

پژوهش‌های جغرافیای طبیعی - شماره ۶۶، زمستان ۱۳۸۷

صص ۷۰-۵۷

## مطالعه اثرات نوسان اطلس شمالی بر رژیم بارش و دمای سواحل جنوبی دریای خزر

فرامرز خوش اخلاق\* - استادیار دانشکده جغرافیا دانشگاه تهران

نوذر قنبری - استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد کرمانشاه

جعفر معصوم پور سماکوش - دانشجوی دوره دکتری دانشکده جغرافیا دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۸۵/۷/۲۶ تایید نهایی: ۱۳۸۷/۸/۱

### چکیده

سواحل جنوبی دریای خزر به دلیل موقعیت جغرافیایی خاص، تحت تأثیر عوامل مختلف جوی قرار می‌گیرد. نوسان اطلس شمالی (NAO)<sup>۱</sup> یکی از پدیده‌های موثر در تغییر پذیری اوضاع جوی نیمکره شمالی می‌باشد که سواحل جنوبی خزر را نیز تحت تأثیر قرار می‌دهد. در این پژوهش در یک دوره ۳۰ ساله (۲۰۰۳-۱۹۷۴) مقادیر بارش و دمای هوا در سواحل جنوبی دریای خزر با دوره‌های مثبت و منفی نمایه نوسان اطلس شمالی مورد آزمون همبستگی قرار گرفت و مشخص شد مرحله مثبت شاخص NAO با دوره‌های افزایش افزایش بارش و کاهش دما، و مرحله منفی شاخص مزبور با دوره‌های کاهش بارش و افزایش نسبی دما همزمان است. با توجه به اینکه نمایه NAO دارای روند کاهشی و منفی است لذا میزان بارش منطقه مورد مطالعه نیز در حال کاهش و متقابلاً دما نیز در حال افزایش می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: نوسان اطلس شمالی، کم فشار ایسلند<sup>۲</sup>، پرفشار آزورز<sup>۳</sup>، سواحل جنوبی دریای خزر

### مقدمه

پیوند از دور<sup>۴</sup> یکی از ویژگیهای آب و هوایی در مقیاس جهانی می‌باشد. طی این سازوکار تغییرات رخدادده در الگوی دما یا فشار در منطقه‌ای از کره زمین از طریق سامانه‌های بزرگ مقیاس میانی به نواحی دیگر منتقل شده و به صورت‌های مختلف شرایط جوی و آب و هوایی را متأثر می‌سازند (اوسبورن<sup>۵</sup> و همکاران، ۱۹۹۹). یکی از الگوهای پیوند از دور نیمکره شمالی، نوسان اطلس شمالی است که در اثر تغییر فشار مراکز عمل جوی یعنی پرفشار آزورز و کم فشار ایسلند در امتداد نصف النهاری بوجود می‌آید. این تغییرات نسبت به حالت بهنجار به صورت فازهای مثبت و منفی نشان داده می‌شود که به آن نمایه نوسان اطلس شمالی گویند. این نمایه طی دوره‌های زمانی ماهانه و سالانه می‌تواند مثبت یا منفی باشد که از طریق سازوکارهای گوناگون بر روی مناطق مختلف آب و هوایی اثر می‌گذارد (شکل ۱). نمایه NAO بویژه در زمستان دارای تأثیرات مهمی است، زیرا که اثرات کنترل‌کنندگی قوی روی شرایط آب و هوایی مناطق برون حاره نیمکره شمالی داشته و الگوی جت

E-mail: fkhosh@ut.ac.ir

\* نویسنده مسئول: تلفن ۶۱۱۱۳۵۲۸-۰۲۱

1- North Atlantic Oscillation (NAO)

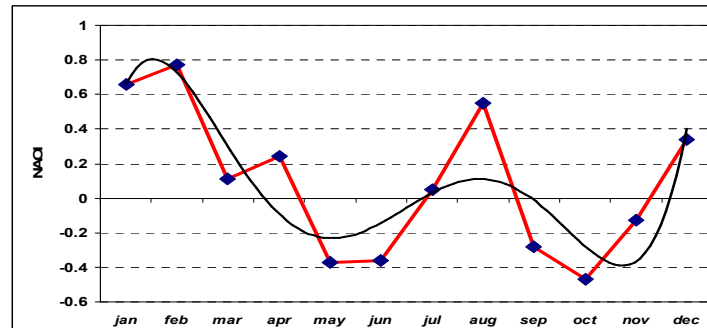
2- Iceland Low (IL)

3- Azores high (AH)

4- Teleconnection

5- Osborn

بادهای غربی و توزیع دما از امریکای شمالشرقی به داخل اوراسیا را پیرایش می کند(هورل<sup>۱</sup>، ۱۹۹۶؛ اسوتلانا<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۴؛ تیجل<sup>۳</sup>، ۲۰۰۳).

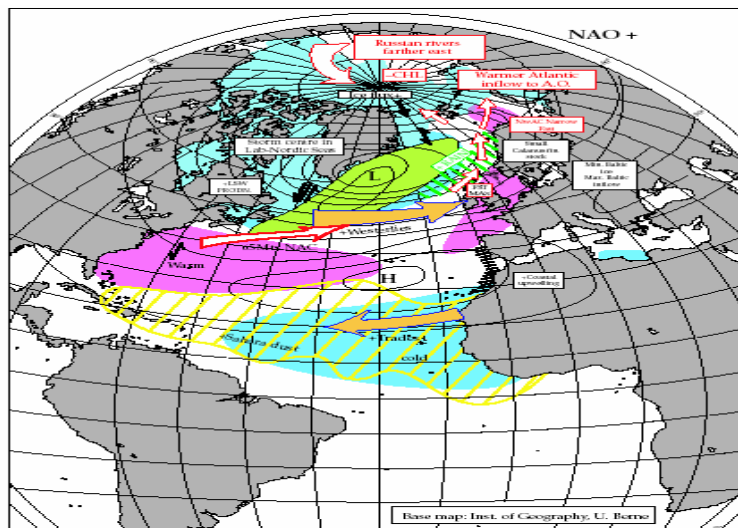


شکل ۱- نمودار متوسط ماهانه تغییرات نمایه NAO، همراه با منحنی ضریب تغییرات آن (دوره آماری ۲۰۰۳-۱۸۲۵).

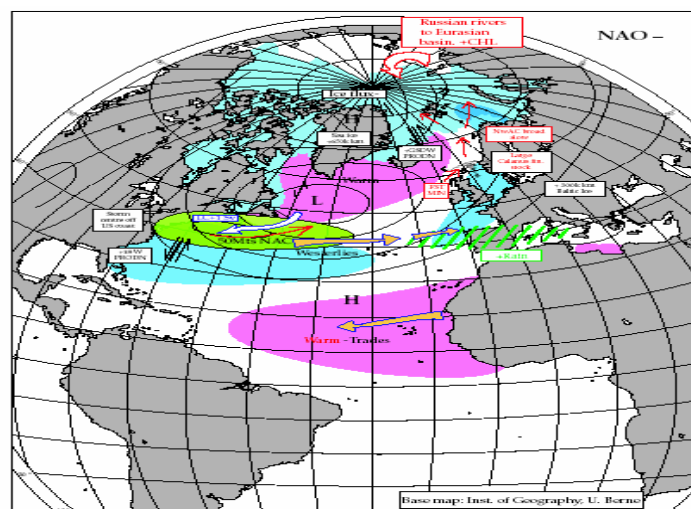
نمایه NAO روند مثبت (افزایشی) را پس از ۱۹۹۶ نشان می دهد و پیش بینی شده که این حالت ممکن است با گرمایش جهانی، ناشی از افزایش در تولید گازهای گلخانه ای مرتبط باشد (اسوتلانا و همکاران، ۲۰۰۴). باید توجه داشت که اختلاف میزان فشار کم فشار ایسلند (IL) در NAO ضعیف و شدید، دو برابر تغییرات در فشار پرفشار آزرز (AH) است (مرادی، ۱۳۸۳، ۲۳).

در فاز مثبت نمایه مذکور، پرفشار آزرز و کم فشار ایسلند هر دو قوی هستند و سامانه های جوی غالباً در اروپای شمالی تا شمال آسیای میانه و شرقی را تحت تأثیر قرار می دهند. موقعیت مرکز کم فشار ایسلند نسبت به متوسط به سمت شمالشرق و موقعیت مرکزی پرفشار آزرز، کمی به سمت غرب جابجا می شود (مرادی، ۱۳۸۳، ۲۳). در این حالت عرض های جنب حاره و میانی کمبود بارش را تجربه می کنند (شکل ۲). در فاز منفی پرفشار آزرز و کم فشار ایسلند ضعیف تر از حالت عادی بوده و سامانه های کم فشار در عرض های میانی و جنب حاره از لحاظ تعداد، فراوانی بیشتری داشته و اروپای مرکزی و شمالی دوره خشک را سپری می کنند (شکل ۳).

سواحل جنوبی دریای خزر یکی از مناطقی است که به دلیل موقعیت خاص از عوامل بارانزای مختلفی بهره می گیرد. در دهه های اخیر فقط پرفشار سیبری را عامل موثر در بارش این منطقه می دانستند ولی طی مطالعات دقیق تر در چند سال گذشته، عواملی نظیر واچرخند های مهاجر، سامانه های بندالی<sup>۴</sup> در اروپا و همچنین نوسان اطلس شمالی را نیز در بارش های منطقه خزر دخیل می دانند (معصوم پور، ۱۳۸۴، ۲۵۵).



شکل ۲ جهت جریان و نحوه استقرار پرفشار آزرورز و کم فشار ایسلند طی فاز مثبت NAO (از موسسه جغرافیایی برنی، اینترنت)



شکل ۳ جهت جریان و نحوه استقرار پرفشار آزرورز و کم فشار ایسلند طی فاز منفی NAO (از موسسه جغرافیایی برنی، اینترنت)

در این راستا تحقیقاتی در سراسر جهان و ایران انجام شده که در این قسمت به اختصار به واکاوی نتایج آن ها پرداخته می شود:

در ارزیابی میزان رطوبت جو در رابطه با NAO، تغییرات بزرگ مقیاس همسانی از سال ۱۹۸۰ آشکار می شود که با شرایط خشکی اخیر بر روی جنوب اروپا و مدیترانه همراهی می کند، در حالی که اروپای شمالی و قسمتهایی از اسکاندیناوی در کل شرایط مرطوبتر از نرمال را تجربه کرده اند (جیمز هورل، ۱۹۹۵). اوسبورن و همکاران (۱۹۹۹)، مدلی را ارائه می کنند که در آن NAO دورپیوندی قوی با شرایط اقیانوس آرام شمالی دارد. در این مدل NAO با الگوهای سه بعدی فشار سطح دریا، فعالیت همدیدی و ناهنجاریهای دما و بارش هم پیوندی

دارد. در بررسی نوسان اطلس شمالی هم چرخش کژدمایی<sup>۱</sup> و هم حلقه اقیانوسی می‌توانند نقش مهمی را در برهمکنش‌های مرتبط با مقیاسهای زمانی دهساله بازی کنند (مارشال<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۱).

با استفاده از میانگین داده‌های ماهانه، داده‌های روزانه، و استدلال نظری، پیوند بین تغییرات فشار سطحی با NAO، ارتفاع ورودیست، و قدرت تاوه پوشش سپهری<sup>۳</sup> تائید می‌گردد. افزایش در نمایه NAO، تاوه پوشش سپهری قویتر را با چهار روز تأخیر هدایت می‌کند، که بیان‌کننده شکستگی رو به استوای امواج راسبی انتشار یافته در سطح بالایی جو می‌باشد. میانگین داده‌های ماهانه مشخص می‌کند که افزایش انحراف معیار در نمایه NAO با افزایش ۱۰ درصدی در قدرت تاوه پوشش سپهری مرتبط می‌شود. یک مدل ساده نظری پیش‌بینی می‌کند که این حالت با افزایش ارتفاعی حدود ۳۰۰ متر در ورودیست شمالگان و یک کاهش ۵ هکتوپاسکالی در فشار سطحی در قطب شمال مرتبط می‌باشد (آمبام، ۲۰۰۲).

ام فیلیپ<sup>۴</sup> و همکاران (۲۰۰۲)، شاخص NAO را به دو گونه بهاری و تابستانه تقسیم بندی کردند که آن‌ها را در تغییر مسیر پرندگان دخیل می‌دانند. شاخص NAO بهاری به طور قوی با ریزش برگ جنگلی توسط گرمی از نوعی بید و همچنین با تولید مثل سالانه آن‌ها همبستگی دارد. مدل‌های خطی تعمیم یافته نمایه NAO ثبت شده و نمایه‌های بارش ENSO، ۵۰ تا ۹۰ درصد تغییر پذیری سالانه در تولید مثل گزارش شده برای ۱۰ گونه جانوری (پرنده) را تشریح می‌کند.

شدت و تغییر پذیری NAO ممکن است در پاسخ به افزایش غلظت CO<sub>2</sub> جو تغییر کند. روند دمایی مشاهده شده در NAO در دهه‌های اخیر بیشتر از تغییر پذیری طبیعی ایجاد شده در مدل‌های بکار گرفته شده است. گروهی پیش‌یابی کرده‌اند که NAO ممکن است با افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای در آینده شدت یابد (اسوتلانا و همکاران، ۲۰۰۲). افزایش تراکمی گازهای گلخانه‌ای بواسطه نیروی وارده از دمای سطح دریای منطقه حاره و یا چرخش پوشش سپهری تقویت شده، ممکن است سبب تداوم فاز مثبت نمایه NAO شود (ویسبک<sup>۵</sup> و همکاران، ۲۰۰۱).

سطح دریا در سراسر دریای مدیترانه طی ماه‌های زمستان به NAO حساس می‌باشد. نوسان اطلس شمالی اثری قوی روی دریای مدیترانه دارد ولی اثر واضحی روی دریای سیاه ندارد. روندهای دوره‌ای زمستانه عموماً به روندهای سالانه شبیه هستند، اما اندکی اختلاف وجود دارد، که این اختلاف برخی از پدیده‌های مهم فصلی تأثیر گذار را بیان می‌کند (ولف<sup>۶</sup> و همکاران، ۲۰۰۳). آرایش‌های پرفشارهای بندالی (بلو کینگ) در منطقه اقیانوس اطلس به فاز NAO حساس هستند. سامانه‌های بندالی زمستانه در فاز منفی NAO در مقایسه با فاز مثبت آن بیش از ۶۷ درصد فراوانی دارند. میانگین طول عمر سامانه بندالی طی فاز منفی حدود ۱۱ روز است که نزدیک به ۲ برابر مدت پایداری (۶ روز) در فاز مثبت NAO می‌باشد (جیانپینگ<sup>۷</sup> و همکاران، ۲۰۰۶).

10- Thermocline

11- Marshal

12- StratosphereV ortex

13- Mphilip

14- Visbeck

15- Woolf

16- Jianping

ملکی فرد و رضازاده (۲۰۰۴) از طریق آزمون همبستگی بین NAO و هواهای غالب شمال غرب ایران، خشکسالیهای بیشتر و هوای سردتری را برای این منطقه از ایران پیش بینی کردند. عساکره (۱۳۸۲) معتقد است که میزان تأثیر NAO بر مقادیر دما و بارش ایستگاه های مختلف ایران همسان نبوده و روابط غیر خطی نیز قادر به ارائه الگویی برای بیان رابطه NAO با اقلیم ایران نمی باشد. با توجه به شیب فشار بین مرکز پرفشار آزرورز و کم فشار ایسلند، مقادیر NAO خیلی مثبت (بالتر از نرمال) در زمستان با افزایش بارش و کاهش دما در اغلب مناطق کشور ایران همراه بوده، ولی در مورد NAO ضعیف، عکس این قضیه صادق است (مرادی، ۱۳۸۳). نظر به این که شناسایی و تعیین تغییرات سالانه و ماهانه بارش و دما یکی از اهداف مهم آب و هواشناسی می باشد، از اینرو استفاده از نمایه نوسان اطلس شمالی در پیش یابی تغییرات افزایشی یا کاهش بارش و دمای مناطق مختلف می تواند ابزاری مناسب باشد.

هدف اصلی این پژوهش برآورد همبستگی بین شاخص نوسان شمالی و مقادیر بارش و دمای سواحل جنوبی خزر و نیز توجیه سازوکاری آن برای پیش یابیهای آتی است.

## مواد و روش ها

داده های روزانه و ماهانه بارش و دما مربوط به منطقه پژوهش از تارنمای<sup>۱</sup> سازمان هواشناسی ایران، و داده های مربوط به NAO (فشار مرکزی پرفشار آزرورز و کم فشار ایسلند) از تارنمای مربوطه<sup>۲</sup> اخذ گردید. برای انجام پژوهش حاضر، مراحل زیر به اجرا درآمد:

**الف)** به جهت این که نمایه NAO از تفاضل فشار نرمال شده ماهانه بین پرفشار آزرورز و کم فشار ایسلند بدست می آید در ابتدا میانگین ماهانه فشار مرکزی این دو سامانه به طور جداگانه طی یک دوره ۱۷۸ ساله (۲۰۰۳-۱۸۲۵) که توسط جونز و ویلر<sup>۳</sup> و همچنین اسبورن محاسبه شده است از تارنمای [www.NAOdata.com](http://www.NAOdata.com) دریافت شد و با استفاده از رابطه (۱) به صورت استاندارد شده درآمد.

$$Z = \frac{P_i - \bar{P}}{SD} \quad \text{رابطه (۱)}$$

$Z$  = داده های نرمال شده برای هر ماه

$P_i$  = مقدار فشار میانگین سطح دریا برای هر ماه

$\bar{P}$  = مقدار فشار میانگین بلند مدت سطح دریا برای هر ماه

$SD$  = انحراف معیار بلند مدت مقادیر فشار برای هر ماه

و بعد نمایه نوسان اطلس شمالی از اختلاف فشار نرمال شده داده ها با استفاده از رابطه (۲) به دست آمد.

$$NAOI = AH - IL \quad \text{رابطه (۲)}$$

$NAOI$  = نمایه نوسان اطلس شمالی

$AH$  = میزان فشار نرمال شده پرفشار آزرورز

17- Website

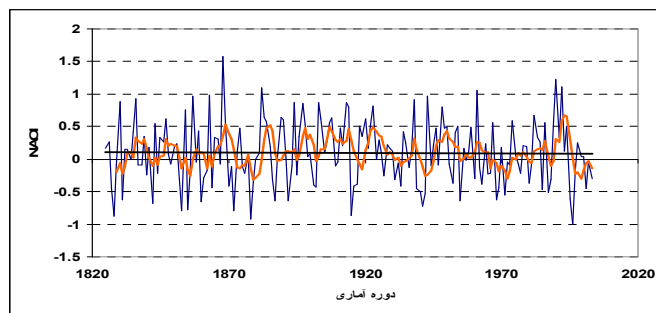
18- [www.NAOdata.com](http://www.NAOdata.com)

19- Jones and Wheeler

20- North Atlantic Oscillation Index (NAOI)

IL = میزان فشار نرمال شده کم فشار ایسلند

میانگین‌های ۱۷۸ ساله این نمایه نشان از فعالیت زیاد این دو سامانه در فصل زمستان می‌دهد به طوری که میانگین فصل زمستان آن ۰/۵۱ می‌باشد، که نشان دهنده تأثیر بیشتر آن در فصل زمستان است. بررسی روند ماهانه و سالانه نمایه NAO نشان می‌دهد که مقدار آن در حال کاهش است و گرایش ضعیفی به سمت صفر و مقادیر منفی دارد (شکل ۴).



شکل ۴ نوسانات سالانه شاخص NAO همراه با میانگین متحرک ۵ ساله و خط روند (۲۰۰۳-۱۸۲۵)

ب) در مرحله بعد ابتدا داده‌های بارش و دمای ۲۰ ایستگاه همدیدی و کلیماتولوژی (جدول ۱) واقع در سواحل جنوبی دریای خزر برای یک دوره سی ساله (۲۰۰۳-۱۹۷۴) از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید. سپس خلاء آماری ایستگاه‌ها با استفاده از نرم افزار SPSS بازسازی و این داده‌ها با توجه به رابطه (۱) به صورت استاندارد شده درآمدند. همبستگی بین بارش و دمای منطقه رابطه معکوسی را نشان می‌دهد.

جدول ۱ اسامی ایستگاه‌های مورد مطالعه

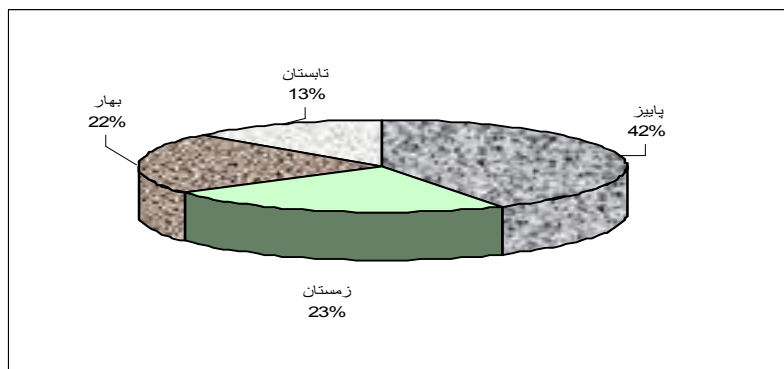
۱	آستارا	۸	نوشهر	۱۵	گنبد
۲	بندر انزلی	۹	چمستان-نور	۱۶	بندر ترکمن
۳	پلیمبرا	۱۰	افراچال	۱۷	کلانه
۴	رشت	۱۱	بابلسر	۱۸	تالارسر
۵	لاهیجان	۱۲	قائم‌شهر	۱۹	خشکنار-تنکابن
۶	رامسر	۱۳	محمودآباد ساری	۲۰	نوشهر-کلیماتولوژی
۷	تنکابن	۱۴	گرگان		

ج) در مرحله بعد داده‌های استاندارد شده دما، بارش و NAOI برای یک دوره سی ساله (۲۰۰۳-۱۹۷۴) دسته‌بندی شدند و سپس آزمون همبستگی ماهانه، سالانه و فصلی بین آن‌ها با نمایه NAO انجام شد.

## نتایج و بحث

با توجه به اینکه فصل‌های پر بارش سواحل جنوبی خزر به ترتیب پاییز، زمستان و بهار (شکل ۵) می‌باشد، از اینرو رژیم بارش و دما در این فصل‌ها به صورت آماری مطالعه شد و مشخص گردید بیشترین همبستگی بین نمایه NAO و بارش و دمای سواحل جنوبی خزر مربوط به فصل تابستان است. ولی باید توجه داشت که NAO

الگوی غالب جوی فصل سرد به ویژه زمستان در نیمکره شمالی بر روی اقیانوس اطلس و خشکی اطراف آن می باشد (با توجه به جدول ۲ این که میانگین ۱۷۸ ساله این نمایه در فصل زمستان ۰/۵۱ است).



شکل ۵ مقدار بارش فصلی ایستگاه های مورد مطالعه، دوره آماری ۳۰ ساله (۱۹۷۴-۲۰۰۳)

جدول ۲ میانگین فصلی ۳۰ ساله و ۱۷۹ ساله نمایه NAO

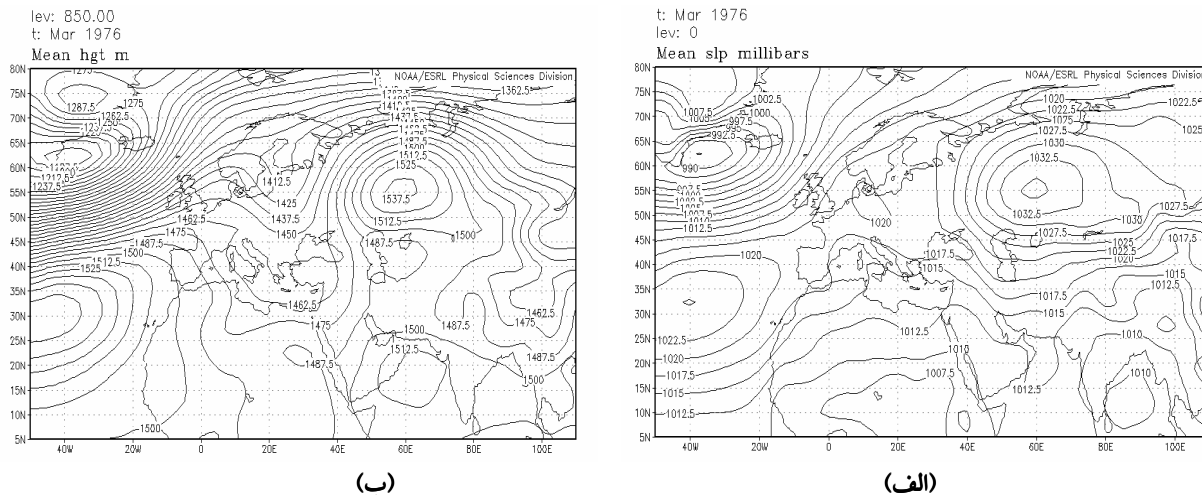
فصول	زمستان	بهار	تابستان	پاییز
میانگین ۳۰ ساله NAO	۰/۸۴	-۰/۴۱	-۰/۰۴	-۰/۰۷
میانگین ۱۷۸ ساله NAO	۰/۵۱	-۰/۱۶	۰/۱	-۰/۰۸

### واکاوی الگوهای همدیدی

در این قسمت از نقشه های همدیدی مربوط به برخی دوره های NAO مثبت و منفی استفاده شده است. نقشه های استفاده شده مربوط به فشار سطح متوسط دریا و تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال می باشد. در شکل (۶-الف) مربوط به فشار سطح متوسط دریا در مارس ۱۹۷۶؛ کم فشار ایسلند نسبت به متوسط درازمدت ۱۲ هکتوپاسکال قویتر شده (۹۹۰ هکتوپاسکال) و پرفشار آزرز به همین صورت ۱ هکتوپاسکال افزایش فشار دارد. پرفشار بندالی بر روی کوه های اورال با ۱۰۳۵ هکتوپاسکال دیده می شود و کمربند پرفشاری آن از طریق اروپا تا پرفشار آزرز کشیده شده است. وجود سامانه بندالی (امگای مستقیم<sup>۱</sup>) در شمال شرق خزر سبب ریزش هوای سرد به منطقه پژوهش می شود. در شکل (۶-ب) مربوط به تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مارس ۱۹۷۶؛ کم ارتفاع ایسلند با ۱۱۸۷/۵ ژئوپتانسیل متر نسبت به متوسط درازمدت قویتر است. پر ارتفاع آزرز با ۱۵۶۲/۵ پتانسیل متر نسبت به متوسط ۲۵ متر بلندتر است. وجود پر ارتفاع بندالی در شمال خزر با ۱۵۳۷/۵ پتانسیل متر سبب نفوذ ناوه از اسکاندیناوی تا مدیترانه مرکزی و شرقی و جریان های جنوب غربی در بین النهرین و ایران شده است.

وجود سامانه های بندالی در شرق اروپا و شمال خزر و ارتباط آن با زبانه های پرفشاری نقش مهمی در ایجاد دوره خشک و مرطوب دارد به نحوی که پیوند سامانه بندالی شمال خزر و اورال با زبانه های پرفشار آزرز و شمال افریقا و جنوب عربستان سبب رخداد دوره خشک برای سواحل جنوبی خزر شده و اجازه ورود سامانه های غربی را به این منطقه نمی دهد، اما پیوستن سامانه بندالی شمال خزر با پرفشار سیبری و تبت، کمربند پرفشاری

وسیع‌ی را بوجود می‌آورد که در اوج فعالیت خود پشته‌ای را در شرق خزر بوجود می‌آورد که این پشته پرفشار با جریان شرقی و شمال‌شرقی و گاهی اوقات شمالی سبب ایجاد بارش در سواحل جنوبی خزر می‌شود.

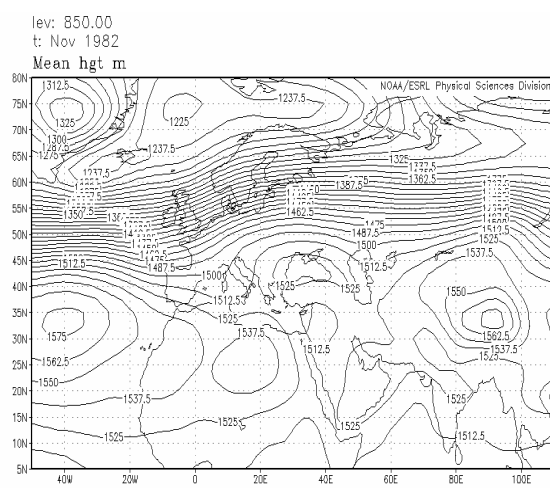


شکل ۶ نقشه سطح متوسط دریا و تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، طی فاز مثبت (مارس ۱۹۷۶)

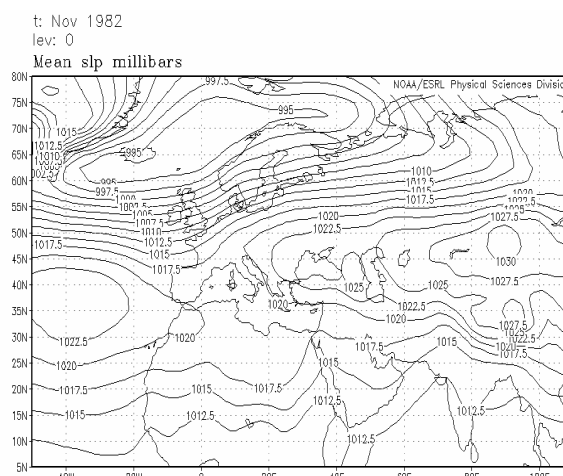
در شکل (۷-الف) مربوط به نقشه سطح متوسط دریا در نوامبر ۱۹۸۲؛ منطقه کم فشاری از ایسلند تا اسکاندیناوی گسترش دارد که نسبت به متوسط درازمدت ۷ هکتوپاسکال قویتر می‌باشد (۹۹۵ هکتوپاسکال). پرفشار آزرز با فشار مرکزی ۱۰۲۲/۵ هکتوپاسکال نسبت به متوسط ۲/۵ هکتوپاسکال قویتر شده است. پرفشار سبیری با ۱۰۳۲ هکتوپاسکال نسبت به متوسط ۳ هکتوپاسکال ضعیف تر است. زبانه این پرفشار در امتداد مدارهای ۴۰ و ۴۵ درجه بر روی شمال ایران و خزر کشیده شده است. در مواقع قرارگیری سامانه‌های پرفشار بر روی دریای خزر و اطراف آن هر اندازه جهت جریان بر خط ساحل جنوبی عمودتر (شمالی) باشد شدت بارش‌ها بیشتر گردیده و بر عکس هر چه جریان‌ها جنوبی و جنوب شرقی باشد از میزان بارش به طور قابل ملاحظه‌ای کاسته می‌شود. در شکل (۷-ب) مربوط به تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در نوامبر ۱۹۸۲؛ دیده می‌شود که کم ارتفاع ایسلند نسبت به متوسط ۸ ژئوپتانسیل متر قویتر شده و پرارتفاع آزرز حدود ۲۷/۵ ژئوپتانسیل متر قویتر از متوسط بوده و جریان‌های غربی با شیو<sup>۱</sup> زیاد نسبت به متوسط در امتداد مدارات ۴۵ تا ۶۰ درجه شمالی جریان دارند. وجود پرارتفاع بر روی دریای سیاه سبب شکل‌گیری کم ارتفاع در شرق مدیترانه شده است (سامانه بندالی زوجی) شرایط مذکور نشان‌دهنده نمایه NAO با فاز مثبت قوی است.

در شکل (۸-الف) مربوط به نقشه سطح متوسط دریا در اکتبر ۱۹۹۱؛ کم فشار ایسلند با ۱۰۰۸ هکتوپاسکال فشار مرکزی نسبت به متوسط درازمدت ۴ هکتوپاسکال ضعیف تر و پرفشار آزرز با ۱۰۲۰ هکتوپاسکال نسبت به متوسط ۱ هکتوپاسکال قویتر شده است. جریان‌های غربی در اوراسیای شمالی نسبت به متوسط از شیو فشاری کمتری برخوردارند. پرفشار سبیری با فشار مرکزی ۱۰۲۶ هکتوپاسکال تفاوتی با متوسط ندارد ولی زبانه آن بر روی خزر نسبت به متوسط شیو فشاری کمتری دارد.





(ب)



(الف)

شکل ۷ نقشه سطح متوسط دریا و تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، طی فاز مثبت (نوامبر ۱۹۸۲)

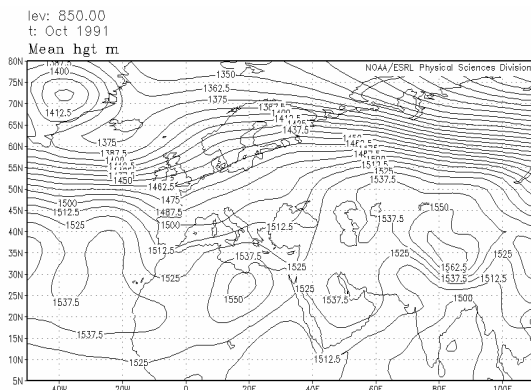
در شکل (۸-ب) مربوط به نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در اکتبر ۱۹۹۱؛ کم ارتفاع ایسلند حدود ۳۷/۵ ژئوپتانسیل متر ضعیف تر از حالت متوسط است و پرارتفاع آزرورز نیز نسبت به متوسط درازمدت ۱۲/۵ ژئوپتانسیل متر ضعیف تر است. شرایط پرفشاری بر روی ایران حاکمیت بیشتری دارد و شیو فشار بر روی خزر کمتر از متوسط است.

در شکل (۹-الف) مربوط به نقشه سطح متوسط دریا در فوریه ۱۹۸۳؛ کم فشار ایسلند ضعیف تر از متوسط درازمدت بوده ولی متقابلاً مرکز و زبانه کم فشار شمال اسکاندیناوی با ۴ هکتوپاسکال کاهش فشار سبب گسترش زبانه کم فشاری نصف النهاری از شمال به سمت خزر و ایران شده است. پرفشار آزرورز بصورت نصف النهاری قرار گرفته که زبانه آن به صورت ساعت گرد از طریق اروپا به عراق و غرب ایران وارد شده و سبب ریزش هوای سرد به شمال غرب ایران و خزر می گردد.

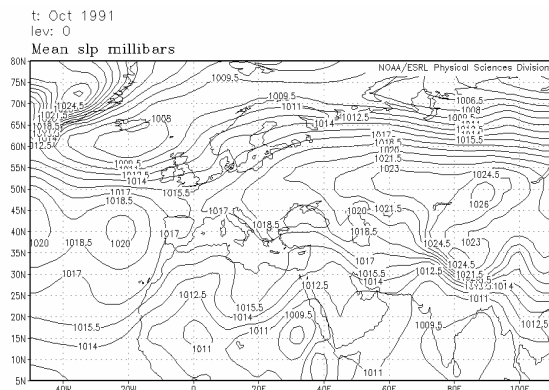
در شکل (۹-ب) مربوط به نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در فوریه ۱۹۸۳؛ بدلیل وجود چرخند در اقیانوس اطلس پشته نصف النهاری آزرورز تا بریتانیا و اسکاندیناوی تداوم یافته است. ارتفاع هسته مرکزی آزرورز ۱۲/۵ متر نسبت به متوسط کمتر و متقابلاً کم ارتفاع ایسلند نسبت به متوسط چندین متر افزایش بلندی دارد. شیو پربندهای ارتفاع بر روی ایران و بویژه خزر شدیدتر از متوسط است. با توجه به دو شکل اخیر و مقایسه آن با دو شکل اول دیده می شود که در فاز منفی سامانه های ایسلند و آزرورز ضعیف تر از متوسط و در فازهای مثبت نمایه نوسان اطلس شمالی قویتر از متوسط هستند. در فاز منفی با گسترش زبانه پرفشار سبیری به سمت شرق اروپا و غرب ایران و پیوستن این زبانه ها به زبانه های پرفشار آزرورز کمربند پرفشاری وسیعی از شرق تا غرب اروپا بوجود می آید که مانع از ورود سامانه های غربی به منطقه شده و در واقع مقدمه ای بر آغاز دوره های خشک در سواحل جنوبی خزر می باشد.

این پژوهش نشاندهنده این است که بیشترین همبستگی داده های جوی با نمایه NAO مربوط به ماه نوامبر (بارش، ۰/۵ و دما، -۰/۴) و بیشترین همبستگی فصلی مربوط به فصل تابستان (بارش، ۰/۲ و دما، -۰/۴۷) است.

همچنین مشخص شد که فاز مثبت NAO با افزایش بارش و کاهش دما و فاز منفی با کاهش بارش و افزایش دما در منطقه همراه است. در واکاوی و تفسیر نقشه‌های همدیدی نیز موضوع فوق تأیید می‌شود به طوری که در نوامبر ۱۹۸۲ نمایه NAO در حدود  $+1/71$  و میزان استاندارد شده بارش و دما به ترتیب  $0/9$  و  $-1/81$  می‌باشد. از سوی دیگر در اکتبر ۱۹۹۱ نمایه NAO حدود  $-1/77$  و میزان استاندارد شده بارش و دما به ترتیب  $-1/12$  و  $0/96$  بوده است.

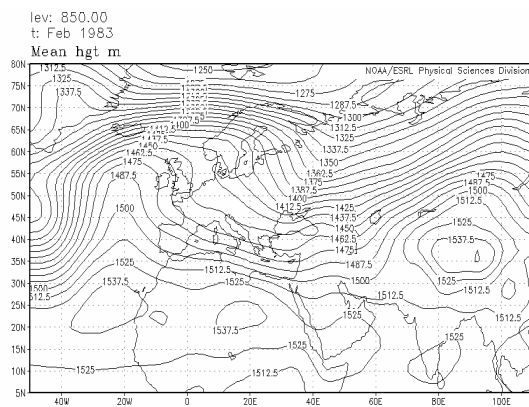


(ب)

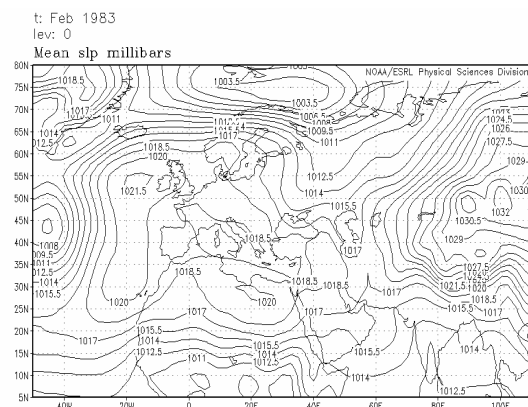


(الف)

شکل ۸ نقشه متوسط دریا و تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، طی فاز منفی (اکتبر ۱۹۹۱)



(ب)



(الف)

شکل ۹ نقشه متوسط دریا و تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، طی فاز منفی (فوریه ۱۹۸۳)

در آزمون همبستگی کلی که بین نمایه NAO و بارش و دمای ماهانه استاندارد شده منطقه مورد مطالعه انجام گرفت مشخص شد که شاخص مثبت در بیش از ۸۰ درصد موارد برای این منطقه، ترسالی و هوای خنک تر از حد نرمال را به همراه دارد. این همبستگی‌ها [(جدول ۳ و ۴) و (شکل ۱۰)] نشان دهنده این است که بیشترین همبستگی داده‌های جوی با نمایه مذکور مربوط به ماه نوامبر و بیشترین همبستگی فصلی مربوط به فصل تابستان است. لازم به توضیح است که همبستگی انجام شده در مورد بارش مثبت و در مورد دما منفی می‌باشد. این روند معکوس دما و بارش و همبستگی‌شان با NAO به طور فصلی (شکل ۱۱ و ۱۲) و سالانه (شکل ۱۳ و ۱۴) بررسی شده

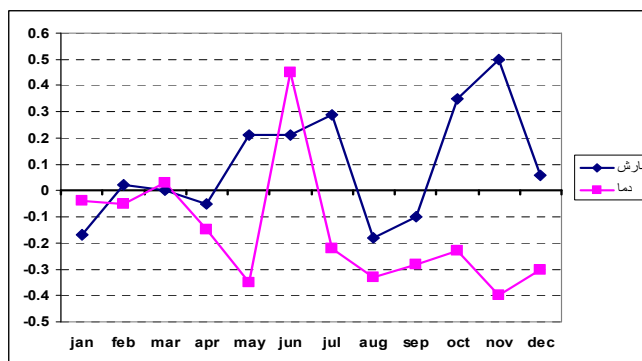
است که وجود ارتباط را تأیید می کنند (یعنی NAO مثبت شدید در سواحل جنوبی خزر با افزایش بارش و کاهش نسبی دما همراه است).

جدول ۳ ضرائب همبستگی مقادیر ماهانه NAO با میانگین بارش و دمای استاندارد شده منطقه پژوهش

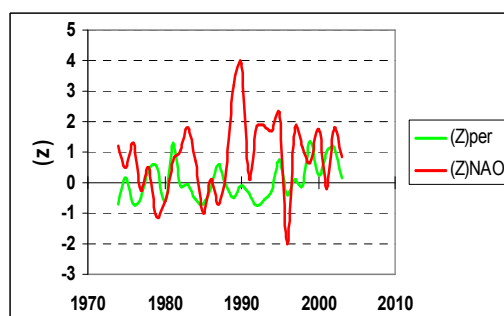
ماه ها	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	مه	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر	سالانه
میزان همبستگی بارش	-۰/۱۷	۰/۰۲	۰	-۰/۰۵	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۹	-۰/۱۸	-۰/۱	۰/۳۵	**۰/۵	۰/۰۶	۰/۳۴
میزان همبستگی دما	-۰/۰۴	-۰/۰۵	۰/۰۳	-۰/۱۵	-۰/۳۵	**۰/۴۵	-۰/۲۲	-۰/۳۳	-۰/۲۸	-۰/۲۳	*-۰/۴	-۰/۳	*-۰/۳۷

جدول ۴ ضریب همبستگی مقادیر فصلی NAO با میانگین بارش و دمای استاندارد شده فصلی منطقه پژوهش

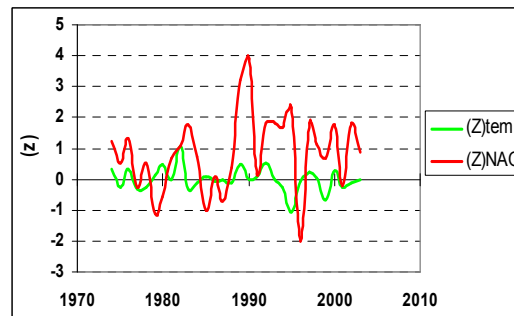
فصول	زمستان	بهار	تابستان	پاییز
میزان همبستگی بارش	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۲	۰/۱
میزان همبستگی دما	-۰/۰۲	-۰/۳۵	*-۰/۴۷	-۰/۲۷



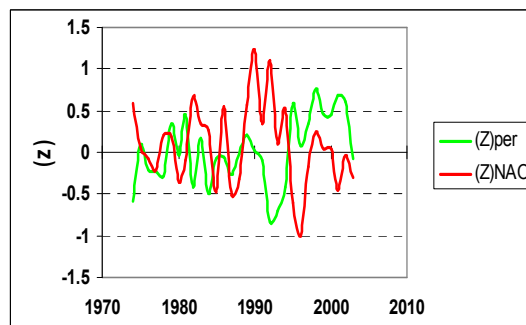
شکل ۱۰ تغییرات ضریب همبستگی ماهانه NAO با میانگین بارش و دمای استاندارد شده منطقه پژوهش



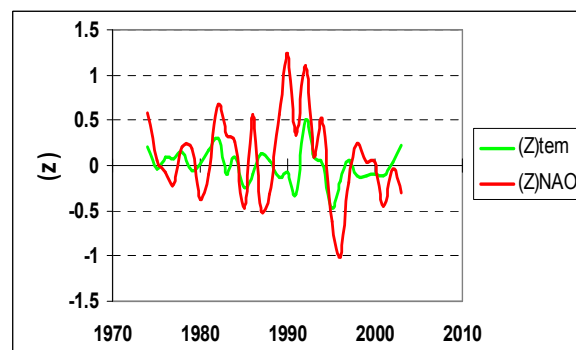
شکل ۱۱ نوسانات نمایه NAO و داده های استاندارد شده (Z) بارش فصل زمستان در منطقه پژوهش



شکل ۱۲ نوسانات نمایه NAO و داده‌های استاندارد شده (Z) دمای فصل زمستان در منطقه پژوهش



شکل ۱۳ نوسانات نمایه NAO و داده‌های استاندارد شده (Z) میانگین سالانه بارش منطقه پژوهش



شکل ۱۴ نوسانات شاخص NAO و داده‌های استاندارد شده (Z) میانگین سالانه دمای منطقه پژوهش

## نتیجه‌گیری

رخداد خشکسالی و ترسالی در مناطق مختلف جغرافیایی با نوسان در مقدار نمایه‌های جوی و اقیانوسی ارتباط دارد. سواحل جنوبی دریای خزر یکی از مناطقی است که تحت تأثیر عملگرهای منطقه‌ای و فرا منطقه‌ای گردش عمومی جو در فصول مختلف سال قرار دارد که یکی از مهمترین آن‌ها نوسان اطلس شمالی (NAO) است. طی بررسی ۱۷۸ ساله نمایه NAO مشخص است که این شاخص می‌تواند تغییرات مثبت یا منفی شدیدی را نشان دهد، به طوری که طی آن، محل استقرار و فشار مرکزی پرفشار آزرورز و کم فشار ایسلند به شدت دچار تغییر و نوسان گردد. زمان‌هایی که مقدار نوسان بیش از  $\pm 0.7$  باشد به عنوان قویترین تأثیرگذاری NAO (به صورت ارقام مثبت یا منفی) در نظر گرفته می‌شود.

در بررسی بارش و دمای ایستگاههای واقع در سواحل جنوبی دریای خزر طی دوره سی ساله (۱۹۷۴-۲۰۰۳) همزمان با فازهای مثبت و منفی NAO مشخص شد که فاز مثبت NAO با افزایش ۲/۵ هکتوپاسکالی پرفشار آزرورز و کاهش ۷ هکتوپاسکالی کم فشار ایسلند با افزایش بارش و کاهش دما در منطقه (شکل ۷)، و فاز منفی NAO با افزایش فشار ۴ هکتوپاسکالی کم فشار ایسلند و کاهش فشار ۱ هکتوپاسکالی پرفشار آزرورز با کاهش بارش و افزایش دما در منطقه خزری همراه بوده است (شکل های ۸ و ۹).

در مواقعی که کم فشار ایسلند به سمت شمال شرق اروپا و اسکاندیناوی جابجا می شود ناوه ای عمیق در شرق مدیترانه بوجود می آید (شکل ۹) که تا شمال شرق افریقا امتداد می یابد، این کم فشار با جابجای به سمت شرق در غرب و شمال غرب ایران قرار می گیرد که این حالت برای غرب و جنوب غرب ایران موجب ریزش بارش می شود ولی در سواحل جنوبی خزر در بیشتر مواقع سبب رخداد دوره خشک می شود.

نکته جالب توجه طی فاز مثبت NAO جابجایی پرفشار سیبری می باشد که همراه با قوی تر شدن کم فشار ایسلند این پرفشار نیز به سمت غرب جابجا می شود (شکل ۷، الف) و گاهی اوقات با پرفشارهای بندالی روی اورال (و اروپای مرکزی) ادغام می شود (در نوامبر ۱۹۸۲ نمایه NAO عدد  $+1/71$  می باشد) که در این حالت با جهت شمال شرقی سبب ریزش هوای سردتر بر روی دریای خزر و ایجاد بارش و کاهش دما در سواحل جنوبی آن می گردد (پرفشار سیبری در بروز دوره های خشک و مرطوب تاثیر گذار است به نحوی که اگر زبانه های این پرفشار به سمت شمال خزر و شرق اروپا سوق پیدا کنند همراه با سامانه های بندالی شرق اروپا یک کمربند پرفشاری وسیعی را بوجود می آورد که با جهت جریان شمال شرقی و شرقی روی خزر و ساحل جنوبی آن تاثیر گذار است. اما وقتی زبانه های پرفشار سیبری از طریق ایران و شمال عربستان با زبانه های پرفشار آزرورز پیوند بخورد، کمربند پرفشاری وسیعی را تشکیل می دهند که سراسر خزر را می پوشاند و جریانی روی خزر ایجاد نمی شود و اگر جریانی وجود داشته باشد جریان جنوب شرقی است که رطوبت را از سواحل جنوبی خزر دور می کند و سبب تشکیل دوره های خشک می گردد (منطقه در یال شمالی محور کمربند پرفشاری قرار می گیرد). در مجموع همبستگی بین NAO و آب و هوای غالب سواحل جنوبی دریای خزر، در اکثر مواقع (بیش از ۸۰ درصد) برای این منطقه ترسالی و هوای خنک تر (سردتر) انتظار می رود.

## منابع

- سایت اینترنتی NCEP NCAR
- عساکره، حسین، نوسانات اقیانوس اطلس شمالی، نشریه سپهر، دوره دوازدهم، شماره چهارم و هشتم، ۱۳۸۲.
- مرادی، حمید رضا، شاخص نوسانات اطلس شمالی و تأثیر آن بر اقلیم ایران، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۴۸، تابستان ۱۳۸۳.
- معصوم پور، جعفر، مطالعه سینوپتیکی خشکسالی های فراگیر در سواحل جنوبی دریای خزر، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، مهر ماه ۱۳۸۴.

- B.K. Brander and R. Mohn, Effect of the North Atlantic oscillation on recruitment of Atlantic cod (*Gadus morhua*), 2004, *Aquat.sci.* 61:1558-1564
- David Woolf and Michael Simples. The influence of the north Atlantic oscillation on sea level in the Mediterranean and the black sea derived from satellite, 2003.

- Fatemeh Malekifard and Parviz Rezazadeh. North Atlantic oscillation (NAO) and its effects on the temperature and precipitation over north-west of Iran, source internet.
- \* - F.B. Schwing. et. al, The Northern Oscillation Index (NOI): A new climate index for the northeast Pacific, Progress in Oceanography, 2002.
- \* - James W. Hurrell.et.al, The north Atlantic oscillation climatic significance and environmental impact, American Geophysical union, Washington DC, 2003.
- 10 - Gidon Eshel. for ecasting the North Atlantic oscillation using North Pacific surface pressure. Monthly weather review, vol.131,2003,1018-1025.
- HUANG Jianping.et al. temporal structure of the North Atlantic oscillation and its impact on the regional climate variability. Advances in Atmospheric sciences, vol. 23, No.1, 2006,23-32.
- Hurrell, J. w. decadal trends in the North Atlantic oscillation: regional temperature and precipitation, science, 269,676-679, 1995.
- Hurrell, J. W., Influence of variations in extra tropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperatures, Geophys. Res. Lett., 23, 665-668, 1996.
- JOHN Marshall, et al. A study of the interaction of the North Atlantic oscillation with Ocean circulation. Atmospheric sciences, 2001, 399-1421.
- Jones ,P. D., Wheeler, D., Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observation from Gibraltar and southwest Iceland .int.J.climatol.17,1433-1450,199.
- Maarten H. P. Ambaum .et. Al. the NAO troposphere-stratosphere connection, American meteorology society, 2002, 1969-1978.
- \* - Maria M. Holland, The North Atlantic oscillation-Arctic oscillation in the CCSM<sub>2</sub> and its influence on Arctic climate variability, American meteorology society, 2002, 2767-2781.
- Martin H. Visser. et al. The North Atlantic Oscillation: Past, Present, and future, 2001.
- Philip M. Nott, et. al, Influences of the El Nini/southern oscillation and the North Atlantic oscillation on aviaiv productivity in forest of the Pacific Northwest of North America, Global Ecology & Biogeography,2002,11,333-342.
- Peter The jll, et. al, on correlations between the North Atlantic oscillation: geopotential heights and geomagnetic activity, American geophysical union, 2003.
- Svetlana I. kuzmina, et. al, The North Atlantic oscillation and greenhouse-gas forcing, source of internet, 2002.
- Timothy J. Osborn, et al. Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model, 1999.
- Tin Osborn: North Atlantic Oscillation index data, 2005.
- [www. weather. ir](http://www.weather.ir)

\*- مقاله‌هایی که با ستاره مشخص شده اند جهت مطالعه بیشتر در این راستا می باشد.