

جستاری پیرامون سختی اقلیم زمستانی تبریز و ارتباط آن با نوسانات شمالگان

یوسف قویدل رحیمی^{۱*}، جواد خوشحال دستجردی^۲

۱- استادیار گروه اقلیم شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۲- دانشیار گروه جغرافیا، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

پذیرش: ۸۷/۱۱/۱

دریافت: ۸۴/۱۰/۲۴

چکیده

«نوسان‌های شمالگان» الگوی تغییردهنده و مسلط اقلیمی در زمستان‌های نیمکره شمالی است. در این تحقیق با استفاده از داده‌های مربوط به متغیرهای اقلیمی فصل زمستان و شاخص نوسانات فشار سطح دریا در شمالگان ارتباط پیوند از دور بین الگوی مذکور با سختی زمستان در تبریز بررسی شده است. برای اثبات اثر پیوند از دور بر سختی زمستان از ضریب همبستگی پیرسون استفاده شد. نتایج حاصل از محاسبه ضرایب همبستگی پیرسون نشان از وجود ارتباط پیوند از دور بین نوسانات شمالگان و سختی زمستان در تبریز است. پس از محاسبه «شاخص سختی زمستان» تبریز روند پولی نومیال تغییرات آن ترسیم شد که روندی رو به کاهش را از خود نشان می‌دهد. روند نزولی شاخص مذکور مبین کاهش شدت و سختی زمستان‌های تبریز در سال‌های اخیر و ملایم‌تر شدن اقلیم زمستانی آن است. روند نزولی متغیرهای اقلیمی روزهای برفی و روزهای یخبندان و روند افزایشی درجه حرارت زمستانی تبریز نیز دلایل کاهش سختی زمستان در تبریز هستند. با توجه به ضرایب همبستگی معنا داری که بین شاخص نوسانات شمالگان و متغیرهای اقلیمی دما، روزهای برفی، روزهای یخبندان و شاخص سختی زمستان محاسبه شده است، می‌توان الگوی نوسانات شمالگان را عامل تعیین کننده سختی یا ملایمت زمستان‌های تبریز دانست.

کلید واژه‌ها: سختی زمستان، نوسانات شمالگان، شاخص سختی زمستان، پیوند از دور، تبریز.

E-mail: ghavide1@modares.ac.ir

* نویسنده مسؤول مقاله:

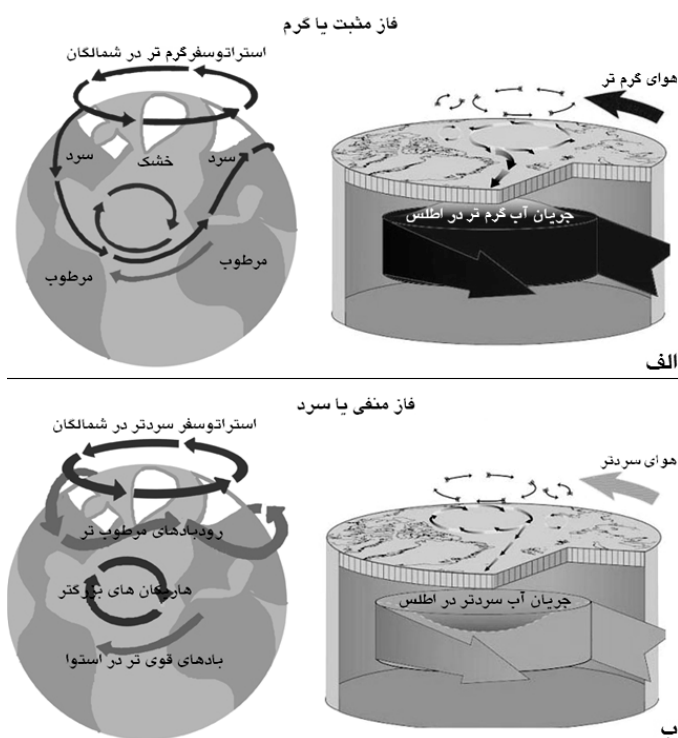
۱- مقدمه

مطالعه سختی زمستان به خاطر مسائلی که برای جوامع به وجود می‌آورد (مثل ترکیدن لوله‌های آب، دیواره استخرها و حوض‌ها، بروز بیماری‌های واگیردار زمستانی (مثل سرما خوردگی آنفلوانزایی، افغانی و سارس)، آلودگی هوا بر اثر مصرف زیاده از حد سوخت، مرگ و میر حیوانات وحشی بر اثر سرما و هجوم آنها به مراکز زیست انسانی (به‌ویژه در هنگام بارش برف سنگین که موجب کم شدن غذای وحوش می‌شود)، وقوع اینورژن‌های حرارتی و تشعشعی) دارای اهمیت کاربردی است. سختی زمستان ریشه و منشأ در الگوهای پیوند از دور دارد.

«نوسانات شمالگان»^۱ یکی از حالات بزرگ مقیاس تغییرپذیری اقلیم بویژه در زمستان‌های نیمکره شمالی است که از آن تحت عنوان «حالت حلقوی شکل شمالی»^۲ نیز یاد می‌شود. این الگوی اقلیمی با به جریان انداختن و پیچ دادن بادهای در جهت خلاف عقربه‌های ساعت در اطراف قطب شمال در حوالی ۵۵ درجه عرض شمالی مشخص شده است [۱].

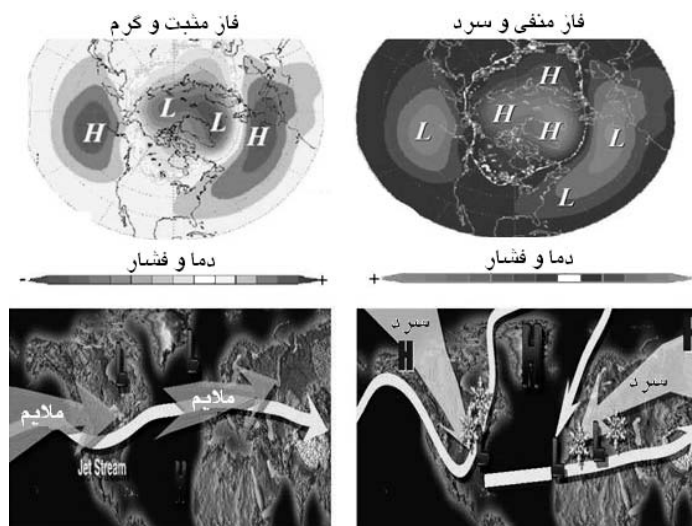
هنگامی که نوسانات یاد شده در وضعیت مثبت قرار می‌گیرد، حلقه‌ای از بادهای قوی را از حوالی قطب شمال به حرکت درمی‌آورد که این امر موجب محدود شدن هوای سردتر در مناطق قطبی می‌شود (شکل ۱-الف). کمربند بادی مذکور در فاز منفی ضعیف‌تر شده و این امر موجب نفوذ توده‌های سردتر شمالی به عرض‌های میانی می‌شود (شکل ۱-ب). فاز مثبت AO با یک تابه قطبی قوی از سطح استراتوسفر به سطوح پائین‌تر آن مشخص می‌شود. در وضعیت مثبت، نوسانات شمالگان حلقه بادهای سرد را به طرف شمال کانادا می‌برد. این امر موجب استیلای شرایط بارش و دمای ولرم در اروپای شمالی و وضعیت سرد و خشکسالی در نواحی مدیترانه می‌گردد. در فاز منفی AO ورتکس قطبی ضعیف‌تر شده و هوای بری سرد و خشک به طوفان‌ها و ناپایداری‌های اطلس شمالی مجال تولید بارش در غرب و جنوب اروپا بویژه در منطقه مدیترانه را می‌دهد (شکل ۱-ب). در چنین شرایطی جریان بادهای تجاری در شرق اقیانوس اطلس تضعیف می‌شوند [۱]. گردش آب‌های اقیانوسی در فازهای گرم و سرد نوسانات شمالگان دچار تغییرات محسوسی می‌شود که در شکل ۱-الف و ۱-ب نشان داده شده است.

1. Arctic Oscillations
2. Nam: Northern Annular Modes



شکل ۱ نوسانات شمالگان (شمالگان) در دو فاز منفی و مثبت [۲]

از نقطه نظر سینوپتیک، نوسانات شمالگان 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 تأثیر گذاشته و در مقطعی از سال اقلیم نیمکره شمالی را تحت استیلای خود قرار می‌دهد. تامسون ثابت کرده است که نوسانات شمالگان به لحاظ ماهیت زایشی و آثار اقلیمی مثل الگوی NAO عمل می‌کند و تغییر آرایش پدیده‌های سینوپتیک به‌ویژه رودبادهای قطبی، بلوکینگ در روی اقیانوس اطلس و شرایط سیکلونی و آنتی سیکلونی متفاوت در فازهای منفی و مثبت از ویژگی‌های مشترک نوسانات شمالگان و اطلس شمالی (NAO) است (شکل ۲).



شکل ۲ آرایش الگوهای فشار، تغییرات دما و مسیر رودبادهای در فازهای سرد و گرم نوسانات شمالگان و اطلس شمالی [۲]

بر این اساس نوسانات شمالگان با تولید ناهنجاریهای فشار سطح دریا در عرضهای بالا یا قطب شمال و ناهنجاریهایی عکس حالت ذکر شده در عرضهای میانی (۳۷ - 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 است، 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 نوسانات شمالگان بیانگر آرایش الگوهای فشار بالاتر از حد معمول در محدوده شمالگان و فشار کمتر از حد معمول در عرضهای میانی به ویژه در ۴۵ درجه شمالی است. در وضعیت یاد شده فاز سرد به وجود آمده موج بادهای سرما اروپا را دربرگرفته اما جنوب اروپا، مدیترانه و خاورمیانه مرطوب تر از معمول خواهند بود. تحقیقات روسها نشان داده است که الگوی نوسانات شمالگان با نوسانات دمایی قاره اوراسیا ارتباط داشته و با شدت و ضعف پرفشار سیبری همزمانی معنا داری دارد. تحقیقات وسیعی در خصوص سختی زمستان در اروپا و آمریکا انجام شده و عدهای از

اقلیم شناسان در صدد انتساب تغییرات محیطی به پدیده جوی- اقیانوسی نوسانات شمالگان هستند. «بونان»^۱ در کتاب خود به نام «اقلیم شناسی بومشناختی»^۲ سختی زمستان را عامل مهمی برای نابودی محیط زیست برشمرده که عقیده خود را با اندازه گیری و کار میدانی به اثبات رسانده است [۳].

ثابت شده است که نوسانات شمالگان عامل اصلی خشونت و سختی زمستان (شامل سرمای شدید، افزایش روزهای برفی و میزان بارش برف، افزایش ضخامت توده برف‌های دایمی و یخچال‌ها و افزایش روزهای یخبندان های شدید و طولانی و اینورژن تشعشعی) در «گریت لیکس»^۳ آمریکا است [۴، صص ۶۰۱-۶۳۵]. محققان فاز سرد نوسانات شمالگان را عامل اصلی دخیل در بیلان دمایی شمالگان معرفی کرده اند [۵، صص ۳۵۰۰-۳۵۱۰]. در ناحیه گریت لیکس عامل کاهش دما، وقوع یخبندان و سختی زمستان در اواخر پاییز و اوایل زمستان پدیده لانینا و از اواسط زمستان تا اوایل بهار الگوی «نوسانات دهه‌ای اقیانوس آرام»^۴ هستند [۶، صص ۱۹-۳۱]. و فقط مواقعی که نوسانات شمالگان تضعیف شده و در حالت خنثی قرار می‌گیرد، الگوهای مذکور به عنوان عامل مؤثر بر سختی زمستان در گریت لیکس عمل می‌کنند [۷، صص ۵۲۴-۵۵۶].

مطالعات انجام شده نشان داده است که همزمان شدن فاز سرد انسو (لانینا) با فاز سرد AO، شدت سرما و یخبندان (خشونت و سختی زمستان) را در اروپا تا حد غیر قابل تحملی افزایش می‌دهد [۸، صص ۱۹۵۳-۱۹۷]. اقلیم شناسان معتقدند که اختلاف فشار ناشی از الگوی AO مهم‌ترین عامل به وجود آورنده یا تقویت و تحریک کننده رخدادها و سوانح محیطی بویژه توفان، کولاک و بوران می‌باشد [۹، صص ۳۱۳-۳۲۷]. اثر سختی زمستان بر فیزیولوژی انسانی به صورت بیماری‌های واگیردار زمستانی مثل ذات‌الریه، سارس و سل، موضوع مطالعات زیادی در دنیا خصوصاً در آمریکا و شرق دور است [۱۰، صص ۱۹۱-۱۹۸].

تا همین اواخر تحقیق مستقل و جامعی در مورد سختی زمستان ایران انجام نگرفته بود و تنها در برخی منابع به صورت جسته و گریخته اشاراتی به موضوع سختی زمستان و عوامل مؤثر بر آن شده بود که از جمله آنها می‌توان به منبع شماره ۱۰ اشاره کرد که در آن تعداد روزهای

1. Bonan
2. EcoClimatology
3. Great Lakes
4. Pacific Decadal Oscillation (PDO)

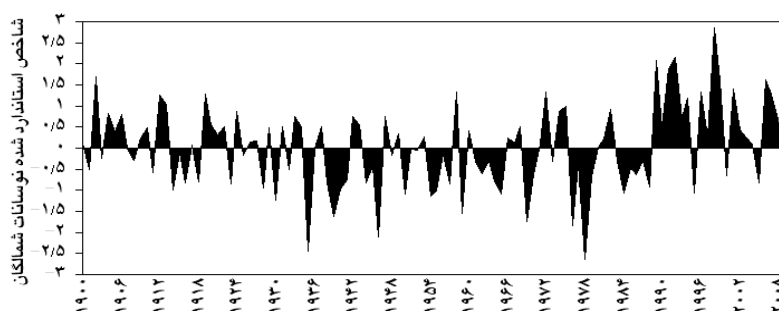
یخبندان نشانه سختی زمستان شناخته شده و شدت و طول دوره سختی با عوامل توپوگرافی (نواحی کوهستانی) و عرض جغرافیایی نسبت داده شده است [۱۱]. نتایج حاصل از شبیه‌سازی دمای تبریز در شرایط دو برابر شدن دی اکسید کربن جو که با استفاده از مدل‌های گردش عمومی جو-اقیانوسی برای بررسی تغییر اقلیم تبریز انجام گرفت، نشان داد که در صورت ادامه روند فعلی افزایش گازهای گلخانه‌ای، دمای زمستانی تبریز در حدود سال ۲۰۵۰ با افزایش قابل توجهی مواجه شده و متوسط دمای ماه‌های سرد آن مثبت خواهد شد [۱۲، صص ۱۰۳-۱۲۴]. تحقیقات اخیر ثابت کرد که در زمستان دمای اغلب ایستگاه‌های واقع در عرض‌های بالا و غرب کشور تحت تاثیر الگوی پیوند از دور نوسانات شمالگان قرار دارد [۱۳، صص ۱۶۴-۱۶۵]. این امر در مورد ایستگاه شهرکرد به صورت بارزتری نمود پیدا کرد و مورد مطالعه دقیق‌تر قرار گرفت [۲۱-۲۲]. مرادی عامل سرما و خشونت هوای ایران در زمستان را استقرار مرکز تاوه قطبی در نیمکره شرقی می‌داند [۱۵]. از منظر سینوپتیک عامل بروز دماهای حداقل فرین که عامل اصلی خشونت زمستانی است، ریزش هوای سرد (وزش سرد) از عرض‌های بالا به سمت شمال غرب ایران به‌ویژه برای ایستگاه‌های معرف تبریز، اردبیل، زنجان و ارومیه است [۲].

هدف این پژوهش محاسبه شاخص سختی زمستانه تبریز و بررسی اثر پیوند از دور بر آن و پاسخ به این سؤال است که آیا همان طور که اغلب سالخوردگان می‌گویند سختی یا خشونت زمستان تبریز نسبت به گذشته کاهش پیدا کرده است یا نه؟

۲- مواد و روش‌ها

داده‌های مربوط به عناصر دما، روزهای برفی، روزهای توأم با یخبندان در فصل زمستان (دسامبر تا مارس) ایستگاه تبریز در طول یک دوره آماری ۵۵ ساله از سال ۱۹۵۱ تا ۲۰۰۶ پس از کنترل کیفی در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفته است. داده‌های شاخص زمستانی AO نیز از مرکز تشخیص اقلیمی در NOAA اخذ و در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفت. شاخص AO به وسیله مراکز مختلف در بازه‌های زمانی ماهانه و فصلی تهیه شده است. شاخص استفاده شده در این پژوهش شاخص زمستانی مربوط به اولین مؤلفه اصلی ناهنجاری‌های سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی در ۲۰ تا ۹۰ درجه شمالی است. شاخص AO نمایانگر نحوه آرایش الگوهای فشار در شمالگان است که معمولاً در نزدیک قطب شمال

متمرکز می‌شوند. در طول فاز مثبت، فشار در سطوح بالاتر اتمسفر کمتر از محیط اطراف است و بنابراین هوای سرد در امتداد قطب به اطراف پخش می‌شود که این امر به نوبه خود می‌تواند کاهش میزان برودت هوا را در شمال کانادا موجب شود. فاز منفی عکس فاز مثبت است. در فاز منفی الگوی فشار بالای استراتوسفر بیشتر از نواحی پیرامون است که این امر موجب تسهیل جریان قطبی که اصطلاحاً آن را نوسانات حلقوی (دایره‌ای) شکل می‌نامند، شود. همچنین فاز سرد AO در کاهش آثار فاز منفی نوسانات اطلس شمالی بسیار مؤثر بوده و با ایجاد پدیده بلوکینگ موجب بروز خشکسالی‌های زمستانی در اطراف مدیترانه می‌شود [۱]. در شکل ۳ براساس داده‌های دانشگاه ایالتی کلرادو نمودار نوسانات زمستانی شاخص AO ترسیم شده است.



شکل ۳ نوسانات زمستانی فشار سطح دریا در شمالگان بر اساس داده‌های شاخص AO

پس از محاسبه و استخراج شاخص‌های گرایش به مرکز و پراکنندگی متغیرهای اقلیمی مورد مطالعه اقدام به تعیین روند بلند مدت زمانی و تغییرات بین سالیانه متغیرهای اقلیم زمستانه تبریز شده و با آزمون‌های ناپارامتری من-کندال و T تست معنا داری روند تغییرات مورد بررسی قرار داده شد. نقشه ضریب همبستگی بین شاخص AO با متوسط دمای روزانه بر اساس داده‌های مرکز ملی پیش‌بینی محیطی (NCEP) و با استفاده از نرم‌افزار Grads ترسیم شد. برای آشکارسازی ارتباط پیوند از دور بین متغیرهای اقلیمی و شاخص AO از ضریب همبستگی پیرسون و برای مدل‌سازی تغییرات آن از مؤلفه‌های روند سری زمانی استفاده شد.

به منظور تعیین و محاسبه میزان سختی زمستان از «شاخص سختی زمستان¹ از معادله 1 به شرح ذیل استفاده شده است.

$$WSI = Sd + Fd + |T_{\min}| \quad (1)$$

در معادله مذکور WSI شاخص سختی زمستان؛ Sd : تعداد روزهای برفی؛ Fd : تعداد روزهای توأم با یخبندان و $|T_{\min}|$ قدر مطلق میانگین حداقل دمای ثبت شده فصل زمستان (از دسامبر تا مارس) هستند. هر قدر عدد شاخص بزرگتر باشد، سختی زمستان آن سال نیز بیشتر خواهد بود. برای نشان دادن تغییرات بین سالیانه شاخص سختی زمستان تبریز از معادله 2 به شرح ذیل استفاده شده است:

$$F_{sd} = (f_i - \bar{F}) / S \quad (2)$$

در معادله فوق، F_{sd} : مقدار تغییر استاندارد شده بین سالیانه شاخص سختی زمستان؛ f_i : مقدار شاخص سختی زمستان در سال مفروض؛ \bar{F} : میانگین بلندمدت شاخص سختی زمستان و S : انحراف معیار شاخص سختی زمستان در طول دوره آماری می‌باشند.

3- نتایج

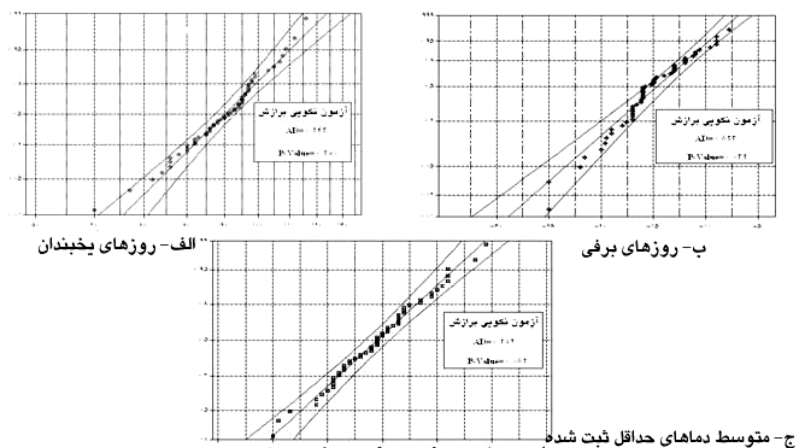
شاخص‌های گرایش به مرکز و پراکنندگی متغیرهای اقلیمی دما، روزهای یخبندان و روزهای برفی هریک از فصول زمستانی ایستگاه تبریز در طول یک دوره 56 ساله (1951-2006) محاسبه و در جدول 1 درج شده است. با توجه به جدول فوق تغییرپذیری نسبتاً شدید متغیرهای اقلیمی، مهمترین نکته اقلیم زمستانی ایستگاه تبریز است.

1. WSI: Winter Severity Index

جدول ۱ شاخص‌های آماری متغیرهای اقلیمی زمستانی ایستگاه سینوپتیک تبریز (۱۹۵۱-۲۰۰۶)

شاخص	متوسط دمای فصلی	متوسط حداقل دمای ثبت شده	روزهای یخبندان	روزهای برفی
میانگین	۱/۲۶	-۱۰/۲۵	۹۰	۲۹
مد	۲/۳۲	-۹/۲۵	۹۶	۳۰
انحراف معیار	۱/۸	۲/۷۲۴	۱۱	۸/۴۸
کمینه	-۴/۲۵	-۱۸/۷۵	۶۰	۱۰
بیشینه	۴/۴۷	-۴/۵	۱۱۶	۴۹
چولگی	-۰/۴۹	-۰/۳۹	-۰/۱۷	-۰/۰۵
دامنه	۸/۷۲	۱۴/۲۵	۵۶	۳۹
ضریب تغییر	۱۴۲/۲	-۲۶/۵۷	۱۲/۲	۲۹/۱۵

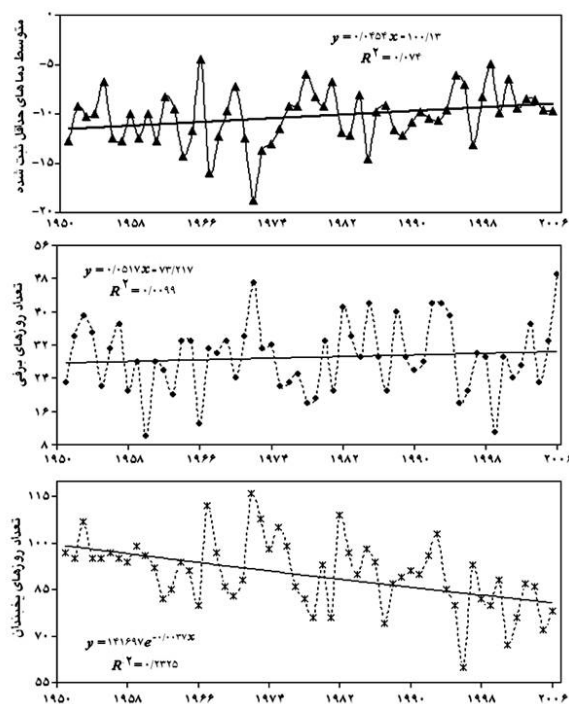
برای تعیین احتمال وقوع یا بازگشت (که ضمن تعیین احتمال بازگشت و پیش‌بینی، نقش مهمی در انتخاب روش‌های آماری برای مطالعه عناصر اقلیمی دارند) پدیده‌های اقلیمی این مطالعه از توزیع‌های جدید و پیشرفته آماری استفاده شد که بر این اساس بهترین توزیع احتمال وقوع برای روزهای برفی «نرمال با تابع انتقال باکس-کاکس»، روزهای یخبندان توزیع «لاگ لاجستیک» و برای میانگین دماهای فرین حداقل ثبت شده توزیع «کمترین مقادیر فرین» تعیین شد. توزیع‌های احتمالاتی مذکور در شکل ۴ درج شده است.



شکل ۴ توزیع احتمال وقوع: الف- دماهای فرین حداقل، ب- روزهای برفی، ج- روزهای یخبندان زمستانی تبریز با فاصله اطمینان ۹۵ درصد

وضعیت تغییرپذیری و روند تغییرات بلند مدت متغیرهای مطالعه شده در شکل ۵ قابل مشاهده است. نکته حایز اهمیت شکل ۵ روند صعودی و افزایشی متوسط دماهای حداقل زمستانی و روند نزولی تعداد روزهای برفی تبریز است که بیانگر تمایل اقلیم به سوی زمستان‌هایی با سختی کمتر و خشک‌تر (از نظر بارش برف) است.

آزمون‌های ناپارامتری من-کندال و T تست نشان دادند که از مقادیر تغییرات بین سالیانه متغیرهای زمستانی یاد شده که با ارقام ۱/۴ درجه سانتی‌گراد برای متوسط فصلی دما، ۱/۶-درجه سانتی‌گراد برای حداقل مطلق دماهای (فرین)، ۴ روز برای روزهای برفی و ۱۲ روز برای روزهای یخبندان مشخص شده‌اند، فقط کاهش تعداد روزهای یخبندان معنادار بوده و تغییرات دما و روزهای برفی تنها جهش در میانگین بلندمدت می‌باشند.



شکل ۵ تغییرات بین سالیانه و روند خطی برخی متغیرهای اقلیم زمستانی تبریز در طول دوره آماری در سطح اطمینان ۹۵ درصد

۳-۱- ارتباط پیوند از دور

«والاس» و «گوتزلر» پیوند از دور را همبستگی زمانی معنا دار بین عناصر و پدیده‌های اقلیمی که دور از هم واقع شده‌اند، تعریف کرده‌اند [۷۸۴، صص ۱۶-۸۱۲]. برای مشخص کردن وجود یا وجود نداشتن ارتباط پیوند از دور بین نوسانات شمالگان و سختی زمستان در تبریز اقدام به آزمون همبستگی بین شاخص AO و متغیرهای اقلیمی زمستانه ایستگاه تبریز شد. برای نشان دادن همبستگی زمانی پدیده‌های مطالعه شده با AO، ضرایب همبستگی پیرسون در جدول ۲ درج شده است.

جدول ۲ ضرایب همبستگی بین شاخص های اقلیمی زمستانه ایستگاه تبریز با یکدیگر و با نوسانات شمالگان

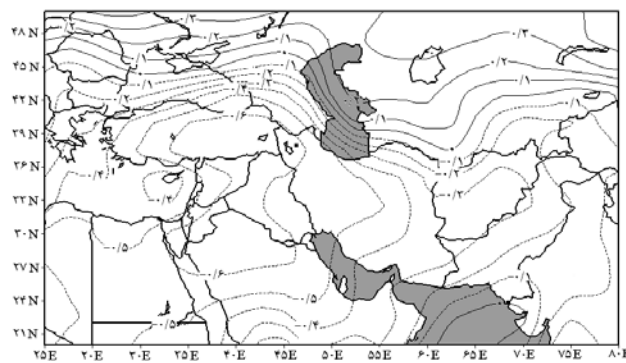
شاخص‌ها	ضریب همبستگی با AO
روزهای یخبندان	**/۵۳
روزهای برفی	*./۳۵
متوسط دمای فصل زمستان	**-/۶
متوسط حداقل مطلق دماهای ثبت شده	**-/۶
حداقل مطلق دماهای ثبت شده	**-/۶۸

** همبستگی معنا دار در سطح ۰/۰۱ * همبستگی معنا دار در سطح ۰/۰۵

با توجه به جدول ۲ وجود ارتباط پیوند از دور بین برخی متغیرهای زمستانی ایستگاه تبریز و شاخص AO مورد تأیید قرار گرفته است. همبستگی موجود بین شاخص AO با دمای متوسط فصلی، متوسط حداقل های ثبت شده و حداقل مطلق دماهای ثبت شده منفی و معکوس است و این به معنای کاهش مقدار دما و حاکمیت شرایط سرد و خشک در فاز سرد است. در فاز مذکور تعداد روزهای برفی و یخبندان افزایش یافته و زمستان سرد و خشکی بر تبریز حاکم می شود. در فاز منفی نوسانات شمالگان با افزایش بارش و رطوبت هوا سرمای زمستانی تعدیل می‌شود و از تعداد روزهای برفی و یخبندان کاسته شده و زمستانی با خشونت و سختی کمتر یا ملایم بر تبریز حاکمیت پیدا می کند.

شکل ۶ نقشه توزیع فضایی ضرایب همبستگی موجود بین شاخص AO با دمای متوسط

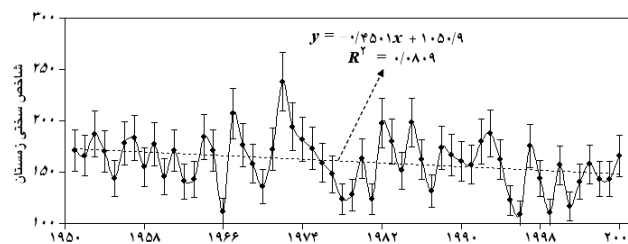
فصلی برای نیمکره شمالی و ایران را نشان می‌دهد. با توجه به ضرایب همبستگی مندرج در شکل ۶، بالاترین تأثیرپذیری میانگین دماهای فرین حداقل از پدیده جوی- اقیانوسی نوسانات شمالگان در شمال غرب ایران و به‌طور مشخص ایستگاه‌های واقع در قسمت غرب منطقه به ویژه ایستگاه تبریز که با مربع سیاه کوچکی نشان داده شده، مشاهده می‌شود.



شکل ۶ نقشه ضریب همبستگی بین شاخص AO با متوسط دمای روزانه ۵۵ ساله فصل زمستانی ایران [۱۷]

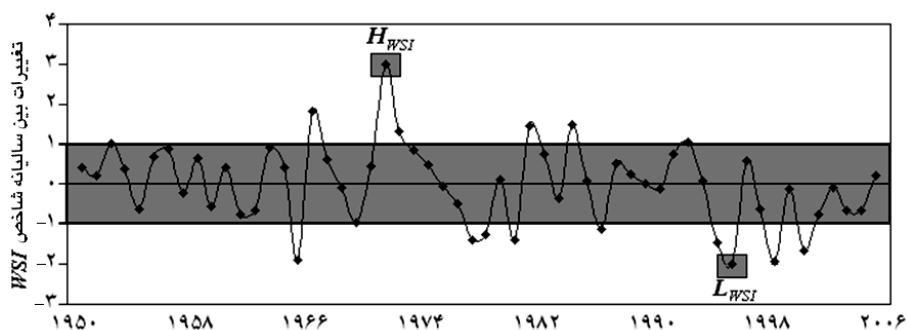
۳-۲- سختی زمستان در تبریز

برای نشان دادن درجه سختی زمستان برخی از محققان تعداد روزهای توأم با یخبندان، برخی روزهای یخبندان و دمای سردترین ماه زمستانی و سایر عوامل را مورد استفاده قرار داده‌اند. شاخص سختی زمستان ایستگاه تبریز بر اساس معادله ۱ محاسبه شده و نوسانات زمانی و روند تاریخی آن در شکل ۷ نشان داده شده است.



شکل ۷ تغییرات زمانی و روند خطی شاخص سختی زمستانی تبریز در محدوده ۹۵ درصد اطمینان

با توجه به شکل ۸ می‌توان سال ۱۹۷۲ را خشن‌ترین زمستان تبریز یاد کرد. از دیگر زمستان‌های سخت تبریز می‌توان به زمستان‌های ۱۹۶۷، ۱۹۸۳، ۱۹۹۲ و ۱۹۹۳ اشاره کرد. ملایم‌ترین زمستان‌های تبریز در سال‌های ۱۹۶۳ و ۱۹۷۹ اتفاق افتاده‌اند. از دیگر زمستان‌های ملایم تبریز می‌توان زمستان سال‌های ۱۹۶۶، ۱۹۹۵، ۱۹۹۹، ۲۰۰۱ و به‌خصوص دو زمستان سال‌های ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵ را نام برد.



شکل ۸ تغییرات بین سالیانه شاخص سختی زمستان ایستگاه تبریز

برای محاسبه تغییرات بین سالیانه شاخص سختی زمستان از معادله ۲ استفاده شده است. تغییرات بین سالیانه شاخص سختی زمستان در شکل ۸ نشان داده شده است. با توجه به این که داده‌ها استاندارد شده هستند، محدوده نرمال تغییرات بین سالیانه بین $1 \pm$ است که در شکل ۸ در محدوده خاکستری مشخص شده است. مقادیر مثبت شاخص سختی زمستان نشانگر سال‌های با ناهنجاری‌های فراتر از متوسط بلند مدت و مقادیر منفی نشانگر سال‌های با ناهنجاری‌های کمتر از متوسط بلند مدت می‌باشند. سال ۱۹۷۲ سخت‌ترین و سال ۱۹۹۶ ملایم‌ترین زمستان تبریز بوده‌اند و دامنه تغییرات بین سالیانه شاخص سختی زمستان (تفاضل بیشینه شاخص سختی زمستانه یا H_{WSI} با کمینه شاخص سختی زمستانه یا L_{WSI}) تبریز رقم استاندارد ۴/۹۹ را نشان می‌دهد که با توجه به بی‌بعدی استاندارد بودن شاخص رقم بسیار بزرگی است.

به منظور آگاهی از اثر نوسانات شمالگان بر سختی زمستان اقدام به محاسبه ضریب همبستگی بین WSI و دیگر متغیرهای اقلیمی با شاخص AO شد که نتایج به‌دست آمده در

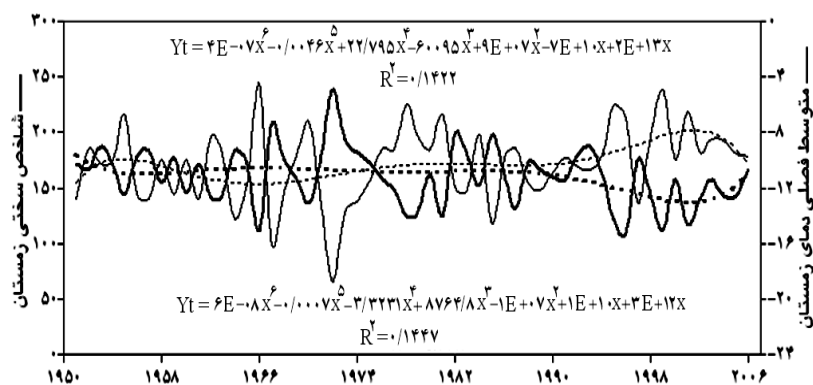
جدول ۳ قابل مشاهده است.

جدول ۳ ضرایب همبستگی پیرسون بین WSI با شاخص AO و دیگر شاخص های اقلیمی زمستانی

شاخص‌ها	نوسانات شمالگان	روزهای یخبندان	روزهای برفی	متوسط دما	متوسط دماهای حداقل	حداقل دماهای مطلق ثبت شده
WSI	**۰/۵۶	**۰/۸۳	**۰/۸	**۰/۸۶	**۰/۷۳	**۰/۷۸

** همبستگی معنا دار در سطح (۰/۰۱)

با توجه به جدول ۳ می‌توان وجود ارتباط پیوند از دور بین نوسانات شمالگان و سختی زمستان در تبریز را مورد تأیید قرار داد. مثبت و معنا دار بودن ضریب مذکور نشان از اثر مستقیم نوسانات شمالگان بر سختی زمستان‌های تبریز دارد و همزمان با نوسان فشار سطح دریا در شمالگان، غالباً سختی زمستان تبریز نیز تغییر می‌کند که این امر نشان دهنده ارتباط مستقیم بین میزان سختی زمستان و متغیرهای مذکور است، همچنین شایستگی شاخص مذکور را در تبیین سختی اقلیم زمستانی تبریز نمایان می‌سازد. برای پی بردن به این نکته که آیا زمستان سال‌های اخیر معتدل‌تر و ملایم‌تر از سال‌های گذشته شده است یا نه؟ اقدام به ترسیم روند پلی نومیال شاخص سختی زمستان تبریز در برابر درجه حرارت زمستانی شد که در شکل ۹ قابل مشاهده می‌باشد.



شکل ۹ روند تغییرات زمانی شاخص سختی زمستان و درجه حرارت متوسط زمستانی تبریز

با توجه به شکل ۱۰ می‌توان بروز تغییر در سختی زمستان تبریز را که می‌تواند نشانی قابل قبول از تغییر اقلیم باشد، مشاهده کرد. نمودار فوق بیانگر کاهش تدریجی سختی زمستان و ملایم‌تر شدن آن در تبریز است که افزایش درجه حرارت زمستانی نیز آن را تأیید می‌کند. نکته جالب توجه دیگر نمودار تغییرپذیری زمانی تقریباً برابر دمای متوسط فصل زمستان (با ضریب تبیین ۱۴/۴۴ درصد) و شاخص سختی زمستان (با ضریب تبیین ۱۴/۴۲ درصد) است. این که این تغییر اقلیمی و روند آتی آن دوره‌ای است یا دایمی، سؤالی است که آینده به آن جواب خواهد داد. اما با توجه به اینکه گرم شدن جهان بر اثر گازهای گلخانه‌ای عامل اصلی تغییر اقلیم می‌باشد و با توجه به افزایش متوسط دمای کره زمین، چنین به نظر می‌رسد که تغییر اقلیم زمستان در تبریز به تبعیت از تغییر جهانی اقلیم صورت گرفته و روندی مشابه با آن را که روندی رو به افزایش و گرم شدن است طی می‌کند و این تغییر حتی شامل نوسانات شمالگان نیز می‌شود.

۴- نتیجه‌گیری

وجود ارتباط پیوند از دور بین متغیرهای مذکور با شاخص AO نشانگر نقش فاز منفی نوسانات شمالگان بر سختی زمستان‌ها در ایستگاه تبریز است. فاز مثبت پدیده مذکور اثر چندانی بر اقلیم زمستانه شمال غرب کشور ندارد. نوسانات شمالگان در فاز سرد موجب استیلای آنتی سیکلون‌های قطبی که با هوای سرد و خشک، یخبندان، بارش برف، سوزباد و در یک کلام سختی زمستان همراه است، می‌شود. آمار موجود از وارونگی‌های فصل زمستان نشان از همبستگی قوی آنها با نوسانات شمالگان و کثرت وقوع آنها در سال‌های سرد دارد. دلیل افزایش وارونگی‌های مذکور را می‌توان پایداری و سردی هوا و تشعشعات ناشی از برف (جو باروتروپیک) و ورود آلاینده‌های جوی ناشی از مصرف سوخت‌های فسیلی که در زمستان به‌ویژه زمستان‌های سخت مصرف آنها تشدید می‌شود، دانست. اثر نوسانات شمالگان بر دماهای فرین حداقل بیشتر بوده و کاملاً مشهود است.

مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که از منظر سینوپتیک در فاز سرد نوسانات شمالگان، حاکمیت استقرار الگوهای پرفشار به‌ویژه الگوی پرفشار سبیری و الگوی ترکیبی پرفشار سبیری و غربی (مدیترانه‌ای)، زمستان سخت و خشنی را که با افت شدید دما و بروز

یخبندان و برف و کولاک توأم است، به وجود می‌آورد [۲].

بر اساس مطالعات انجام گرفته معلوم شده است که در کل ۸ الگوی فشار سطح زمین عبارتند از:
۱- الگوی شمال اروپا؛ ۲- الگوی پرفشار غربی؛ ۳- الگوی پرفشار خاورمیانه (زاگرس)؛ ۴- الگوی پرفشار آسیای صغیر (آارات)؛ ۵- الگوی پرفشار سیبری؛ ۶- الگوی پرفشار ادغامی؛ ۷- الگوی پرفشار جنب قطبی؛ ۸- الگوی پرفشار آسیای میانه.
همچنین الگوهای گردشی جو بالا به‌ویژه تراز ۵۰۰ هکتو پاسکال در قالب ۷ الگوی گردشی:
۱- فرود دریای سیاه؛ ۲- فرود اروپای غربی؛ ۳- ناوه ترکمنستان- دریای سیاه؛ ۴- ناوه عمیق شرق دریای خزر؛ ۵- فرود بین دریای سیاه و دریای مدیترانه؛ ۶- ناوه قزاقستان؛ ۷- ناوه شمال شرق ایران که نقش مهمی در بروز دماهای فرین حداقل و حاکمیت اقلیم سرد و خشن در منطقه شمال غرب و خصوصاً تبریز دارند [۲].

نتایج این مطالعه تغییرپذیری اقلیم زمستانی تبریز را مورد تأیید قرار داده و بیانگر روند کاهش تدریجی روزهای برفی، روزهای یخبندان و افزایش درجه حرارت زمستانه است. با توجه به اینکه گازهای گلخانه‌ای به‌ویژه دی‌اکسیدکربن عامل اصلی تغییرات اقلیمی است و با در نظر گرفتن داده‌های مربوط به نقاط شبکه‌ای برآورد شده از نحوه تغییرات اقلیمی درآینده که با استفاده از مدل‌های سه بعدی گردش عمومی برآورد شده‌اند، نتایج این مطالعه به‌واسطه همخوانی و مطابقت با پیش‌بینی مدل ECHAM4 (از مدل‌های مرکز تحقیقاتی هواشناسی ماکس پلانک در آلمان) که معتقد به کاهش بارش زمستانی و افزایش دما در صورت دو برابرشدن دی‌اکسیدکربن جو در تبریز است، قابل قبول بوده و تغییر تدریجی اقلیم زمستانی تبریز را تا حدود زیادی تأیید می‌کند.

۵- منابع

[1] Thompson D. W.; J. Wallace. The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophy. Res. Lett.* 25: 1297-1300, 1998.

[۲] قویدل رحیمی، ی.؛ تحلیل همدید دماهای فرین دوره سرد سال در منطقه شمال غرب ایران؛ رساله دکتری اقلیم شناسی، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیای

دانشگاه اصفهان، ۱۳۸۷.

- [3] Bonan B. G.; Ecological climatology, Cambridge University Press, 482pp, 2002.
- [4] Rodianov S., R. Assel; Atmospheric teleconnection patterns and severity of winters in the Laurentian Great Lakes Basin. *Atmo. Oce.*Vol.38 , No.4, 2000.
- [5] Adams, J. M., N. Bond, J. Overland; Regional variability of the Arctic heat budget in fall and winter ; *J.Clim*,Vol.13, No.19, 2000.
- [6] Rodianov S., R. Assel; Winter severity in the great lakes region: A tale of two oscillations. *Clim. Res.*Vol.24, No.1, 2003.
- [7] Bradbury J., D. Keim, C. Wake. The influence of regional storm tracking and teleconnections on winter precipitation in the Northeastern United States, *An. Assoc. Ame. Geogr*, Vol.93, No.3, 2003.
- [8] Mathieu P., R. Sutton, B. Dong; Predictability of winter climate over the north atlantic european region during enso events; *J.Clim* Vol.17, No.10, 2004.
- [9] Gong D., H. Drange; A preliminary study on the relationship between Arctic oscillation and daily SLP variance in the northern hemisphere during wintertime; *Advances in Atmospheric Sciences*, Vol.22. No.3, 2005.
- [10] Bernard S., D. Mc Geehin, K. Engelberg. The potential impacts of climatevariability and change on health impacts of extreme weather events in the united states; *Envi. Heal. Perspect* , Vol.112, No.2, 2004.

[۱۱] علیجانی ب؛ آب و هوای ایران؛ انتشارات دانشگاه پیام نور، ۲۲۱ صفحه، ۱۳۸۲.

- [12] Ghasemi A., D., Khalili, The influence of Arctic oscillation on winter temperature in Iran, *Theor. Appl. Climatol*, Vol.85, 2006.

[۱۳] خسروی م، کریمی، ص،، سلیقه م؛ ارتباط شاخص نوسان قطبی با نوسان‌های

دمایی ایستگاه شهرکرد، جغرافیا و توسعه، ش ۱۰، ۱۳۸۶.

[۱۴] قویدل رحیمی ی؛ ارزیابی حساسیت‌پذیری دما و بارش تبریز نسبت به افزایش دی اکسید کربن جو با استفاده از مدل‌های گردش جهانی پیوندی جوی - اقیانوسی؛ مجله علوم انسانی مدرس، ش ۴۸، ۱۳۸۵.

[۱۵] مرادی ح؛ تحلیل سینوپتیک تاوه قطبی و اثرهای آن بر اقلیم ایران؛ رساله دکتری، گروه جغرافیای دانشگاه تربیت مدرس، ۱۳۸۰.

[16] Wallace J., D. S. Gutzler; Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter, Mon. Wea. Rev, 109:784-812, 1981.

[17] www.cdc.noaa.org