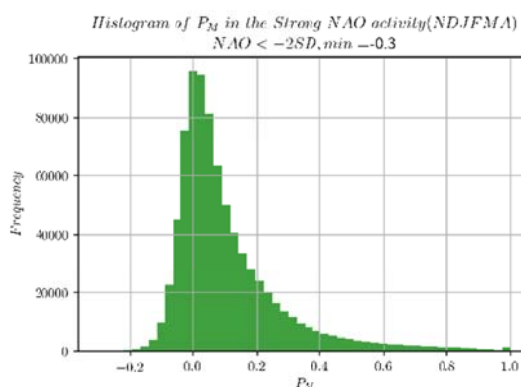
(ب)



(الف)



(ت)



(پ)

شکل ۸. هیستوگرام ρ^M در دوره آماری ۱۹۷۹-۲۰۱۶ و ماه‌های نوامبر تا آوریل در مقیاس کشور و در حالت: الف-کل دوره آماری، ب-سال‌های عادی، پ-سال‌هایی با بیشترین فراوانی $WMANOI < -2SD$ ، ت-سال‌هایی با بیشترین فراوانی $WMANOI > 2SD$.

۴. نتیجه‌گیری

فازهای سیگنال NAO بر رخداد بارش، سال‌هایی که بیشترین فعالیت سیگنال NAO در فازهای مثبت و منفی رخ داده است مشخص شد. این کار بر اساس فراوانی مقادیر فرین شاخص NAO در هر سال انجام شد ($|WMANOI| \geq 2Sd$ که Sd انحراف معیار است). بنابراین دوره آماری مورد بررسی به سه حالت تقسیم شد: ۱- فاز منفی شامل سال‌هایی با بیشترین فراوانی فاز منفی فرین، ۲- فاز مثبت شامل سال‌هایی با بیشترین فراوانی فاز مثبت فرین شاخص NAO، ۳- سایر سال‌ها به عنوان شرایط عادی در نظر گرفته شدند. آماره‌های درجه رأس و آستانه شبکه مورد بررسی قرار گرفتند. این دو آماره به ترتیب بیانگر میزان هم‌تغییری بین بارش نقاط شبکه و آستانه انتخاب ضرایب همبستگی ρ^M معنی‌دار است. نتایج نشان

تأثیر سیگنال بزرگ مقیاس اقلیمی NAO بر رخداد بارش‌ها در ایران با روش تحلیل شبکه بررسی شد. نظر به تأثیر پدیده‌های هواشناسی در مقیاس همدید، میانگین متحرک هفتگی برای هموارسازی داده‌ها محاسبه شد. همچنین، برای رفع اریبی ضریب همبستگی پیرسون ناشی از تعداد زیاد داده صفر در سری زمانی بارش، ضریب همبستگی متقابل پیرسون پیراسته ρ^M برای کمی کردن روابط دو به دو بین نقاط و ساخت شبکه قرار گرفت. رئوس شبکه متناظر با نقاط جغرافیایی و دارای سری زمانی بارش و یال‌ها براساس همبستگی بین سری‌های زمانی بارش نقاط (ρ^M) در نظر گرفته شدند. شبکه‌ها بر اساس چگالی ثابت ۰/۰۵ ایجاد شدند. به منظور بررسی تأثیر

تأثیر سیگنال‌های اقلیمی بر بارش ناحیه مرکزی ایران با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی، م. تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۳(۲۹)، ۷۵-۸۹.

خوش اخلاق، ف.، قنبری، ن. و معصوم پور سماکوش، ج.، ۱۳۸۷، مطالعه اثرات نوسان اطلس شمالی بر رژیم بارش و دمای سواحل جنوبی دریای خزر، م. پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۶۶، ۵۷-۷۰.

ذوالجودی، م.، صناعی، ب. و غفاریان، پ.، ۱۳۹۶، بررسی ارتباط بین دوره‌های خشک‌سالی و ترسالی حوضه آبریز دریاچه ارومیه با الگوی پیوند از دور نوسان اطلس شمالی، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۳۲(۲)، ۱۰۶-۱۱۹.

رضیعی، ط. و ستوده، ف.، ۱۳۹۶، بررسی دقت مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت جوی (ECMWF) در پیش‌بینی بارش مناطق گوناگون اقلیمی ایران، م. فیزیک، زمین و فضا، ۴۳(۱)، ۱۳۳-۱۴۷.

سیدنژاد گل‌ختمی، ن.، ۱۳۹۸، کاربست تحلیل شبکه در بررسی تأثیر دو سیگنال بزرگ-مقیاس اقلیمی (MJO، NAO) بر الگوهای زمانی-مکانی خشک‌سالی‌های ایران با روش تحلیل شبکه، رساله دکتری، دانشگاه تهران، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی کرج.

لشکری، ح.، ۱۳۸۱، مسیریابی سامانه‌های کم‌فشار سودانی ورودی به ایران، فصلنامه مدرس علوم انسانی، ۶(۲)، ۱۳۳-۱۵۶.

محمدنژاد، ع.، احمدی گیوی، ف. و ایران‌نژاد، پ.، ۱۳۹۲، اثر سامانه‌های مدیترانه‌ای بر خشک‌سالی غرب ایران، م. فیزیک زمین و فضا، ۳۹(۳)، ۹۷-۱۱۰.

نوغانی دخت‌بهمنی، م. و صادقی‌نژاد، م.، ۱۳۹۳، روش تحلیل شبکه (رویکردهای نظری و تکنیک‌ها)، دومین کنفرانس ملی جامعه‌شناسی و علوم اجتماعی، سالن همایش‌ها دانشگاه تهران.

یاراحمدی، د. و عزیزی، ق.، ۱۳۸۶، تحلیل چند متغیره ارتباط میزان بارش فصلی ایران و شاخص‌های اقلیمی، م. پژوهش‌های جغرافیایی، ۶۲، ۱۷۴-۱۶۱.

داد به‌طور کلی درجه رئوس در سال‌هایی که با فعالیت ضعیفتر سیگنال NAO، کمتر است. به‌نظر می‌رسد وقوع فاز منفی و مثبت NAO فرین همگام با افزایش بارش در برخی نقاط و کاهش در برخی نقاط دیگر شده و مقدار درجه رأس را نسبت به شرایط عادی ($|WMANAOI| \leq 2Sd$) افزایش می‌دهد. فاز منفی همراه با افزایش درجه رأس در شمال غرب کشور است و آستانه شبکه در فاز منفی نسبت به سال‌های عادی افزایش یافته است. به‌نظر می‌رسد که افزایش درجه رأس بیانگر افزایش مقدار و رخداد بارش در این قسمت کشور باشد. زیرا با وقوع فاز منفی، احتمال فعال شدن کم‌فشار مدیترانه افزایش و در این صورت احتمال رخداد بارش در مناطق اطراف مدیترانه افزایش می‌یابد. همچنین، همگام با فاز منفی، درجه رأس در جنوب غرب کشور کمی به سمت شرق امتداد یافته و این مقدار در شرق کشور کاهش یافته است. فاز مثبت NAO توأم با افزایش درجه رئوس در جنوب کشور است که ممکن است بیانگر افزایش انتقال رطوبت از منابع آبی جنوب کشور به‌داخل و افزایش احتمال رخداد بارش همگام با فاز مثبت باشد. آستانه شبکه در فاز مثبت نسبت به فاز منفی افزایش کمتری یافته است (یک درصد). مقادیر ρ^M بین نقاط شبکه چوله به راست است و نشان می‌دهد که مقادیر ρ^M مثبت سهم زیادی داشته و بزرگ‌ترین مقادیر قدر مطلق آنها نیز مثبت هستند. رفتار ρ^M بین نقاط شبکه در سال‌های عادی نیز چوله به راست و نمای آن تقریباً صفر است. اما مقادیر ρ^M در سال‌های مطابق با فازهای منفی و مثبت نشان می‌دهد که سهم مقادیر منفی ρ^M افزایش یافته است. این موضوع ممکن است نشان‌دهنده تأثیر فازهای منفی (مثبت) بر افزایش بارش در برخی نقاط و کاهش بارش در نقاط دیگری نسبت به شرایط عادی باشد.

مراجع

حجازی‌زاده، ز.، فتاحی، ا. و سلیقه، م.، ۱۳۹۲، بررسی

- Ahrens, C. D., 2008, *Meteorology Today, An introduction to weather, climate and the environment* (Babaei, M.R. Trans.). Cengage Learning: Toronto, Canada.
- Barlow, M., Lyon, B. and Cullen, H., 2005, Modulation of daily precipitation over Southwest Asia by Madden-Julian Oscillation, *Monthly Weather Review*, 133, 3579-3594.
- Boers, N., Bookhagen, B., Marwan, N., Kurths, J. and Marengo, J., 2013, Complex networks identify spatial patterns of extreme rainfall events of the South American Monsoon System. *Geophysical research letters*, 40(16), 4386-4392.
- Boers, N., Donner, R. V., Bookhagen, B. and Kurths, J., 2014, Complex network analysis helps to identify impacts of the El Niño Southern Oscillation on moisture divergence in South America. *Climate Dynamics*, 45(3-4), 619-632.
- Cierner, C., Boers, N., Henrique, M. J. B., Kurths, J., Rammig, A., 2018, Temporal evolution of the spatial covariability of rainfall in South America. *Climate Dynamics*, 51, 371-382.
- Dezfuli, A. K., Karamouz, M. and Araghinejad, S., 2010, On the relationship of regional meteorological drought with SOI and NAO over southwest Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 100(1), 57-66.
- Donges, J. F., Zou, Y., Marwan, N. and Kurths, J., 2009, The backbone of the climate network, *Europhysics Letters*, 87 (4), 48007.
- Elsner, J.B., Jagger, T. H. and Fogarty, E. A., 2009, Visibility network of United States hurricanes. *Geophysical Research Letters*, 36(16), 1-5.
- Filippi, L., Palazzi, E., Von Hardenberg, J. and Provenzale, A., 2014, Multidecadal variations in the relationship between the NAO and winter precipitation in the Hindu Kush-Karakoram. *Journal of Climate*, 27(20), 7890-7902.
- Gozolchiani, A., Havlin, S. and Yamasaki, K., 2011, Emergence of El Niño as an autonomous component in the Climate Network. *Physical review letters*, 107, 148501.
- Higgins, R. W., Schemm, J. K. E., Shi, W. and Leetmaa, A., 2000, Extreme precipitation events in the western United States related to tropical forcing. *Journal of Climate*, 13, 793-820.
- Hosseinzadeh Talaee, P., Tabari, H. and SobhanArdakani, S., 2014, Hydrological drought in the west of Iran and possible association with large-scale atmospheric circulation patterns. *Hydrological Processes*, 28(3), 764-773.
- Hurrell, J. W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Kawale, J., Liess, S., Kumar, A., Steinbach, M., Ganguly, A., Samatova, N. F., Semazzi, F., Snyder, P. and Kumar, V., 2011, Data guided discovery of dynamic climate dipoles, *Conference on Intelligent Data Understanding*. October 19-21, Mountain View, California, 30-44.
- Ludescher, J., Gozolchiani, A., Bogachev, M. I., Bunde, A., Havlin, S. and Schellnhuber, H. S., 2014, Very early warning of next El Niño. *Spring barrier*, 111 (6), 264-2066.
- Malik, N., Marwan, N. and Kurths, J., 2010, Spatial structures and directionalities in Monsoonal precipitation over South Asia, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 17 (5), 371-381.
- Mo, K. C. and Higgins, R. W., 1998, Tropical convection and precipitation regimes in the Western United States, *Journal of Climate*, 11, 2404-2423.
- Molavi-Arabshahi, M., Arpe, K. and Leroy, S. A. G., 2016, Precipitation and temperature of the southwest Caspian Sea region during the last 55 years: their trends and teleconnections with large-scale atmospheric phenomena. *International Journal of Climatology*, 36(5), 2156-2172.
- Onnela, J. P., Saramäki, J., Kertész, J., Kaski, K., 2005, Intensity and coherence of motifs in weighted complex networks, *Physical Review E-Statistical, Nonlinear and Soft Matter Physics*, 71(6), 1-4.
- Radebach A., Donner, R. V., Runge, J., Donges, J. F., and Kurths, J., 2013, Disentangling different types of ElNiño episodes by evolving climate network analysis, *Physical review E*, 88(5), 052807.
- Shabbar, A., Huang, j. and Higuchi, K., 2001, The relationship between the wintertime north atlantic oscillation and blocking episodes in the north atlantic, *International journal of climatology*, 21, 355-369.
- Steinhaeuser, K., Chawla, N. V. and Ganguly, A. R., 2010, Complex networks as a unified framework for descriptive analysis and predictive modeling in climate. *Article in review, Science and Technology*, 4(5), 497-511.
- Steinhaeuser, K., Chawla, N. V. and Ganguly, A. R., 2010, Complex networks in climate science: progress, opportunities and challenges, *Conference on Intelligent Data Understanding*, 2005-2008.
- Tsonis, A. A. and Roebber, P. J., 2004, The architecture of the climate network. *Physica A*, 333, 497-504.
- Tsonis, A. A. and Swanson K. L., 2008, *Topology*

- and Predictability of El Niño and La Niña Networks, *Physical Review Letters*, 100(22), 228502.
- Tsonis, A. A., Swanson, K. L. and Roebber, P.J., 2006, What do networks have to do with climate? *American Meteorological Society*, 87(5), 585-595.
- Tsonis, A. A., Wang, G., Swanson, K. L., Rodrigues, F. A. and Costa, L. F., 2011, Community structure and dynamics in climate networks, *Springer, Climate Dynamics*, 37(5), 933-940.
- Uetz, P., Giot, L., Cagney, G., Mansfield, T. A., Judson, R. S., Knight, J. R., Lockshon, D., Narayan, V., Srinivasan, M., Pochart, P., Qureshi-Emili, A., Li, Y., Godwin, B., Conover, D., Kalbfleisch, T., Vijayadamodar, G., Yang M., Johnston, M., Fields, S., Rothberg, J. M., 2000, A comprehensive analysis of protein-protein interactions in *saccharomyces cerevisiae*. *Nature*, 403, 623-627.
- Vazifekkhah, S., Kahya, E., 2018. Hydrological drought associations with extreme phases of the North Atlantic and Arctic Oscillations over Turkey and northern Iran, *International Journal of Climatology*, April, 1-17.
- Wallace, J. M., Gutzler, D. S., 1981, Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 109, 784-812.
- Wang, Y., Gozolchiani, A., Ashkenazy, Y., Berezin, Y., Guez, O., and Havlin, S., 2013, Dominant Imprint of Rossby Waves in the Climate Network, *Physical Review Letters*, 111, 138501.
- Wasserman, S. and Faust, K., 1994, *Social Network Analysis*. Cambridge University Press.
- Xavier, P., Rahmat, R., Cheong, W. K. and Wallace, E., 2014, Influence of Madden-Julian oscillation on Southeast Asia rainfall extremes: observations and predictability, *Geophysical Research Letters*, 41(12), 4406-4412.
- Yamasaki, K., Gozolchiani, A. and Havlin, S., 2008, Climate Networks around the Globe are Significantly Affected by El Niño, *Physical Review Letters*, 100(22), 157-179.

Study of the Effect of NAO on Precipitation in Iran Using Network Analysis Approach from November to April of the 1979-2016

Seyyed Nezhad Golkhatmi, N.¹, Bazrafshan, J.^{2*}, Ghameshlou, A. N.³ and Irannejad, P.⁴

1. Ph.D. Student, Department of Irrigation and Reclamation Engineering, Natural Resources and Agricultural Campus, University of Tehran, Karaj, Iran

2. Associate Professor, Department of Irrigation and Reclamation Engineering, Natural Resources and Agricultural Campus, University of Tehran, Karaj, Iran

3. Assistant Professor, Department of Irrigation and Reclamation Engineering, Natural Resources and Agricultural Campus, University of Tehran, Karaj, Iran

4. Associate Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 9 Oct 2019, Accepted: 9 June 2020)

Summary

Displaying and quantifying how large-scale climatic signals affect the regional and global climate is one of the issues of interest to researchers. New approach of Network Analysis enables us to study a complex system such as the climate more effectively. In this study, the effect of NAO on precipitation in Iran was investigated using the method of Network Analysis. The data used are daily precipitation and NAO daily indices obtained from ERA-Interim data base. The time period covers the cold months (November, December, January, February, March, April) of the years 1979-2016. In order to smooth the daily precipitation data, a weekly moving average was applied to data. A modified Pearson's cross correlation coefficient ρ^M was employed for correction of the bias of traditional Pearson correlation due to many zero-precipitation data. The years of the strong NAO negative and positive phases, NAO^- and NAO^+ , were determined by the frequency of the weekly moving average NAO index (WMANAOI) greater than 2 standard deviations ($|WMANAOI| \geq 2Sd$), where Sd is the standard deviation. The precipitation network was established based on a constant link density of 0.05 for which vertex degree distribution of network is considered. The later statistics is the covariance between precipitation time series at grid points that show indirectly the effect of the variation of precipitation due to large-scale climate signal. Results demonstrated that Network Analysis method can display and quantify the effect of NAO^- and NAO^+ on the precipitation of Iran. Degree distribution over the whole duration shows that the most degree distribution is in the northwest, west, southwest and east of Iran. The deserts of Iran that are located in the center of the country have the least degree distribution, and so the least similarity with each other, that are clustered in a group. Also, threshold of network, i.e. w^* , is 0.42 and the histogram of all ρ^M has the right skewness. The w^* is a threshold for selecting the statistically significant ρ^M between each two grid points over Iran. The degree distribution for normal years, with less NAO activities, displays that w^* is 0.42 and degree distribution totally is less than those of NAO^+ and NAO^- phases. During NAO^- , degree distribution is increased in the northwest and southwest of Iran. The w^* in NAO^- is 0.46. During NAO^+ , the degree distribution is increased in the south of Iran while the threshold of network remain 0.43. Also, the histogram of all ρ^M has a positive skewness at NAO^+ and NAO^- that indicate the strong correlations has positive values. Minimum values of ρ^M for the whole period, normal years, NAO^+ and NAO^- are -0.11, -0.14, -0.3 and -0.33, respectively.

Keywords: NAO, Iran, Precipitation, Modified Pearson's cross correlation, Network Analysis.

* Corresponding author:

jbazr@ut.ac.ir