

## اثرات نوسان اطلس شمالی بر ناهنجاری تراز میانی جو و بارش ایران (مطالعه موردی: غرب ایران)

دریافت مقاله: ۹۶/۳/۲۰ پذیرش نهایی: ۹۶/۹/۲۵

صفحات: ۳۵-۱۹

میثم طولابی نژاد<sup>۱</sup>، دانشجوی دکتری آب و هواشناسی دانشگاه خوارزمی، تهران.

Meysam.toulabi@gmail.com

زهره حجازی زاده، استاد گروه آب و هواشناسی، دانشگاه خوارزمی تهران.

hejazizadeh@tmu.ac.ir

عاطفه بساک، دانشجوی کارشناسی ارشد آب و هواشناسی، دانشگاه خوارزمی، تهران.

bosak.a.69@gmail.com

نسرین بزمی، دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد نور.

Bazmi.nasrin45@yahoo.com

### چکیده

هدف از این تحقیق بررسی اثرات نوسان اطلس شمالی بر تغییرات تراز میانی جو و در نتیجه ریزش‌های غرب کشور می‌باشد. جهت انجام این کار، ابتدا داده‌های بارش ماهانه ۱۷ ایستگاه سینوپتیک منتخب غرب کشور در بازه‌ی زمانی ۳۰ ساله از سال‌های ۱۹۸۴ تا ۲۰۱۴ از سازمان هواشناسی کشور اخذ شد. همچنین داده‌های پیوند از دور نوسان اطلس شمالی و داده‌های ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل، فشار تراز دریا و بارش از سایت NOAA دریافت گردید. برای مشخص شدن ارتباط بین دو فاز شاخص NAO با بارش غرب ایران از ضریب همبستگی پیرسون در سطح حداقل معنی‌داری ۹۵ درصد، ( $P\_value = 0.05$ ) استفاده شد. در نهایت با استفاده از نقشه‌های سینوپتیک، ارتباط فضایی بین داده‌ها، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. نتایج گویای آن بود که بین تغییرات نوسان اطلس شمالی با ناهنجاری ارتفاع تراز میانی جو و میزان بارش‌های غرب ایران در چهار ماه ژانویه، مارس، آوریل و نوامبر ارتباط و همزمانی وجود دارد. نتایج نشان داد که، در زمان حاکمیت فاز مثبت نوسان اطلس شمالی، میانگین ناهنجاری ارتفاع تراز میانی جو در نیمه غربی ایران ۱۷ متر کم‌تر از بلندمدت می‌شود و میانگین بارش در هر ماه ۲۳/۵ میلی‌متر افزایش یافته و ترسالی حاکم شده؛ اما زمانی که حاکمیت با فاز منفی باشد، ناهنجاری ارتفاع تراز میانی جو به‌طور میانگین ۲۰ متر بیشتر از نرمال است، در نتیجه خشک‌سالی غرب کشور را فرا خواهد گرفت و بارش این منطقه هر ماه با کاهش ۳۰ میلی‌متری روبرو خواهد شد. در کل می‌توان گفت که خشک‌سالی‌های همزمان با فاز منفی بسیار شدیدتر از ترسالی‌های ناشی از فاز مثبت نوسان اطلس شمالی بوده است.

کلیدواژه‌گان: شاخص NAO، بارش، خشک‌سالی، ناهنجاری، تراز میانی جو.

## مقدمه

الگوهای پیوند از دور معرف تغییرات کلانی است که در الگوی امواج جوی و رودبادهای رخ می‌دهد و بر الگوی دما، بارش، مسیر رگبارها و موقعیت و شدت رودبادهای قلمروهای وسیع تأثیر می‌گذارد. به همین دلیل الگوهای پیوند از دور موجب ناهنجاری‌هایی هستند که همزمان در نواحی ظاهراً بسیار دور از هم دیده می‌شوند (اکبری و مسعودیان، ۱۳۹۱:۲۱). از جالب‌ترین نمونه‌های این سازوکار می‌توان به نوسانات اطلس شمالی اشاره نمود. این پدیده، نوسان دینامیکی در جرم جو بین پرفشار مجاور مداری و کم‌فشار قطبی است که مراکز عمل آن در ریکیاویک و استکهلم (مرکز کم‌فشار قطبی) و پونتادلگادا در آزور تا لیسبون پرتغال و جبل‌الطارق در شبه‌جزیره ایبری (مرکز پرفشار مجاور مداری) واقع شده است (نیکجو و قویدل رحیمی، ۱۳۸۵: ۳۴). این نوسان از عوامل تغییرپذیری اقلیم کره‌ی زمین و الگوی پایدار از تغییرات گردش عمومی جو است (مارتین و همکاران<sup>۲</sup>، ۲۰۰۱: ۳۴۹۵). یکی از عوامل مؤثر و تعیین‌کننده در شرایط اقلیمی ایران، فعالیت دو مرکز کم‌فشار ایسلند و پرفشار آزور می‌باشد. چگونگی فعالیت این دو سیستم فشاری در ارتباط با یکدیگر، شاخص نوسان اطلس شمالی نامیده می‌شود (مرادی، ۱۳۸۳: ۱۸) که نوسانی نصف‌النهاری در جرم جو است که مرکز عمل آن در مجاورت ایسلند و بر روی منطقه جنب حاره (از آزور تا شبه‌جزیره ایبری) واقع شده است. اگر به هنگام کاهش ناهنجاری‌های کم‌فشار ایسلند و سراسر شمالگان، پرفشاری قوی‌تر از حد معمول در فاز مثبت قرار بگیرد. در چنین وضعیتی افزایش NAO در آزور ایجاد می‌گردد. اختلاف فشار جریانات شدید جوی را به شمال اطلس می‌راند و موجب ظهور زمستانی گرم و مرطوب در اروپا (به‌ویژه در اروپای شمالی) و شرایط سرد و خشک در شمال کانادا و گرینلند می‌گردد. در فاز منفی نیز یک مرکز پرفشار ضعیف‌تر از حد معمول در جنب حاره ایجاد می‌شود. در این هنگام کم‌فشار ایسلند ضعیف‌تر از حد معمول خود است؛ بنابراین کاهش گرادیان فشار به دنبال خود، جریانات ضعیف‌تر را به همراه خواهد آورد. در این وضعیت هوای مرطوب به‌سوی مدیترانه و هوای سرد به سمت شمال اروپا منتقل می‌شود (اشل و همکاران<sup>۳</sup>، ۲۰۰۰: ۳۸۱۸). اقلیم‌شناسان تأثیرپذیری از پدیده NAO را جزء ویژگی‌های اصلی رژیم‌های اقلیم مدیترانه‌ای و جنب مدیترانه‌ای در نظر گرفته‌اند (سانتوس و همکاران<sup>۴</sup>، ۲۰۰۵: ۳۳). با توجه به اینکه الگوهای پیوند از دور منعکس‌کننده‌ی تغییرات در مقیاس وسیع در امواج اتمسفری و موقعیت رودبادهای بوده و بر درجه حرارت، بارش، مسیر طوفان‌ها و موقعیت و شدت رودباد بر روی مناطق وسیع تأثیر می‌گذارند، بررسی اثر این نوسانات بخصوص جهت پیش‌بینی و برنامه‌ریزی‌های مربوط به مدیریت منابع آب، انرژی و مخاطرات طبیعی که هر ساله ایران با آن دست به‌گریبان است ضروری به نظر می‌رسد.

تاکنون تحقیقات زیادی درباره‌ی اثرات نوسان اطلس شمالی بر عناصر اقلیمی به رشته تحریر درآمد است، اما در زمینه اثر این نوسان بر ناهنجاری تراز میانی جو کمتر پرداخته شده است. از جمله این تحقیقات می‌توان به کارهای هایدی و همکاران<sup>۵</sup> (۲۰۰۰)، اشاره نمود که به مطالعه‌ی نفوذ شاخص نوسان اطلس شمالی در رودخانه

2. marten et al
3. Eshel et al
4. Santos et al
5. Heidi et al

دجله و فرات پرداختند. نتایج مطالعات آنها نشان داد که به‌طور کلی شرایط بارش و دمای زمستانه در ترکیه (دسامبر تا مارس) تحت تأثیر تغییرات درون سالی آب و هوایی بر روی رودخانه دجله و فرات به‌عنوان یک منبع تأمین‌کننده آب در مناطق ترکیه، سوریه و عراق قرار دارد. تغییرات مشاهده‌شده در رودخانه دجله و فرات نشان داد که با شاخص NAO و اقیانوس اطلس در ارتباط است؛ و بر روی سری‌های زمانی بارش و دمای ترکیه نشان داد که روند کاهشی در طول دهه ۱۹۸۰ مشاهده‌شده که با فاز مثبت شاخص NAO در آن زمان در ارتباط است. مطالعه‌ی جامعی که در خصوص تغییرات ناشی از NAO توسط شاهابار و همکاران<sup>۶</sup> (۲۰۰۱)، انجام‌گرفته است نشان می‌دهد که غالباً در فازهای منفی NAO در کشورهای اطراف مدیترانه (غرب و شمال غرب کشور) افزایش بارش رخ می‌دهد، اما در این زمینه یک استثنا وجود دارد و آن وقوع پدیده‌ی بلوکی‌نگ است که مانع خلی برای مقدار بارش مورد انتظار در هر دو فاز است. کولن و همکاران<sup>۷</sup> (۲۰۰۲)، اثرات تغییرات دمای سطح آب و نوسانات اطلس شمالی بر خشک‌سالی هیدرولوژیک رودخانه دجله و فرات و اقلیم خاورمیانه را بررسی کردند. دیاز و رودریگو<sup>۸</sup> (۲۰۰۳)، با مطالعه ارتباط بین شاخص NAO و بارندگی در جنوب اسپانیا نشان دادند که ماه‌های پر باران در منطقه مورد مطالعه با فازهای منفی NAO و ماه‌های خشک ناحیه مذکور با فاز مثبت NAO کاملاً مطابقت دارند. میستری و کانوی<sup>۹</sup> (۲۰۰۳)، نقش NAO در نوسانات بارش حوضه‌های آبریز منتهی به دریاچه (ویکتوریا) و تغییرات سطح آب دریاچه‌ی مذکور را مورد بررسی قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که NAO نقشی اساسی در میزان دریافت بارش در شرق آفریقا و به‌تبع آن در تغییرات سطح پهنه‌های آبی منطقه خصوصی دریاچه‌ی ویکتوریا دارد. ماتیا سوفسکی<sup>۱۰</sup> (۲۰۰۳)، طی مطالعه‌ای در مجارستان ارتباط NAO و بارش ماه‌های زمستان را بررسی کرده و نشان دادند که هنگام خشک‌سالی، پدیده‌ی NAO در فاز گرم و هنگام ترسالی، در فاز سرد قرار دارند. بر این اساس بین بارش‌های زمستانی مجارستان و شاخص NAO همبستگی قوی و منفی وجود دارد که درباره‌ی دمای زمستان نیز صدق می‌کند. تورکس و ارلات<sup>۱۱</sup> (۲۰۰۵)، طی مطالعه‌ای نشان دادند که یک همبستگی منفی بین تغییرات شاخص نوسان اطلس شمالی و بارش فصل زمستان ترکیه وجود دارد، به‌طوری‌که فاز منفی الگوی NAO توأم با افزایش بارش زمستانه و کاهش دما و فاز مثبت آن موجب کاهش بارش، افزایش دما و ظهور خشک‌سالی زمستانی در سراسر ترکیه شده است. ماسی و همکاران<sup>۱۲</sup> (۲۰۱۰)، نشان دادند که جریان رودخانه سن طی دوره (۱۹۵۰-۲۰۰۸) از روند افزایشی معنی‌داری برخوردار بوده است. با مقایسه میان تغییرات شاخص نوسان اطلس شمالی (NAO) و ناهنجاری‌های جریان سالانه سن تشخیص داده شد که NAO و جریان سالانه روند بسیار مشابهی با هم داشته است، با توجه به این مسئله نتیجه گرفتند که میان NAO و فرآیند آب‌شناختی این منطقه رابطه احتمالی وجود دارد و تأثیر علائم NAO بر دبی رودخانه سن قوی می‌باشد.

6. Shahabbar et al

7. Cullen et al

8. Diaz &amp; Rodrigo

9. Mistry and Conway

10. Matyasovszky

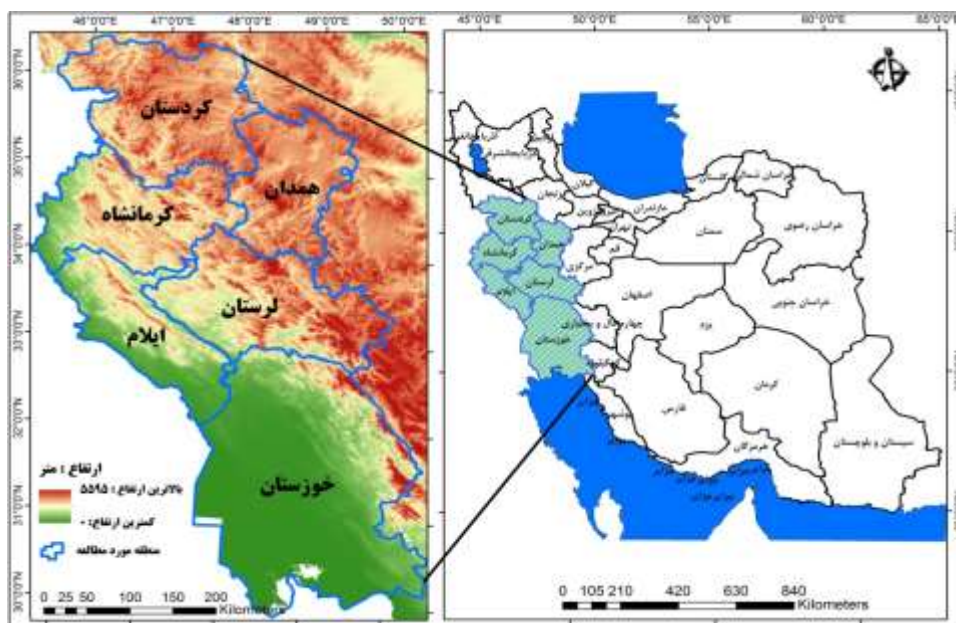
11. Turkes, M, Erlat,

12. Massei et al

در ایران نیز می‌توان به مطالعات فراوانی از جمله: تحقیق مرادی (۱۳۸۳)، اشاره کرد. ایشان شاخص نوسانات اطللس شمالی و تأثیر آن بر اقلیم ایران را بررسی کرد و به این نتیجه رسید که NAO شدید در زمستان با افزایش بارش و کاهش دما در اغلب مناطق کشور همراه است. صلاحی و همکاران (۱۳۸۶)، در پژوهشی تحت عنوان ارتباط نوسان‌های گردش جوی- اقیانوسی اطللس شمالی با خشک‌سالی‌های آذربایجان شرقی، طی یک دوره‌ی آماری ۴۳ ساله با روش آماری تحلیلی به این نتیجه دست یافتند که بین بارش سالیانه‌ی ایستگاه‌های تبریز، اهر و جلفا با شاخص نوسانات اطللس شمالی همبستگی منفی ضعیف و معنی‌داری خصوصاً در خشک‌سالی‌ها و ترسالی‌های فراگیر وجود دارد. خوش‌اخلاق و همکاران (۱۳۸۶)، تأثیر نوسانات اطللس شمالی بر رژیم بارش و دمای سواحل جنوبی دریای مازندران را بررسی کردند. در این پژوهش، با استفاده از آزمون‌های همبستگی، مشخص شد که فاز مثبت NAO با دوره‌های افزایش بارش و کاهش دما و فاز منفی شاخص مزبور با دوره‌های کاهش بارش و افزایش نسبی دما همزمان است. صلاحی و همکاران (۱۳۸۶)، نیز در تحقیقی دریافتند که شاخص نوسان اطللس شمالی با بارش تعدادی از ایستگاه‌های سینوپتیک استان آذربایجان شرقی دارای همبستگی ضعیف و معنی‌دار است. یاراحمدی و عزیز (۱۳۸۶)، معتقدند که ارتباط نوسان اطللس شمالی با بارش زمستانه ایران بیشتر از سایر فصول است. صلاحی و حاجی‌زاده (۱۳۹۲)، رابطه‌ی زمانی نوسان اطللس شمالی و شاخص‌های دمای سطحی اقیانوس اطللس با تغییرپذیری بارش و دمای لرستان را مورد مطالعه قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که شاخص نوسان اطللس شمالی در ماه‌های سرد همبستگی بیشتری با بارش و دمای ایستگاه‌های مطالعه شده دارند. فاز مثبت آن با خشک‌سالی‌های الیگودرز و ترسالی‌های بروجرد ارتباط دارد. سلیقه و همکاران (۱۳۹۲)، ارتباط الگوی پیوند از دور نوسانات جوی - اقیانوسی نیمکره شمالی با خشک‌سالی‌های استان فارس را برای بازه‌ی زمانی ۲۸ ساله (۲۰۰۵-۱۹۷۸) بررسی کردند که نتایج حاصل از آن بدین صورت بود که: بین خشک‌سالی‌های استان فارس و فازهای نوسان اطللس شمالی به صورت همزمان، فقط در ایستگاه آبادیه رابطه معنی‌دار وجود دارد و در سایر ایستگاه‌ها ارتباط معنی‌داری وجود ندارد. در مجموع ماه می (اردیبهشت) در تأخیرهای مختلف در تمامی ایستگاه‌ها بیشترین فراوانی و هماهنگی را با شاخص NAO دارا می‌باشد. خدافل و همکاران (۱۳۹۲)، به این نتیجه رسیدند که در برخی از ایستگاه‌ها، فاز مثبت نوسان اطللس شمالی با افزایش بارش همراه است. طی مطالعاتی که سبحانی و همکاران (۱۳۹۳)، درباره‌ی ارتباط NAO با میانگین، حداکثر و حداقل دمای ماهانه شمال غربی ایران با روش تحلیل آماری و تهیه‌ی نقشه انجام دادند و به این نتیجه رسیدند که: شاخص NAO در تمام ایستگاه‌های موردبررسی با دمای هوا دارای همبستگی منفی است. بیشترین میزان همبستگی این شاخص با دماهای میانگین ماهانه و کمترین همبستگی با حداقل دمای ماهانه بوده است. شیرمحمدی و همکاران (۱۳۹۰)، غلام پورراد و نصرافهانی (۱۳۹۳)، نصیری و همکاران (۱۳۹۴)، قویدل‌رحیمی و همکاران (۱۳۹۴)، نیز در این باره به تحقیق پرداخته‌اند. با توجه به اهمیت اثر الگوی پیوند از دور NAO بر بارش به عنوان مهم‌ترین مولفه اقلیمی در کشوری نظیر ایران که در منطقه‌ی خشک از کره‌ی زمین واقع شده است، این تحقیق، با هدف بررسی اثر نوسان اطللس شمالی بر روی ناهنجاری‌های تراز میانی جو و در نتیجه رخداد بارش در غرب کشور به انجام رسید.

## موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه با وسعتی بیش از ۱۸۵۰۰۰ کیلومترمربع در نیمه غربی ایران بین ۵۰'، ۲۹° و ۴۵'، ۳۶° عرض شمالی از خط استوا و ۳۰'، ۴۵° و ۲۵'، ۵۰° طول شرقی از نصف‌النهار گرینویچ قرار دارد. این منطقه شامل جلگه خوزستان و مناطق زاگرس مرکزی و شمالی است که از ۰ تا ۴۰۵۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. در جنوب با پهنه آبی خلیج فارس و کشور کویت هم مرز است؛ از شمال به استان‌های زنجان و آذربایجان غربی، از شرق با حوضه مرکزی، قزوین، منطقه بختیاری و کهگیلویه، و از غرب با کشور عراق همسایه است (شکل ۱).



شکل (۱) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

## داده و روش کار

در این تحقیق از دودسته داده؛ شامل داده‌های مربوط به بارش ماهانه ۱۷ ایستگاه سینوپتیک غرب کشور (جدول ۱) و داده‌های مربوط به الگوی پیوند از دور نوسان اطلس شمالی استفاده گردید. داده‌های بارش ماهانه در بازه‌ی زمانی ۳۰ ساله (سال‌های ۱۹۸۴ تا ۲۰۱۴) از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید. همچنین داده‌های مربوط به شاخص نوسان اطلس شمالی (NAO)، فشار سطح دریا (SLP<sup>۱۳</sup>)، آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل (hgt) و آنومالی بارش از تارنمای NOAA اخذ گردید.

<sup>13</sup>-Sea Level Pressure(SLP).

جدول (۱) مشخصات ایستگاه های مورد مطالعه

ایستگاه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا (متر)
آبادان	۳۰،۲۲	۴۸،۱۵	۷
اهواز	۳۱،۲۰	۴۸،۴۰	۲۳
الیگودرز	۳۲،۲۴	۴۹،۴۲	۲۰۲۲
بیجار	۳۵،۵۲	۴۷،۳۷	۱۸۸۳
بروجرد	۳۲،۵۵	۴۸،۴۵	۱۶۲۶
دهلران	۳۲،۴۱	۴۷،۱۶	۲۳۲
دزفول	۳۲،۲۴	۴۸،۲۳	۱۴۳
اسلام آباد	۳۴،۰۷	۴۶،۲۸	۱۳۴۹
همدان	۳۴،۵۲	۴۸،۳۲	۱۷۴۲
نوزه همدان	۳۵،۱۲	۴۸،۴۳	۱۶۸۰
ایلام	۳۳،۳۸	۴۶،۲۶	۱۳۳۷
کنگاور	۳۴،۳۰	۴۷،۵۹	۱۴۶۸
کرمانشاه	۳۴،۲۱	۴۷،۰۹	۱۳۱۹
خرم آباد	۳۲،۲۶	۴۸،۱۷	۱۱۴۸
سقز	۳۶،۱۵	۴۶،۱۶	۱۵۲۳
سنندج	۳۵،۲۰	۴۷	۱۳۷۳
سرپل ذهاب	۳۴،۲۷	۴۵،۵۲	۵۴۵

اصولاً رفتار سیستم‌های هواشناسی در منطقه اقیانوس اطلس تحت تأثیر سیستم‌های کم‌فشار ایسلند و پرفشار آزور می‌باشد. نوسان اطلس شمالی عبارت است از یک فرآیند الاکنگی بین میدان جرم و فشار ایستگاه‌های هواشناسی ایسلند و آزور یا جبل الطارق به یک نوسان نصف‌النهاری در جو که مرکز آن در کم‌فشار جنب قطبی (نزدیکی ایسلند) و نیز بر روی منطقه جنب حاره قرار دارد. عمومی‌ترین شاخص NAO برپایه اختلاف فشار بهنجار شده دریا بین این دو منطقه بنا نهاده شده که معادله آن بدین صورت است:

$$NAO\ Index = SLP(Azores\ High) - SLP(Iceland\ Low)$$

ابتدا جهت مشخص شدن ارتباط بین دو فاز مثبت و منفی شاخص NAO با بارش غرب ایران از ضریب همبستگی پیرسون در سطح حداقل معنی‌داری،  $0/95$  (P\_value = 0.05) استفاده گردید. در ادامه برای تبیین تفاوت معنی‌داری بین میزان بارش ماهانه هر یک از ایستگاه‌ها و سال‌های با حاکمیت فاز مثبت و فاز منفی (جدول ۲)، ماه‌هایی که دارای همبستگی معنی‌داری با میزان بارش داشتند جدا گردید (برای مقایسه پذیر شدن داده‌های بارش و شاخص NAO از آماره استاندارد Z استفاده گردید)، در نهایت جهت اثبات ارتباط موجود بین داده‌ها، نقشه‌های ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ (برحسب متر)، بارش ماهانه (برحسب سانتی‌متر در ماه) و فشار سطح دریا (برحسب هکتوپاسکال)، طی دو فاز مذکور ترسیم و بر روی آن‌ها تحلیل

انجام گرفت تا مشخص گردد که در هنگام فازهای منفی و مثبت نوسان اطلس شمالی، ارتفاع تراز مدیترانه با چه تغییراتی مواجه بوده است.

جدول (۲) سال‌های با حاکمیت فازهای مثبت و منفی شاخص نوسان اطلس شمالی (NAO)

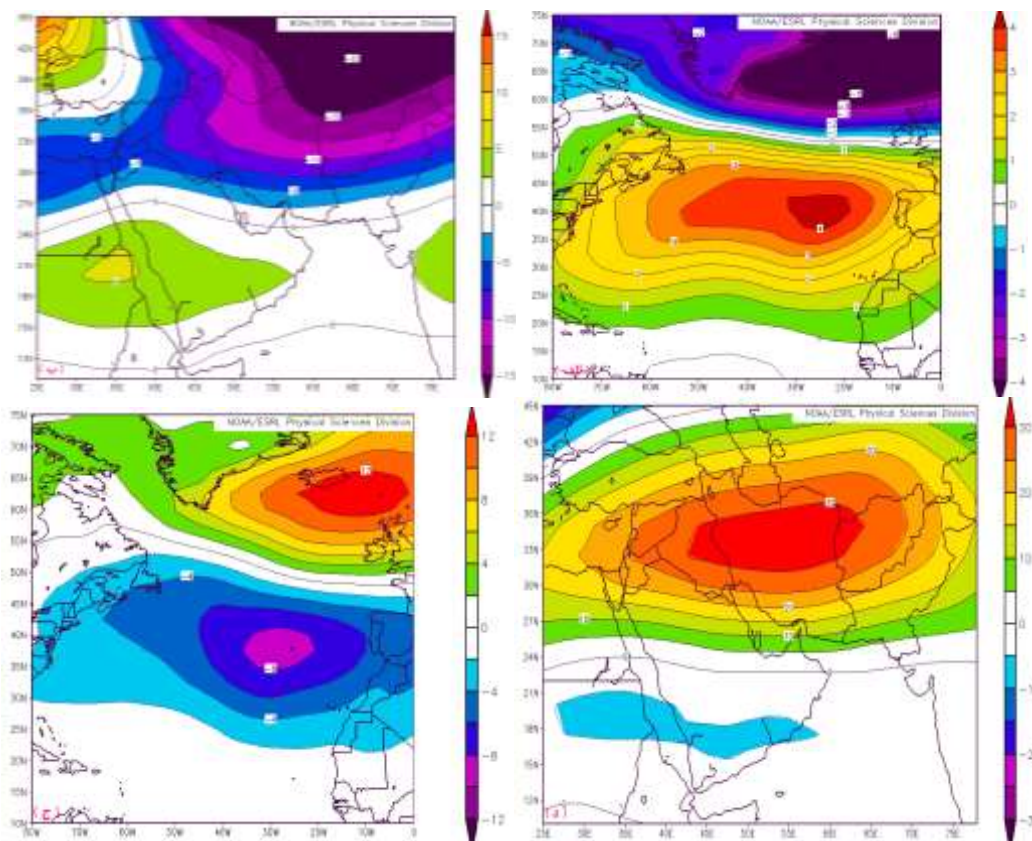
ماه نوامبر		ماه آوریل		ماه مارس		ماه ژانویه	
سال‌های خشک (فاز منفی)	سال‌های تر (فاز مثبت)	سال‌های خشک (فاز منفی)	سال‌های تر (فاز مثبت)	سال‌های خشک (فاز منفی)	سال‌های تر (فاز مثبت)	سال‌های خشک (فاز منفی)	سال‌های تر (فاز مثبت)
۲۰۱۰	۱۹۹۳	۱۹۸۸	۲۰۱۱	۲۰۰۵	۱۹۸۹	۱۹۸۷	۱۹۹۳
۱۹۹۵	۱۹۸۶	۲۰۰۸	۱۹۹۰	۲۰۱۳	۱۹۸۶	۲۰۱۰	۲۰۰۵
۲۰۰۰	۲۰۱۱	۱۹۹۷	۱۹۸۷	۲۰۰۶	۱۹۹۰	۲۰۱۱	۲۰۰۶
۱۹۹۷	۱۹۹۲	۱۹۹۹	۱۹۹۲	۲۰۰۱	۱۹۹۷	۱۹۹۷	۲۰۱۲
۲۰۱۲	۲۰۱۳	۱۹۹۵	۲۰۰۶	۲۰۱۰	۲۰۰۷	۲۰۰۴	۱۹۸۹
۱۹۹۶	۲۰۰۳	۲۰۱۰	۲۰۰۲	۱۹۹۶	۲۰۱۲	۱۹۹۲	۱۹۸۶
۱۹۸۸	۲۰۰۴	۱۹۹۸	۲۰۰۴	۱۹۹۱	۱۹۹۴	۱۹۹۶	۱۹۹۰
۲۰۰۸	۲۰۱۴	۱۹۸۶	۱۹۹۴	۱۹۸۸	۱۹۹۵	۲۰۰۹	۱۹۹۴
۲۰۰۵	۱۹۹۹	۲۰۰۵	۱۹۹۳	۲۰۰۸	۲۰۰۴	۲۰۰۳	۱۹۸۸
۱۹۹۸	۱۹۹۴	۲۰۰۹	۲۰۱۳	۱۹۸۷	۱۹۹۸	۲۰۰۷	۱۹۹۵
۱۹۹۰	۲۰۰۱	۲۰۰۳	۲۰۱۲	۱۹۹۹	۱۹۹۲	۲۰۰۱	۲۰۰۸
۲۰۰۲	۲۰۰۷	۱۹۹۶	۲۰۱۴	۲۰۰۳	۲۰۱۴	۲۰۱۴	۱۹۹۱
۲۰۰۹	۱۹۹۱	۲۰۰۰	۱۹۹۱		۲۰۰۲	۲۰۱۳	۱۹۹۹
	۲۰۰۶	۲۰۰۱	۱۹۸۹		۱۹۹۳	۱۹۹۸	
	۱۹۸۷		۲۰۰۷		۲۰۱۱		
					۲۰۰۹		

### یافته‌های تحقیق

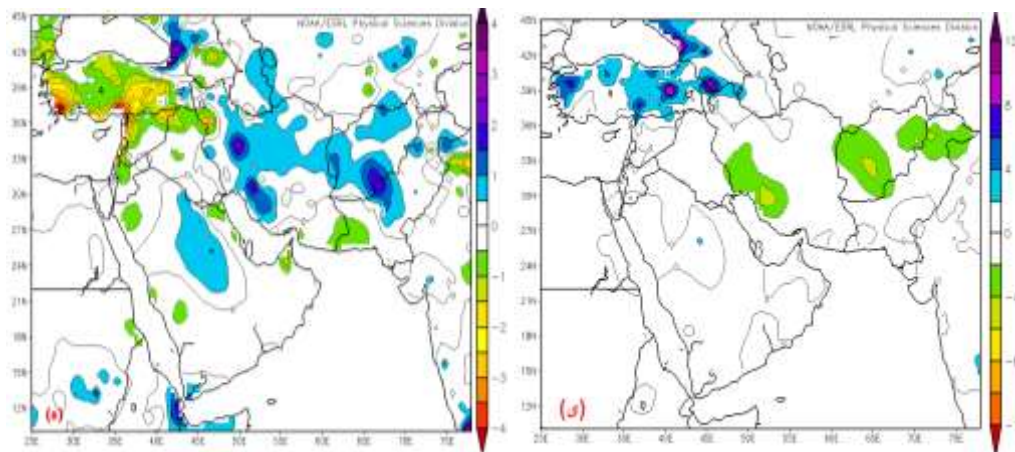
#### ماه ژانویه

همان‌طور که از نقشه‌های ناهنجاری فشار سطح دریا (SLP) در ماه ژانویه پیداست، در طول حاکمیت فاز مثبت نوسان اطلس شمالی (NAO) فشار منطقه‌ی آزور بین ۴ تا ۵ هکتوپاسکال از حالت عادی بیشتر شده است؛ یعنی در طی این مدت پرفشار آزور قوی‌تر از حالت بلندمدت خود می‌باشد. همچنین مرکز کم‌فشار ایسلند بین ۵ تا ۶ هکتوپاسکال کمتر از بلندمدت خود بوده است. این بدان معناست که در طی فاز مثبت NAO، این کم‌فشار در حالت تقویت به سر می‌برد (شکل ۲ الف). در این شرایط هم‌زمان با قوی‌تر شدن فاز مثبت NAO در منطقه‌ی اطلس شمالی؛ ارتفاع تراز مدیترانه بر روی غرب ایران نیز ۱۵ متر کم‌تر از حالت نرمال خود در طی سال‌های مورد مطالعه شده است (شکل ۲ ب). در نتیجه واگرایی در سطوح میانی جو تشدید شده و به تشکیل ابر و تراکم بخار آب و تشکیل سامانه‌های بارشی با رطوبت بسیار می‌انجامد؛ بنابراین طی فاز مثبت NAO بارش در منطقه مورد مطالعه بین ۱۵ تا ۳۰ میلی‌متر در ماه افزایش داشته است (شکل ۲ ه). ولی در طی حاکمیت فاز منفی NAO، آنومالی فشار سطح دریا (SLP) در منطقه‌ی آزور بین ۸ تا ۱۰ هکتوپاسکال کمتر از حالت عادی خود شده است؛ یعنی در این مدت‌زمان، پرفشار آزور ضعیف‌تر از حالت بلندمدت خود می‌باشد. در طی این مدت فشار هسته‌ی مرکزی کم‌فشار ایسلند بین ۱۲ تا ۱۴ هکتوپاسکال بیشتر از بلندمدت

خود می‌باشد؛ یعنی در طی فاز منفی NAO، این کم‌فشار در حالت تضعیف قرار دارد (شکل ۲ ج). همزمان با فاز منفی در اطلس شمالی، ارتفاع تراز میانی جو ۳۵ متر بیشتر از حالت نرمال شده است و جو منطقه پرفشارتر از حالت عادی خود می‌باشد؛ بنابراین در طی این شرایط، کم‌فشار (کم ارتفاع) ضعیف‌تر شده است و سامانه‌ی بارش‌زا نیز کم‌تر به منطقه مورد مطالعه نفوذ می‌کنند (شکل ۲ د). همزمان با حاکمیت فاز منفی NAO در طی ژانویه، میانگین بارش در غرب کشور بین ۲۰ تا ۵۰ میلی‌متر در ماه کمتر از میانگین بلندمدت خود شده است (شکل ۲ ی).



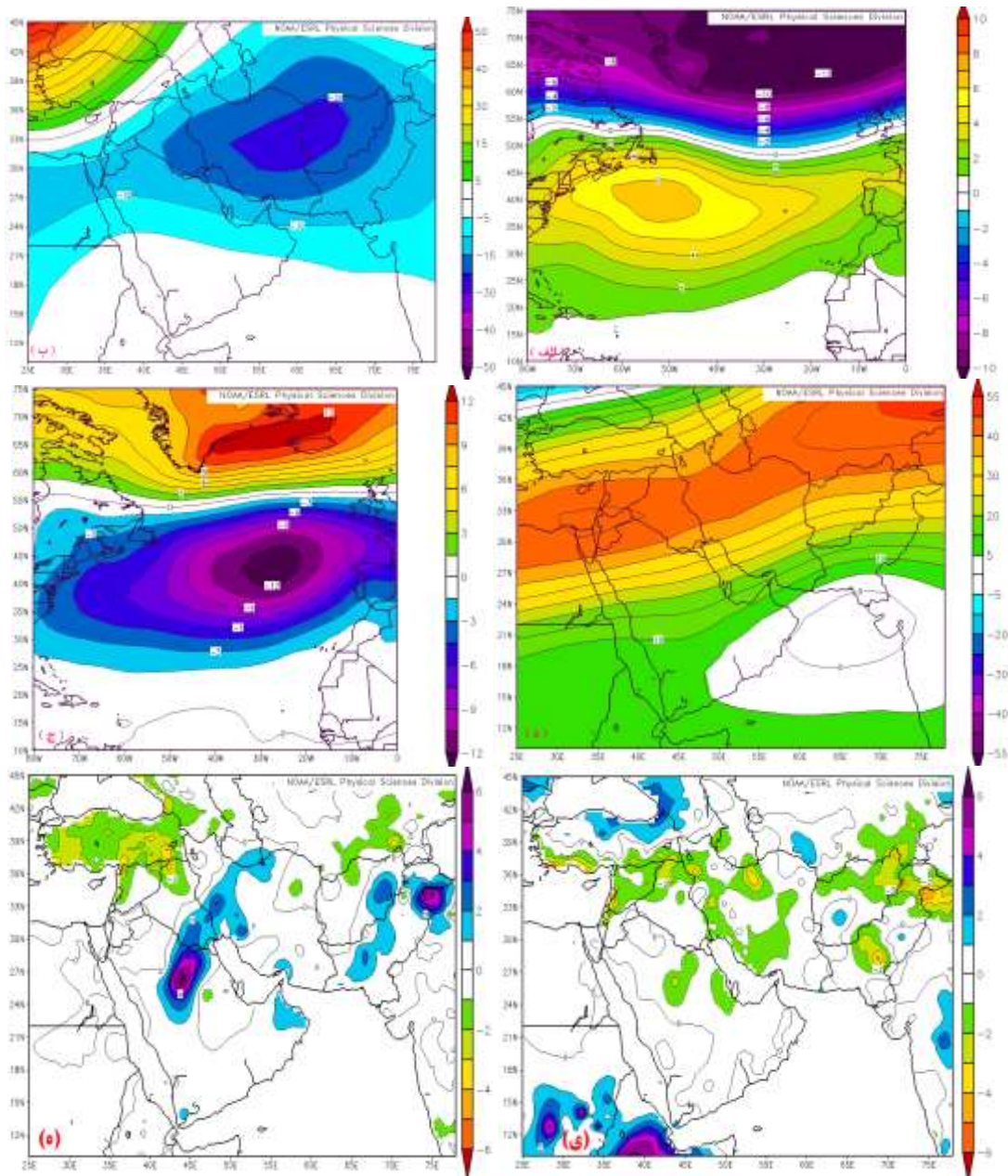




شکل (۲) ماه ژانویه: (الف) آنومالی فشار سطح دریا در طی فاز مثبت (برحسب هکتوپاسکال)؛ (ب) آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل طی فاز مثبت (برحسب متر)؛ (ج) آنومالی فشار سطح دریا در طی فاز خشک‌سالی؛ (د) آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل طی فاز خشک‌سالی؛ (ه) بارش فاز مثبت (سانتی‌متر)؛ (ی) بارش فاز منفی (سانتی‌متر)

### ماه مارس

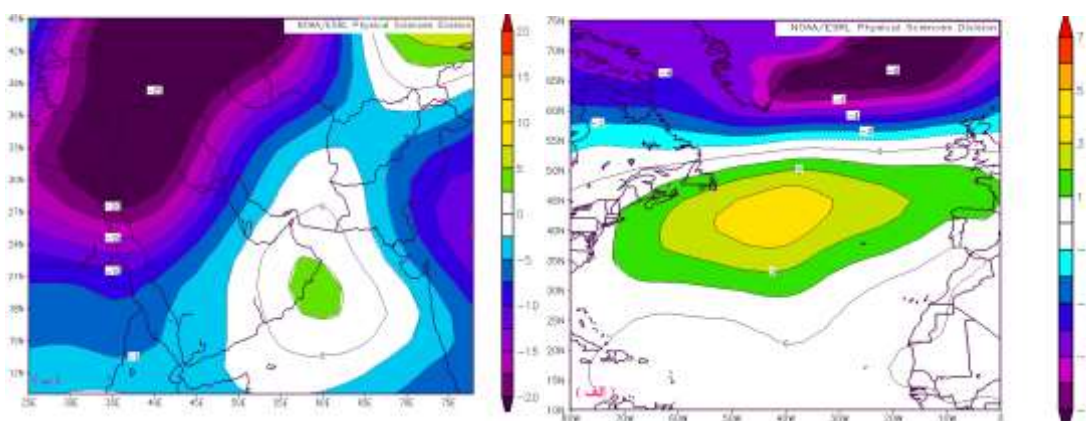
بررسی نقشه‌های ناهنجاری فشار سطح دریا (SLP) در ماه مارس نشان داد، در طول حاکمیت فاز مثبت نوسان اطلس شمالی (NAO) فشار منطقه‌ی آזור بین ۶ تا ۷ هکتوپاسکال از حالت عادی بیشتر شده است؛ یعنی در طی این مدت پرفشار آזור قوی‌تر از حالت بلندمدت خود می‌باشد. همزمان مرکز کم‌فشار ایسلند بین ۱۲ تا ۱۳ هکتوپاسکال کمتر از بلندمدت خود شده و این دو مراکز فشار در حالت تقویت به سر می‌برند (شکل ۳ الف). در این شرایط همزمان با قوی‌تر شدن فاز مثبت NAO در منطقه‌ی اطلس شمالی، ارتفاع تراز مدیترانه بر روی غرب ایران نیز بین ۲۰ تا ۲۵ متر بیشتر از حالت نرمال خود در طی سال‌های مطالعه شده است (شکل ۳ ب). در نتیجه شرایط برای ورود سامانه‌ی بارش‌زا به کشور مهیا گشته و در تراز بالا نیز واگرایی در سطوح میانی جو تشدید شده و به تشکیل ابر و تراکم بخار آب و تشکیل سامانه‌های بارشی با رطوبت بسیار می‌انجامد؛ بنابراین طی فاز مثبت نوسان اطلس شمالی بارش در حوضه مورد مطالعه بین ۲۵ تا ۳۰ میلی‌متر در ماه با افزایش روبرو شده است (شکل ۳ ه)؛ ولی در طی حاکمیت فاز منفی، ناهنجاری فشار سطح دریا (SLP)، در منطقه‌ی آזור بین ۱۲ تا ۱۳ هکتوپاسکال کمتر از حالت عادی خود شده است؛ یعنی در این مدت زمان، پرفشار آזור ضعیف‌تر از حالت بلندمدت می‌باشد. در طی این مدت هسته‌ی مرکز کم‌فشار ایسلند بین ۱۲ تا ۱۳ هکتوپاسکال بیشتر از بلندمدت بوده؛ یعنی در طی این فاز، مراکز فشار موثر در حالت تضعیف قرار گرفته اند (شکل ۳ ج). همزمان با فاز منفی در اطلس شمالی، ارتفاع تراز میانی جو بین ۳۵ تا ۴۰ متر بیشتر از حالت نرمال قرار گرفته؛ و جو منطقه پرفشارتر از حالت عادی است. در نتیجه در طی این شرایط، کم‌فشار (کم ارتفاع) ضعیف‌تر است و شرایط مورد نیاز برای ورود سامانه‌ی بارش‌زا نیز ضعیف می‌باشد (شکل ۳ د). در نتیجه همزمان با فعالیت فاز منفی NAO در ماه مارس، میانگین بارش غرب ایران بین ۲۰ تا ۳۰ میلی‌متر در ماه کمتر از میانگین بلندمدت است (شکل ۳ ی).



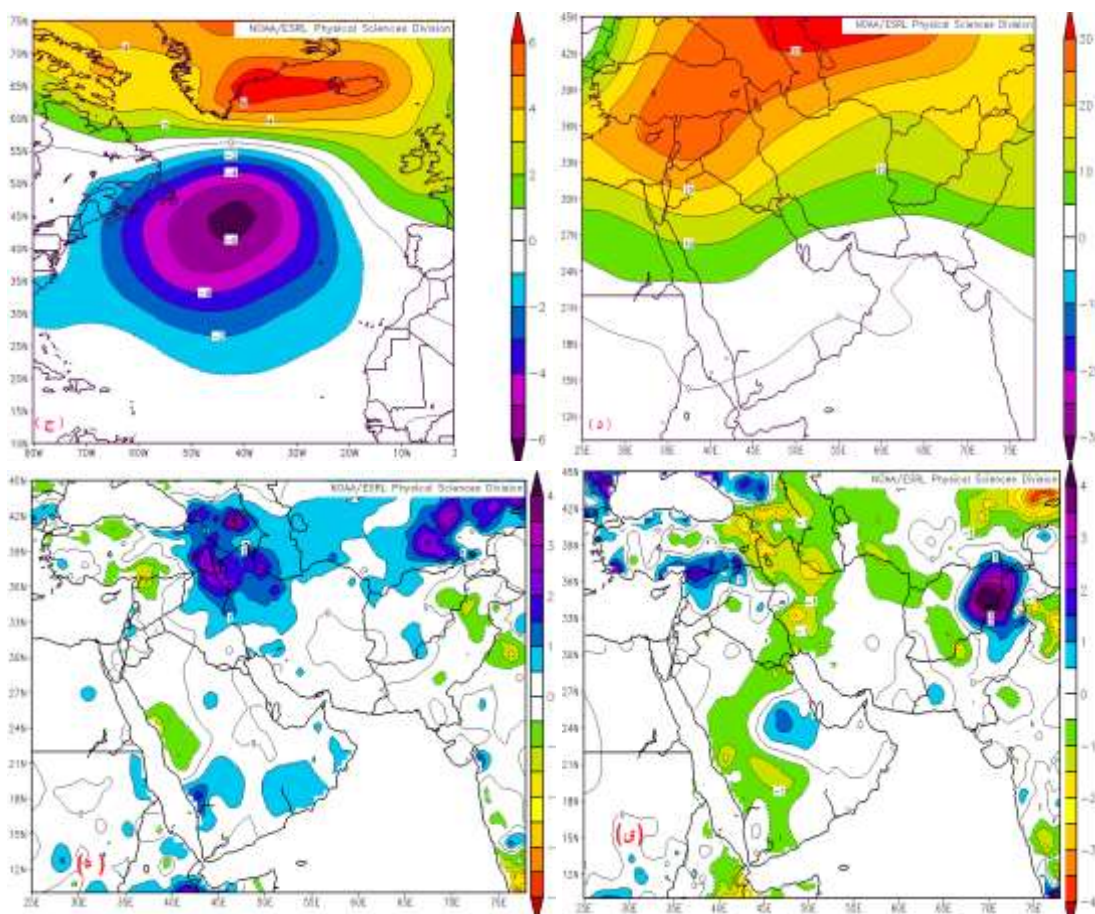
شکل (۳) ماه مارس: (الف) آنومالی فشار سطح دریا در طی فاز مثبت (برحسب هکتوپاسکال)؛ (ب) آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل طی فاز مثبت (برحسب متر)؛ (ج) آنومالی فشار سطح دریا در طی فاز خشک‌سالی؛ (د) آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل طی فاز خشک‌سالی؛ (ه) بارش فاز مثبت (سانتی‌متر)؛ (ی) بارش فاز منفی (سانتی‌متر)

## ماه آوریل

با بررسی نقشه‌های ناهنجاری فشار سطح دریا (SLP) در ماه آوریل مشخص گردید که در طول حاکمیت فاز مثبت نوسان اطلس شمالی (NAO)، فشار منطقه‌ی آزور بین ۳ تا ۵ هکتوپاسکال از حالت عادی بیشتر شده است؛ یعنی در طی این مدت زمان پرفشار آزور قوی‌تر از حالت بلندمدت می‌باشد. همچنین مرکز کم‌فشار ایسلند بین ۸ تا ۹ هکتوپاسکال کمتر از بلندمدت خود شده است؛ که نشان‌دهنده‌ی این است که در طی فاز مثبت NAO، این کم‌فشار در حالت تقویت به سر می‌برد (شکل ۴ الف). در این شرایط همزمان با قوی‌تر شدن فاز مثبت NAO در منطقه‌ی اطلس شمالی؛ ارتفاع تراز میانی جو بر روی ایران نیز ۲۵ متر کمتر از حالت نرمال خود در طول سال‌های مورد مطالعه شده است (شکل ۴ ب). در نتیجه شرایط برای تقویت واگرایی در سطوح میانی جو تشدید شده که این شرایط به تشکیل ابر و تراکم بخار آب و تشکیل سامانه‌های بارشی با رطوبت بسیار می‌انجامد؛ بنابراین طی فاز مثبت نوسان اطلس شمالی بارش در حوضه‌ی مورد مطالعه بین ۱۰ تا ۳۰ میلی‌متر در ماه افزایش نشان می‌دهد (شکل ۴ ه)؛ ولی در زمان حاکمیت فاز منفی NAO، آنومالی فشار سطح دریا (SLP) در منطقه‌ی آزور بین ۶ تا ۷ هکتوپاسکال کمتر از حالت عادی خود بوده؛ یعنی در این مدت زمان، پرفشار آزور ضعیف‌تر از حالت بلندمدت خود است و هسته‌ی مرکز کم‌فشار ایسلند بین ۵ تا ۷ هکتوپاسکال از بلندمدت خود بیشتر است؛ یعنی در طی فاز منفی NAO، این کم‌فشار در حالت تضعیف قرار دارد (شکل ۴ ج). همزمان با فاز منفی در اطلس شمالی، ارتفاع تراز میانی جو بین ۲۰ تا ۳۰ متر کمتر از حالت نرمال شده است؛ و جو منطقه از حالت عادی خود پرفشارتر می‌باشد؛ بنابراین در طی این شرایط، کم‌فشار (کم ارتفاع) تضعیف شده و سامانه بارش را نیز ضعیف شده اند (شکل ۴ د). در نتیجه در طی فعالیت فاز منفی NAO در ماه آوریل، میانگین بارش در ایران بین ۱۰ تا ۲۵ میلی‌متر در ماه نسبت به میانگین بلندمدت خود کاهش نشان می‌دهد (شکل ۴ ی).





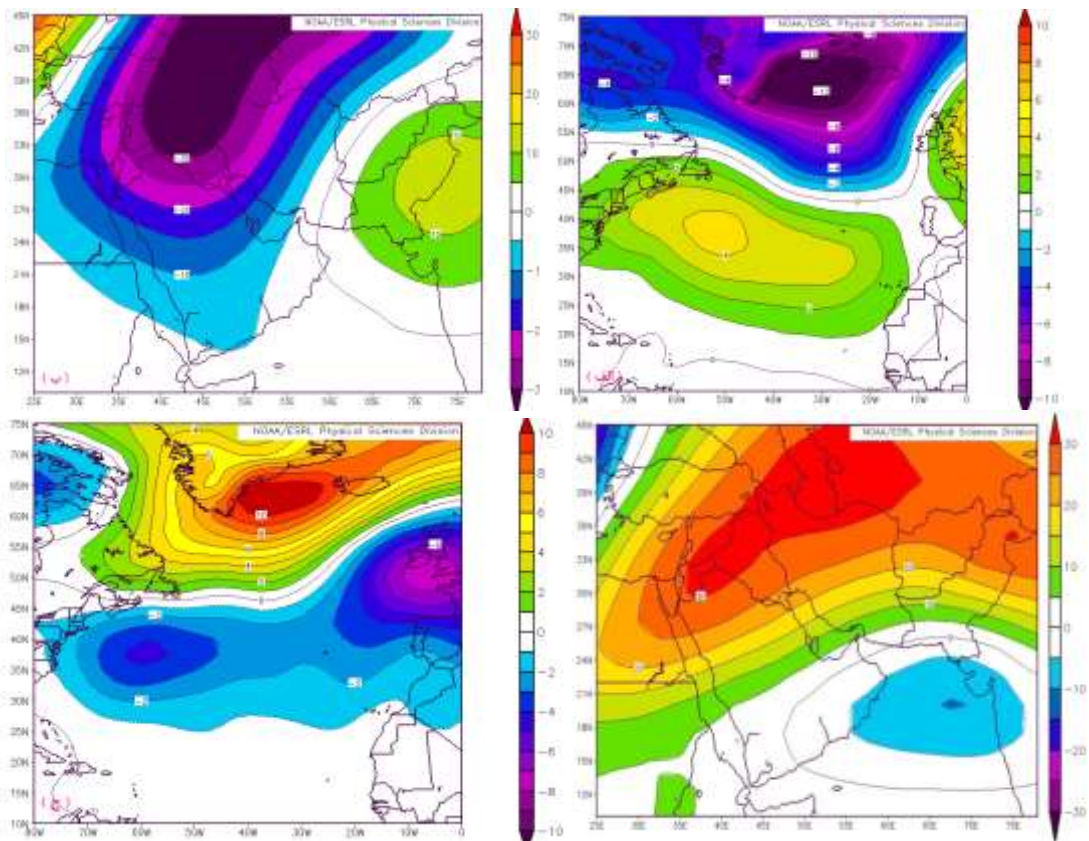


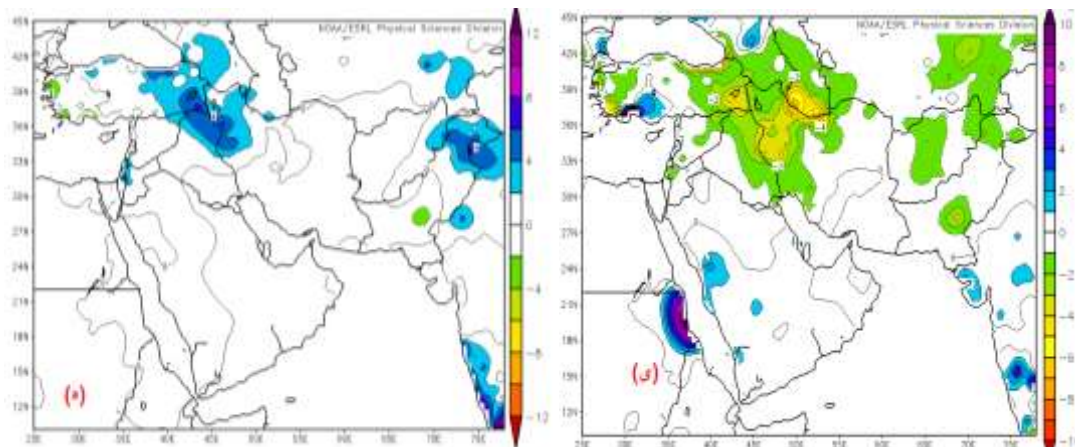
شکل (۴) ماه آوریل: (الف) آنومالی فشار سطح دریا در طی فاز مثبت (برحسب هکتوپاسکال); (ب) آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل طی فاز مثبت (برحسب متر); (ج) آنومالی فشار سطح دریا در طی فاز خشک‌سالی; (د) آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل طی فاز خشک‌سالی; (ه) بارش فاز مثبت (سانتی‌متر); (ی) بارش فاز منفی (سانتی‌متر)

#### ماه نوامبر

بررسی نقشه‌های آنومالی فشار سطح دریا (SLP) طی حاکمیت فاز مثبت نوسان اطلس شمالی در ماه نوامبر بیانگر آن است که فشار منطقه‌ی آزور بین ۴ تا ۵ هکتوپاسکال از حالت عادی خود بیشتر شده است؛ یعنی در طی این مدت‌زمان پرفشار آزور قوی‌تر از حالت بلندمدت خود می‌باشد اما در سمت دیگر، مرکز کم‌فشار ایسلند بین ۱۲ تا ۱۳ هکتوپاسکال کمتر از بلندمدت خود شده است و این بدان معناست که در طی فاز مثبت NAO، این کم‌فشار در حالت تقویت به سر می‌برد (شکل ۵ الف). در این شرایط هم‌زمان با قوی‌تر شدن فاز مثبت NAO در منطقه‌ی اطلس شمالی، ارتفاع تراف مدیترانه بر روی ایران نیز ۳۵ متر بیشتر از حالت نرمال خود در طی سال‌های مورد مطالعه شده است (شکل ۵ ب)، در نتیجه واگرایی در سطوح میانی جو تشدید شده و به تشکیل ابر و تراکم بخار آب و تشکیل سامانه‌های بارشی با رطوبت بسیار می‌انجامد؛ بنابراین طی فاز مثبت

NAO بارش در حوضه مورد مطالعه بین ۱۵ تا ۳۰ میلی‌متر در ماه افزایش داشته است (شکل ۵ ه). ولی در طی حاکمیت فاز منفی NAO، آنومالی فشار سطح دریا (SLP) در منطقه‌ی آזור بین ۶ تا ۸ هکتوپاسکال کمتر از حالت عادی خود شده است؛ یعنی در این مدت‌زمان، پرفشار آזור ضعیف‌تر از حالت بلندمدت خود می‌باشد. در طی این مدت هسته‌ی مرکز کم‌فشار ایسلند بین ۸ تا ۱۰ هکتوپاسکال بیشتر از حالت نرمال خود در بلندمدت می‌باشد؛ یعنی در طی فاز منفی NAO، این کم‌فشار در حالت تضعیف قرار دارد (شکل ۵ ج). هم‌زمان با فاز منفی در اطلس شمالی، ارتفاع تراز میانی جو بین ۱۰ تا ۳۰ متر بیشتر از حالت نرمال شده است و جو منطقه پرفشارتر از حالت عادی خود می‌باشد؛ بنابراین در طی این شرایط، کم‌فشار (کم ارتفاع) ضعیف‌تر از حالت عادی خود است و سامانه بارش را نیز تضعیف می‌شود (شکل ۵ د). در نتیجه هم‌زمان با فعالیت فاز منفی NAO در ماه نوامبر، میانگین بارش در غرب ایران بین ۴۰ تا ۴۸ میلی‌متر در ماه کمتر از میانگین بلندمدت خود شده است (شکل ۵ ی).





شکل (۵) ماه نوامبر: (الف) آنومالی فشار سطح دریا در طی فاز مثبت (برحسب هکتوپاسکال)؛ (ب) آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل طی فاز مثبت (برحسب متر)؛ (ج) آنومالی فشار سطح دریا در طی فاز خشک‌سالی؛ (د) آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل طی فاز خشک‌سالی؛ (ه) بارش فاز مثبت (سانتی‌متر)؛ (ی) بارش فاز منفی (سانتی‌متر)

#### نتیجه‌گیری

تحقیق حاضر با هدف بررسی اثرات نوسان اطلس شمالی بر روی ناهنجاری تراز میانی جو و در نتیجه بارش‌های نواحی غرب کشور مورد بررسی قرار گرفت. نتایج بیانگر آن بود که میزان بارش‌های غرب کشور در چهار ماه ژانویه، مارس، آوریل و نوامبر ارتباط معنی‌داری با نوسان اطلس شمالی (NAO) داشته است و در ماه‌های دیگر یا ارتباطی وجود نداشته و یا اینکه ضعیف بوده است.

نتایج تحلیل نقشه‌های سینوپتیک گویای این مطلب است که طی فاز مثبت نوسان اطلس شمالی (NAO)، ناهنجاری ارتفاع تراز میانی جو در منطقه پایین‌تر از حالت نرمال خود رسیده و جو منطقه غرب کشور کم‌فشارتر از حالت عادی خود شده است. این پدیده خود به تشدید واگرایی در سطوح بالای جو می‌انجامد و در نتیجه شرایط برای اشباع توده‌هوا، بارش و ترسالی فراهم شده است. طی حاکمیت این فاز، مراکز کم‌فشار ایسلند و پرفشار آزر در حالت تقویت به سر می‌برند. در نتیجه سامانه‌های بارشی مسیری جنوبی‌تری را پیموده و با ورود به غرب آسیا، نواحی غرب ایران را نیز تحت تأثیر قرار داده و بارش و ترسالی را برای این منطقه به همراه خواهد داشت. در طی این فاز، میانگین بارش‌های غرب کشور در ماه ژانویه ۲۳، ماه مارس ۲۵، ماه آوریل ۲۰ و ماه نوامبر ۲۵ میلی‌متر نسبت به بلندمدت با افزایش مواجه خواهند شد؛ اما در طی فاز منفی NAO، ارتفاع تراز مدیترانه بر روی ایران بیشتر از حالت نرمال خود بوده است. در نتیجه شرایط برای ورود سامانه‌های بارشی مهیا نبوده، واگرایی تضعیف‌شده، تشکیل ابر و تراکم بخار آب و تشکیل سامانه‌های بارشی به‌کندی صورت می‌گیرد. طی حاکمیت این فاز، مراکز کم‌فشار ایسلند و پرفشار آزر در حالت تضعیف قرار دارند. همزمان با فاز منفی در اطلس شمالی، ناهنجاری ارتفاع تراز میانی جو نیز از حالت نرمال خود بیشتر شده و جو منطقه پرفشارتر از حالت عادی خود می‌باشد؛ بنابراین در طی این شرایط، کم‌فشار (کم ارتفاع) ضعیف‌تر شده است و سامانه‌های بارش‌زا نیز تضعیف می‌شود. در نتیجه میانگین بارش در غرب ایران کمتر از میانگین بلندمدت

خود خواهد شد و بارش ژانویه با کاهشی حدود ۳۵، مارس ۲۵، آوریل ۲۰ و ماه نوامبر ۴۴ میلی‌متری در هر ماه روبرو شده‌اند.

بنابراین به‌صورت کلی می‌توان چنین نتیجه گرفت در طی حاکمیت فاز مثبت به‌طور میانگین ناهنجاری ارتفاع تراز میانی جو در مناطق غرب ایران در ژانویه ۱۲/۵، مارس ۱۷/۵، آوریل ۱۵ و نوامبر ۲۰ متر پایین‌تر از حد نرمال خود قرار می‌گیرد؛ اما زمانی که حاکمیت با فاز منفی باشد، ارتفاع آن در ژانویه ۲۰، مارس ۲۵، آوریل ۱۵ و نوامبر نیز ۲۰ متر بیشتر از حد نرمال خواهد بود؛ بنابراین طی فاز مثبت، بی‌هنجاری ارتفاع تراز میانی جو به‌طور میانگین ۱۷ متر پایین‌تر و در فاز منفی ۲۰ متر بالاتر از حد نرمال بلندمدت خود است. همچنین از لحاظ بارش، هنگامی که نوسان اطلس شمالی دارای حاکمیت فاز مثبت باشد؛ ناهنجاری ارتفاع تراز میانی جو در مناطق غرب ایران کم‌تر و ترسالی حاکم شده به‌طوری‌که به‌صورت میانگین در هر ماه ۲۳/۵ میلی‌متر افزایش بارش را شاهد خواهیم بود؛ اما زمانی که حاکمیت با فاز منفی باشد، ارتفاع تراز میانی جو بیشتر از حد نرمال خواهد بود، در نتیجه خشک‌سالی غرب کشور را فرا خواهد گرفت و بارش در هر ماه با کاهش ۳۰ میلی‌متری روبرو خواهد شد. در نتیجه می‌توان گفت که خشک‌سالی‌های همزمان با فاز منفی بسیار شدیدتر از ترسالی‌های ناشی از فاز مثبت نوسان اطلس شمالی می‌باشد.

با اینکه تحقیقات زیادی چه در سطح بین‌المللی و چه در سطح داخلی درباره‌ی اثرات نوسان اطلس شمالی بر عناصر اقلیمی به رشته تحریر درآمده، ولی اکثر آنها در مورد ارتباط مستقیم این نوع از نوسان بر بارش و یا دما بوده و کمتر در مورد اثر آن بر ناهنجاری تراز میانی جو پرداخته شده است. از جمله این تحقیقات می‌توان به کار صلاحی و همکاران (۱۳۸۶)، خوش‌اخلاق و همکاران (۱۳۸۶) و خدافل و همکاران (۱۳۹۲) اشاره نمود که همانند نتایج این تحقیق، همگی در این نکته که فاز مثبت NAO با دوره‌های افزایش بارش و فاز منفی شاخص مزبور با دوره‌های کاهش بارش همزمان است اتفاق نظر دارند. اما عکس نتایج تحقیقات در ایران، ماتیاسوفسکی (۲۰۰۳) در مجارستان و تورکس و ارلات (۲۰۰۵) در ترکیه، در مطالعاتی جداگانه نشان دادند 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 زمستانی در این مناطق می‌شود.

### منابع

اکبری، طیبیه؛ مسعودیان، ابوالفضل. (۱۳۸۶)، شناسایی نقش الگوهای پیوند از دور نیمکره شمالی بر دمای ایران، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، ۲۲: ۱۱۷-۱۳۲.

خدافل، مرتضی؛ کاوسی، مهناز؛ آروین، عباسعلی؛ صبوحی، راضیه. (۱۳۹۲)، بررسی ارتباط علامت‌های از دور SOI و NAO با خشک‌سالی حوضه آبخیز زاینده رود، علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، ۷(۲۲): ۴۱-۵۲.

سبحانی، بهروز؛ صلاحی، برومند؛ گل دوست، اکبر. (۱۳۹۳)، ارتباط شاخص اقلیمی NAO با مقادیر میانگین، حداکثر و حداقل دمای ماهانه شمال غرب ایران، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۴(۳۳): ۷۵-۹۰.

سلیقه، محمد؛ بیات، علی؛ بلیانی، یداله؛ دوستکامیان، مهدی. (۱۳۹۲)، ارتباط الگوی پیوند از دور نوسانات جوی اقیانوسی نیمکره شمالی - NAO با خشکسالی های استان فارس، اندیشه جغرافیایی، ۷(۱۳): ۶۳-۸۳.

شیرمحمدی، زهرا، خانی، علی اکبر، انصاری، حسین، علیزاده، امین، محمدیان، آزاده. (۱۳۹۱)، بررسی ارتباط پدیده ی انسو(ENSO) با مقادیر حدی بارش های فصلی در استان های خراسان، مجله پژوهش های حفاظت آب و خاک، ۱۹(۱): ۶۱ - ۷۹.

صلاحی، برومند؛ حاجی زاده، زهرا. (۱۳۹۲)، تحلیلی بر رابطه زمانی نوسان اطلس شمالی و شاخص های دمای سطحی اقیانوس اطلس با تغییر پذیری بارش و دمای استان لرستان، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۳: ۱۱۷-۱۲۸.

صلاحی، برومند؛ خورشید دوست، علی محمد؛ قویدل رحیمی، یوسف. (۱۳۸۶)، ارتباط نوسان های گردش جوی اقیانوسی اطلس شمالی با خشکسالی های آذربایجان شرقی، فصلنامه پژوهش های جغرافیایی دانشگاه تهران، ۶۰: ۱۴۷-۱۵۶.

غلام پور راد، سعید؛ نصرافهانی، سعید. (۱۳۹۳)، تأثیر الگوی دور پیوندی شرق مدیترانه بر توزیع بارش ایران، مجموعه مقالات شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۲۳ تا ۲۰ اردیبهشت ماه ۱۳۹۳، صص ۱۳۳ تا ۱۳۷.

غیور، حسنعلی؛ عساکره، حسین. (۱۳۸۱)، بررسی اثر نوسانات اطلس شمالی و نوسانات اطلس جنوبی بر تغییرات میانگین ماهانه دمای جاسک، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۶۴: ۹۳-۱۱۳.

قویدل رحیمی، یوسف. (۱۳۸۳)، اثر الگوی بزرگ مقیاس گردش جوی اقیانوسی انسو بر تغییرپذیری فصلی اقلیم در ایران: آثار النینو و لانینا بر تغییرپذیری بارش های بهاری در آذربایجان شرقی، فصلنامه مدرس علوم انسانی، ۹(۴): ۷۱-۸۸.

قویدل رحیمی، یوسف؛ فرج زاده، منوچهر؛ حاتمی زرنه، داریوش. (۱۳۹۴)، تحلیل رابطه پیوند از دور بین الگوی دریای شمال - خزر و دماهای حداقل ایران، فصلنامه فضای جغرافیایی اهر، ۱۵(۵۲): ۱۳۷ - ۱۵۹.

ناظم السادات، محمدجعفر. (۱۳۸۰)، آیا باران می بارد؟ خشکسالی و بارندگی مازاد در ایران و ارتباط آنان با پدیده النینو نوسانات جنوبی، چاپ اول، انتشارات دانشگاه شیراز.

نصیری، بهروز؛ ناصر زاده، محمد حسین؛ طولابی نژاد، میثم؛ زارعی چقابلکی، زهرا؛ (۱۳۹۴)، اثر الگوی کلان مقیاس جوی - اقیانوسی انسو بر آینده دبی کشکان رود، هیدروژئومورفولوژی، ۵(۲): ۱۴۱ - ۱۶۶.

نیکجو، محمدرضا، قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۸۵)، نقش نوسانات اطلس شمالی در تغییرپذیری بارش و وقوع دوره های خشک و مرطوب زمستانی در آذربایجان شرقی، مجله دانش کشاورزی، ۳: ۳۳-۳۴.



یاراحمدی، داریوش؛ عزیزی، قاسم. (۱۳۸۶)، تحلیل چند متغیره ارتباط میزان بارش فصلی ایران و شاخص‌های اقلیمی، مجله پژوهش‌های جغرافیایی دانشگاه تهران، ۶۲: ۱۶۱-۱۷۴.

Eshel, G; M. Cane; B. Faarell. 2000. **Forecasting EasternMediterranean droughts.** Month.Weath. Rev.128 (11): 3618-3630.

Cullen, H.M., Kaplan, A., Arkin, P.A., Demenocal, P.B(2002), **Impact of the North Atlantic Oscillation on Middle Eastern Climate and Stream Flow.** Climato Chang. 55: 315-338.

Diaz, D., and 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: 381-397.

Hatzaki, M., Flocas, H.A., Maheras, P., Asimakopoulos, D.N., Giannakopoulos, C. (2006), “ **Study of Future Climatic Variations of A Teleconnection Pattern Affecting Eastern Mediterranean**”, Global NEST Journal, 8(3): 195-203.

Heidi M. Cullen and Peter B. Menocal . 2000. **North Atlantic Influence On Tigris Euphrates Streamflow,** International Journal of Climatology, 20: 853–863.

Maarten. H; B. Ambaum ; D. Stepherson.2001. **Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation?** J.Climate.14 (8): 3495-3507.

Mistry, V; D. Conway .2003. **Remote forcing of east African rainfall and relationships withfluctuations in levels of lake Victoria.** Int.J.Climatol. 23(10): 1863-1898.

Matyasovszky, I. 2003 .**The relationship between NAO and rainfall in Hungary and its nonlinear connection with ENSO.** Theor.Appl.Climatol.76: 69-75.

Massei, N., Laignel, B, Deloffre, J., Mesquita,J., Motelay, A, Lafite, R and Durand,A., 2010. **Long-term hydrological changes of the Seine River flower (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation Over the Period 1950-2008,** International journal of climatology, 30: 2146-2154.

Shahabbar, A; M, Huang; J, Huguchik. 2001.**The Relation between the wintertime NAO andblocking episode in the North Atlantic,** Int.J.Climatol, 21 (3): 355-369

Turkes, M, Erlat, E(2005), **Climatological responses of winter Precipitation in Turkey to variability of the North Atlantic Oscillation during the period 1030-2001,** Thero. Apple. Climato. 78, 33-46.

<https://www.esrl.noaa.gov>.