

## ارتباط نوسان‌های گردش جوی - اقیانوسی اطلس شمالی با خشکسالی‌های آذربایجان شرقی

برومند صلاحی\* - استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه محقق اردبیلی  
علی محمد خورشیددوست - دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز  
یوسف قویدل رحیمی - دانشجوی دکترای اقلیم‌شناسی، دانشگاه اصفهان

دریافت مقاله ۱۳۸۳/۰۳/۱۱ تأیید نهایی ۱۳۸۳/۱۱/۲۶

### چکیده

در این تحقیق، داده‌های مربوط به شاخص نوسانات فشار سطح دریا در اطلس شمالی و بارش سالانه در یک دوره آماری ۴۳ ساله، برای ایستگاه‌هایی از استان آذربایجان شرقی جهت محاسبه ضرایب همبستگی و تعیین ترسالی‌ها و خشکسالی‌ها مورد استفاده قرار گرفته است. روش اصلی مورد استفاده در این پژوهش، استفاده از آمار تحلیلی (ضرایب همبستگی پیرسون و اسپیرمن و تحلیل مؤلفه‌های روند خطی و پولی نومینال) می‌باشد. نتایج این مطالعه نشان داد که بین بارش سالانه ایستگاه‌های تبریز، اهر و جلفا با شاخص نوسانات اطلس شمالی همبستگی منفی ضعیف و معنی‌داری به ویژه در ترسالی‌ها و خشکسالی‌های فراگیر وجود دارد.

**کلیدواژه‌ها** نوسانات بارش سالانه، پیوند از دور<sup>۱</sup>، نوسانات اطلس شمالی<sup>۲</sup>، خشکسالی، ترسالی، آذربایجان شرقی.

### مقدمه

از کاربردهای روش همبستگی در اقلیم‌شناسی، کشف ارتباط و پیوند بین الگوها و سیستم‌های جوی با عناصر و پدیده‌های مکان‌های دور دست تر است. رابطه و همبستگی معنی‌دار بین تغییرات زمانی دو الگو با همدیگر یا با عناصر و پدیده‌های اقلیمی مناطق دیگر را پیوند از دور می‌نامند. هر یک از پدیده‌های جوی اقیانوسی مانند «انسو»، «نوسان شمالگان»، نوسان جنوبگان، «نوسان اطلس شمالی»، «نوسان اطلس شرقی»، «اطلس آمریکای شمالی» و غیره را یک الگوی پیوند از دور می‌نامند. نوسانات اطلس شمالی یا NAO، از عوامل تغییرپذیری اقلیم کره زمین و الگویی پایدار از تغییرات گردش عمومی جو است (Maarten et al, 2001, p3495). NAO نوسانی نصف‌النهاری در جرم جو است که مرکز عمل آن در نزدیکی ایسلند و بر روی منطقه جنب حاره (از آזור تا شبه جزیره ایبری) واقع شده است. اگر به هنگام کاهش ناهنجاری‌های کم فشار ایسلند و سراسر شمالگان، پرفشاری قوی تر از حد معمول در آזור ایجاد گردد، NAO در فاز مثبت قرار می‌گیرد. در چنین وضعیتی افزایش اختلاف فشار، جریانات شدید جوی را به طرف شمال اطلس می‌راند و موجب ظهور زمستانی گرم و مرطوب در اروپا

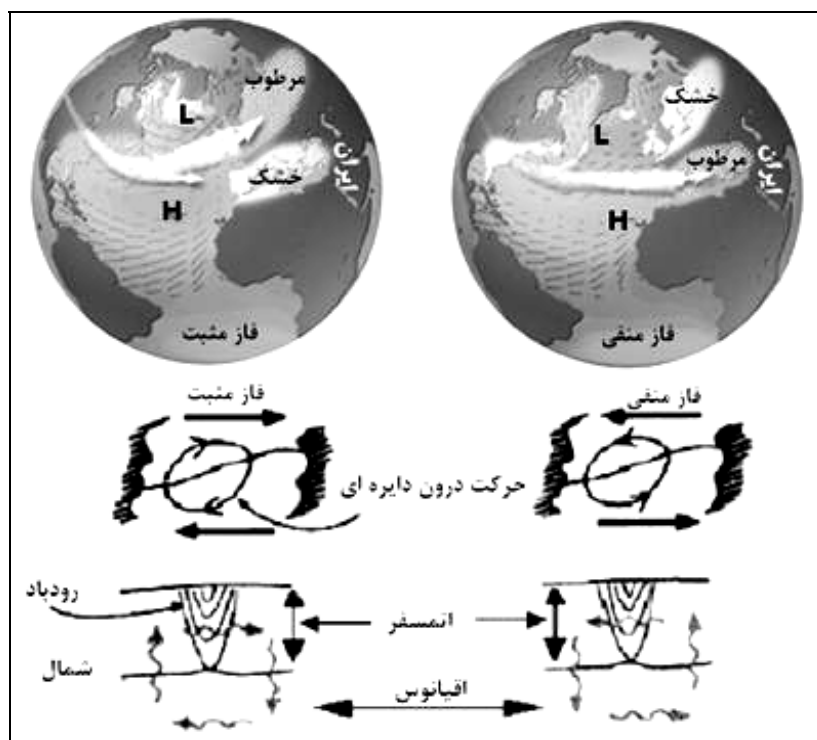
E-mail: bromand416@yahoo.com

\* تلفن نویسنده مسئول: ۰۹۱۴۴۵۱۵۹۲۲

1 - Teleconnection

2 - North Atlantic Oscillations (NAO)

(به ویژه در اروپای شمالی) و شرایط سرد و خشک در شمال کانادا و گرینلند، می‌گردد. در فاز منفی نیز یک مرکز پر فشار ضعیف تر از معمول در جنب حاره ایجاد می‌شود. در این هنگام کم فشار ناحیه ایسلند نیز ضعیف تر از حد معمول خود است. بنابراین کاهش گرادیان فشار به دنبال خود، جریان‌های ضعیف تری را همراه خواهد آورد. در این وضعیت، هوای مرطوب به سوی مدیترانه و هوای سرد به سمت شمال اروپا منتقل می‌شود (Eshel et al, 2000, p3818). در شکل ۱، سازوکارها و فازهای مثبت و منفی الگوی بزرگ مقیاس گردش جوی - اقیانوسی NAO نشان داده شده است.



شکل ۱ ساز و کار، دینامیسم و فازهای منفی و مثبت پدیده جوی - اقیانوسی NAO (Visbeck et al, 2003, p25)

اثرات پدیده NAO بر تغییر پذیری بارش‌های ماهانه در بخش مدیترانه ای اسپانیا مورد مطالعه قرار گرفته است. بر اساس این تحقیق، ماه‌های پر باران نواحی مدیترانه ای اسپانیا با فازهای منفی NAO و ماه‌های خشک ناحیه مذکور، با فاز مثبت NAO کاملاً مطابقت دارند. نتایج مطالعه مذکور مبین وجود ارتباط قوی خطی بین NAO و میزان تولیدات محصولات کشاورزی و باغی در ناحیه مدیترانه ای اسپانیا است (Diaz and Rodrigo, 2003, p387). بروز فاز مثبت NAO در اواسط تابستان نیز موجب عملکرد بالا و تولید گندم با کیفیت تری در بریتانیا می‌گردد (Atkinson, et al, 2005, p27).

ارتباط بارش‌های زمستانی اروپای شمالی با نوسانات دمایی و فشار سطح دریا مورد بررسی قرار گرفته و ارتباطی قوی بین NAO و عناصر اقلیمی اروپای شمالی به ویژه با بارش و دما پیدا شده است. به نظر می‌رسد گردش هوا در زمستان، میزان تاثیرگذاری NAO را در اروپای شمالی خصوصاً در کشور سوئد تقویت می‌کند (Cinita, 2003, p1185).

اقلیم‌شناسان نقش NAO در نوسانات بارش حوضه‌های آبریز منتهی به دریاچه «ویکتوریا» و تغییرات سطح آب دریاچه مذکور را مورد مطالعه قرار داده و نتیجه گرفته‌اند که NAO نقشی اساسی در میزان دریافت بارش در شرق آفریقا و به تبع از آن در تغییرات سطح پهنه‌های آبی منطقه به ویژه دریاچه ویکتوریا دارد (Mistry and Conway, 2003, p1863).

مطالعه ای در مجارستان حاکی از ارتباط NAO و بارش ماه های زمستانه است. در مطالعه مذکور، نتیجه گیری شده است که به هنگام خشکسالی، پدیده NAO در فاز گرم و به هنگام ترسالی، در فاز سرد قرار دارند. بر این اساس، بین بارش های زمستانی مجارستان و شاخص NAO همبستگی قوی و معکوسی (منفی) وجود دارد که این یافته در مورد دمای زمستانی نیز صادق است (Matyasovszky, 2003, p69).

اخیراً اقلیم شناسان تأثیرپذیری از پدیده NAO را جزو ویژگی های اصلی رژیم های اقلیمی مدیترانه ای و جنب مدیترانه ای قلمداد کرده اند (Santos, et al, 2005. p33). در این ارتباط ثابت شده است که تغییرات دبی رودهای دجله و فرات تا ۴۰ درصد از تغییرات NAO پیروی می کنند. در فازهای منفی NAO، دبی رودهای دجله و فرات ب طور ملموسی افزایش و در فاز مثبت NAO کاهش چشمگیری از خود نشان داده اند (Cullen and Menocal, 2000, p853). «کومشچو» خشکسالی های اخیر در ترکیه را در ارتباط با الگوهای گردشی جو قرار داده و تأثیرات بارز پدیده NAO بر بارش و به تبع آن ظهور خشکسالی های اخیر در ترکیه را یاد آوری نموده است (Komuscu, 2001, p5). محققین ترک بر مبنای بارش فصول چهارگانه و با استفاده از نمایه های فصلی NAO همبستگی موجود بین نوسانات بارش با پدیده NAO را مورد بررسی قرار داده و ارتباط معنی داری بین آن ها یافته اند (Turkes and Erlat, 2003, p1771). مطالعات نشان می دهد که فاز منفی الگوی NAO توأم با افزایش بارش زمستانه و کاهش دما و فاز مثبت آن موجب کاهش بارش، افزایش دما و ظهور خشکسالی های زمستانی در سراسر ترکیه است (Turkes and Erlat, 2005, p38).

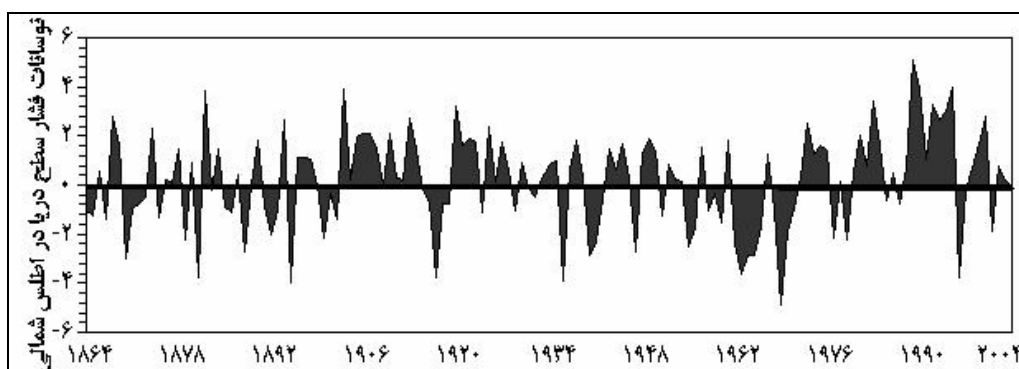
با وجود این که همبستگی بین بارش و الگوهای بزرگ مقیاس گردش جوی - اقیانوسی از مدت ها قبل به صورت یک روش پیشرفته برای بیان علل بارش و نوسانات آن به کار می رود، اما ارتباط این الگوها با بارش های ایران مورد مطالعه جدی قرار نگرفته است و تحقیق در این زمینه بر محور شناسایی منابع تأمین رطوبت و نحوه عبور و تأثیرات سامانه های اقلیمی باران زا از کشور متمرکز بوده و اندک مطالعات انجام گرفته در ایران نیز به چند مطالعه در زمینه ارتباط پیوند از دور بین بارش و عناصر اقلیمی خصوصاً آثار انسو بر بارش های جنوب شرقی ایران، محدود گردیده و اثرات پدیده NAO و سایر الگوهای جوی - اقیانوسی بر دگرگونی اقلیم و خصوصاً بر تغییرپذیری عنصر حیاتی بارش کمتر مورد توجه قرار گرفته است.

غیور و عساکره (۱۳۸۱، ص ۱۱۰) اثرات پدیده های NAO و انسو بر تغییرات ماهانه دمای جاسک را با استفاده از سری های زمانی مورد مطالعه قرار داده و به این نتیجه رسیده اند که در کل ۴۰ درصد نوسانات دمایی جاسک متأثر از اثرات پدیده های NAO و انسو می باشد. همچنین قائمی و عساکره (۱۳۸۲، ص ۱۱۶) نقش NAO را در تغییر پذیری دمای ایستگاه مشهد مورد بررسی قرار داده و به این نتیجه رسیده اند که در فازهای منفی و مثبت همبستگی بیشتری بین نوسانات دما و NAO دیده می شود، اما در فازهای خنثی همبستگی آن ها ضعیف و بی معنی می باشد. مطالعه جامعی که در خصوص تغییرات ناشی از NAO انجام گرفته است نشان می دهد که غالباً در فازهای منفی NAO در کشورهای اطراف مدیترانه (مشمول بر بخش های غرب و شمال غرب ایران) بارش افزایش می یابد، اما در این خصوص یک استثنا وجود دارد و آن وقوع پدیده بلو کینگ است که مانع و اختلالی برای مقدار مورد انتظار بارش در هر دو فاز است (Shahabbar, et al, 2001, p361).

این پژوهش در صدد است که اثر نوسانات فشار سطح دریا در اطلس شمالی بر تغییرپذیری بارش های سالانه و میزان مطابقت وقوع خشکسالی ها و ترسالی های ایستگاه های آذربایجان شرقی را با فازهای منفی و مثبت الگوی بزرگ مقیاس جوی - اقیانوسی NAO مورد بررسی قرار دهد.

## داده‌ها و روش‌ها

داده‌های ۴۳ ساله بارش ۶ ایستگاه آذربایجان شرقی شامل ایستگاه‌های تبریز، اهر، مراغه، میانه، سراب و جلفا در طول یک دوره آماری ۴۳ ساله از سال ۱۹۶۰ تا سال ۲۰۰۲ میلادی برای مطالعه انتخاب گردید. پس از ایجاد پایگاه داده‌ها، به منظور کنترل کیفی داده‌ها از نرم افزار DATA TESTER، برای داده پردازشی و ترسیم مؤلفه‌های روند خطی سری‌ها از نرم افزار INSTAT PLUS و برای محاسبه ضرایب همبستگی پیرسون و تبدیل مقادیر بارش سالانه به نمرات استاندارد شده از نرم افزار MINITAB استفاده شده است. با استفاده از روش Hurrell and van Loon, 1997, p9 که بر اساس آن فازهای منفی با ارقام شاخص برابر یا کمتر از  $-1/8$  و فازهای مثبت NAO با ارقام شاخص برابر یا بیشتر از  $+1/8$  از فازهای خنثی (این ارقام برای مقطع سالانه است) باز شناخته می‌شوند، اقدام به تعیین فازهای منی و مثبت NAO شد و در مقابل هر یک از فازهای مذکور نمرات استاندارد شده بارش سالانه که بیانگر خشکسالی‌ها (ارقام برابر یا کمتر از  $-0/25$ ) یا ترسالی‌ها (ارقام برابر یا بیشتر از  $+0/25$ ) هستند، درج گردید. چون در محاسبه ضریب همبستگی بین فازهای منفی و مثبت NAO با خشکسالی‌ها و ترسالی‌ها تمام سال‌ها در نظر گرفته نشده و بارش سال‌هایی با فاز خنثی حذف گردیده است، لذا برای آزمون وجود ارتباط بین خشکسالی‌ها و ترسالی‌ها با فازهای منفی و مثبت NAO از ضریب همبستگی ناپارامتری موسوم به ضریب همبستگی رتبه‌ای اسپیرمن استفاده شده است. داده‌های موسوم به شاخص سالانه نوسانات اطلس شمالی که در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفته، شاخص سالانه نرمال شده فشار سطح دریا در محدوده «پونتادلگادا» در اطراف «آزور» و «ریکیاویک» در ایسلند است که توسط «جیم هارل» تهیه شده است و از وب سایت «مرکز تشخیص اقلیمی در اداره ملی آب و هوا» در ناسا به نشانی [www.cdc.noaa.gov.htm](http://www.cdc.noaa.gov.htm) اخذ گردیده است. شاخص NAO بر پایه اختلاف فشار استاندارد شده سطح دریا (P) بین منطقه حاره (آزور A) و کم فشار جنب قطبی (ایسلند I) پایه گذاری شده است و معادله آن عبارت است از:  $NAO = P(A) - P(I)$ . شاخص مذکور که مبین تغییرات زمانی پدیده NAO است توسط افراد و سازمان‌های مختلف در مقاطع زمانی ماهانه، فصلی و سالانه تهیه شده است. در شکل ۲ تغییرات زمانی شاخص سالانه NAO که بر مبنای شاخص هارل ترسیم شده، نشان داده شده است.



شکل ۲ تغییرات زمانی شاخص سالانه NAO (ارقام منفی نشانگر فاز منفی و مقادیر مثبت بیانگر فاز گرم یا مثبت) هستند.

## تحلیل آماری مقادیر بارش سالانه

مشخصات جغرافیایی و نتایج حاصل از تحلیل آماری داده‌های مربوط به بارش سالانه ایستگاه‌های آذربایجان شرقی در جدول ۱ درج گردیده است.

جدول ۱ مشخصات ایستگاه های سینوپتیک مورد مطالعه در استان آذربایجان شرقی

نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	بارش متوسط	ارتفاع	ضریب تغییرات بارش
تبریز	۴۶°/۰۳	۳۸°/۰۵	۲۹۱/۸	۱۳۶۱	۲۹
اهر	۴۷°/۱۷	۳۸°/۲۶	۳۱۰/۳	۱۳۹۰	۲۹/۶
جلفا	۴۵°/۴۰	۳۸°/۴۵	۳۳۶/۳	۷۳۶	۲۶/۳
سراب	۴۷°/۳۲	۳۷°/۵۶	۲۷۳/۵	۱۶۸۲	۳۲/۸
مراغه	۴۶°/۱۶	۳۷°/۲۴	۲۵۴/۵	۱۴۷۶	۳۶
میانه	۴۷°/۴۲	۳۷°/۲۰	۲۵۱/۶	۱۱۱۰	۴۰

در جدول فوق بارش به میلی متر، ارتفاع به متر و ضریب تغییرات بارش به درصد بیان شده است. مهم ترین نتایج حاصل از تحلیل آماری بارش (جدول ۱) ایستگاه های مورد مطالعه را می توان به شرح ذیل خلاصه کرد:

- مراغه بالاترین و جلفا کمترین متوسط بارش بلند مدت را در بین ایستگاه های مورد مطالعه دارا می باشند.
- ایستگاه تبریز دارای کمترین و ایستگاه جلفا دارای بیشترین مقدار انحراف معیار بارش در بین ایستگاه ها می باشند.
- مقادیر تغییرپذیری بارش حاکی از ثبات بارندگی سالانه در ایستگاه مراغه و بی ثباتی بارش در ایستگاه های دیگر به ویژه ایستگاه های جلفا و سراب دارد.

#### اثر NAO بر وقوع خشکسالی ها و ترسالی های آذربایجان شرقی

ماتریس ضرایب همبستگی پیرسون برای بررسی رابطه بارش سالانه ایستگاه ها با همدیگر و با شاخص NAO مورد محاسبه قرار گرفته است که نتایج حاصله در جدول ۲ درج گردیده است.

جدول ۲ ماتریس ضرایب همبستگی بارش سالانه ایستگاه ها با همدیگر و با شاخص پدیده NAO

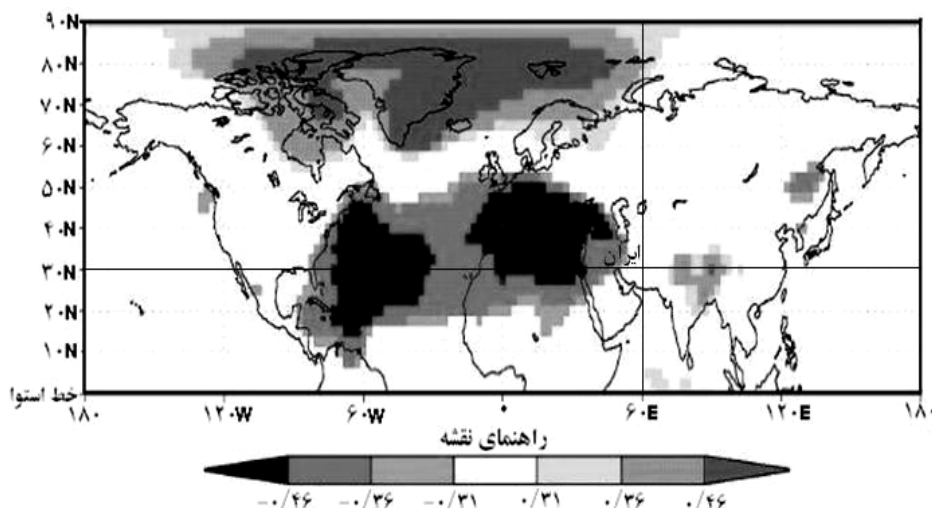
عامل	NAO	تبریز	اهر	مراغه	میانه	سراب	جلفا
NAO	۱	*-۰/۳	*-۰/۲۲	-۰/۱۵	-۰/۱۳	-۰/۱۱	*-۰/۲۵
تبریز	*-۰/۳	۱	**۰/۷۷	**۰/۴۸	**۰/۵۳	**۰/۱۶	**۰/۷۲
اهر	*-۰/۲۲	**۰/۷۷	۱	**۰/۴۶	**۰/۶۲	**۰/۱۶	**۰/۶۵
مراغه	-۰/۱۵	**۰/۴۸	**۰/۴۶	۱	*۰/۳۲	**۰/۳۹	*۰/۳۵
میانه	-۰/۱۳	**۰/۵۳	**۰/۶۲	*۰/۳۲	۱	**۰/۴۳	**۰/۴۶
سراب	*-۰/۲۷	**۰/۱۶	**۰/۱۶	**۰/۳۹	**۰/۴۳	۱	**۰/۴
جلفا	*-۰/۲۵	**۰/۷۲	**۰/۶۵	*۰/۳۵	**۰/۴۶	**۰/۴	۱

(\*\* همبستگی معنی دار در سطح ۰/۰۱ \* همبستگی معنی دار در سطح ۰/۰۵)

با توجه به ضرایب همبستگی محاسبه شده می توان به تاثیر پدیده اقیانوسی - جوی نوسانات سالانه فشار سطح دریا در اطلس شمالی NAO بر بارش های سالانه ایستگاه های مورد مطالعه پی برد. بایستی توجه داشت که علیرغم همبستگی کم بین بارش سالانه آذربایجان شرقی و پدیده NAO این رابطه برای ایستگاه های تبریز، جلفا و اهر در سطح ۰/۰۵ معنی دار هستند.

به نظر چنین می رسد که تاثیر پدیده NAO بر بارش سالانه ایستگاه های مورد مطالعه، انعکاسی از همبستگی و اثراتی که NAO بر بارش زمستانی می گذارد، است. ضعیف بودن همبستگی NAO با بارش سالانه ایران در نقشه رگرسیونی فشار

سطح دریا در نیمکره شمالی نیز انعکاس یافته است، اما همان گونه که در شکل ۲ نیز قابل مشاهده است، اثرات نوسانات اطلس شمالی بر بارش در منطقه شمال غرب کشور نسبت به سایر مناطق قوی تر و مؤثرتر اعمال شده است.



شکل ۲ نقشه رگرسیونی بین نوسانات فشار سطح دریا (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی) در اطلس شمالی و بارش در مناطق مختلف نیمکره شمالی در بازه زمانی ۱۹۲۰-۲۰۰۲ میلادی (Jianping, et al, 2006, p27). داده‌های مورد استفاده برای ترسیم نقشه فوق با استفاده از تحلیل مجدد الگوهای فشار در «مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی» NCEP بازسازی شده‌اند.

با توجه به ضعیف بودن ضریب همبستگی خطی بارش سالانه ایستگاه‌ها با شاخص NAO نمی‌توان به صورتی قطعی از همبستگی منفی یا معکوس مورد محاسبه صحبت به میان آورد. برای آگاهی و اطمینان از صحت همبستگی منفی بارش سالانه ایستگاه‌ها با شاخص NAO که طبق آن در فاز منفی NAO بارش افزایش و در فاز مثبت NAO کاهش می‌یابد، با صرف نظر از فازهای خنثی NAO (ارقام شاخص واقع بین  $-1/89$  و  $+1/89$ ) اقدام به تعیین فازهای منفی و مثبت NAO گردید. مقادیر بارش ایستگاه‌ها در فازهای منفی و مثبت نیز تبدیل به نمرات استاندارد شده (بر اساس مقیاس طبقه بندی نمرات استاندارد شده مقادیر بارش برابر یا بیش از  $0/25$  ترسالی و مقادیر مساوی یا کمتر از  $-0/25$  خشکسالی در نظر گرفته ایم) گردید تا معلوم شود در فازهای مختلف ایستگاه‌ها از نظر خشکسالی یا ترسالی در چه وضعیتی قرار داشته‌اند (جدول ۳).

پس از طبقه بندی وضعیت بارش ایستگاه‌ها در فازهای مختلف، اقدام به محاسبه ضریب همبستگی رتبه ای اسپیرمن بین فازهای منفی و مثبت NAO با وقوع خشکسالی‌ها و ترسالی‌های ایستگاه‌ها شد که نتایج آن و همچنین درصد مطابقت خشکسالی‌ها و ترسالی‌ها با فازهای منفی و مثبت NAO در جدول ۴ درج گردیده است.

در شکل ۳ و جداول ۴ و ۳ ایستگاه تبریز با ۱۵ بار مطابقت از مجموع ۱۹ فاز، درصد مطابقت ۷۹٪ و ضریب همبستگی  $-0/7$  بیشترین میزان مطابقت خشکسالی‌ها با فاز مثبت NAO و ترسالی‌ها با فاز منفی را به نمایش گذاشته‌اند. ضریب همبستگی ایستگاه جلفا نیز با  $0/47/5$  تطابق خشکسالی‌ها و ترسالی‌ها با فازهای منفی و مثبت، کمترین مطابقت را نشان می‌دهد.

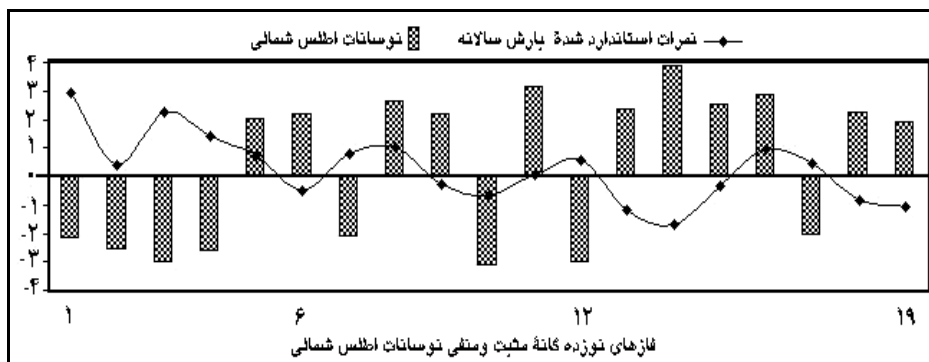
جدول ۳ طبقه بندی بارش (نمرات استاندارد شده) سالانه ایستگاه ها در فازهای منفی و مثبت (NAO (D خشکسالی، W ترسالی)

سال	نوع فاز	مقدار NAO	تبریز	وضعیت	اهر	وضعیت	مراغه	وضعیت	میانه	وضعیت	سراب	وضعیت	جلفا	وضعیت
۱۹۶۳	-	-۲/۱۶	۲/۹۵	W	۲/۷	W	۰/۳	W	۲/۱۳	W	۲/۰۷	W	۲/۱۴	W
۱۹۶۶	-	-۲/۵۴	۰/۳۸	W	۱	W	۰/۲۶	W	۰/۷۴	W	۰		۰	
۱۹۶۸	-	-۲/۹۷	۲/۲۳	W	۰/۹۴	W	۱/۶۴	W	۰/۴۱	W	۰/۳	W	-۰/۱۸	D
۱۹۶۹	-	-۲/۵۸	۱/۴۱	W	۲/۲۱	W	۱/۷	W	۲/۱۲	W	۰/۲۶	W	۳/۴۱	W
۱۹۷۲	+	۲/۰۵	۰/۷	W	۰		۰/۹۱	W	-۱/۴۱	D	۰/۵۵	W	۰/۷	W
۱۹۷۴	+	۲/۱۸	-۰/۵	D	-۰/۶۲	D	۰		-۱/۱۲	D	-۰/۸۸	D	۰/۵۴	W
۱۹۷۷	-	-۲/۰۸	۰/۸	W	۰/۶۳	W	۱/۵۸	W	-۰/۹۸	D	-۰/۲۵	D	۱/۱	W
۱۹۸۲	+	۲/۶۳	۱/۱	W	۲/۲۳	W	۱/۳۵	W	۰/۸	W	۴	W	۰/۹۴	W
۱۹۸۴	+	۲/۱۷	-۰/۳	D	-۰/۴۴	D	۱/۱۸	W	-۰/۳۷	D	-۰/۲۶	D	۰/۹	W
۱۹۸۵	+	۳/۰۹	-۰/۷	D	-۰/۶۴	D	۰/۵۵	W	-۰/۶۷	D	-۰/۵۶	D	-۰/۴	D
۱۹۸۶	+	۳/۱۴	۰		۰		۰/۴۵	W	۰/۷۵	W	۰		۰	
۱۹۸۷	-	-۳/۰۱	۰/۶	W	۰/۳۳	W	۰/۹	W	۰/۴۱	W	۰/۶۳	W	۰/۴	W
۱۹۸۹	+	۲/۳۸	-۱/۲	D	-۰/۲۷	D	-۱/۱۸	D	-۰/۵۳	D	-۱/۴	D	-۰/۷۸	D
۱۹۹۰	+	۳/۸۸	-۱/۷	D	-۱/۵۴	D	-۱/۳۶	D	۰		-۱/۱۲	D	-۱/۱۷	D
۱۹۹۲	+	۲/۵۴	-۰/۴	D	۰		۰		۰		۰		۰	
۱۹۹۴	+	۲/۸۶	۰/۹۵		۰/۳۳	W	۱/۱	W	۰/۳۶	W	۰		۰/۲۱	
۱۹۹۶	-	-۲	۰/۵	W	۰/۲۸	W	۰/۸	W	۰		۱/۶	W	-۱/۵	D
۱۹۹۹	+	۲/۲۵	-۰/۸۳	D	۰/۲۶	W	-۰/۱۷	D	-۱/۲	D	-۰/۳	D	-۰/۳۲	D
۲۰۰۱	+	۱/۹۱	-۱/۰۵	D	-۱/۴	D	-۰/۶	D	-۰/۶۹	D	-۰/۸۱	D	-۱	D

جدول ۴ ضرایب همبستگی رتبه ای اسپیرمن و درصد تطبیق بین خشکسالی ها و ترسالی های ایستگاه ها با فازهای منفی و مثبت NAO

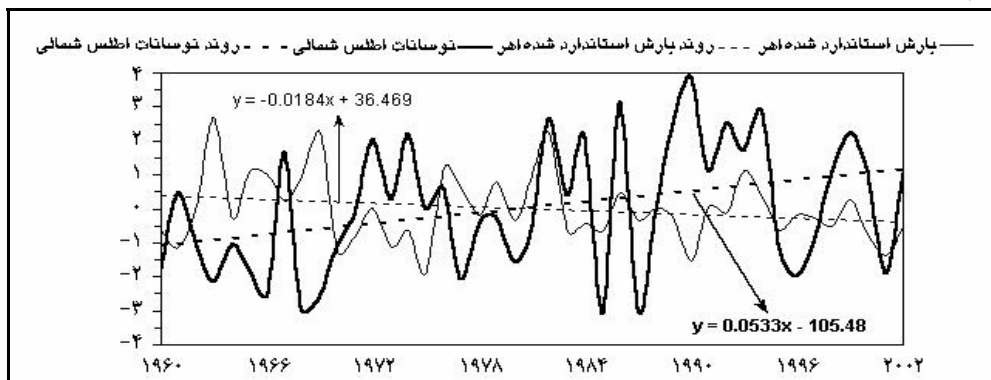
ایستگاه	تبریز	اهر	مراغه	میانه	سراب	جلفا
ضرایب همبستگی	** -۰/۷	** -۰/۵۴	* -۰/۴۳	** -۰/۵	* -۰/۴۶	-۰/۴
درصد مطابقت	٪۷۹	٪۶۸/۵	٪۵۲/۶	٪۶۳/۲	٪۵۸	٪۴۷/۵

\*\* همبستگی معنی دار در سطح ۰/۰۱ \* همبستگی معنی دار در سطح ۰/۰۵



شکل ۳ مدل تطبیق خشکسالی ها و ترسالی های ایستگاه تبریز با فازهای منفی و مثبت پدیده NAO که ضرایب همبستگی ۰/۷-، ضریب تعیین ۴۹ درصد و میزان مطابقتی معادل ۷۹٪ (۱۵ مورد مطابقت از مجموع ۱۹ فاز) را نشان می دهد.

به منظور آگاهی از ارتباط روند بارش ایستگاه‌ها با روند نوسانات شاخص NAO مدل‌های نوسانی بارش سالانه و روند سالانه شاخص NAO ایستگاه ترسیم گردید. مدل نوسانی و روند شاخص NAO و بارش سالانه ایستگاه اهر که همبستگی معنی‌داری با NAO نشان داده است (همبستگی معکوس بارش و NAO در روند دو سری زمانی نیز منعکس شده است) به عنوان نمونه ترسیم و در شکل ۳ نشان داده شده است.



شکل ۳ روند و نوسان بارش سالانه اهر نسبت به شاخص NAO (معادله روند پرننگ شاخص NAO و معادله روند کم رنگ نمرات استاندارد شده بارش سالانه اهر هستند)

نکته حائز اهمیت شکل ۳ روند ۴۳ ساله صعودی و مثبت شاخص NAO و روند نزولی بارش سالانه ایستگاه اهر (و دیگر ایستگاه‌های آذربایجان شرقی) است که این امر را می‌توان نشانی از خشکسالی‌های احتمالی آینده محسوب نمود. مؤلفه‌های روند دو سری زمانی بارش ایستگاه‌ها و نوسانات اطلس شمالی مبین تأثیر آشکار سال ۱۹۹۰ بر بارش است. در سال ۱۹۹۰ سه ایستگاه تبریز (شکل ۴)، اهر و جلفا شدیدترین خشکسالی ۴۳ ساله خود را نشان داده‌اند. در این سال دیگر ایستگاه‌های آذربایجان شرقی نیز علیرغم نداشتن همبستگی معنی‌دار با NAO دچار خشکسالی شده‌اند.

### بحث و نتیجه‌گیری

با توجه به میزان همبستگی ضعیف اما معنی‌دار بین آنومالی‌های بارش سالانه ایستگاه‌ها و نوسانات فشار سطح دریا در اطلس شمالی می‌توان نتیجه گرفت که ارتباط مذکور گاه و بی‌گاه است و بیشترین تأثیر NAO بر بارش و نوسانات آن در برخی فازهای قوی مثبت یا منفی مشهودتر می‌باشد. مطالعات فصلی نشان داده که ایستگاه‌های آذربایجان شرقی در زمستان که شدیدترین و مهم‌ترین زمان فعالیت NAO است، همبستگی بیشتری با NAO نشان می‌دهند و در سایر فصول همبستگی معنی‌داری بین بارش و شاخص NAO در ایستگاه‌های آذربایجان شرقی وجود ندارد، زیرا در فصول و حتی ماه‌های مختلف سال، محدوده مورد مطالعه تحت سیطره دیگر الگوهای جوی (مثلاً در پائیز تحت نفوذ پدیده انسو است) قرار گرفته و بارش ایستگاه‌ها از آن‌ها تأثیر می‌پذیرند. احتمالاً به این علت است که با وجود مطابقت اکثر خشکسالی‌های فراگیر و شدید (۱۹۸۶، ۱۹۹۰ و ۲۰۰۰) با فاز مثبت NAO و ترسالی‌های فراگیر و شدید (۱۹۶۳، ۱۹۶۸، ۱۹۸۹ و ۱۹۹۴) کل ایستگاه با فاز منفی NAO، همبستگی مذکور همبستگی نبوده (مثلاً شکل ۳ و ۴) و به این علت مقادیر ضریب همبستگی کم هستند. بارش زمستانی حدود ۴۰ درصد از بارش سالانه ایستگاه‌ها را تشکیل می‌دهد و عمده‌ترین تأثیر را از پدیده NAO می‌پذیرد، از این رو می‌توان گفت که میزان تأثیر پذیری بارش سالانه از NAO انعکاسی از اثرات زمستانی NAO بر بارش ایستگاه‌ها است و بنابراین هر قدر میزان تأثیر NAO بر بارش زمستانی ایستگاه‌ها بیشتر باشد، ضریب همبستگی سالانه نیز بیشتر خواهد بود.



فاز منفی NAO با ایجاد و ارسال کم فشارهای حامل سیکلون های باران زا از ناحیه اطلس شمالی به سوی منطقه مورد مطالعه، موجب بارش می شوند. در فاز مثبت نیز به دلیل مهاجرت آنتی سیکلون ها شرایط پرفشار، و سرد و خشک بر آذربایجان شرقی حاکم می شود. اگر رفتار دو فاز منفی و مثبت NAO به طور مداوم چنین می بود، باید یک ضریب همبستگی قوی بین بارش ایستگاه ها و NAO را شاهد می بودیم در صورتی که چنین نیست و ارتباط آن ها ضعیف و غیردایم است. یک الگوی پیوند از دور ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی به نام نوسان اقیانوس منجمد شمالی یا Arctic Oscillation (AO) وجود دارد که رقیب اصلی NAO در شکل دهی ویژگی های اقلیمی فصل زمستان محسوب می گردد. بسیاری از محققین با توجه به محدوده فعالیت و اثرات مشابه دو پدیده NAO و AO معتقدند که در اصل هر دو پدیده یکی بوده یا AO را بخشی از الگوی NAO محسوب می نمایند (Wallace, 2004, p306; Maarten et al, 2001, p 3503). نوسان شمالگان در برخی سال ها در یک فاز مثبت قوی قرار می گیرد و مجال انتقال به عرض های پائین تر جغرافیایی را می یابد، در چنین وضعیتی سیستم های پرفشار و آنتی سیکلون های بی نهایت قوی حاکم بر شمالگان امکان انتقال به محدوده عرض های پائین تر به ویژه ناحیه اطلس و حتی ایران را پیدا کرده و شرایط سرد و خشکی را با خود به همراه می آورند. اگر در چنین شرایطی پدیده NAO در فاز منفی قرار گرفته باشد، نوسانات شمالگان با ایجاد پدیده بلو کینگ مانع جابجایی نصف النهاری جریانات جت استریم های اطلس شمالی شده و نتیجتاً مانع انتقال سیکلون های بارش زا و مرطوب به سمت شرق می شوند (Shahabbar, et al, 2001, p362) و به این علت در برخی سال ها علیرغم قرار گرفتن NAO در یک فاز منفی، بارش ایستگاه های آذربایجان شرقی افزایش نمی یابند. اگر هر دو پدیده NAO و AO در فاز منفی قرار گیرند، می توان بارش زمستانی یا احتمالاً سالانه خوبی را انتظار داشت. بر این اساس میزان و نوع بارش (باران یا برف) دریافتی منطقه مورد مطالعه در مقاطع سالانه و زمستانی تا حدود زیادی بستگی به موقعیت و شرایط (شدت و ضعف) زمستانی دو پدیده NAO و AO نسبت به هم، دارد.

با توجه به ماهیت پیچیده سیستم اقلیمی و با توجه به مسایلی چون پدیده آغاز سرد که به عنوان اختلالی مهم در سیستم طبیعی اقلیم مطرح است، همچنین با امعان نظر به این نکته که ارتباطات اقلیمی بسیار پیچیده و غالباً غیر خطی هستند، به نظر می رسد که در بررسی ارتباط عناصر اقلیمی با همدیگر و با الگوهای بلند مدت اقلیمی به ویژه پدیده ها و الگوهای پیوند از دور جوی - اقیانوسی، بایستی به مدل های پیشرفته غیر خطی (مانند شبکه های عصبی مصنوعی، خصوصاً شبکه عصبی فازی که می توانند از طریق اعمال هوش مصنوعی تولید حافظه اقلیمی نمایند) که نتایج قابل قبول تری از ارتباط پدیده های اقلیمی مورد محاسبه قرار می دهند، بها و اهمیت بیشتری داده شود.

## تشکر و قدردانی

از راهنمایی ارزنده و سازنده استاد مبرز و نمونه جغرافیای ایران جناب آقای دکتر بهلول علیجانی که موجب غنای متن نهایی نسبت به متن اولیه گردید، سپاسگزار و ممنونیم.

## منابع

۱. غیور، ح و ح، عساکره، ۱۳۸۱، مطالعه اثر پیوند از دور بر اقلیم ایران، مطالعه موردی: اثر نوسانات اطلس شمالی و نوسانات جنوبی بر تغییرات میانگین ماهانه دمای جاسک، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۴-۶۳، صفحه ۹۱-۱۱۳.

۲. قائمی، ه و ح، عساکره، ۱۳۸۲، تحلیلی آماری بر روند تغییرات دمای مشهد طی سده گذشته و رابطه آن با نوسان های اطلس شمالی، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۱، صفحه ۱۳۳-۱۱۶.

3. Atkinson, M; P. Kettlewell; P. Hollins; D. Stephenson; N. Hardwick. 2005. Summer climate mediates UK wheat quality response to winter North Atlantic Oscillation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 130: 27-37.
4. Bordi. L; V. Cermak. 2003- High frequency variability in recent climate and the NAO. *Theor.Appl.Climatol*.76: 33-40.
5. Cintia, B. 2003- Analysis and regionalization of northern European winter precipitation based on its relationship with the north Atlantic oscillation. *Int.J.Climatol*.23 (10): 1185-1194.
6. Diaz. D; S. Rodrigo. 2003- Effects of the north Atlantic oscillation on the probability for climatic categories of local monthly rainfall in southern Spain. *Int.J.Climatol*.23 (4): 381-397.
7. Eshel, G; M. Cane; B. Faarell. 2000- Forecasting Eastern Mediterranean droughts. *Month. Weath. Rev*.128 (11): 3618-3630.
8. Hurrell, J.W. and H. Van Loon. 1997- Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. In: *Climate Change. Proc. Int. Workshop on Climatic Change at High Elevation Sites, Wengen, Switzerland*.
9. Jianping, L; I. J. I Mingxia; A. Shabbar. 2006- Temporal Structures of the North Atlantic Oscillation and Its Impact on the Regional Climate Variability. *Advances in Atmospheric Sciences*.23 (1): 23-32.
10. Komuscu, A. U. 2001- An analysis of recent drought conditions in Turkey in relation to circulation patterns. *Drought Network News*.13 (2-3): 5-6.
11. Maarten. H; B. Ambaum; D. Stepherson.2001- Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *J.Climate*.14 (8): 3495-3507.
12. Marshal, J; Y. Kushnir; P. Chang .2001- North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. *Int.J.Climatol*.21 (1): 27-40.
13. Matyasovszky, I. 2003 -The relationship between NAO and rainfall in Hungary and its nonlinear connection with ENSO. *Theor.Appl.Climatol*.76: 69-75.
14. Mistry, V; D. Conway .2003- Remote forcing of east African rainfall and relationships with fluctuations in levels of lake Victoria. *Int.J.Climatol*.23 (10): 1863-1898.
15. Santos, J. A; J. Corte; S. M. Leite. 2005- Weather regimes and their connection to the winter rainfall in Portugal. *Int J .Climatol*. 25 (1): 33-50.
16. Shahabbar, A; M, Huang; J, Huguchik. 2001-The Relation between the wintertime NAO and blocking episode in the North Atlantic, *Int.J.Climatol*, 21 (3): 355-369.
17. Thompson, D; J. Wallace. 2001- Regional climate impacts of the Northern hemisphere Annular Mode. *Science*. 293: 85-89.
18. Turkes, M; E. Erlat. 2003. Precipitation changes and variability in Turkey linked to the North Atlantic Oscillation during the period 1930-2000.*Int.J.Climatol*, 23 (14): 1771-1796.
19. Turkes, M; E. Erlat. 2005- Climatological responses of winter precipitation in Turkey to variability of the North Atlantic Oscillation during the period 1930-2001. *Theor.Appl. Climatol*. 78: 33-46.
20. Visbeck.M; J. Hurrell; Y. Kushnir. 2003- North Atlantic Oscillation impacts on rainfall in California. *Exchanges* .8 (4): 24-26.
21. Wallace. J. M .2004- North Atlantic Oscillation /0annular mode: Two paradigms – one phenomenon. *Progress in Oceanography*.59 (6): 301-312.