نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال هجدهم، شماره ۴۹، تابستان ۹۷

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[۱]، دانشجوی دکتری آب و هواشناسی دانشگاه خوارزمی، تهران.
Meysam.toulabi@gmail.com
زهرا 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 معنی‌داری۹۵ درصد، (P_value = 0.05) استفاده شد. در نهایت با استفاده از نقشه‌های سینوپتیک، ارتباط فضایی بین داده‌ها، مورد تجزیه‌وتحلیل 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 همزمـانی وجـود 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 می شود 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. درکل می-توان گفت که خشک‌سالی‌های همزمان با فاز منفی بسیار شدیدتر از ترسالی‌های ناشی از فاز مثبت نوسان اطلس شمالی بوده است.

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

---

۱. **نویسنده مسئول:** دانشجوی دکتری آب وهواشناسی دانشگاه خوارزمی تهران. ۰۹۱۶۹۵۹۷۶۲۶

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]

مقدمه

الگوهای پیوند از دور معرف تغییرات کلانی است که در الگوی امواج جوی و رودبادها رخ می‌دهد و بر الگوی دما، بارش، مسیر رگبارها و موقعیت و شدت رودبادها در 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، ۲۱:۱۳۹۱). 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) واقع‌شده 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[۲]، ۳۴۹۵:۲۰۰۱). 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) واقع‌شده 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[۳]، ۲۰۰۰: ۳۸۱۸). اقلیم شناسان تأثیرپذیری از پدیده NAO را جزء ویژگی‌های اصلی رژیم‌های اقلیم مدیترانه‌ای و جنب مدیترانه‌ای در نظر گرفته‌اند (سانتوس و همکاران[۴]، ۲۰۰۵: ۳۳). با توجه به اینکه الگوهای پیوند از دور منعکس‌کننده‌ی تغییرات در مقیاس وسیع در امواج اتمسفری و موقعیت رودبادها بوده و بر درجه حرارت، بارش، مسیر طوفان‌ها و موقعیت و شدّت رودباد بر روی مناطق وسیع تأثیر می‌گذارند، بررسی اثر این نوسانات بخصوص جهت پیش‌بینی و برنامه‌ریزی های مربوط به مدیریت منابع آب، انرژی و مخاطرات طبیعی که هرساله ایران با آن دست به گریبان است ضروری به نظر می رسد.

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 پرداخته‌شده است. ازجمله این تحقیقات می‌توان به کار هایدی و همکاران[۵] (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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]

دجله و فرات پرداختند. نتایج مطالعات آن‌ها نشان داد که به‌طورکلی 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[۶] (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 خللی برای مقدار بارش مورد انتظار در هر دو فاز است. کولن و همکاران[۷] (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[۸] (۲۰۰۳)، با مطالعه ارتباط بین شاخص NAO و بارندگی در جنوب اسپانیا نشان دادند که ماه‌های پرباران در منطقه موردمطالعه با فازهای منفی NAO و ماه‌های خشک ناحیه مذکور با فاز مثبت NAO کاملاً مطابقت دارند. میستری و کانوی[۹] (۲۰۰۳)، نقش NAO در نوسانات بارش حوضه‌های آبریز منتهی به دریاچه (ویکتوریا) و تغییرات سطح آب دریاچه‌ی مذکور را موردبررسی قراردادند 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. ماتیاسوفسکی[۱۰] (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[۱۱] (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[۱۲] (۲۰۱۰)، نشان دادند که جریان رودخانه سن طی دوره (۲۰۰۸-۱۹۵۰) 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 & Rodrigo
9. Mistry and Conway
10. Matyasovszky
11. Turkes, M, Erlat,
12. Massei et al

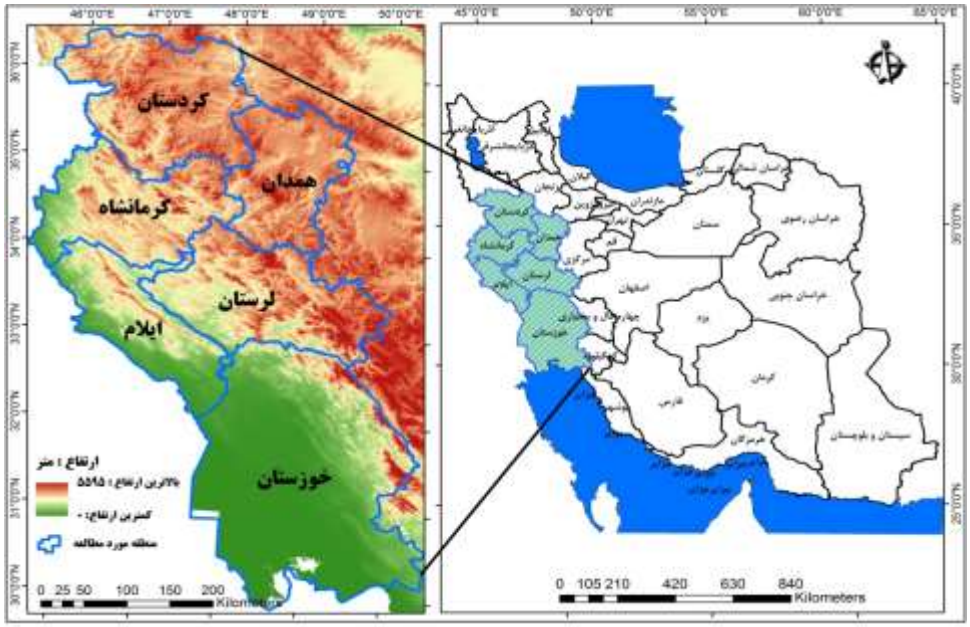
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]

در ایران نیز می‌توان به مطالعات فراوانی ازجمله: تحقیق مرادی (۱۳۸۳)، اشاره کرد. ایشان شاخص نوسانات اطلس 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 اطلس 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 اطلس شمالی همبستگی منفی ضعیف و معنی‌داری خصوصاً در خشک‌سالی‌ها و ترسالی‌های فراگیر وجود دارد. خوش‌اخلاق و همکاران (۱۳۸۶)، تأثیر نوسانات اطلس 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 اطلس شمالی با بارش تعدادی از ایستگاه‌های سینوپتیک استان آذربایجان شرقی دارای همبستگی ضعیف و معنی‌دار است. یاراحمدی و عزیزی (۱۳۸۶)، معتقدند که ارتباط نوسان اطلس شمالی با بارش زمستانه ایران بیشتر از سایر فصول است. صلاحی و حاجی‌زاده (۱۳۹۲)، رابطه‌ی زمانی نوسان اطلس شمالی و شاخص‌های دمای سطحی اقیانوس اطلس با تغییرپذیری بارش و دمای لرستان را موردمطالعه قراردادند و به این نتیجه رسیدند که شاخص نوسان اطلس 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 بدین‌صورت بود که: بین خشک‌سالی‌های استان فارس و فازهای نوسان اطلس شمالی به‌صورت همزمان، فقط در ایستگاه آباده رابطه معنی‌دار وجود دارد و در سایر ایستگاه‌ها ارتباط معنی‌داری وجود ندارد. درمجموع ماه می (اردیبهشت) در تأخیرهای مختلف در تمامی ایستگاه‌ها بیشترین فراوانی و هماهنگی را با شاخص NAO دارا می‌باشد. خداقلی و همکاران (۱۳۹۲)، به این نتیجه رسیدند که در برخی از ایستگاه‌ها، فاز مثبت نوسان اطلس 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: شاخصNAO 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 نصراصفهانی (۱۳۹۳)، نصیری و همکاران (۱۳۹۴)، قویدل‌رحیمی و همکاران(۱۳۹۴)، نیز دراین‌باره به تحقیق پرداخته‌اند. با توجه به اهمیت اثر الگوی پیوند از دور NAO بر بارش به عنوان مهم ترین مولفه اقلیمی در کشوری نظیر ایران که در منطقه ای خشک از کره‌ی زمین واقع شده است، این تحقیق، با هدف بررسی اثر نوسان اطلس شمالی بر روی ناهنجاری‌های تراز میانی جو و درنتیجه رخداد بارش در غرب کشور به انجام رسید.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]

موقعیت منطقه‌ی موردمطالعه

منطقه مورد مطالعه بـا وسعـتی بیش از ۱۸۵۰۰۰ کیلومترمربع در نیمـه 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 آذربایجان‌غربی، از شرق با حوضه‌مرکزی، قزوین، منطقه‌بختیاری و کهگیلویه، و از غرب با کشور عراق همسایه است(شکل ۱).



شکل (۱) موقعیت جغرافیایی منطقه موردمطالعه

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 [۱۳])، آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل (hgt) و آنومالی بارش از تارنمای NOAA اخذ گردید.

13-Sea Level Pressure(SLP).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]

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	۳۳،۲۴	۴۹،۴۲	۲۰۲۲
بیجار	۳۵،۵۳	۴۷،۳۷	۱۸۸۳
بروجرد	۳۳،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
نوژه 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	۳۳،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 الاکلنگی بین میدان جرم و فشار ایستگاه‌های هواشناسی ایسلند و آزور یا جبل‌الطارق 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 شاخصNAO برپایه اختلاف فشار بهنجار شده سطح دریا بین این دو منطقه بنا نهاده شده که معادله آن بدین‌صورت 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، ۰/۹۵ (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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]

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

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

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

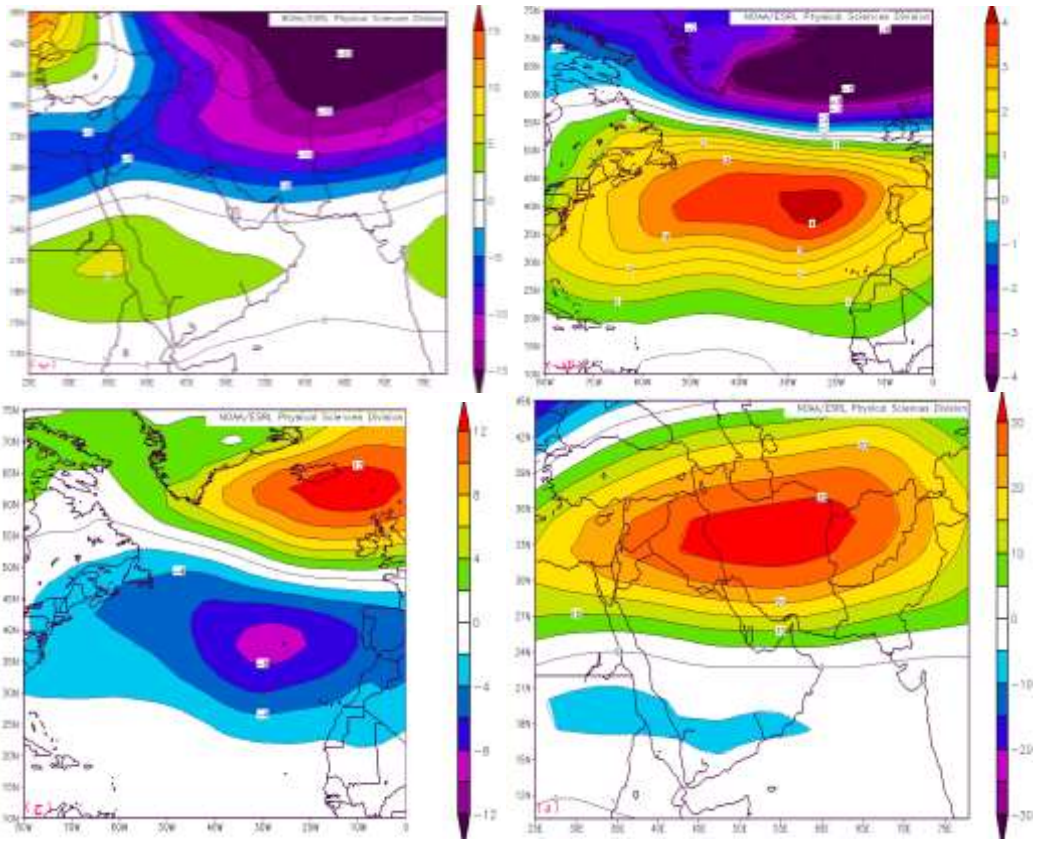
یافته‌های تحقیق

ماه ژانویه

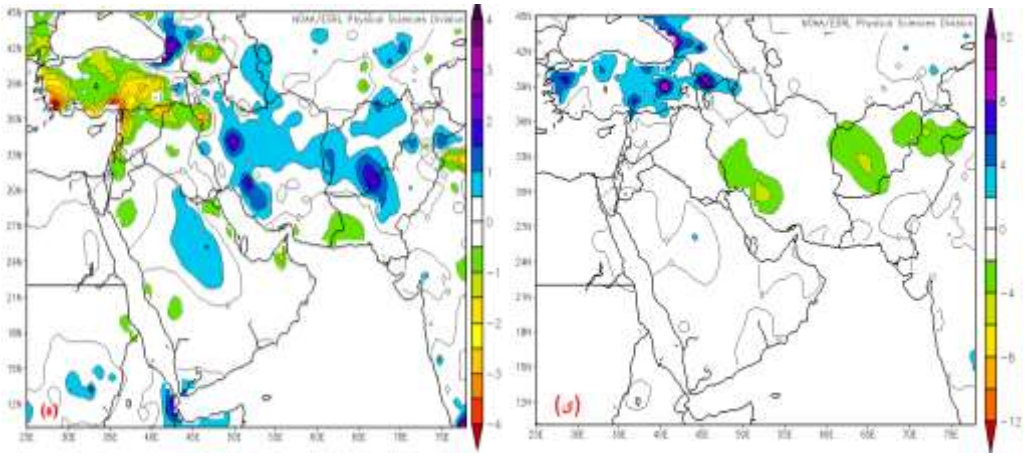
همان‌طور که از نقشه‌های ناهنجاری فشار سطح دریا (SLP) در ماه ژانویه پیداست، در طول حاکمیت فاز مثبت نوسان اطلس شمالی (NAO) فشار منطقه‌ی آزور بین ۴ تا ۵ هکتوپاسکال از حالت عادی بیشتر شده است؛ یعنی در طی این مدت پرفشار آزور قوی‌تر از حالت بلندمدت خود می‌باشد. همچنین مرکز کم‌فشار ایسلند بین ۵ تا ۶ هکتوپاسکال 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 تراف مدیترانه بر روی غرب ایران نیز ۱۵ متر کم‌تر از حالت نرمال خود در طی سال‌های موردمطالعه شده است (شکل ۲ ب). درنتیجه واگرایی در سطوح میانی جو تشدید شده و به تشکیل ابر و تراکم بخارآب 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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]

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 کم تر به منطقه مورد مطالعه نفوذ می کنند(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).



[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]

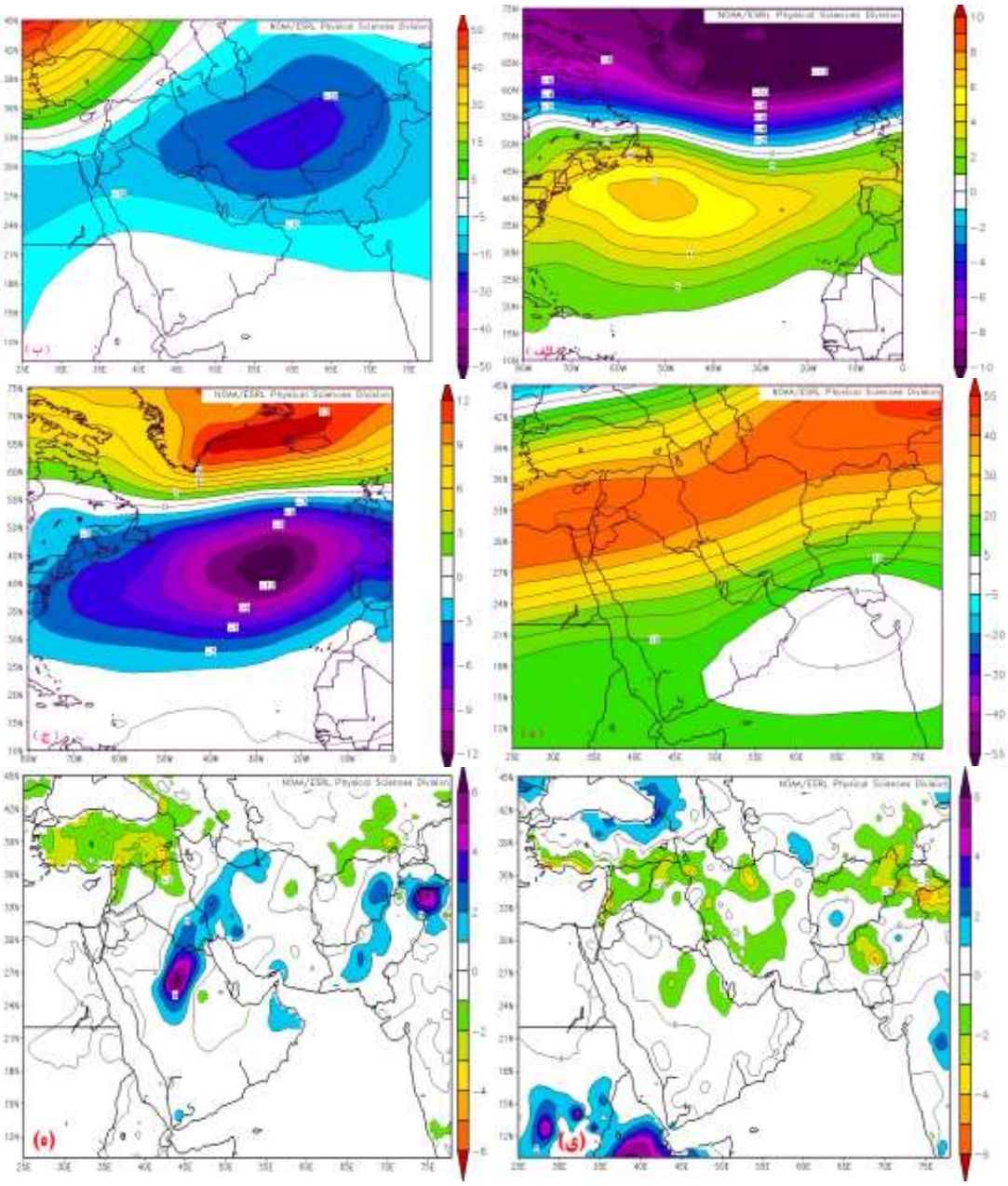


شکل (۲) ماه ژانویه: (الف) آنومالی فشار سطح دریا در طی فاز مثبت (برحسب هکتوپاسکال)؛ (ب) آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل طی فاز مثبت (برحسب متر)؛ (ج) آنومالی فشار سطح دریا در طی فاز خشک‌سالی؛ (د) آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل طی فاز خشک‌سالی؛ (ه) بارش فاز مثبت (سانتی‌متر)؛ (ی) بارش فاز منفی (سانتی‌متر)

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 آزور بین ۶ تا ۷ هکتوپاسکال از حالت عادی بیشتر شده است؛ یعنی در طی این مدت پرفشار آزور 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 تراف 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 سامانه ای بارش زا به کشور مهیا گشته و در تراز بالا نیز واگرایی در سطوح میانی جو تشدید شده و به تشکیل ابر و تراکم بخارآب و تشکیل سامانه‌های بارشی با رطوبت بسیار می‌انجامد؛ بنابراین طی فاز مثبت نوسان اطلس شمالی بارش در حوضه موردمطالعه 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 آزور بین ۱۲ تا ۱۳ هکتوپاسکال کمتر از حالت عادی خود شده است؛ یعنی در این مدت‌زمان، پرفشار آزور 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. درنتیجه در طی این شرایط، کم‌فشار (کم ارتفاع) ضعیف‌تر است و شرایط مورد نیاز برای ورود سامانه بارش‌زا نیز ضعیف می‌باشد (شکل ۳ د). درنتیجه 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).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]

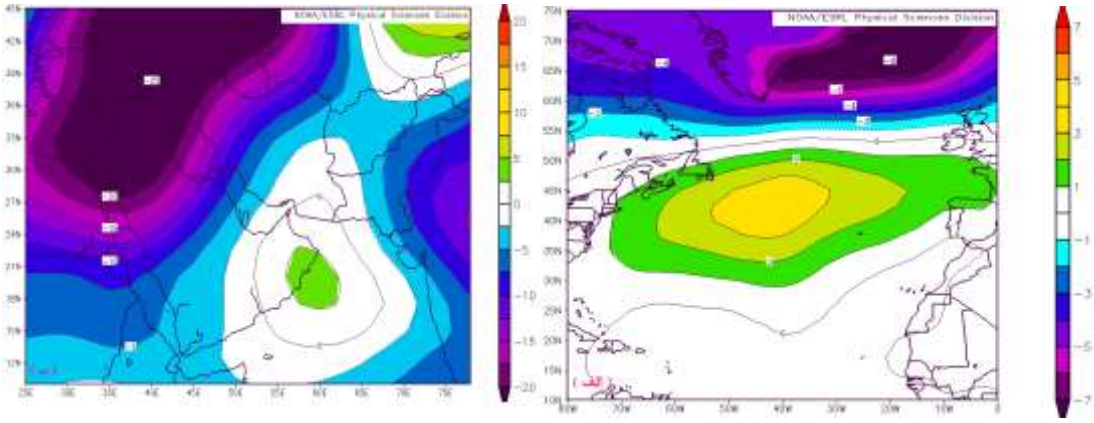


شکل (۳) ماه مارس: (الف) آنومالی فشار سطح دریا در طی فاز مثبت (برحسب هکتوپاسکال)؛ (ب) آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل طی فاز مثبت (برحسب متر)؛ (ج) آنومالی فشار سطح دریا در طی فاز خشک‌سالی؛ (د) آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل طی فاز خشک‌سالی؛ (ه) بارش فاز مثبت (سانتی‌متر)؛ (ی) بارش فاز منفی (سانتی‌متر)

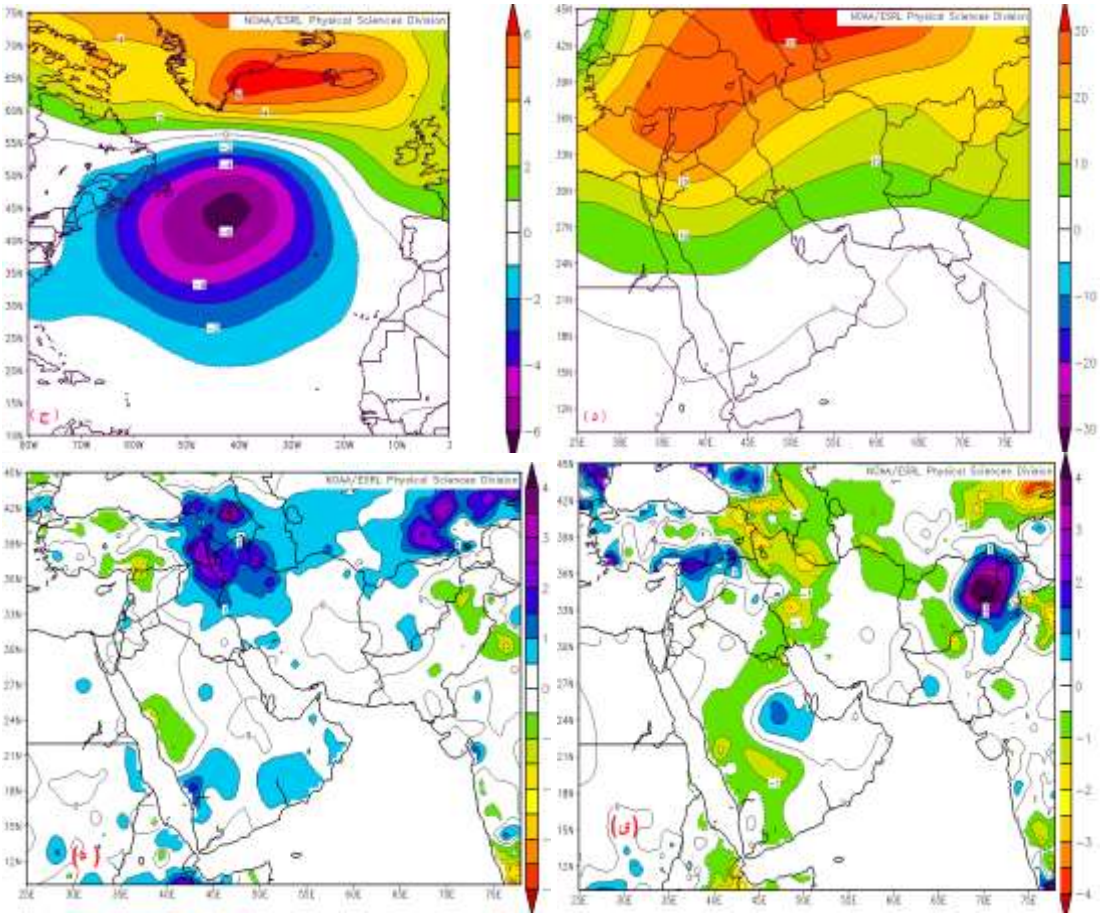
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]

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 مدت‌زمان 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 موردمطالعه شده است (شکل ۴ ب). درنتیجه شرایط برای تقویت واگرایی در سطوح میانی جو تشدید شده که این شرایط به تشکیل ابر و تراکم بخارآب و تشکیل سامانه‌های بارشی با رطوبت بسیار می‌انجامد؛ بنابراین طی فاز مثبت نوسان اطلس شمالی بارش در حوضه‌ی موردمطالعه 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 مدت‌زمان، 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) تضعیف‌شده و سامانه بارش زا نیز ضعیف شده اند (شکل ۴ د). درنتیجه 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).



[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]



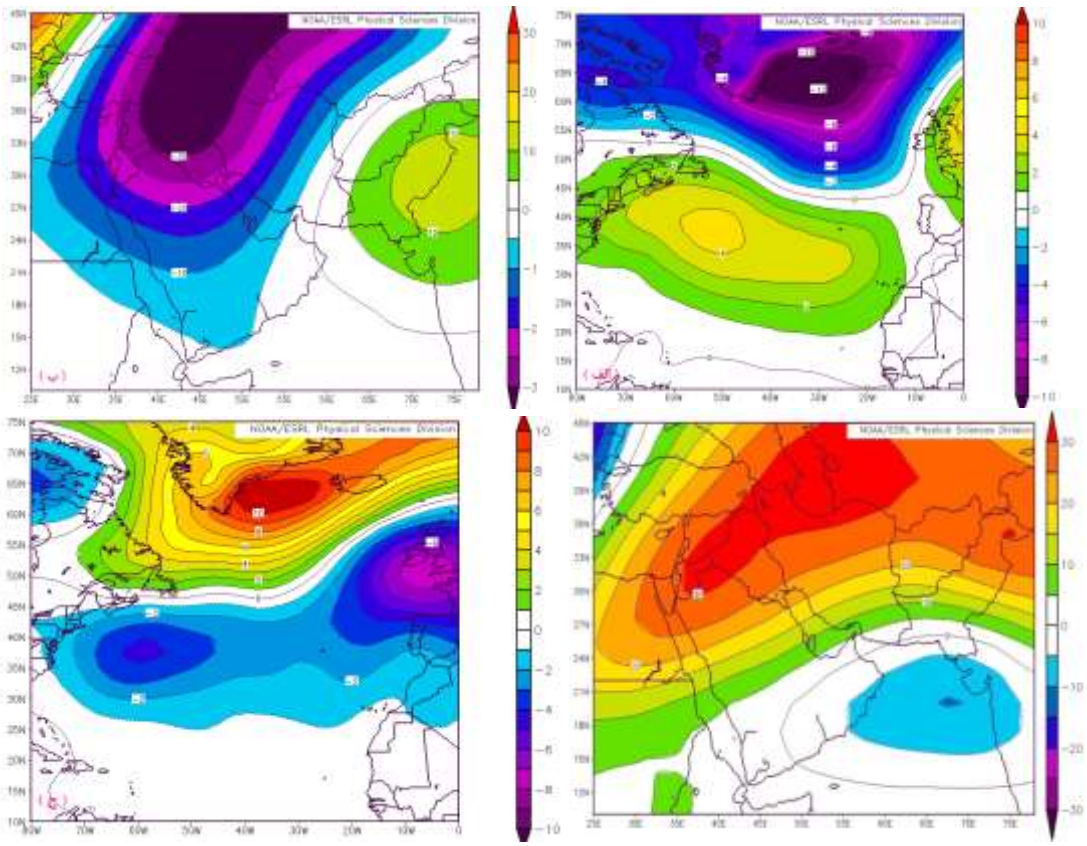
شکل (۴) ماه آوریل: (الف) آنومالی فشار سطح دریا در طی فاز مثبت (برحسب هکتوپاسکال)؛ (ب) آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل طی فاز مثبت (برحسب متر)؛ (ج) آنومالی فشار سطح دریا در طی فاز خشک‌سالی؛ (د) آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل طی فاز خشک‌سالی؛ (ه) بارش فاز مثبت (سانتی‌متر)؛ (ی) بارش فاز منفی (سانتی‌متر)

ماه نوامبر

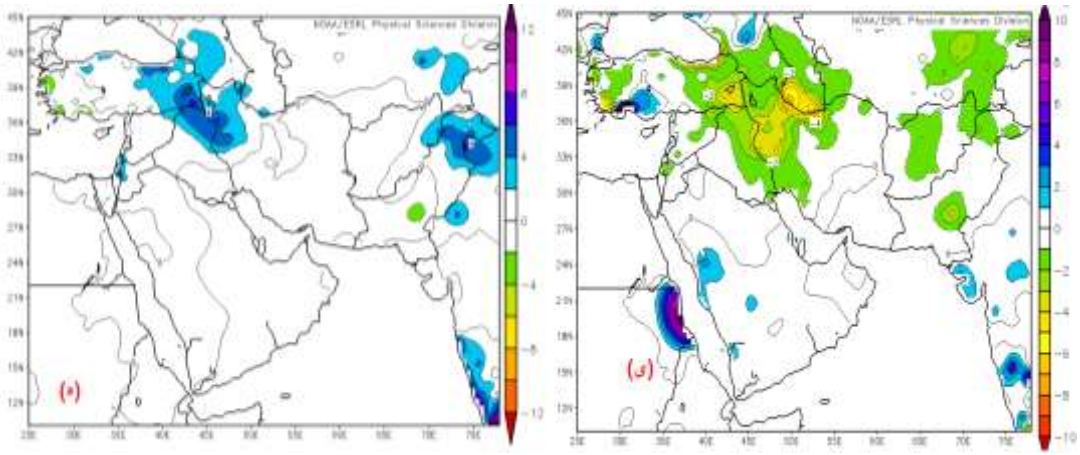
بررسی نقشه‌های آنومالی فشار سطح دریا (SLP) طی حاکمیت فاز مثبت نوسان اطلس شمالی در ماه نوامبر بیانگر آن است که فشار منطقه‌ی آزور بین ۴ تا ۵ هکتوپاسکال از حالت عادی خود بیشتر شده است؛ یعنی در طی این مدت‌زمان پرفشار آزور قوی‌تر از حالت بلندمدت خود می‌باشد اما در سمت دیگر، مرکز کم‌فشار ایسلند بین ۱۲ تا ۱۳ 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 موردمطالعه شده است (شکل ۵ ب)، درنتیجه واگرایی در سطوح میانی جو تشدید شده و به تشکیل ابر و تراکم بخارآب و تشکیل سامانه‌های بارشی با رطوبت بسیار می‌انجامد؛ بنابراین طی فاز مثبت

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]

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 آزور بین ۶ تا ۸ هکتوپاسکال کمتر از حالت عادی خود شده است؛ یعنی در این مدت‌زمان، پرفشار آزور 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 زا نیز تضعیف می‌شود (شکل ۵ د). درنتیجه 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).



[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]



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 آزور در حالت تقویت به سر می‌برند. درنتیجه 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 منفیNAO ، ارتفاع تراف مدیترانه بر روی ایران بیشتر از حالت نرمال خود بوده است. درنتیجه شرایط برای ورود سامانه‌های بارشی مهیا نبوده، واگرایی تضعیف‌شده، تشکیل ابر و تراکم بخارآب و تشکیل سامانه‌های بارشی به‌کندی صورت می‌گیرد. طی حاکمیت این فاز، مراکز کم‌فشار ایسلند و پرفشار آزور 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 سامانه‌ی بارش‌زا نیز تضعیف می‌شود. درنتیجه میانگین بارش در غرب ایران کمتر از میانگین بلندمدت

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]

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

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 ازلحاظ بارش، هنگامی‌که 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 تراف مدیترانه بیشتر از نرمال خواهد بود، درنتیجه خشک‌سالی غرب کشور را فرا خواهد گرفت و بارش در هر ماه با کاهش ۳۰ میلی‌متری روبرو خواهد شد. درنتیجه 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 بین المللی 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 می توان به کار صلاحی و همکاران(۱۳۸۶)، خوش‌اخلاق و همکاران (۱۳۸۶) و خداقلی 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 می شود.

منابع

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

خداقلی، مرتضی؛ کاوسی، مهناز؛ آروین، عباسعلی؛ صبوحی، راضیه .(۱۳۹۲)، **بررسی ارتباط علامت های 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.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]

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، علی‌محمد؛ قویدل رحیمی، یوسف. (۱۳۸۶)، **ارتباط نوسان‌های گردش جوی اقیانوسی اطلس شمالی با خشک‌سالی‌های آذربایجان شرقی**، فصلنامه پژوهش‌های جغرافیایی دانشگاه تهران، **۶۰**: ۱۴۷-۱۵۶.

غلام‌پور راد، سعید ؛ نصراصفهانی، سعید. (۱۳۹۳)، **تأثیر الگوی دور پیوندی شرق مدیترانه بر توزیع بارش ایران**، مجموعه مقالات شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۲۳ تا۲۰ 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.

قویدل‌رحیمی، یوسف .(۱۳۸۳)، **اثر الگوی بزرگ‌مقیاس گردش جوی اقیانوسی انسو بر تغییرپذیری فصلی اقلیم در ایران: آثار النینو و لانینا بر تغییرپذیری بارش‌های بهاری در آذربایجان شرقی**، فصلنامه مدرس علوم انسانی، **۹**(۴) :۷۱-۸۸.

قویدل‌رحیمی، یوسف؛ فرج‌زاده، 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 می‌بارد؟ 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 آبدهی دبی کشکان رود**، هیدروژئومرفولوژی، **۵**(۲): ۱۴۱ - ۱۶۶.

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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]

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 Turky to variability of the North Atlantic Oscillation during the period 1030-2001**, Thero. Apple. Climato. 78, 33-46.

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

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1397.18.49.2.5]
[DOI: 10.29252/jgs.18.49.19]