نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال شانزدهم، شماره ۴۲، پاییز ۹۵

نوسان شمالگان و نقش آن در تغییرپذیری دماهای کمینه منطقه شمال شرق ایران

دریافت مقاله: ۹۴/۱۲/۱۷ پذیرش نهایی: ۹۵/۶/۱۹

صفحات:۵۸-۴۱

یوسف قویدل رحیمی: دانشیار گروه آب و هواشناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران[۱]
Email:ghavidel@modares.ac.ir
منوچهر فرج زاده اصل: استاد گروه آب و هواشناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
Email: farajzam@modares.ac.ir
منیره حاتمی کیا: کارشناس ارشد مخاطرات آب و هوایی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
Email: monireh_hatamikiya@yahoo.com

چکیده

نوسان شمالگان یا AO یکی از مؤثرترین الگوهای پیوند از دور زمستانه در نیمکره شمالی است. در این پژوهش به بررسی اثر نوسان شمالگان یا AO بر حداقل دمای ماهانه‌ی منطقه‌ی شمال شرق ایران پرداخته شده است. داده‌های مورد نیاز که شامل داده‌های کمینه‌ی دمای ماهانه ۱۷ ایستگاه سینوپتیک منطقه‌ی مورد مطالعه بود، از بخش آمار سازمان هواشناسی کشور دریافت گردید. در تحلیل داده‌ها و کشف روابط، عمدتاً روش همبستگی پیرسون مورد استفاده قرار گرفته است. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که بین الگوی پیوند از دور AO و دماهای کمینه منطقه شمال شرق ایران رابطه معنی داری در دوره سرد سال وجود دارد. رابطه یاد شده از نوع منفی و معکوس می باشد و این بدان معنی است که وقتی شاخص عددی مثبت نشان می دهد، دما پایین رفته و برعکس زمانی که شاخص منفی است، دمای منطقه شرق ایران از خود افزایش نشان می دهد. در بین ایستگاه های مورد مطالعه، ارتباط دماهای کمینه و متوسط ماهانه ایستگاه های بیرجند و بجنورد بیش از سایر ایستگاه ها تحت تأثیر الگوی AO دچار نوسان شده و ضرایب همبستگی معنی داری بین دمای کمینه و متوسط ایستگاه های بیرجند و بجنورد با AO مورد محاسبه قرار گرفته است. اثر AO بر دمای متوسط منطقه مورد مطالعه یعنی شمال شرق ایران در سه ماهه ژانویه تا مارس و دو ماهه ژانویه- فوریه و در ماه ژانویه بسیار چشمگیرتر از سایر دوره های زمانی می باشد.

کلیدواژگان: پیوندازدور، الگوی نوسانات شمالگان، دماهای حداقل، منطقه‌ی شمال شرق ایران

---

[۱]. **نویسنده مسئول:** دانشیار گروه آب و هواشناسی،دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]

مقدمه

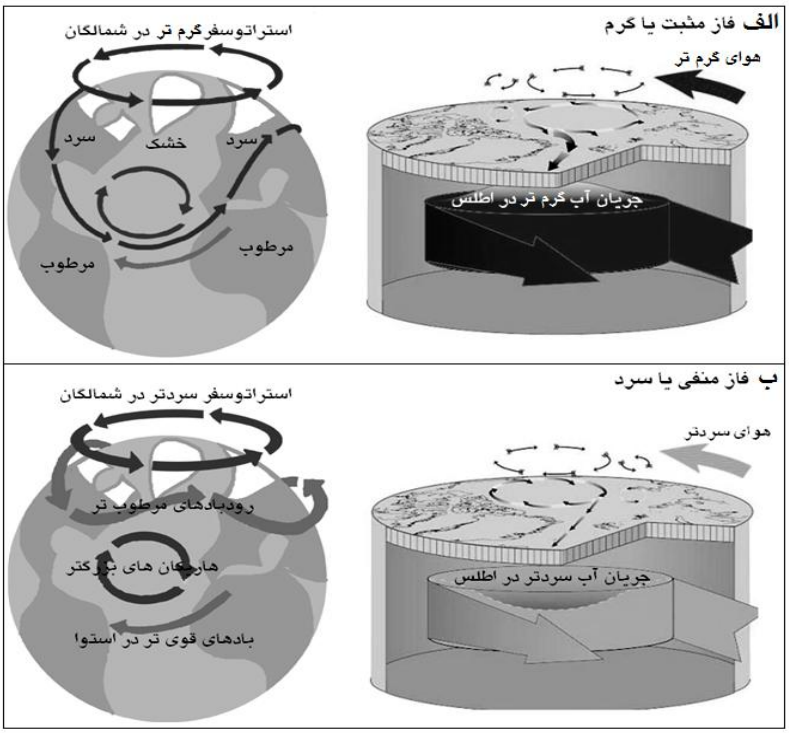
درک علل و ماهیّت تغییرات اقلیمی از اهم اهداف جمع آوری داده های هوا و اقلیم و پایش پدیده های اقلیمی است. در این رابطه نوسانات اقلیمی ناشی از الگوهای پیوند از دور اهمیّت فراوانی یافته است. والاس و گاتزلر (۱۹۸۱) پیوند از دور را ارتباط همزمان بین نوسانات عناصر اقلیمی یک مکان با عناصر مکان های دیگر می دانند. دما عنصری است که تحت تاثیر الگوها و پدیده های جوّی به سرعت دچار تحوّل شده و به پویایی جوّ به شدت حساسیّت نشان می دهد. بنابراین تغییرات دما در مدیریت و برنامه ریزی محیط مؤلفه بسیار مهمّی به شمار می رود. با این که در طول زمان مردم اغلب مناطق کشور خود را با اقلیم دوره سرد سال سازگار ساخته اند، امّا هنوز هم کاهش شدید دما و موج سرما در دوره سرد بعضاً غافلگیر کننده بوده و خسارت های جدّی جانی و مالی وارد می کند. از جمله خسارت های دماهای فرین پایین می توان از بیماری های مرتبط با دما مثل سرما خوردگی، ذات الریه، تشدید آسم و انواع شکستگی ها اشاره نمود. همچنین ترکیدن لوله ها و اتصالات آب، یخبندان سطوح معابر و خیابان ها، افزایش مصرف انرژی و افت فشار شبکه های گاز و برق، یخ بستن آب آشامیدنی در منازل و غیره را می توان از اشکالات وارده دماهای بسیار پایین دوره سرد محسوب نمود. دگرگونی های اقلیمی سیّاره زمین و گردش عمومی دستگاه اقلیم متأثر از پدیده‌های کلان مقیاس جوّی- اقیانوسی شکل گرفته و عمل می کنند. بیش از یک قرن است که این پدیده ها ب سیگنال های جوی- اقیانوسی شناخته‌شده اند. با انجام مطالعات کتابخانه‌ای و با مرور منابع مشخص می شود که گرچه در زمینه تأثیر الگوی پیوند از دور «نوسان شمالگان»[1] بر ناهنجاری های دمایی ایران مطالعاتی انجام شده، این پژوهش نیز می تواند در زمینه ی بررسی میزان تأثیرپذیری دماهای حداقل ایران از الگوی نوسان شمالگان موثر باشد.

AO یکی از حالات بزرگ مقیاس تغییرپذیری اقلیم بویژه در زمستان های نیمکرهٔ شمالی است که از آن تحت عنوان «حالت حلقوی شکل شمالی»[2] نیز یاد می شود. این الگوی جوّی با به جریان انداختن و پیچانیدن بادها در جهت خلاف عقربه های ساعت در اطراف قطب شمال در حوالی ۵۵ درجه عرض شمالی مشخص شده است (تامسون و والاس، ۱۹۹۸). هنگامی که نوسانات یاد شده در وضعیّت مثبت قرار می‌گیرد، حلقه ای از بادهای قوی را از حوالی قطب شمال به حرکت درمی آورد که این امر موجب محدود شدن هوای سردتر در مناطق قطبی می شود (شکل ۱ الف).

1. Arctic Oscillations
2. Northern Annular Modes (NAM)

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]

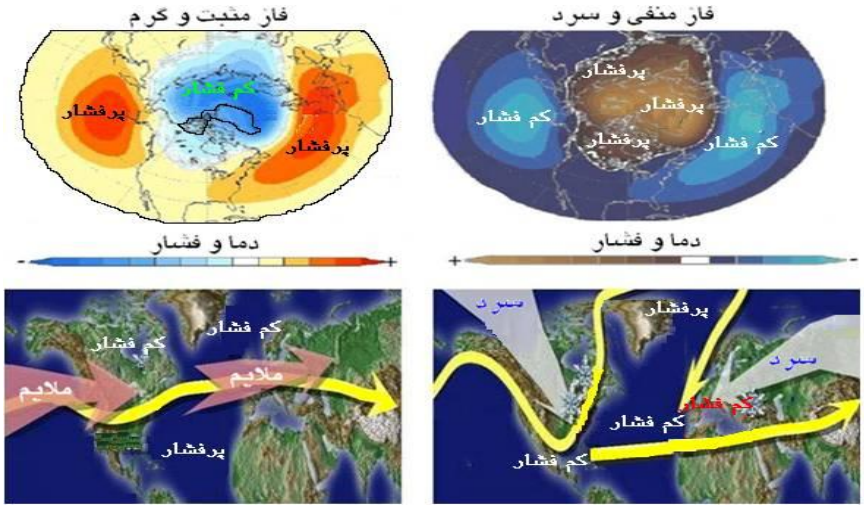


شکل (۱). نوسانات شمالگان (AO) در دو فاز مثبت (الف) و منفی (ب) از قویدل رحیمی، ۱۳۸۸

کمربند بادی مذکور در فاز منفی ضعیف تر شده و این امر موجب نفوذ توده هواهای سردتر شمالی به عرض های میانی می گردد (شکل ۱ ب). فاز مثبت AO با یک تاوه قطبی قوی از سطح استراتوسفر به سطوح پائین تر آن مشخص می گردد. در وضعیت مثبت، AO حلقهٔ بادهای سرد را به طرف شمال کانادا می برد. این امر موجب استیلای شرایط بارش در اروپای شمالی و وضعیت سرد و خشکسالی در نواحی مدیترانه می گردد. در فاز منفی AO ورتکس قطبی ضعیف تر گردیده و هوای بری سرد و خشک به طوفان ها و ناپایداری های اطلس شمالی مجال تولید بارش در غرب و جنوب اروپا بویژه در منطقهٔ مدیترانه را می دهد (شکل ۱ ب). در چنین شرایطی جریان بادهای تجاری در شرق اقیانوس اطلس تضعیف می گردند (تامسون و والاس، ۱۹۹۸). گردش آب های اقیانوسی در فازهای گرم و سرد AO دچار تغییرات محسوسی می شود که در شکل ۱ الف و ب نشان داده شده است. از منظر سینوپتیک، AO الگوی پیوند از دوری است که از طریق تغییر در الگوهای دراز مدت فشار، دما، ارتفاع ژئوپتانسیل، جهت باد و بارش بر اقلیم سیاره زمین تاثیر گذاشته و در مقاطعی از سال اقلیم نیمکره شمالی را تحت

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]

استیلای خود قرار می دهد. تامسون ثابت نموده است که AO به لحاظ ماهیّت زایشی و اثرات اقلیمی مثل الگوی NAO عمل می کند و تغییر آرایش پدیده های سینوپتیک بویژه رودباد های قطبی، بلوکینگ در روی اقیانوس اطلس و شرایط سیکلونی و آنتی سیکلونی متفاوت در فازهای منفی و مثبت، از ویژگی های مشترک AO و اطلس شمالی (NAO) است (شکل ۲).



شکل (۲). آرایش الگوهای فشار و تغییرات دما و مسیر رودباد ها در فاز های سرد و گرم AO و اطلس شمالی (قویدل رحیمی، ۱۳۸۸)

بر این اساس AO با تولید ناهنجاری های فشار سطح دریا در عرض های بالا یا قطب شمال و ناهنجاری هایی عکس حالت ذکر شده در عرض های میانی (۳۷ تا ۴۵ درجه شمالی) قابل تشخیص است. فاز مثبت زمانی است که فشار سطح دریا در قطب شمال کمتر از حد معمول است و همان طور که در شکل ۲ قابل مشاهده می شود بادهای غربی در این حالت در شمال اطلس تقویت شده و شرایط گرم و مرطوب تر از حالت عادی را در شمال اروپا به وجود می آورد. بر عکس، فاز منفی AO بیانگر آرایش الگوهای فشار بالاتر از حد معمول در محدوده شمالگان و فشار کمتر از حد معمول در عرض های میانی بویژه در ۴۵ درجه شمالی است. در فاز سرد موج بادهای سرما اروپا را دربرگرفته امّا جنوب اروپا، مدیترانه و غرب آسیا مرطوب تر از معمول خواهند بود. تحقیقات هواشناسان روس نشان داده که بین الگوی AO با نوسانات دمایی قاره اوراسیا و شدّت و ضعف پرفشار سیبری ارتباط زمانی-مکانی معنی داری وجود دارد (قویدل رحیمی، ۱۳۸۸).

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]

تحقیقات نشان داده که AO عامل اصلی خشونت و سختی زمستان (شامل سرمای شدید، افزایش روزهای برفی و میزان بارش برف، افزایش ضخامت توده برف های دایمی و یخچال ها و افزایش روزهای یخبندان های شدید و طولانی و اینورژن تشعشعی) در«گریت لیکس»[1] آمریکا است (رودیانف و آسل، ۲۰۰۰). محقّقان فاز سرد AO را عامل اصلی دخیل در بیلان دمایی شمالگان معرفی نموده اند (آدامز و باند، ۲۰۰۰). در منطقه گریت لیکس عامل کاهش دما، وقوع یخبندان و سختی زمستان در اواخر پائیز و اوایل زمستان پدیدهٔ لانینا و از اواسط زمستان تا اوایل بهار الگوی «نوسانات دهه‌ای اقیانوس آرام»[2] هستند (رودیانف و آسل، ۲۰۰۳) و فقط مواقعی که AO تضعیف شده و در حالت خنثی قرار می گیرد، الگوهای فوق الذکر به عنوان عامل موثر بر سختی زمستان در گریت لیکس عمل می نمایند (برادبوری و همکاران، ۲۰۰۳). بر اساس مطالعات انجام گرفته، همزمانی فاز سرد انسو (لانینا) با فاز سرد AO، شدّت سرما و یخبندان (خشونت و سختی زمستان) در اروپا را تا حد غیر قابل تحملی افزایش می دهد (ماتیو و همکاران، ۲۰۰۴). اقلیم شناسان معتقدند که اختلاف فشار ناشی از الگوی AO مهم ترین عامل بوجود آورنده یا تقویت و تحریک کنندهٔ رخدادها و سوانح محیطی بویژه توفان، کولاک و بوران می باشد (گانگ و درنج، ۲۰۰۵). مطالعه تورکیش و ارلات (۲۰۰۸) نشان داده که AO عامل بسیار مهمّی در تغییرات دمای زمستانی ترکیه است. پارک و هوی (۲۰۱۰) اثر نوسانات شمالگان را بر روی موج های سرد شرق آسیا مطالعه کرده و به این نتیجه رسیدند که ابر موج های سرد در طی فاز منفی نوسانات شمالگان هم از لحاظ مدت زمان و هم از لحاظ وسعت دامنه ای قوی تر از فاز مثبت نوسانات شمالگان می باشد. کوهن و همکاران (۲۰۱۰) فاز مثبت توسانات شمالگان را عامل جوّی زمستان سخت و شدید سال ۲۰۱۰-۲۰۰۹ که موجب ریزش برف سنگین و سرمای شدید و وارد آمدن خساراتی به مراکز صنعتی و جمعیتی در شرق آسیا، اروپا و ایالت متحدآمریکا ش، دانسته اند. به عقیده کوهن (۲۰۱۱) ارتباط آماری معنی داری بین پوشش برف ماه اکتبر اوراسیا با فازهای نوسانات شمالگان وجود دارد. وی با مدل اقلیمی شرح می دهد که بین پوشش برف سیبری با مناطق شرق آمریکا، اروپا و شرق آسیا در فصل زمستان با فاز مثبت الگوی پیوند از دور نوسانات شمالگان ارتباط وجود دارد و این ارتباط در روند دما از سالی به سال دیگر متفاوت است. شانگ فنگ و همکاران (۲۰۱۳) نشان دادند که دماهای فرین زمستانه چین با فازهای مختلف نوسانات شمالگان و انسو در ارتباط هستند. بر اساس تحلیل همبستگی، تغییرپذیری روزهای سرد فرین زمستان در شمال شرق چین به

1. Great Lakes
2. Pacific Decadal Oscillation (PDO)

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]

نوسانات شمالگان نسبت داده شد، درحالی که قسمت جنوبی شرق چین با انسو ارتباط بیشتری دارد. کوهن و همکاران (۲۰۱۴) معتقدند که تغییرات شدید نوسان شمالگان باعث رویدادهای فرین آب و هوا در سراسر عرض‌های میانه نیمکره شمالی و وقوع زمستان های سخت و شدید می شود. تغییرات در مسیر طوفان ها، جریان رودبادها و امواج سیاره‌ای سبب تقویت نوسانات شمالگان می شود. بین تغییرات شمالگان وآب و هوای عرض های میانه نیمکره شمالی ارتباط وجود دارد. بنابرین تغییرات شمالگان در رویدادهای فرین آب و هوایی نیمکره شمالی اثرات زیادی دارند. وان لیم و دانگ کیم (۲۰۱۵) نقش دو الگوی پیوند از دور AO و اوراسیا را در تغییرات سال به سال دمای زمستانی منطقه موسمی ها و جنوب شرق آسیا مورد مقایسه و واکاوی قرار داده و به این نتیجه رسیده اند که AO موجب گرمایش و الگوی اوراسیا موجب سرمایش زمستان مناطق جنوب شرق آسیا می شوند. تاناکا و تامورا (۲۰۱۶) با استفاده از مدل بیلان انرژی، نقش الگوی AO بر تغییرات دمای سطحی منطقه اوراسیا را شبیه سازی کرده و به این نتیجه رسیده اند که در بازه زمانی ۱۹۷۰-۱۹۵۸ این اثر افزایش در بازه زمانی ۲۰۰۰-۱۹۷۰ کاهش و دوباره در بازه زمانی ۲۰۱۲-۲۰۰۰ افزایش یافته است.

قاسمی و خلیلی (۲۰۰۶) بین شاخص AO و دماهای متوسط ماهانه ایران ارتباط معنی داری پیدا کرده و معتقدند که به طور کلی این ارتباط منفی و معکوس است. همچنین در مطالعه خسروی و همکاران (۱۳۸۶) نیز بین AO و دماهای حداقل شهرکرد رابطه و ضریب همبستگی معنی‌دار ۰/۴۶ مورد محاسبه قرار داده شده است. در مطالعه یاد شده بین میانگین سالانه AO با دمای حداکثر، متوسط سالیانه دما و متوسط سالانه فشار شهرکرد نیز ارتباط معنی‌داری محاسبه گردیده است. همچنین آشکار گردید که در سال‌هایی که فاز مثبت AO حاکم است، با کاهش میزان AO روزانه، دماهای حداقل روزانه شهرکرد افزایش می‌یابد و بالعکس.

مطلبی زاد (۱۳۹۴) معتقد است که عامل اصلی فراوانی وقوع ، شدت، گسترش و استمرار زمانی امواج سرمایی منطقه شمال غرب ایران AO است. به عبارت دیگر در شمال غرب، ویژگی های زمانی و مکانی سرما و امواج سرمایی به عنوان تابعی از افت دما، به شدّت تحت تأثیر الگوی کلان مقیاس AO است.

با توجه به پیشینه و ادبیات تحقیق، این مطالعه در صدد ارزیابی و تحلیل نقش الگوی کلان مقیاس نوسان شمالگان بر دمای دوره سرد سال منطقه شمال شرق ایران می باشد.

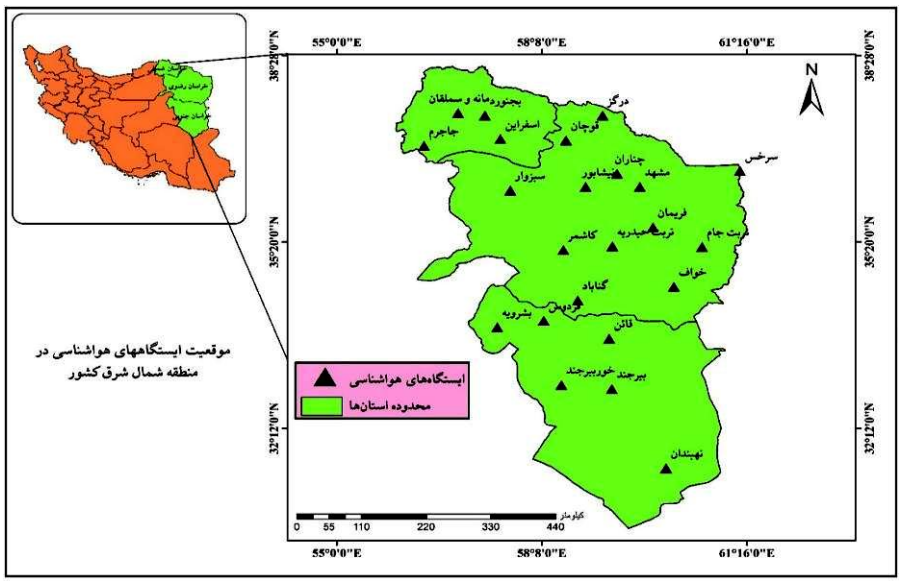
داده ها و روش ها

در این مطالعه ۳ گروه داده مورد استفاده قرارگرفته که عبارت‌اند از:

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]

۱- داده‌های کمینه‌ی دمای ماهانه که از سازمان هواشناسی اخذ گردیده‌اند. با توجه به محدود بودن طول دوره‌ی آماری ایستگاه‌های سینوپتیک منطقه‌ی مورد مطالعه، ۱۷ ایستگاه که دارای طولانی‌ترین دوره‌ی آماری بودند، برای مطالعه انتخاب‌شده‌اند و البته در این بین، از میان این ۱۷ ایستگاه، ایستگاه‌هایی که دارای همبستگی با شاخص‌های اقلیمی بوده‌اند به‌منظور مطالعه انتخاب‌شده و بقیه ایستگاه‌ها به علت عدم وجود همبستگی با شاخص‌های پیوند از دور حذف گردیده‌اند. طول دوره‌ی آماری برای این ایستگاه‌ها متغیّر بوده و سعی شده بر اساس قوانین آماری از حداقل دوره آماری داده‌ها نیز استفاده شود. در شکل ۳ موقعیت و توزیع فضایی ایستگاه های مورد مطالعه نشان داده شده است.



شکل (۳). نقشه‌ی موقع جغرافیایی منطقه‌ی موردمطالعه و ایستگاه‌های سینوپتیک منتخب

۲- داده‌های مربوط به شاخص AO که بر اساس مقادیر عددی آستانه استانداردشده ۰/۵± دارای سه فاز منفی (زیر ۰/۵-) ، مثبت (بیشتر از ۰/۵) و خنثی (بین ۰/۵- و ۰/۵) می‌باشد. داده های مربوط به شاخص AO از مرکز مطالعات جوّی هدلی در انگلستان دریافت و مورد استفاده قرار داده شده است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]

۳- داده‌های جوی مورداستفاده در این تحقیق شامل داده‌های فشار سطح دریا (Slp)، دمای جو (Air)، مؤلفه‌های مداری (Uwnd) و نصف‌النهاری باد (Vwnd) و ارتفاع ژئوپتانسیل (Hgt) می‌باشند.

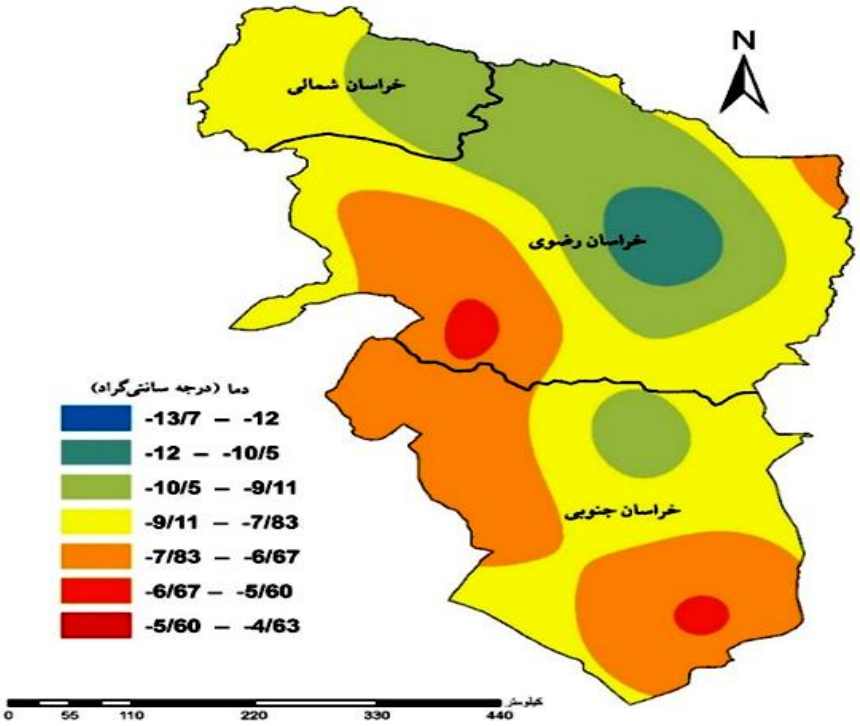
واکاوی دماهای ایستگاه‌های منطقه‌ی شمال شرق ایران، پس از تشکیل پایگاه داده‌ها و تحلیل‌های کمی پس از کنترل کیفی، رفع نواقص و اطلاع از صحت داده‌ها انجام‌گرفته است. در تحلیل داده‌ها و کشف روابط، عمدتاً روش های تحلیل رگرسیون از جمله همبستگی پیرسون مورداستفاده قرار گرفته و بیشتر نتایج به صورت نمودار و نقشه نشان داده شده‌اند. برای دقیق‌تر نمودن ارتباط شاخص AO و دماهای ایستگاه‌ها، شدیدترین فاز مثبت و منفی شاخص در برابر دمای مربوط به همان سال قرار داده شده و تفسیر گردیده است. از روش استاندارد شده‌ی دما در تجزیه و تحلیل روابط موجود بین دمای ایستگاه‌های مورد مطالعه و الگوی پیوند از دور AO استفاده‌شده است. به منظور ترسیم نقشه های توزیع فضایی همبستگی بین الگوی پیوند از دور و دماهای کمینه ماهانه منطقه شمال شرق کشور، پس از آزمون روش های جبری و زمین آماری، با توجّه به معیارهای مختلف از جمله خطاها، روش کریجینگ ساده به عنوان بهترین روش با کمترین خطا انتخاب و استفاده شده است.

نتایج و بحث

توزیع فضایی متوسط بلند مدت دماهای حداقل ماهانه شمال شرق ایران در ۲ بازه زمانی انجام شد که عبارت از سه‌ماهه زمستانی دسامبر، ژانویه و فوریه و دوره سرمای دسامبر، ژانویه، فوریه و مارس هستند. در شکل۴ توزیع متوسط بلند مدّت دمای حداقل فصلی شمال شرق ایران در بازه زمانی دسامبر تا فوریه ترسیم و نشان داده شده است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]

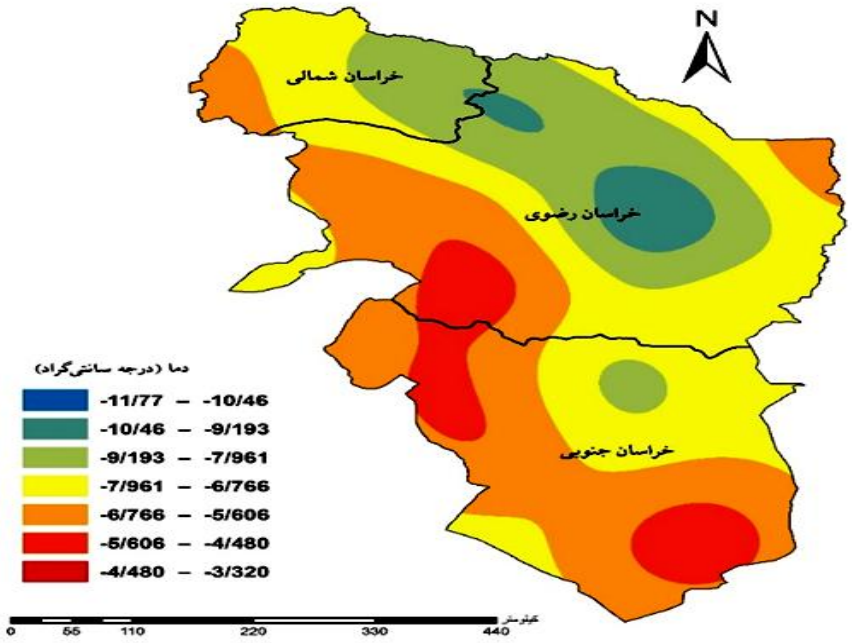


شکل (۴). میانگین بلند مدت دمای حداقل بازه زمانی دسامبر-فوریه در منطقه موردمطالعه (۱۹۵۱-۲۰۱۴)

با توجّه به نقشه توزیع فضایی بلند مدت دمای میانگین حداقل دسامبر-فوریه، معلوم شد که هسته سرمایی در شمال شرق منطقه قرار داشته و محدوده غرب و جنوب غرب منطقه، دارای خشونت دمایی کم‌تری هستند.

در توزیع فضایی بلند مدت میانگین دماهای کمینه منطقه شمال شرق (شکل ۵) مشاهده می شود که در هر دو بازه زمانی مرکز و شرق منطقه مورد مطالعه سردتر از بخش‌های دیگر هستند که این امر یعنی سردی بیشتر مناطق شمال شرقی، مرکزی و شرقی بی‌ارتباط با نزدیکی به محل ورود پرفشار سیبری و همچنین توپوگرافی مرتفع بخش‌های یادشده و ارتفاع کم مناطقی که کمتر تحت تأثیر دماهای پایین هستند، نمی‌تواند باشد.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]



شکل (۵). میانگین بلند مدت دمای حداقل بازه زمانی دسامبر-مارس در منطقه موردمطالعه (۱۹۵۱-۲۰۱۴)

به منظور اطلاع از ارتباط و اثر الگوی AO بر دماهای کمینه ماهانه ایستگاه‌های منتخب در دو بازه زمانی دسامبر-فوریه و دسامبر- مارس، ضریب همبستگی پیرسون بین داده‌های دما و شاخص‌های متناظر زمانی الگوی نوسان شمالگان محاسبه و در جدول ۱ درج گردید.

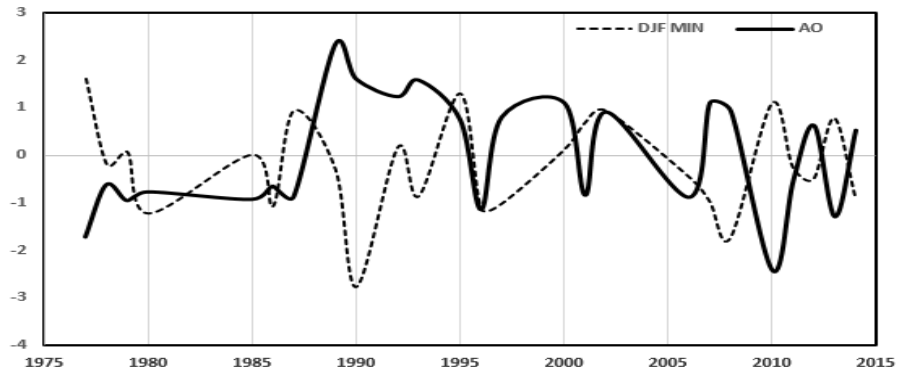
جدول (۱). همبستگی دماهای حداقل ماهانه‌ی ایستگاه‌های مورد مطالعه با شاخص AO

نام ایستگاه	بازه زمانی	ضریب همبستگی
چناران	DJFM	-۰/۵۵۷ **
کاشمر	DJFM	-۰/۴۹۰
سرخس	DJFM	-۰/۴۲۰*
بیرجند	DJF	-۰/۴۲۹*
	DJFM	-۰/۴۶۱*

(**ضریب معنی‌دار در سطح ۰/۰۱ * ضریب معنی‌دار در سطح ۰/۰۵)

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]

اثر و رابطه الگوی AO در دوره سرما فقط در ۴ ایستگاه چناران، کاشمر، سرخس و بیرجند معنی دار می باشد. در بازه دسامبر، ژانویه و مارس این رابطه فقط در ایستگاه بجنورد معنی دار بوده و در سایر ایستگاه ها الگوی AO اثری بر دماهای حداقل ماهانه نداشته است.نمودار نشان دهنده ارتباط همزمان خطّی بین مقادیر استانداردشده‌ی دماهای حداقل ماهانه و شاخص الگوی AO ایستگاه بجنورد در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه برای دوره‌ی ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۴ در شکل ۶ ترسیم شده است.

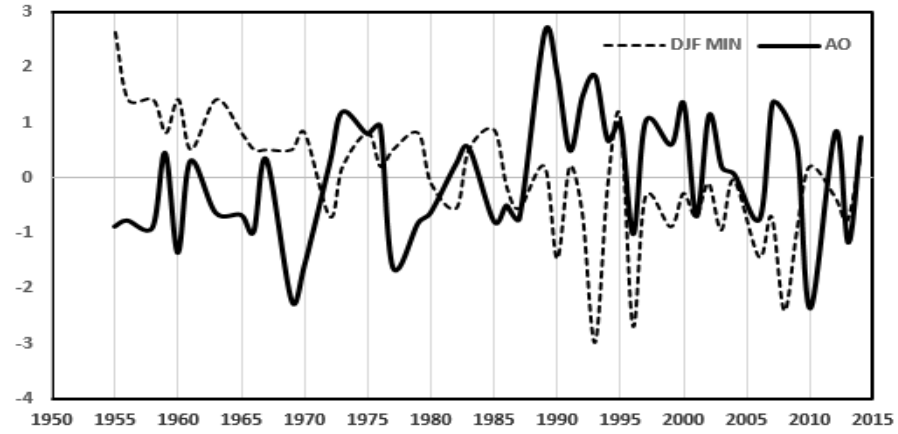


شکل(۶). رابطه و هماهنگی مقادیر استانداردشده‌ی دماهای حداقل ماهانه‌ی ایستگاه بجنورد در دوره دسامبر، ژانویه، فوریه با فازهای منفی و مثبت شاخص AO طی دوره‌ی آماری ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۴

با توجّه به شکل ۴ با افزایش مقادیر شاخص، دماهای حداقل کاهش یافته و ارتباط معکوس را نشان می دهد. در سال ۲۰۱۰ مقدار عددی شاخص به کمترین حد خود و برعکس در سال ۱۹۸۹ به بالاترین حد خود رسیده است. ارتباط بین مقادیر استانداردشده‌ی دماهای حداقل و شاخص الگوی AO در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه طی دوره‌ی ۱۹۵۵ تا ۲۰۱۴ در ایستگاه بیرجند در شکل ۷ ترسیم شده است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]



شکل (۷). رابطه و هماهنگی مقادیر استانداردشده‌ی دماهای حداقل ماهانه‌ی ایستگاه بیرجند در ماه‌های دسامبر، ژانویه، فوریه، با فازهای منفی و مثبت شاخص AO طی دوره‌ی آماری ۱۹۵۵ تا ۲۰۱۴

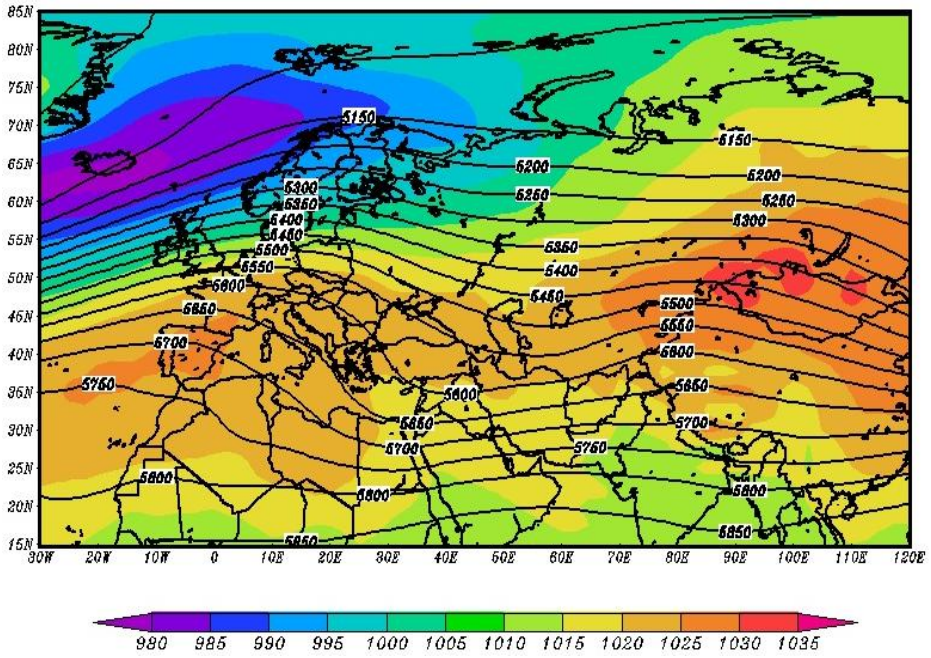
همان‌گونه که مشاهده می‌شود با افزایش مقادیر شاخص، دماهای حداقل کاهش‌یافته و وجود ارتباطی معکوس را نشان می دهد. در بیرجند سال ۲۰۱۰ مقدار عددی شاخص به کمترین و در سال ۱۹۸۹ به بالاترین حد خود رسیده است.

وضعیت سطح زمین و سطح میانی جو در شدیدترین فازهای مثبت و منفی AO

شدیدترین فاز مثبت AO در سال ۱۹۹۰ و شدیدترین فاز منفی ۱۹۶۹ حادث شده‌اند که در این مجال این دو فاز اجمالاً مورد بررسی قرار داده می‌شوند. نقشه‌ی ترکیبی میانگین فشار سطح دریا والگوی آرایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فاز مثبت سال ۱۹۹۰ برای سه ماه ژانویه، فوریه و مارس در شکل ۸ ترسیم گردیده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود زبانه پرفشار ادغامی (پرفشار سیبری و مهاجر غربی) قسمت‌هایی از شمال خراسان را در برگرفته و باعث ریزش هوای سرد به منطقه شده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال یک ناوه ی نه‌چندان عمیق مشاهده می‌شود که هوای سرد اروپا را به منطقه منتقل کرده است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]



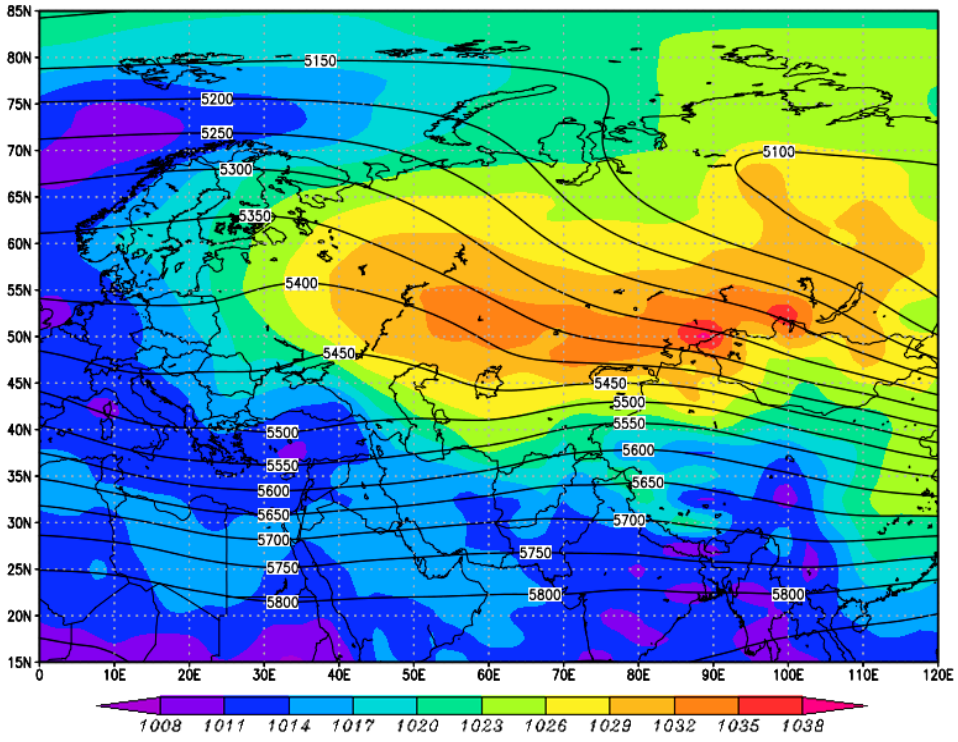
شکل (۸). نقشه‌ی میانگین فشار سطح دریا و الگوی آرایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فاز مثبت زمستان (ژانویه، فوریه و مارس) سال ۱۹۹۰

نقشه‌ی ترکیبی میانگین فشار سطح دریا و الگوی آرایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتو پاسکال در فاز منفی سال ۱۹۶۹ برای سه ماهه ژانویه، فوریه و مارس ترسیم گردیده است (شکل ۹). با توجه به نقشه، محدوده‌ی شمال شرق در فاز منفی سال ۱۹۶۹، بین پرفشار سیبری و یک‌کم فشار قرارگرفته است که زبانه‌هایی از کم‌فشار به سمت منطقه کشیده شده است. با توجّه به منحنی میزان‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال هوای ملایم عرض‌های میانی به منطقه‌ی شمال شرق سرازیر شده است.

با توجّه به مقایسه وضعیت فشار سطح دریا و تراز میانی جوّ در دو فاز مثبت و منفی نمونه، به نظر می‌رسد در فاز مثبت وجود و ادغام پرفشار مهاجر غربی با پرفشار سیبری عامل وزش هوای سرد به ایران و خصوصاً شمال غرب ایران است، در حالی که در فاز منفی نه تنها خبری از پرفشارهای مهاجر غربی نیست، بلکه بخش وسیعی از ایران تحت تسلط کم فشارها هستند و اثرات پرفشار سیبری به منطقه نمی رسد و دما به علت وزش از عرض های پایین تر گرم تر شده و از حالت عادی بیشتر است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]



شکل (۹). نقشه‌ی میانگین فشار سطح دریا و الگوی آرایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فاز منفی زمستان (ژانویه، فوریه و مارس) سال ۱۹۶۹

نتیجه گیری

نتایج حاصل از این مطالعه نشان می‌دهد که بین الگوی پیوند از دور AO و دماهای کمینه منطقه شمال شرق ایران رابطه معنی‌داری در فصل سرما وجود دارد. رابطه یادشده از نوع منفی و معکوس می‌باشد. این یافته قبلاً در تحقیق خسروی و همکاران (۱۳۸۶) برای ایستگاه شهرکرد نیز محقّق شده بود. رابطه یاد شده از منظر سینوپتیک بدان معنی است که وقتی شاخص عددی مثبت نشان می‌دهد، دما پایین رفته و برعکس زمانی که شاخص منفی است، دمای منطقه شرق ایران از خود افزایش نشان می‌دهد. این یافته دقیقاً با نتایج کارهای محققان دیگر مثل قاسمی و خلیلی (۲۰۰۶) و تورکیش و ارلات (۲۰۰۸) همخوانی داشته و نتایج کار آنها را تأیید می کند. بر این اساس به هنگام قرار گرفتن AO در فاز منفی، ناهنجاری شدیدی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مناطقی از شمال آفریقا، غرب آسیا و اطراف دریای خزر و شمال شرق ایران مشاهده می شود که این ناهنجاری منفی در سطح زمین با فروبارها و افزایش نسبی

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]

دما در مناطق یاد شده همراه است. همچنین در فاز مثبت AO نیز در مناطق شمال شرق اطلس و اروپای شرقی که شامل ترکیه و ایران هم می شود، کم فشار ایسلند به طور قابل توجهی تشدید می شود که این امر موجب نفوذ هوای سرد شمالی از سمت قطب به عرض های پایین تر مثل منطقه شمال شرق ایران شده و با کاهش محسوس دما یخبندان های شدیدی به وجود می آورد.

در بین ایستگاه‌های موردمطالعه، ارتباط دماهای کمینه و متوسط ماهانه ایستگاه‌های بیرجند و بجنورد بیش از سایر ایستگاه‌ها تحت تأثیر الگوی AO دچار نوسان شده و ضرایب همبستگی خوبی بین دمای کمینه و متوسط ایستگاه‌های بیرجند و بجنورد با الگوی نوسان شمالگان موردمحاسبه قرارگرفته است. اثر AO بر دمای متوسط منطقه مورد مطالعه یعنی شمال شرق ایران در سه‌ماهه ژانویه تا مارس و دوماهه ژانویه- فوریه و در ماه ژانویه بسیار چشمگیرتر از سایر دوره‌های زمانی می‌باشد.

تحلیل سینوپتیک نتایج آماری را تأیید می کنند. بر اساس تحلیل های همبستگی روشن گردید که در فار منفی الگوی AO دمای کمینه ماهانه منطقه مورد مطالعه افزایش و در فاز مثبت کاهش می یابد. برای تحلیل سینوپتیک این رهیافت آماری دو فاز شدید، مثبت سال ۱۹۹۰ و منفی سال ۱۹۶۹ به عنوان نمونه انتخابی نشان دادند که در فاز مثبت منطقه مواجه با پرفشار بوده و هوای سرد اروپا به منطقه شمال شرق ایران سرازیر شده و دماهای حداقل را به شدت متأثر کرده و دما را به طور کلی کاهش می دهد؛ امّا در فاز منفی در سطح زمین کم فشار حاکم بوده و هوای ملایم عرض های میانی باعث افزایش دمای منطقه مورد مطالعه می شوند که این یافته سینوپتیک نیز کاملاً منطبق بر یافته های محققینی مثل تورکیش و ارلات (۲۰۰۸) می باشد.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]

منابع و ماخذ

۱. خسروی محمود،کریمی خواجه لنگی صادق، سلیقه محمد (۱۳۸۶). **ارتباط شاخص نوسان قطبی با نوسان‌های دمایی؛ مورد: ایستگاه شهرکرد**، مجله جغرافیا و توسعه. شماره ۹، ۱۳۶-۱۲۵.

۲. قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۸۸). **تحلیل همدید دماهای فرین دوره سرد سال در منطقه شمالغرب ایران**، رساله دکتری اقلیم شناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه ریزی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه اصفهان .

۳. مطلبی زاد، سلماز (۱۳۹۴). **شناسایی، طبقه بندی و تحلیل سینوپتیک امواج سرمایی منطقه شمال غرب ایران**، پایان نامه کارشناسی ارشد مخاطرات آب و هوایی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس تهران.

Adams, J. M., Bond, N., & Overland, J. (2000). ***Regional variability of the Arctic heat budget in fall and winter***. J.Clim.13 (19): 3500-3510.

Bradbury, J., Keim, D & Wake, C. (2003).***The influence of Regional storm tracking and teleconnections on winter precipitation in the Northeastern United States***, An. Assoc. Ame. Geogr, 93 (3): 544-556.

Cohen, J. (2011). ***Eurasian snow cover variability and links with stratosphere-Troposphere coupling and their potential use in seasonal to decadal climate predictions***, US National Oceanic and Atmospheric Administration (Scientific Report), pp1-6.

Cohen, j., Foster, J., Barlow, M., Saito, K., Jonce, J .(2010). ***Winter 2009-2010: A Case study of an extream Arctic Oscillation event***, Geophysical Research Letters, 37, L17707, doi:10.1029/2010GL044256.

Cohen, J., Screen, J.A., Furtado, J.C., Barlow, M.,Whittleston, D. Coumou, D., Francis,J.,Dethloff,K., Entekhabi,D., Overland, J., Jones, J., (2014). ***Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather***, Nature Geoscience, 7: 627-637.

Ghasemi, A., Khalili, D. (2006). ***The influence of Arctic oscillation on winter temperature in Iran***, Theoritical and Applied. Climatology, 85, pp. 149–164.

Gong, D., Drange, H. (2005). ***A Preliminary Study on the Relationship Between Arctic Oscillation and Daily SLP Variance in the Northern Hemisphere During Wintertime***, Advances in Atmospheric Sciences, 22(3): 313-327.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]

Kwon Lim, K., Dong Kim, H. (2015). ***Comparison of the impact of the Arctic Oscillation and Eurasian teleconnection on interannual variation in East Asian winter temperatures and monsoon***, Theoretical and Applied Climatology, 124 (1):1-13.

Mathieu, P., Sutton, R & Dong, B. (2004). ***Predictability of winter climate over the North Atlantic European region during Enso events***, J.Clim.17 (10): 1953-1974.

Park, T W., Hoi, H C.(2010). ***Relationship between the Arctic Oscillation and Cold Surges over East Asia***, Journal of Climate, 24: 68 -83.

Prieto, L., Garcia, R., Diaz, J., Hernandez, E & del Teso, T. (2004). ***Minimum extreme temperatures over Peninsular Spain***, Global and Planetary Change, 44, pp. 59-71.

Rodianov, S., Assel, R. (2000). ***Atmospheric teleconnection patterns and severity of winters in the Laurentain Great Lakes Basin***, Atmo. Oce, 38 (4): 601-635.

Rodianov, S., Assel, R. (2003). ***winter severity in the Great Lakes Region: a tale of two oscillations***, Clim. Res, 24 (1): 19-31.

Shangfeng, C., Wen, C., Ke, W. (2013). ***Recent trends in winter temperature extremes in Eastern China and their Relationship with the Arctic Oscillation and ENSO,*** Advances in Atmospheric sciences, 6: 1712–1724.

Tanaka, H., Tamura, M. (2016). ***Relationship between the Arctic oscillation and surface air temperature in multi-decadal time-scale***, Polar Science, in Press paper, doi:10.1016/j.polar.2016.03.002.

Thompson, D. W., Wallace, J. (1998). ***The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields***, Geophy. Res. Lett, 25: 1297-1300.

Turkes, M., Erlat, E. (2008). ***Influence of the Arctic Oscillation on the variability of winter mean temperatures in Turkey***, Theor. Appl. Climatol, 92, 75–85.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]

Wallace, J, M., Guzzler, D. S. (1981). ***Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter***, Monthly weather Review, 109: 784-812.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1395.16.42.3.8]