

اثر نوسان قطبی بر نوسان های دما و بارش فصل زمستان در ایران مرکزی

دکتر کمال امیدوار^۱، مهدی جعفری ندوشن^۲

۱- دانشیار اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه یزد، ایران

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه یزد، ایران

چکیده:

هدف از اجرای این تحقیق پیش بینی ناهنجاری های دما و بارش زمستان (دسامبر-مارس) در ایران مرکزی با استفاده از الگوهای پیوند از دور می باشد. داده های مورد استفاده شامل نمایه نوسان قطبی و مقادیر دما (کمینه، بیشینه و میانگین) و بارش به صورت روزانه در طول ۴۵ سال (۲۰۱۰-۱۹۶۵ میلادی) در ۹ ایستگاه ایران مرکزی می باشد. پس از میانگین گیری از داده ها، سری های زمانی فصلی برای هر متغیر به صورت جداگانه ساخته شد. نتایج آزمون همبستگی نشان داد که در فاز مثبت نوسان قطبی دمای زمستان در ایران مرکزی کاهش می یابد. همچنین مشخص شد تغییرات نمایه AO در فصل پاییز تا ۲۵ درصد تغییرات دمای زمستان منطقه مورد مطالعه را توجیه می کند. به دلیل عدم وجود ضرایب همبستگی معنادار در اغلب ایستگاه های مورد مطالعه، می توان نتیجه گرفت بین نوسان قطبی و بارش زمستانه ایران مرکزی رابطه ای وجود ندارد.

کلید واژه ها: پیوند از دور، نوسان قطبی (AO)، دما، بارش، ایران مرکزی

مقدمه

در دهه های اخیر یکی از موضوعاتی که برای تبیین رفتار اقلیم مورد توجه شناسان قرار گرفته است، توجیه رفتار اقلیم بر اساس ساز و کارهای پیوند از دور است. پیوند از دور به بیان ساده ارتباط عناصر و پدیده های اقلیمی مثل دما، فشار سطح دریا و ... در مناطق دور از هم در سطح کره زمین و در بازه های زمانی مشخص می باشد (والاس و گاتزler^۱، ۱۹۸۰، ص ۷۸۴). تلاش اغلب پژوهش گران در این زمینه و حتی سرگیلبرت واکر^۲ به عنوان یکی از پیشگامان این عرصه این بوده است که با بررسی موضوع پیوند از دور بتوانند در دراز مدت پیش بینی های مفیدی را انجام دهد (امیدوار، ۱۳۸۹، ص ۲۸۵). الگوهای پیوند از دور در امواج جوی، موقعیت رود بادهای، بارش و مسیر طوفان ها در سطح وسیعی اثر می گذارند. بنابراین باعث ایجاد الگوهای هوایی غیر معمولی می گردند که به طور همزمان در مناطق دور تری اتفاق می افتد. پس می توان پیوند از دور را یکی از کلیدهای پیش بینی های اقلیمی قلمداد کرد (خسروی، ۱۳۸۳، ص ۱۶۹). کشور ایران و منطقه ایران مرکزی به دلیل داشتن شرایط خاص اقلیمی، همواره در معرض پیامدهای ناشی از ناهنجاری های اقلیمی بوده و هست. در این میان تغییرات ناگهانی دما و بارش در این منطقه نمود بیشتری دارند. هدف از اجرای این تحقیق پیش بینی ناهنجاری های اقلیمی با استفاده از الگوهای

¹ Wallace & Gutzler

² Sir Gilbert Walker

پیوند از دور می باشد تا در پی آن بتوان با پیش بینی تغییرات اقلیمی در کاهش خسارات ناشی از این تغییرات بر زندگی مردمان این دیار قدمی برداشت. نوسان قطبی ناشی از وضعیت متضاد تغییرات فشار تراز سطح دریا در عرض قطب شمال و عرض های میانه (حدود ۴۵ درجه شمالی) می باشد. زمانی که فشار سطح دریا در قطب بیشتر از حد معمول باشد، فشار سطح دریا در عرض های میانه تمایل به کاهش دارد. این حالت با فاز منفی نوسان قطبی شناخته می شود. در فاز مثبت عکس حالت بالا دیده می شود. نوسان قطبی مورد توجه هواشناسان و اقلیم شناسان است، چرا که این نوسان در آب و هوای مناطق نیمه کره شمالی تاثیر دارد. در فاز مثبت AO جریان های اقیانوسی به مناطق شمالی تر می رسند. در این وضعیت هوای آلاسکا، اسکاتلند و اسکانندیناوی مرطوب تر از معمول و در مقابل هوای غرب مناطق ایالات متحده و خاورمیانه خشک تر خواهد شد. همچنین در فاز مثبت نوسان های قطبی اگر چه دمای مناطق شرق ایالات متحده از حد معمول گرم تر می شود اما در گرینلند عکس این حالت اتفاق می افتد. در حالت منفی نوسان قطبی موارد فوق معکوس می گردد (والاس، ۲۰۰۰). از نظر کر (۱۹۹۹) و والاس (۲۰۰۰) نوسان اطلس شمالی (NAO) همان نوسان قطبی است که در یک ناحیه کوچکتر بروز یافته است. در واقع می توان نوسان اطلس شمالی را قسمتی از نوسان قطبی به حساب آورد. فعالیت نوسان قطبی در طول سال و گسترگی مناطق تحت تاثیر این نوسان از ویژگی های منحصر به فرد آن در مقایسه با الگوهای دیگر پیوند از دور می باشد. گنگ و وانگ^۱ (۲۰۰۳، ص ۲۱۱) ضریب همبستگی بین نمایه نوسان قطبی و پرفشار سیبری را -0.51 بدست آورده اند. همچنین آنان نقل قول می کنند که با افزایش AO به اندازه یک واحد انحراف معیار، فشار سطح دریا در سیبری ۱ تا ۳ هکتوپاسکال نسبت به حالت عادی کاهش می یابد. پس در فاز مثبت نوسان قطبی با کاهش فشار سطح دریا، پرفشار سیبری تضعیف می گردد. البته هو^۲ (۲۰۱۱، ص ۳۹۸) اعتقاد دارد که AO مثبت به تقویت پرفشار مذکور منجر می شود. در هر حال اثر نوسان قطبی بر فعالیت پرفشار سیبری به اثبات رسیده است. مطالعه اثر نوسان قطبی بر اقلیم فصل زمستان در کشور چین حاکی از آن است که بالاترین همبستگی نوسان نامبرده با دما در شمال چین ($+0.4$) و با بارش در جنوب و مرکز این کشور ($+0.3$ تا $+0.4$) می باشد (گنگ و وانگ، ۲۰۰۳، ص ۵۵۹). در تحقیقی دیگر بالاترین همبستگی بین حوادث فنولوژیکی در بهار و نمایه های NAO و AO در طی ماه های زمستان (دسامبر - مارس) و سه ماهه اول بهار در منطقه دریای بالتیک در دوره سال های ۱۹۹۸-۱۹۵۱ دیده شده است (آهاس^۳ و همکاران، ۲۰۰۴). تحقیقات بورمن^۴ و همکاران تأثیر زمستانه نوسان قطبی را بر موسمی های اقیانوس هند مورد بررسی قرار داده است. این تحقیق نشان می دهد فاز منفی نوسان قطبی در زمستان و اوایل بهار به کاهش بارش در ماه ژوئن در منطقه بارش های موسمی منجر می شود (بورمن و همکاران، ۲۰۰۶، ص ۲۲۴۷). با بررسی رابطه بین نمایه نوسان قطبی در ماه دسامبر و تغییرات اقلیمی در ماه ژانویه در جنوب چین مشخص شد که بین نمایه نوسان قطبی در ماه دسامبر با دمای هوای سطح زمین و بارش در ماه ژانویه به ترتیب رابطه معکوس و

1 Kerr

4 Gong & Wang

3 Hui

4 Ahas

5 Burmann

مستقیم وجود دارد. در این تحقیق بیان شده است که در فاز مثبت AO رودباد جنب حاره از جنوب فلات ایران تا فلات تبت تقویت می شود. افزایش فشار سطح دریا در خلیج بنگال که نتیجه این موضوع می باشد، باعث حرکت جریان هوای گرم و مرطوب به جنوب چین شده و بارش منطقه بیشتر می شود. همچنین در فاز مثبت نوسان فوق پرفشار سیبری تقویت شده و به سمت جنوب شرق گسترش یابد. پیامد این مسئله ریزش هوای سرد در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و کاهش دمای منطقه می شود (هو، ۲۰۱۱، ص ۳۹۸). تحلیل و تجزیه اثر نوسان قطبی بر بارش در حوضه سواحل شرقی مدیترانه نشان داده است که با افزایش نمایه AO در حالی که بارش در ساحل شرقی مدیترانه از شبه جزیره ایبری تا مناطق شمالی فلسطین اشغالی کاهش محسوسی دارد؛ در قسمت های جنوبی بارندگی در این شرایط کمی بیشتر می شود. توده هواهای شمالی که به قسمت های جنوبی می رسند (نسبت به سواحل شمالی مدیترانه) مسیر طولانی تری را از روی آب های گرم پیموده و بارندگی بیشتری را سبب می شوند (جیواتی و رسنفلد، ۲۰۱۴، ص ۱۱۴). مطالعه روابط بین الگوهای چرخشی جوی کلان مقیاس نیمکره شمالی از جمله نوسان قطبی با خشکسالی های سالانه سیستان و بلوچستان این نتیجه بدست آمد که ۵ تا از الگوهای پیوند از دور (از جمله نوسان قطبی) قادرند بیش از ۷۰ درصد از تغییرات SPI (نمایه استاندارد بارش)^۳ را توجیه نمایند (خسروی، ۱۳۸۳، ص ۱۶۸). قاسمی و خلیلی (۲۰۰۶، ص ۱۴۹) به بررسی اثر نوسان قطبی بر دمای هوای سطح زمین در ایران پرداخته اند. آنها رابطه معکوس این نمایه اقلیمی با دمای هوای سطح زمین را در بیشتر مناطق ایران اثبات کرده اند. این دو محقق معتقدند ۱۴ تا ۶۶ درصد از تغییرات دمای هوای زمستان توسط نوسان قطبی توجیه شده و ناهنجاری های نوسان قطبی در تابستان می تواند ۲۵ تا ۳۲ درصد از تغییرات دما را در زمستان بعدی توجیه نماید. به نظر قاسمی و خلیلی ورود بادهای غربی که از آب های گرم اقیانوس اطلس سرچشمه گرفتند، باعث افزایش دما کشور در فاز منفی AO می گردد. همچنین ورود هوای سرد قطبی و جنب قطبی در فاز مثبت نوسان قطبی به ایران به کاهش دما منجر می گردد. در تحلیل چند متغیره ارتباط میزان بارش فصلی ایران و شاخص های اقلیمی که توسط یاراحمدی و عزیز (۱۳۸۶، ص ۱۶۱) انجام گرفت؛ مشخص شد که در ایستگاه های یزد، شاهرود و کرمان هیچ رابطه ای بین بارش فصل زمستان با نوسان قطبی وجود ندارد. جهت مطالعه ارتباط شاخص نوسان قطبی با نوسان های دمایی در ایستگاه شهر کرد، خسروی و همکاران از داده هایی در دو مقیاس زمانی روزانه و سالانه استفاده کردند. ضریب همبستگی بین دمای حداقل شهرکرد و نمایه نوسان قطبی در بررسی داده های سالانه ۰/۴۶۳- بدست آمد در حالی این ضریب برای دما و AO با استفاده از داده های روزانه ۰/۴۱۷ محاسبه شده است (خسروی و همکاران، ۱۳۸۶، ص ۱۲۵). در تعیین نقش الگوهای پیوند از دور نیمکره شمالی بر دمای ایران مشخص شد که هیچ یک از الگوهای پیوند از دور توان تبیین درصد بزرگی از تغییرات دمای قلمرو بزرگی از ایران را در همه ماه های سال ندارند (اکبری و مسعودیان، ۱۳۸۶، ص ۱۱۷). قویدل و خوشحال (۱۳۸۷، ص ۱۷۹) به مطالعه اثر الگوی نوسانات شمالگان (AO) بر سختی زمستان در تبریز پرداختند. در این پژوهش برای تعریف سختی

¹ Hui,

² Givati, A., D. Rosenfeld

³ Standard Precipitation Index

زمستان از شاخصه هایی مثل متوسط دمای فصلی، متوسط دمای حداقل اندازه گیری شده و حداقل دماهای ثبت شده استفاده شد. ضرایب همبستگی بین دماها و نوسانات شمالگان از $-0/6$ تا $-0/7$ بدست آمد. بر این اساس نوسانات شمالگان عاملی تعیین کننده در سختی یا ملایمت اقلیم زمستانی تبریز معرفی شد. آنها در مورد چرایی این موضوع به نقش واسطه ای پرفشارهای سیبری و غربی اشاره کرده و بر این باورند که در فاز منفی نوسانات شمالگان حاکمیت استقرار پرفشار سیبری و الگوی ترکیبی سیبری- غربی باعث افت دما در کشور می گردد. در بررسی تأثیر نوسان قطبی بر بارش ایران توسط مسعودیان نشان داده شد که بارش ایران در ماه های نوامبر، مارس، دسامبر، اوت و اکتبر با نوسان قطبی ارتباط دارد. در بهترین شرایط حداکثر ۳۵ درصد از تغییرات بارش بخش هایی از ایران با این نوسان اقلیمی تبیین می شود (مسعودیان، ۱۳۸۷؛ ص ۳). کریمی و افضلی (۱۳۹۱، ص ۲۷) به مطالعه اثر همزمان نوسان قطبی، پرفشار سیبری و تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل بر تغییرات دما و بارش سواحل جنوبی دریای خزر پرداخته اند. یافته های این بررسی نشان می دهد رابطه بین نوسان قطبی با دمای منطقه مستقیم و با بارش سواحل جنوبی این دریا معکوس است. حجازی زاده و همکاران در بررسی سیگنال های اقلیمی بر بارش ناحیه مرکزی ایران (شامل ایستگاه های یزد، بم و طبس) با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی پی بردند که نوسان قطبی در حالت بدون تاخیر هیچ اثری بر بارش منطقه مذکور ندارد. طبق فرمولی که این پژوهشگران برای پیش بینی بارش در منطقه ارائه کرده اند از نوسان قطبی نامی برده نشده است (حجازی زاده و همکاران، ۱۳۹۲، ص ۸۴ و ۸۵).

منطقه مورد مطالعه

مختصات جغرافیایی منطقه مورد مطالعه بین عرض های جغرافیایی ۲۹ درجه شمالی تا ۳۴ درجه شمالی و مدار ۵۱ درجه شرقی تا ۵۸ درجه شرقی می باشد. برای بررسی تأثیر نوسان قطبی بر نوسان های دما و بارش در ایران مرکزی از داده های ایستگاه های اصفهان، بم، سبزوار، شاهرود، طبس، کرمان، نیریز، همگین و یزد استفاده گردید. ایستگاه های یاد شده (بجز طبس و نیریز) از ۱۹۶۵ تا ۲۰۱۰ میلادی دارای کامل ترین دوره آماری در سطح منطقه می باشند. موقعیت ایستگاه ها در جدول ۱ نشان داده شده است.

جدول ۱: مشخصات ایستگاه های مورد مطالعه

ردیف	نام ایستگاه	طول جغرافیایی (درجه دقیقه)	عرض جغرافیایی (درجه دقیقه)	ارتفاع از سطح دریا (متر)	سال تأسیس (میلادی)
۱	اصفهان	۵۱ ۴۰ شرقی	۳۲ ۳۷ شمالی	۱۵۵۰/۴	۱۹۵۱
۲	بم	۵۸ ۲۱ شرقی	۲۹ ۰۶ شمالی	۱۰۶۶/۹	۱۹۵۶
۳	سبزوار	۵۷ ۳۹ شرقی	۳۶ ۱۲ شمالی	۹۷۲	۱۹۵۴
۴	شاهرود	۵۴ ۵۷ شرقی	۳۶ ۲۵ شمالی	۱۳۴۹/۱	۱۹۵۱
۵	طبس	۵۶ ۵۵ شرقی	۳۳ ۳۶ شمالی	۷۱۱	۱۹۶۰
۶	کرمان	۵۶ ۵۸ شرقی	۳۰ ۱۵ شمالی	۱۷۵۳/۸	۱۹۵۱
۷	نیریز	۵۴ ۲۰ شرقی	۲۹ ۱۲ شمالی	۱۶۳۲	۱۹۶۴
۸	همگین	۵۱ ۲۷ شرقی	۳۱ ۵۵ شمالی	۲۱۵۰	۱۹۶۴
۹	یزد	۵۴ ۱۷ شرقی	۳۱ ۵۴ شمالی	۱۲۳۷/۲	۱۹۵۲

منبع: سایت سازمان هواشناسی کشور

ایران مرکزی محدوده مثلی شکلی است که از شمال با رشته کوه های البرز و از طرف غرب و جنوب غرب بوسيله کوه های زاگرس، از سمت جنوب و شرق به ترتیب با رشته های کوه های مکران و شرق ایران محدود می شود. وجود کوهستان های اطراف منطقه امکان نفوذ توده هواهای مرطوب را به ایران مرکزی محدود کرده و باعث ایجاد شرایط خشک در اغلب مساحت منطقه می شوند. نمود این موضوع کاهش نزولات جوی در اکثر نقاط و افزایش دامنه تغییرات دما بین شب و روز و فصول گرم و سرد سال است (علایی، ۱۳۸۸، ص ۲۲۱). در ایران مرکزی دما از شمال غرب به سمت جنوب شرق افزایش می یابد، چرا که در این مسیر هم عرض جغرافیایی افزایش می یابد و هم ارتفاع نسبی کمتر می شود. تغییرات بارش در منطقه جهت گیری خاصی ندارد و در ایستگاه های مرکزی به دلیل دوری از منابع آبی میزان بارندگی فصل زمستان کاهش می یابد (جعفری، ۱۳۹۱، ص ۴۹ و ۵۰).

داده ها و روش تحقیق

داده های روزانه نمایه نوسان قطبی از مرکز پیش بینی اقلیمی^۱ و داده های دما (کمینه، بیشینه و میانگین) و بارش ۹ ایستگاه هواشناسی در مقیاس روزانه از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید. در مرحله بعد میانگین داده های نمایه AO و داده های دماهای کمینه، بیشینه، میانگین و بارش برای ایستگاه های ۹ گانه محاسبه شد. برای این کار مجموع مقادیر روزانه متغیرهای اقلیمی و نمایه نوسان قطبی در هر روز حساب و تقسیم بر ۴۵ (دوره آماری) شد. به طور مثال تمام مقادیر دمای کمینه روز اول ژانویه یک ایستگاه را از سال ۱۹۶۵ تا ۲۰۱۰ جمع و بر تعداد سال ها تقسیم شده تا میانگین دمای کمینه اول ژانویه برای ایستگاه مورد نظر بدست آید (رابطه ۱). این کار برای تمام ۳۶۶ روز سال (با در نظر گرفتن داده روز ۲۹ فوریه در سال های کبیسه) و بقیه متغیرها و سایر ایستگاه ها دنبال گردید.

$$\text{رابطه (۱)} = \frac{\sum_{1965}^{2010} \text{دمای کمینه روز اول ژانویه}}{45} = \text{میانگین دمای کمینه روز اول ژانویه}$$

لازم به ذکر است در ایستگاه طبس و نیریز سال هایی را که در آنها داده ای ثبت نشده بود، حذف و میانگین گیری با تعداد سال کمتر صورت گرفت. مقادیر میانگین به دست آمده برای هر یک از متغیرها در هر ایستگاه یک سری زمانی بوده که شامل ۳۶۶ عدد می باشد. از داخل این سری زمانی، مقادیر ماه های دسامبر تا مارس جدا و سری زمانی جدیدی برای فصل زمستان ساخته شد. علاوه بر این برای داده های نمایه های AO سه سری زمانی اضافه تر شامل شامل مقادیر میانگین در ماه های نوامبر تا فوریه، اکتبر تا ژانویه، سپتامبر تا دسامبر جهت بررسی تأخیرهای زمانی یک ماهه، دو ماه و سه ماهه ایجاد گردید. به طور مثال جهت بررسی تأخیر یک ماهه داده های روزانه میانگین ماه های نوامبر تا فوریه AO با دماهای کمینه ایستگاه های مورد مطالعه در ماه دسامبر تا مارس در کنار هم قرار داده شده اند. سپس برای بررسی همبستگی بین داده های دما و بارش منطقه مورد مطالعه و نمایه AO از آزمون همبستگی پیرسون استفاده گردید که نتایج آن شامل ضرایب همبستگی و سطح معنی داری^۲ (Sig) هر ضریب در جدول ۲ خلاصه شده است. لازم به ذکر است فقط ضرایب همبستگی در سطح معنی داری ۰/۰۱ (با علامت دو

^۱ Climate Prediction Center (CPC)

^۲ Significance Level

ستاره جلوی ضریب همبستگی (و ۰/۰۵) (با علامت یک ستاره) آورده شده است و خانه های خالی جدول ها مربوط به مواردی است که ضرایب همبستگی دارای سطح معنی داری بالاتری هستند.

یافته ها و نتایج

خلاصه نتایج انجام آزمون همبستگی پیرسون بین نمایه نوسان قطبی و دماهای کمینه، بیشینه و میانگین و همچنین بارش روزانه ایستگاه های مورد مطالعه در جدول ۲ خلاصه شده است. لازم به ذکر می باشد که تأخیر (۰) به معنای بازه زمانی بدون تأخیر و تأخیر (۱) بیانگر بازه زمانی با در نظر گرفتن تأخیر یک ماهه برای نمایه AO و ... می باشد. بین نمایه AO و دماهای سه گانه در ابتدا با یک رابطه مستقیم و در حدود ۰/۴۷۸ در بازه زمانی زمستان بدون تأخیر شروع می شود. با حرکت از شمال به جنوب و غرب به شرق ضریب همبستگی کاهش می یابد. از طرف دیگر در ایستگاه های شمالی (شاهرود، سبزووار، اصفهان و طبس) بالاترین ضریب همبستگی نمایه AO با دمای کمینه می باشد در حالی که در ایستگاه های مرکزی (یزد و همگین) دمای میانگین و در قسمت های جنوبی (ایستگاه های کرمان، بم و نیریز) دمای بیشینه رکورد دار بیشترین ضریب همبستگی با نمایه ذکر شده می باشد.

جدول ۲ ضرایب همبستگی بین نمایه AO و دماها و بارش ایستگاه های ایران مرکزی

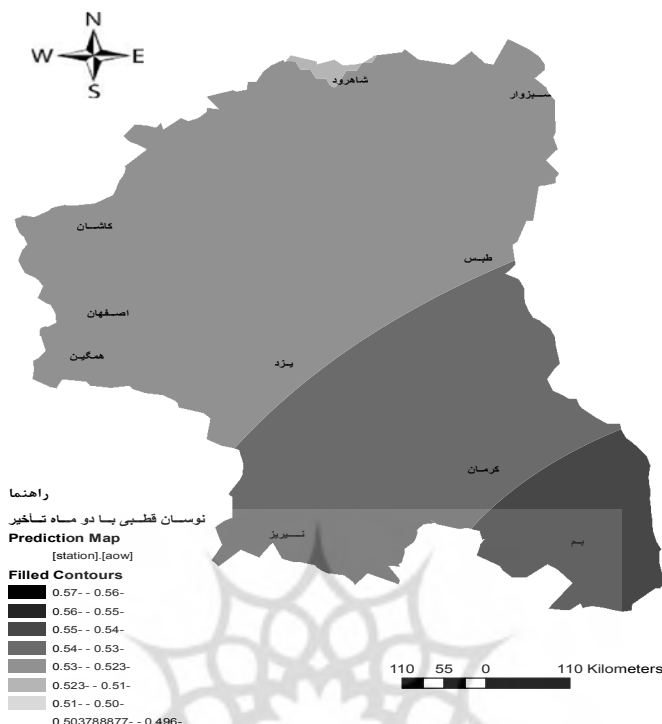
ایستگاه	بازه های زمانی	دمای کمینه		دمای بیشینه		دمای میانگین		بارش
		ضریب همبستگی	Sig	ضریب همبستگی	Sig	ضریب همبستگی	Sig	
اصفهان	تأخیر (۰)	۰/۴۹۱**	۰/۰۰۰	۰/۴۴۳**	۰/۰۰۰	۰/۴۶۷**	۰/۰۰۰	۰/۱۸۲*
	تأخیر (۱)	۰/۳۲۹**	۰/۰۰۰	۰/۳۵۷**	۰/۰۰۰	۰/۳۴۷**	۰/۰۰۰	۰/۱۸۲*
	تأخیر (۲)	۰/۵۳۲**	۰/۰۰۰	۰/۵۴۸**	۰/۰۰۰	۰/۵۴۴**	۰/۰۰۰	-
	تأخیر (۳)	۰/۳۸۹**	۰/۰۰۰	۰/۳۵۵**	۰/۰۰۰	۰/۳۷۲**	۰/۰۰۰	-
بم	تأخیر (۰)	۰/۴۵۴**	۰/۰۰۰	۰/۴۵۹**	۰/۰۰۰	۰/۴۵۹**	۰/۰۰۰	-
	تأخیر (۱)	۰/۳۶۰**	۰/۰۰۰	۰/۳۴۹**	۰/۰۰۰	۰/۳۵۶**	۰/۰۰۰	-
	تأخیر (۲)	۰/۵۶۴**	۰/۰۰۰	۰/۵۶۷**	۰/۰۰۰	۰/۵۶۸**	۰/۰۰۰	-
	تأخیر (۳)	۰/۳۶۸**	۰/۰۰۰	۰/۳۶۶**	۰/۰۰۰	۰/۳۶۷**	۰/۰۰۰	-
سبزووار	تأخیر (۰)	۰/۵۲۳**	۰/۰۰۰	۰/۵۱۰**	۰/۰۰۰	۰/۵۲۳**	۰/۰۰۰	-
	تأخیر (۱)	۰/۲۵۵**	۰/۰۰۵	۰/۲۶۴**	۰/۰۰۳	۰/۲۶۱**	۰/۰۰۴	۰/۲۷۰*
	تأخیر (۲)	۰/۵۱۶**	۰/۰۰۰	۰/۵۱۱**	۰/۰۰۰	۰/۵۱۶**	۰/۰۰۰	۰/۳۱۳**
	تأخیر (۳)	۰/۳۹۷**	۰/۰۰۰	۰/۳۸۸**	۰/۰۰۰	۰/۳۹۴**	۰/۰۰۰	-
شاهرود	تأخیر (۰)	۰/۵۶۳**	۰/۰۰۰	۰/۵۰۵**	۰/۰۰۰	۰/۵۱۳**	۰/۰۰۰	-
	تأخیر (۱)	۰/۲۸۹**	۰/۰۱۶	۰/۲۹۶**	/۰۰۱	۰/۲۷۵**	۰/۰۰۲	۰/۲۵۶**
	تأخیر (۲)	۰/۵۰۶**	۰/۰۰۰	۰/۵۱۶**	۰/۰۰۰	۰/۵۲۱**	۰/۰۰۰	۰/۲۲۰*

-	-	۰/۰۰۰	-۰/۴۰۳**	۰/۰۰۰	-۰/۳۹۴**	۰/۰۰۰	-۰/۴۰۹**	تأخیر (۳)	
-	-	۰/۰۰۰	۰/۴۴۶**	۰/۰۰۰	۰/۴۳۶**	۰/۰۰۰	۰/۴۵۲**	تأخیر (۰)	طیس
۰/۰۲۱	-۰/۲۰۹*	۰/۰۰۰	-۰/۳۳۱**	۰/۰۰۱	-۰/۳۰۲**	۰/۰۰۰	-۰/۳۶۵**	تأخیر (۱)	
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۵۰۹**	۰/۰۰۰	-۰/۴۸۸**	۰/۰۰۰	-۰/۵۳۲**	تأخیر (۲)	
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۳۶۳**	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۶**	۰/۰۰۰	-۰/۳۶۸**	تأخیر (۳)	
-	-	۰/۰۰۰	۰/۴۵۶**	۰/۰۰۰	۰/۴۸۷**	۰/۰۰۰	۰/۴۰۷**	تأخیر (۰)	
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۳۷۶**	۰/۰۰۰	-۰/۳۰۶**	۰/۰۰۰	-۰/۴۳۲**	تأخیر (۱)	کرمان
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۵۶۲**	۰/۰۰۰	-۰/۵۲۴**	۰/۰۰۰	-۰/۵۸۴**	تأخیر (۲)	
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۳۷۳**	۰/۰۰۰	-۰/۳۶۶**	۰/۰۰۰	-۰/۳۶۷**	تأخیر (۳)	
-	-	۰/۰۰۰	۰/۴۱۲**	۰/۰۰۰	۰/۴۲۳**	۰/۰۰۰	۰/۳۸۱**	تأخیر (۰)	
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۱**	۰/۰۰۱	-۰/۲۹۸**	۰/۰۰۰	-۰/۴۰۵**	تأخیر (۱)	نیریز
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۵۰۹**	۰/۰۰۰	-۰/۴۴۸**	۰/۰۰۰	-۰/۵۴۴**	تأخیر (۲)	
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۸**	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۲**	۰/۰۰۰	-۰/۳۴۰**	تأخیر (۳)	
-	-	۰/۰۰۰	۰/۵۷۶**	۰/۰۰۰	۰/۵۴۸**	۰/۰۰۰	۰/۵۶۸**	تأخیر (۰)	همگین
-	-	۰/۰۳	-۰/۱۹۸*	۰/۰۳۶	-۰/۱۹۱*	۰/۰۲۳	-۰/۲۰۶*	تأخیر (۱)	
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۴۹۶**	۰/۰۰۰	-۰/۴۷۳**	۰/۰۰۰	-۰/۵۲۲**	تأخیر (۲)	
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۸**	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۲**	۰/۰۰۰	-۰/۳۴۰**	تأخیر (۳)	
-	-	۰/۰۰۰	۰/۴۵۲**	۰/۰۰۰	۰/۴۴۴**	۰/۰۰۰	۰/۴۵۰**	تأخیر (۰)	یزد
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۳۲۵**	/۰۰۱	-۰/۳۰۵**	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۳**	تأخیر (۱)	
-	-	۰/۰۰۰	۰/۵۳۹**	۰/۰۰۰	-۰/۵۲۸**	۰/۰۰۰	-۰/۵۳۹**	تأخیر (۲)	
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۳۸۴**	۰/۰۰۰	-۰/۳۷۲**	۰/۰۰۰	-۰/۳۸۸**	تأخیر (۳)	

*همبستگی در سطح اطمینان ۹۵ درصد و **همبستگی در سطح ۹۹ درصد (منبع: نگارندگان)

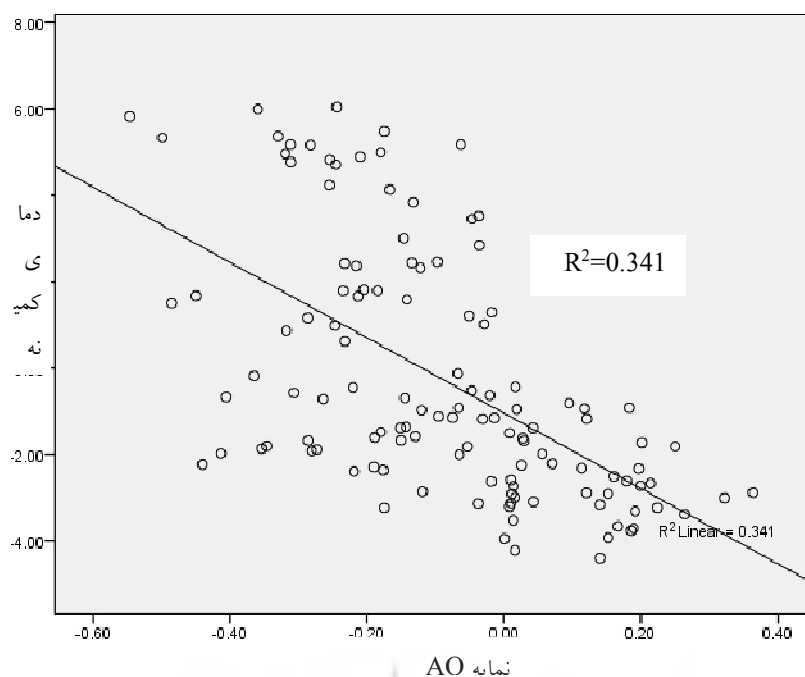
با اعمال تأخیر یک ماهه در نمایه نوسان قطبی و گرفتن همبستگی، علامت ضرایب بدست آمده منفی می شود. با توجه به ضریب همبستگی نمایه نوسان قطبی با تأخیر دوماهه با دمای میانگین فصل زمستان می توان دو ناحیه متفاوت را در منطقه مورد مطالعه مشخص نمود. ناحیه اول شامل ایستگاه های اصفهان، همگین، سبزوار و شاهرود و ناحیه دوم که نسبت به ناحیه اول جنوب شرقی تر می باشد و ایستگاه های طیس، یزد، کرمان، بم و نیریز در آن قرار دارند؛ می باشد. در ناحیه جنوب شرقی در همه ایستگاه ها قدر مطلق همبستگی بین بازه زمانی زمستان با تأخیر دوماهه و نمایه AO بیشترین مقدار را دارد. در این ناحیه ضریب همبستگی دمای کمینه در بین پارامتر های دمایی دیگر بیشترین می باشد. در ناحیه دیگر (شمالی) نه تنها ضریب همبستگی دماها و نمایه AO کمتر از ناحیه جنوبی است بلکه بجز در ایستگاه اصفهان ضریب همبستگی از ضریب همبستگی AO و دما در بازه زمستان بدون تأخیر کمتر است. در کل در این بازه زمانی ضریب همبستگی بین نوسان قطبی و دماها به بالاترین مقدار خود (تا حدود ۰/۵۸۵-) می رسد. در اکثر ایستگاه ها بالاترین همبستگی نوسان قطبی با تأخیر دو ماهه با دمای کمینه می باشد. از طرف دیگر همانطور که از جدول ۲ و به طور خاص در شکل ۱ دیده می شود، همبستگی نوسان قطبی و دماهایی

ایستگاه های شرقی و جنوبی دارای مقادیر بیشتری هستند. بالاخره ضرایب همبستگی بین نوسان قطبی با سه ماه تأخیر و دماهای منطقه نشان دهنده کاهش نسبی این ضرایب به سمت جنوب می باشد



شکل ۱ نقشه پهنه بندی ضرایب همبستگی نوسان قطبی با تأخیر دو ماهه و دمای میانگین ایستگاه ها (منبع: نگارنده)

در رابطه با تأثیر AO بر بارش ایستگاه های مرکزی ضرایب همبستگی مثل ضرایب همبستگی نوسان های ذکر شده و دما یکپارچه و قوی نیست. در ایستگاه های یزد و همگین هیچ رابطه معنی داری بین نمایه های اقلیمی و بارش وجود ندارد. ضریب همبستگی AO و بارش هم در ایستگاه هایی که این ضریب معنی دار است، بجز ایستگاه اصفهان منفی و حداکثر به $-0/31$ می رسد. به طور کلی می توان گفت که ایستگاه هایی که در آن ها بارش با نمایه AO رابطه دارد در نیمه شرقی منطقه واقع شده اند. برای نمایش بهتر رابطه دما و نمایه نوسان قطبی نمودار سنگ ریزه ای آنها رسم شده است. اگرچه می توان این نمودارها را برای سایر متغیرها هم ترسیم نمود، لیکن به جهت جلوگیری از تکرار و رعایت اختصار، فقط این کار برای دمای کمینه کرمان و نمایه نوسان قطبی - که دارای بالاترین ضریب همبستگی هستند - انجام شده است. رابطه بین دمای کمینه کرمان در مقابل نمایه AO با تأخیر دو ماهه که دارای بیشترین مقدار ضریب همبستگی هستند، در شکل ۲ آورده شده است. این نمودار به وضوح گویای رابطه خطی معکوس بین پارامترهای مورد نظر می باشد. همچنین مقدار R^2 بدست آمده نشان دهنده این موضوع است که حداکثر ۳۴ درصد تغییرات دمای کمینه کرمان در زمستان توسط تغییرات نمایه نوسان قطبی در دو ماه با تأخیر دو ماهه تبیین می شود.



شکل ۲ نمودار رابطه خطی بین دمای کمینه کرمان با نمایه نوسان قطبی با دو ماه تاخیر (منبع: نگارندگان)

نتیجه گیری

رابطه بین دماهای ایران مرکزی در زمستان (دسامبر-مارس) با نمایه نوسان قطبی در همان زمان در حدود ۰/۴۷۸ می باشد. خسروی و همکاران هم در بررسی ارتباط دمای شهرکرد با نوسان قطبی در مقیاس روزانه به نتیجه گیری مشابهی دست یافتند. اگر داده های دمایی زمستان را با داده های AO طی ماه های نوامبر-فوریه (تاخیر زمانی یک ماهه)، اکتبر-ژانویه (تاخیر دو ماهه) و سپتامبر-دسامبر (تاخیر سه ماهه) در کنار هم قرار داده و آزمون همبستگی بگیریم، ضریب همبستگی بر خلاف حالت همزمان (بدون تاخیر) منفی می شود. وجود ضرایب همبستگی مختلف و یا حتی متضاد برای دو متغیر مشابه در پژوهش هایی که در زمینه اثر الگوهای پیوند از دور صورت گرفته است، دیده می شود. مثلا در یک ایستگاه در مقیاس روزانه رابطه مستقیمی بین دما و نوسان قطبی بدست آمده در حالی که در همان ایستگاه رابطه دمای سالیانه و نوسان ذکر شده معکوس است. آیا می توان پذیرفت فاز مثبت نوسان قطبی هم باعث کاهش دما در یک ایستگاه شود و هم باعث افزایش آن؟ یا اینکه در یک فصل خاص نوسان قطبی روی بارش یک ایستگاه اثر مستقیم دارد اما در ایستگاه مجاور AO با بارش همین فصل رابطه عکس دارد. نتیجه ای می توان درست باشد که در مقایسه با یافته های سایر پژوهش های مشابه که با استفاده از روش های متفاوت بدست آمده اند، هم خوانی داشته باشد و یا اگر بررسی در چندین ایستگاه صورت گرفته است، یافته ای که در اکثر ایستگاه ها تایید شده است؛ مورد پذیرش قرار گیرد. نگاهی به پژوهش های مشابه حکایت از آن دارد که رابطه مستقیم دما و نوسان قطبی در ایران مرکزی نمی تواند درست باشد. رابطه معکوس بین دماهای سه گانه ایستگاه های مورد مطالعه با نوسان قطبی تاخیردار هم با یافته های خسروی و همکاران در مورد دمای سالانه شهرکرد، قویدل و خوشحال و همچنین قاسمی و خلیلی مشابه می باشد. رابطه معکوس بدین معناست که در ایران مرکزی در

فصل زمستان با افزایش نمایه AO (فاز مثبت) دما کاهش می یابد و در فاز منفی نوسان قطبی هوای منطقه گرمتر می شود. در میان تاخیرهای زمانی بالاترین همبستگی دمای ایران مرکزی با اعمال تاخیر دو ماهه بر نوسان های شمالگان(در حدود ۰/۵-) بدست آمده است. این مسئله را اینگونه می توان تفسیر کرد که تغییرات نمایه نوسان قطبی در فصل پاییز (اکتبر- ژانویه) می تواند تا ۲۵ درصد از تغییرات دمای زمستان را در منطقه مورد مطالعه توجیه کند. این نتایج در پژوهش هو در چین و قاسمی و خلیلی در مورد ایران نیز دیده می شود. در فاز منفی نوسان قطبی که طی آن دمای زمستان افزایش می یابد، ریزش هوای سرد قطبی در عرض های بالاتر باعث می شود مسیر بادهای غربی که از آب های گرم اقیانوس منشا گرفته اند؛ به مناطق جنوبی تر منتقل شده و بیشتر از حالت معمول ایران و منطقه مورد مطالعه را تحت تاثیر قرار دهند. این موضوع می تواند به افزایش دما در زمستان در ایران مرکزی منجر شود. در وضعیت مثبت نوسان مذکور بادهای غربی مجال کمتری برای عبور از ایران می یابند. در این وضعیت استقرار پرفشار سیبری و پرفشار غربی در شمال ایران باعث ریزش هوای سرد عرض های بالاتر به داخل ایران شده و دمای هوا را کاهش می دهد. پرفشار سیبری اگرچه تضعیف شده و به دلیل اینکه در نواحی غربی تر شکل گرفته تاثیر بیشتری بر دما در منطقه ایران مرکزی دارد. عدم وجود ضرایب قوی و معنی دار بین نمایه نوسان قطبی در بازهای تأخیردار و بدون تأخیر و بارش زمستان در ایران مرکزی می تواند حاکی از این باشد که این نوسان بر بارش ایران مرکزی در زمستان تاثیری ندارد و این نتیجه گیری با یافته های حجازی زاده و همکاران و یاراحمدی و عزیززی که رابطه بین AO و بارش را در ایستگاه های مشابه و با استفاده از روش های دیگری بررسی کرده اند، همخوانی دارد.

منابع

- ۱- اکبری، طیبه و ابوالفضل مسعودیان، ۱۳۸۶، شناسایی نقش الگوهای پیوند از دورنیمکره شمالی بر دمای ایران، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، شماره ۲۲، ص ۱۱۷-۱۳۲
- ۲- امیدوار، کمال، ۱۳۸۹، اقلیم شناسی دینامیک، انتشارات دانشگاه یزد، چاپ اول، یزد، ۴۰۰ ص
- ۳- حجازی زاده، زهرا، ابراهیم فتحی، محمد سلیقه و فاطمه ارسلانی، ۱۳۹۲، بررسی تاثیر سیگنال های اقلیمی بر بارش ناحیه مرکزی ایران با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، تابستان ۹۲، شماره ۲۹، ص ۷۵-۸۹
- ۴- جعفری ندوشن، مهدی، ۱۳۹۱، مطالعه تأثیر نمایه های اقلیمی بر تغییرات دما و بارش فصول سرد سال در ایران مرکزی، پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، گروه جغرافیا دانشگاه یزد
- ۵- خسروی، محمود، ۱۳۸۳، بررسی روابط بین الگوهای چرخشی کلان مقیاس نیم کره شمالی با خشکسالی های سالانه سیستان و بلوچستان، جغرافیا و توسعه، بهار و تابستان ۱۳۸۳، ص ۱۸۸ - ۱۶۷
- ۶- خسروی، محمود، صادق کریمی خواجه لنگی و محمد سلیقه، ۱۳۸۶، ارتباط شاخص نوسان قطبی با نوسان های دمایی (ایستگاه موردی؛ شهرکرد)، مجله جغرافیا و توسعه، بهار و تابستان ۱۳۸۶، ص ۱۳۶-۱۲۵
- ۷- خسروی، یونس و محمد جباری، ۱۳۹۰، مبانی سامانه های اطلاعات جغرافیایی (GIS) و خود آموز ARCGIS10، زنجان، انتشارات آذر کلک، ۳۷۴

- ۸- شرکت آمار پردازان، ۱۳۷۷، راهنمای کاربری SPSS 6.0، جلد دوم، انتشارات حامی، چاپ اول، تهران، ۵۳۳ ص
- ۹- عساکره، حسین، ۱۳۹۰، مبانی اقلیم شناسی آماری، زنجان، انتشارات دانشگاه زنجان، ۵۵۰ صفحه
- ۱۰- علائی طالقانی، محمود، ۱۳۸۸، ژئومورفولوژی ایران، تهران، نشر قومس، چاپ پنجم، ۳۶۰ صفحه
- ۱۱- علیجانی، بهلول، ۱۳۷۴، آب و هوای ایران، چاپ هشتم، تهران، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۱۳۸۷، ۲۲۱ صفحه
- ۱۲- علیزاده، امین، ۱۳۸۵، اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه امام رضا، چاپ بیستم، ۸۰۸ ص
- ۱۳- غیاثوند، احمد، ۱۳۸۷، کاربرد آمار و نرم افزار SPSS در تحلیل داده ها، چاپ دوم، پاییز ۱۳۸۷، نشر لویه، تهران، ۳۱۳ صفحه
- ۱۴- قویدل رحیمی، یوسف و جواد خوشحال دستجردی، ۱۳۸۷، جستاری پیرامون سختی اقلیم زمستانی تبریز و ارتباط آن با نوسانات شمالگان، مدرس علوم انسانی دوره ۱۴، شماره ۱، بهار ۱۳۸۷، ص ۱۹۶-۱۷۹
- ۱۵- کریمی، صادق و مرضیه افضلی، ۱۳۹۱، اثر هم‌پیوندی نوسان قطبی، پرفشار سیبری و تغییرات ژئوتانسیل بر اقلیم زمستانه ایران (مورد: سواحل جنوبی دریای مازندران)، فصلنامه جغرافیا (برنامه‌ریزی منطقه‌ای) مؤسسه آموزش عالی قشم، پاییز ۱۳۹۱، ص ۲۷-۳۵
- ۱۶- مسعودیان، ابوالفضل، ۱۳۸۷، ارتباط نوسان قطبی با بارش ایران، تحقیقات جغرافیایی، زمستان ۱۳۸۷، شماره ۲۳، ص ۱۸-۳
- ۱۷- مومنی، منصور و علی فعال قیومی، ۱۳۸۷، تحلیل آماری با استفاده از SPSS، چاپ دوم، انتشارات کتاب نو، تهران، ۳۰۲ صفحه
- ۱۸- یار احمدی، داریوش و قاسم عزیزی، ۱۳۸۶، تحلیل چندمتغیره ارتباط بارش فصلی ایران و شاخص های اقلیمی، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۶۲، زمستان ۱۳۸۶، ص ۱۷۴-۱۶۱
- 19- Ahas, A., Jaagus, J., Ahas, R., Step, M., 2004, The influence of Atmospheric circulation on plant phenological phases in central and eastern Europe. *Int. J. Climatol.* No. 24, PP. 1551-1564
- 20- Burman, W., et al, , 2001, Precipitation and Atmospheric Circulation Patterns at Mid-Latitude of Asia, *Int. J. Climatol.*, No. 21, PP. 535-556
- 21- Daoyi, G., Shawu, W., 2003, Influence of Arctic Oscillation on Winter Climate over China, *Acta Geographica Sinica*, vol. 58, pp. 559-568
- 22- Ghasemi, A. R., Khalili, D., 2006, The Influence of the Arctic Oscillation on Winter Temperatures in Iran, *Theor. Appl. Climatol.* Vol. 85, Issue. 3-4, pp. 149-164
- 23- Givati, A., Rosenfeld, D., 2013, The Arctic Oscillation, climate change and the effects on precipitation in Israel , *Atmospheric Research*, Vol. 132-133, pp. 114-125
- 24- Hsu, H. H., and Wallace, M. J., 1985, Vertical Structure of Wintertime Teleconnection Patterns, *J. Atmos. Sci.*, NO. 42, PP. 1693-1710
- 25- Hui, Y., 2011, The Significant Relationship between the Arctic Oscillation (AO) in December and the January Climate over South China, , *Advances in Atmospheric Sciences*, vol. 28, Issue 2, pp. 398-407
- 26- Linderholm, H. W., 2006, Growing season changes in the last century, *Agricultural and Forest Meteorology*, NO. 137, PP. 1-14
- 27- http://cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao.shtml

28- <ftp.cpc.ncep.noaa.gov/cwlinks>

29- http://nsidc.org/cryosphere/arctic-meteorology/weather_climate_patterns.html





پروہشگاہ علوم انسانی و مطالعات فرہنگی
پرتال جامع علوم انسانی