



## واکاوی ناهنجاری‌های فشار تراز دریا در روزهای همراه با رخداد سرماهای فرین ایران

سید ابوالفضل مسعودیان: استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران \*  
محمد دارنمد: استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

وصول: ۱۳۸۹/۱۰/۱۴ پذیرش: ۱۳۹۰/۶/۲۲، صص ۱-۱۴

### چکیده

در این پژوهش ناهنجاری فشار تراز دریا در روزهای همراه با رخداد سرماهای فرین ایران بررسی شده است. برای انجام این بررسی به کمک داده‌های دمای ۶۶۳ ایستگاه همدید و اقلیمی ایران در بازه‌ی زمانی ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۲/۱۲/۲۹ و به یاری روش کریگینگ دمای ایران بر روی یاخته‌های ۱۸\*۱۸ کیلومتر برای کل ایران میانبایی شد و یک آرایه‌ی ۱۵۷۰۵\*۵۲۱۴ به دست آمد. داده‌های فشار تراز دریا نیز در همین بازه‌ی زمانی از پایگاه داده‌ی NCEP/NCAR وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده آمریکا فراهم شد. نخست روزهای همراه با سرمای فرین به کمک نمایه‌ی انحراف استاندارد شده‌ی دما آشکارسازی شد. سپس مقادیر این نمایه بر حسب بزرگی و گستره‌ی رخداد سرما مرتب شد و بانصد مورد از سردترین و فراگیرترین سرماهای ایران برگزیده شد. سپس ناهنجاری فشار تراز دریا در روزهای برگزیده محاسبه شد. بررسی‌ها نشان داد که سردترین و فراگیرترین سرماهای ایران با چهار الگوی ناهنجاری فشار تراز دریا همراه است. واژه‌های کلیدی: ناهنجاری فشار تراز دریا، دما، سرمای فرین، ایران

### مقدمه

فعالیت‌های وی تأثیر دارد، دماهای فرین روزانه و دوام آن هستند. دماهای فرین علاوه بر این که فرایندهای که در طبیعت وجود دارند را تحت تأثیر خود قرار می‌دهند، بر فعالیت‌های اقتصادی و اجتماعی نیز اثرگذارند. کنراد (Konrad) (۱۹۹۵): (۱۰۶۷) ارتباط بین شدت رخدادهای سرمای فرین با حرکت سامانه‌ها در مقیاس همدید و سیاره‌ای بر روی امریکای شمالی را بررسی کرد. وی بدین منظور دما، فشار تراز دریا و ناهنجاریهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را در مقیاس سیاره‌ای و همدید بر روی امریکای شمالی بررسی کرد. نتایج مطالعه او نشان داد که

اقلیم هر محل متأثر از ویژگی‌های ناهمواری، دوری و نزدیکی به دریا است. این ویژگی‌ها ثابت هستند و تغییر نمی‌کنند (پاری، ۲۰۰۰). از سوی دیگر جنبه‌های متغیر آب و هوا متأثر از تغییرات گردش‌های جوی بزرگ مقیاس است. این گردش‌ها بر متغیرهای اقلیمی سطح زمین تأثیر می‌گذارند. بنابراین، شناسایی آنها ضروری به نظر می‌رسد. پژوهش‌های فراوانی بر روی سرماهای فرین انجام شده است. براساس نظر روستیکوسکی و وارگاس (Rusticucci and Vargas) (۲۰۰۲: ۴۶۷) دو پارامتر مهمی که بر انسان و

از رخداد سرمای فرین در بخش‌های شرقی اقیانوس آرام نشانه‌هایی از شکل‌گیری موج سرما مشاهده می‌شود. روستیکوسی<sup>۵</sup> و همکاران (۲۰۰۳: ۳۳۵۶) ارتباط بین رخداد دماهای فرین را با دمای سطح دریا (SST<sup>۶</sup>) در آرژانتین بررسی کردند. نتایج نشان داد که ارتباط معنی‌داری بین ناهنجاری دمای سطح آبهای ساحلی اقیانوس اطلس و آرام جنوبی با رخداد دماهای فرین وجود دارد. ماهراس و کوتیل<sup>۷</sup> (۱۹۹۹: ۷۴۵) ناهنجاریهای مکانی زمانی دمای مدیترانه را در ارتباط با گردشهای جوی طی سده‌ی اخیر مطالعه کردند. ایشان الگوهای فشار در ارتباط با دماهای فرین در هر منطقه را نیز بررسی کرده و گردش جوی در ارتباط با هر عامل در هر فصل از طریق شاخص‌های گردشی مداری و نصف‌النهاری را محاسبه کردند. ویتستین و میارنس<sup>۸</sup> (۲۰۰۲: ۳۵۸۶) اثر نوسان قطبی را بر میانگین، پراش و دماهای فرین شمال شرقی ایالات متحده و کانادا بررسی کردند. نتایج آنها نشان داد که در زمستان دماهای بسیار بالا در نیوانگلند و دماهای بسیار پایین در کبک و کانادا در اثر شاخص نوسان قطبی افزایش می‌یابد. لایوی<sup>۹</sup> و همکاران (۲۰۰۶: ۴۰۲) به منظور مطالعه‌ی ناهنجاری‌های دما و بارش دره‌اربین (شمال شرق چین)، الگوهای گردش جوی ماهانه را به کمک داده‌های شبکه‌ای میانگین فشار تراز دریا طبقه‌بندی کردند. نتایج آنها نشان داد که الگوهای گردشی شمالی و شمال غربی منجر به ناهنجاری منفی دما دره‌اربین می‌شود. واوروس<sup>۱۰</sup> و همکاران (۲۰۰۶: ۱۱۳۳) رفتار رخدادهای سرماهای

ناهنجاریهای گردشی در مقیاس سیاره‌ای در مقایسه با ناهنجاریها در مقیاس همدید، ارتباط بیشتری با شدت رخدادهای سرمای فرین دارند. گونگ و هو نقش پرفشار سیبری بر تغییرات اقلیمی عرض‌های میانه و بالای آسیا را بررسی کردند. آنها نمایه‌ی شدت مرکزی پرفشار سیبری (SHCI) را در چارچوب ۷۰ تا ۱۲۰ درجه‌ی شرقی و ۴۰ تا ۶۰ درجه‌ی عرض شمالی به عنوان معیار شدت پرفشار سیبری در نظر گرفتند. نتایج آنها نشان داد که ارتباط نمایه‌ی یاد شده با ناهنجاری دمای تراز دریا در اوراسیا معنی‌دار است (گونگ و هو، ۲۰۰۲، ۹-۱). مطالعه‌ی رخداد موج سرما در شرق آسیا توسط پژوهشگران متعددی انجام شده است. نتایج آنها نشان می‌دهد که حرکت جنوب شرق سوی توده هوای سیبری منجر به افت ناگهانی دما و رخداد موج سرما در شرق آسیا می‌شود (نینومییا<sup>۱</sup> (۱۹۷۴: ۴۳۵-۴۴۹)، چانگ<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۷۹: ۸۱۲-۸۲۹) و ژانگ<sup>۳</sup> و همکاران (۱۹۹۷: ۲۶۰۵-۲۶۱۹)). در یک پژوهش دیگر توسط نینومییا (۲۰۰۶: ۴۷-۶۸) مشخص شد که رخداد سرما در بخش‌های ساحلی چین با گسترش پرفشار سیبری-مونگولا به سمت عرض‌های پایین ارتباط معنی‌داری دارد. به سمت عرض‌های پایین پیزا و آمبریزی<sup>۴</sup> (۲۰۰۵: ۲۱۵) شرایط دینامیک و همدید مسیرهایی که موج‌های سرمای مختلف در آمریکای جنوبی طی می‌کنند، را بررسی کردند. نتایج ایشان نشان داد که در همه‌ی نقشه‌های ترکیبی، جبهه سرد از استوا رد شده و چرخندهای برون حاره نقش مهمی در رخداد سرما و یخبندان دارند. همچنین ۹ روز قبل

<sup>5</sup> -Rusticucci

<sup>6</sup> -Sea Surface Temperature

<sup>7</sup> -Maheras and Kutiel

<sup>8</sup> -Wettsten and Mearns

<sup>9</sup> - Liwei

<sup>10</sup> -Vavrus

<sup>1</sup> -Ninomiya

<sup>2</sup> -Chang

<sup>3</sup> -Zhang

<sup>4</sup> - Pizza and Ambrizzi

کردند. آنها از داده‌های دمای کمینه و بیشینه روزانه ۶۱ ایستگاه طی بازه زمانی ۱۹۵۱-۲۰۰۶ استفاده کردند. شاخص آنها برای دمای فرین توزیع احتمال بود که ۵ درصد بالایی و پایینی را برای تحلیل انتخاب کردند. نتایج آنها نشان داد که در تابستان تیپ‌های گردشی که همراه با فراز و اچرخندی بودند، عامل گرماهای فرین و در زمستان دماهای فرین پایین در اثر تیپ و اچرخندی که همراه با جریانهای شرقی بود شکل می‌گرفت. علیجانی و هوشیار (۱۳۸۷: ۱) الگوهای همدید سرماهای شدید شمال غرب ایران را مطالعه کردند و نشان دادند که چهار الگوی پرفشار غربی، کم فشار اورال، الگوی مداری و پرفشار آرات بر سرماهای شدید شمال غرب ایران تاثیر دارند و در ۷۰ درصد موارد استقرار ناوهای عمیق بر روی شمال ایران و قرار گرفتن منطقه مورد مطالعه در قسمت عقب آن و همچنین وجود یک پرفشار در سطح زمین رخ می‌دهد. در بقیه موارد سرمایش تابشی سطح زمین عامل اصلی سرماهای شدید شمال غرب کشور است. هدف این پژوهش واکاوی ناهنجاری‌های فشار تراز دریا هنگام رخداد سرماهای فرین ایران است.

#### مواد و روش

برای شناسایی ناهنجاری فشار تراز دریا در روزهای همراه با سرماهای فرین از داده‌های میانگین دمای روزانه پایگاه داده‌ی اسفزاری ویرایش نخست استفاده شده است. این پایگاه داده به کمک داده‌های میانگین دمای روزانه‌ی ۶۶۳ ایستگاه از ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۲/۱۲/۲۹ به مدت ۱۵۷۰۵ روز بر روی یاخته‌های ۱۸\*۱۸ کیلومتر به روش کریگینگ میانبایی شده

فرین را در شرایط گرمایش گلخانه‌ای بررسی کردند. شاخص رخداد سرمای فرین را حداقل دو انحراف معیار از میانگین دما در زمستان در دو روز متوالی، تعریف کردند. نتایج نشان داد که فراوانی رخداد سرماهای فرین در اغلب مناطق نیمکره شمالی طی قرن بیست و یکم حدود ۵۰ تا ۱۰۰ درصد کاهش یافته است. پارک<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۸) رخداد موج‌های سرمای شرق آسیا را در ارتباط با گردش‌های جوی بررسی کردند. نتایج ایشان نشان داد که ناهنجاری‌های باد در ترازهای زیرین جو، بوسیله‌ی ناهنجاری‌های گردشی ترازهای بالای جو ایجاد شده و منجر به شیو دما در راستای نصف النهاری و وزش سرمای بسیار شدیدی در شرق آسیا می‌شوند. در مجموع پیکربندی گردش‌های جو بالا نقش مهمی در رخداد موج‌های سرما در شرق آسیا دارد. ژانگ<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۸: ۳۵) تغییرات مکانی رخداد‌های دماهای فرین سرد زمستانی و دماهای فرین گرم تابستانی را در حوضه رودخانه زرد چین مورد مطالعه قرار دادند. نتایج نشان داد که فراوانی و شدت رخداد‌های دماهای بالا دارای روند صعودی معنی داری در ایستگاه‌های بخش غربی و شمالی حوضه رودخانه زرد است در حالیکه ایستگاه‌هایی که در بخش‌های میانه و پایین حوضه بودند در سطح اطمینان ۹۵ درصد، دارای روند معنی دار نیستند. تقریباً در کل حوضه روند دماهای فرین سرد نزولی است. روند گرمایشی سالانه دمای هوا در این حوضه ناشی از افزایش دماهای حداقل است. آسترنال<sup>۳</sup> و همکاران (۲۰۱۰) مقادیر فرین دما در لهستان را براساس طبقه بندی‌های مختلف گردش جوی مطالعه

1-Park

2 -Zhang

3 - Ustrnul

است<sup>۱</sup>. به این ترتیب دمای ۵۲۱۴ نقطه‌ی مختلف ایران برای دوره‌ای به طول ۱۵۷۰۵ روز از این پایگاه داده برداشت شد. از سوی دیگر داده‌های فشار تراز دریا نیز در همین بازه‌ی زمانی از تارنمای [www.esrl.noaa.gov](http://www.esrl.noaa.gov) برای چارچوبی بین طول جغرافیایی صفر تا ۱۲۰ درجه‌ی شرقی و عرض جغرافیایی صفر تا ۸۰ درجه‌ی شمالی گردآوری شد. برای شناسایی سرماهای فرین از نمایه‌ی انحراف استاندارد شده‌ی دما بهره بردیم (فوجیه و همکاران: ۲۰۰۷: ۷۲-۶۳). برای محاسبه‌ی این نمایه نخست میانگین بلند مدت دما برای هر یک از روزهای تقویمی سال محاسبه می‌شود تا بتوان انحراف دمای هر روز خاص را نسبت به میانگین بلند مدت مبنای داوری در باره‌ی سردی یا گرمی آن روز قرار داد. میانگین بلند مدت دماهای هر روز تقویمی به یاری رابطه زیر به دست می‌آید.

$$\overline{T(i, j)} = \sum_{n=1340}^{1382} T(i, j, n) \div N \quad (1)$$

در اینجا  $T(i, j, n)$  دمای روز  $i$  ام، ماه  $j$  ام و سال  $n$  ام است. چون در این پژوهش از داده‌های میان‌بندی شده‌ی سال‌های ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۲ (به طول ۱۵۷۰۵ روز) بهره برده‌ایم برای محاسبه‌ی میانگین بلند مدت دمای هر یک از روزهای تقویمی ۴۳ مقدار در دست داشته‌ایم ( $N = 43$ ). برای از بین بردن نوفه‌های موجود در میانگین بلند مدت، فیلتر میانگین متحرک ۹ روزه سه بار بر روی این داده‌ها اعمال شد. به این ترتیب میانگین بلند مدت دمای هر روز بر مبنای دمای همان روز و ۲۶ روز همسایه‌ی آن محاسبه می‌شود. به بیان دیگر دمای هر روز نماینده‌ی وضع

کلی دما در همان روز و دمای دو هفته پیش و دو هفته پس از آن است. در نتیجه اثرات عوامل زودگذر محلی که موجب نوسان دما شده‌اند، حذف و اثرات سامانه‌های همدید که تغییرات کلان دما را تعیین می‌کنند تقویت می‌شود. سپس به کمک رابطه‌ی زیر انحراف دمای هر یک از ۱۵۷۰۵ روز مورد بررسی نسبت به میانگین بلند مدت محاسبه شد.

$$\Delta T(i, j, n) = T(i, j, n) - \overline{T(i, j)} \quad (2)$$

در اینجا  $\Delta T(i, j, n)$  انحراف دمای روز  $i$  ام، ماه  $j$  ام و سال  $n$  ام نسبت به میانگین بلند مدت دمای همان روز تقویمی است. شدت انحراف دما بستگی به تغییرات روز به روز دما دارد و بر حسب فصل و منطقه متفاوت خواهد بود. از آنجا که بر روی هر نقطه‌ی جغرافیایی معین دامنه‌ی تغییرات دما در روزهای مختلف سال می‌تواند بسیار متفاوت باشد، بنابراین، مقادیر مطلق انحراف دما از میانگین بلند مدت هر روز  $\Delta T(i, j, n)$  نمی‌تواند نماینده‌ی شدت انحراف دمای آن روز نسبت به دیگر روزهای سال باشد. برای نمونه در دوره‌ی گرم سال که دما از ثبات بیشتری برخوردار است یک درجه‌ی سلسیوس انحراف از دمای بلند مدت رویداد بزرگ‌تری به شمار می‌آید تا همین مقدار انحراف دما در دوره‌ی سرد سال که دما بی‌ثبات‌تر و دامنه تغییرات آن زیادتر است. همین استدلال در مورد مقادیر مطلق انحراف دما از میانگین بلند مدت که در نقاط جغرافیایی مختلف محاسبه شده‌اند نیز صادق است. مثلاً +۵ درجه انحراف دما برای نقاطی که در عرض‌های جنوبی قرار دارند و تغییرات دمایی آنها اساساً ناچیز است رویداد بسیار بزرگ‌تری به شمار می‌آید تا همین مقدار انحراف دما برای نقاطی است که در سرزمین‌های خشک ایران مرکزی قرار گرفته‌اند و دامنه‌ی تغییرات

به کمک آماره‌ی انحراف معیار دما استاندارد شوند. مقدار پراش دمای هر یک از روزهای تقویمی به کمک رابطه زیر محاسبه شد و برای حذف نوفه‌ها میانگین متحرک ۹ روزه سه بار بر روی آن اعمال شد.

$$\overline{\sigma^2(i, j)} = \sum_{n=1340}^{1382} \sum_{j'=j-15}^{j+15} [\Delta T(i, j', n) - \overline{\Delta T(i, j')}]^2 \div 31N \quad (۳)$$

مقدار  $\overline{\Delta T(i, j)}$  از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید.

$$\overline{\Delta T_*(i, j)} = \sum_{n=1340}^{1382} \sum_{j'=j-15}^{j+15} \Delta T_*(i, j', n) \div 31N \quad (۴)$$

سرانجام نمایه‌ی انحراف دمای استاندارد شده (NTD) از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود.

$$x(i, j, n) = \Delta T(i, j, n) \div \overline{\sigma(i, j)} \quad (۵)$$

که  $\overline{\sigma(i, j)} = \sqrt{\overline{\sigma^2(i, j)}}$  است.

سرماهای فرین ایران نامید. برای نمونه این پژوهش روشن ساخت که در طی ۱۵۷۰۵ روز بررسی شده پنجم دی ۱۳۵۱ خورشیدی سردترین روزی بوده که ایران به خود دیده است. توجه به آماره‌ی گستره‌ی سرما بسیار اساسی است. اگر سرما ناشی از حاکمیت سامانه‌های همدید باشد با توجه به این که ابعاد این سامانه‌ها فراتر از هزار کیلومتر است لازم است سرمای فراگیر بوده باشد. سرماهایی که بر روی قلمروهای کوچک رخ می‌دهند نمی‌توانند منشأ همدید داشته باشند بلکه دلایل رخداد آنها را باید در عوامل محلی جستجو کرد. بر این اساس نمی‌توان به کنکاش در باره‌ی علل همدید یک پدیده اقلیمی پرداخت مگر آن که بتوان نشان داد که آن پدیده بر روی قلمروی بزرگ (در مقیاس همدید) رخ داده است. برای بررسی همدید و شناسایی الگوهای گردش همراه با سردترین و فراگیرترین سرماهای ایران میانگین بلند مدت فشار تراز دریا محاسبه و نقشه‌های ناهنجاری فشار تراز

دمای آنها بسیار بزرگ است. پس برای آنکه مقادیر انحراف دمای زمان‌های مختلف در یک نقطه جغرافیایی و مکان‌های مختلف در یک زمان معین با یکدیگر قابل مقایسه باشند لازم است این مقادیر مطلق

برای هر یک از ۵۲۱۴ نقطه‌ی مختلف ایران مقدار نمایه‌ی انحراف دمای استاندارد شده به همین روش محاسبه شد. سپس میانگین این نمایه بر روی ایران برای هر یک از ۱۵۷۰۵ روز به دست آمد. از سوی دیگر برای هر یک از روزها درصدی از مساحت ایران که مقدار نمایه‌ی انحراف دمای استاندارد شده‌ی آن کمتر از صفر بود محاسبه شد (قلمرو سرد). در گام بعد ۱۵۷۰۵ روز یاد شده بر حسب مقادیر نمایه (از کوچک به بزرگ) و مقدر درصد قلمرو سرد (از بزرگ به کوچک) مرتب شد. به این ترتیب آرایه‌ای به دست آمد که دوره‌ی آماری بررسی شده را بر حسب شدت و گستره‌ی سرما نشان می‌داد. از درون این آرایه شدیدترین و فراگیرترین پانصد سرمای ایران برای بررسی همدید برگزیده شد. شدت سرمای این پانصد روز دست کم ۲- بود. چون در طی ۴۳ سال بررسی شده این پانصد روز سردترین و فراگیرترین سرماهای ایران را تجربه کرده‌اند می‌توان این رویدادهای سرد را

دریای همین ۵۰۰ روز به دست آمد. به کمک روش تحلیل خوشه‌ای، ناهنجاری فشار تراز دریا دسته بندی شد و چهار الگوی متمایز به دست آمد. پس از تعیین الگوی گردش هر یک از پانصد روز نقشه‌های میانگین ناهنجاری دمایی ایران برای هر یک از الگوهای گردش به دست آمده محاسبه شد تا روشن شود در زمان حاکمیت هر یک از الگوهای گردش مقدار انحراف دمای نقاط مختلف کشور چه اندازه بوده است و هر الگوی گردش بر چه بخش‌هایی از کشور اثر گذاشته است.

### یافته‌های پژوهش

انجام تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های ناهنجاری فشار تراز دریا در ۵۰۰ روز نمونه نشان داد که چهار الگوی ناهنجاری فشار تراز دریا همراه با سرماهای فرین ایران دیده شده‌اند. بیشتر سرماهای فرین در فصل زمستان و بویژه برج دی رخ داده‌اند. دی حدود ۲۹ درصد سرماهای فرین برگزیده را به خود اختصاص داده است. کمترین رخداد سرماهای فرین مربوط به فصل تابستان و برج تیر است که حدود ۰/۸ درصد از سرماهای فرین را دارا بوده است. در مجموع می‌توان گفت که سرماهای فرین تنها اختصاص به فصل سرد ندارند و ممکن است در فصل گرم نیز دیده شوند. اینک به تشریح الگوهای به دست آمده می‌پردازیم.

۱) الگوی دوقطبی قوی دریای شمال-شمال روسیه: در ۳۰ درصد مواردی که سرماهای فرین ایران رخ داده، این الگو دیده شده است. بیشترین رخداد این الگو در دی بوده است. چنان که شکل ۳ نشان می‌دهد یک هسته‌ی ناهنجاری مثبت فشار بر روی دریای شمال دیده می‌شود که فشار مرکزی این هسته

نسبت به میانگین بلند مدت حدود ۱۳ هکتوپاسکال افزایش نشان می‌دهد. همچنین در این الگو یک هسته‌ی ناهنجاری منفی فشار تراز دریا در شمال روسیه وجود دارد. هسته‌ی مرکزی آن نسبت به میانگین بلند مدت ۱۱ هکتوپاسکال افت فشار را نشان می‌دهد. جهت گردش هوا در این دو هسته به گونه‌ای است که هوای سرد جناح راست هسته‌ی ناهنجاری مثبت با حرکت به سوی عرض‌های پایین به کمک چرخش پادساعتگرد هوا در هسته‌ی ناهنجاری منفی واقع در شمال روسیه تقویت شده و هوای سرد را بر روی عرض‌های جنوبی می‌ریزد. همزمان با شکل‌گیری این الگو ناهنجاری فشار تراز دریا بر روی ایران به ۹ هکتوپاسکال می‌رسد. این سامانه از سمت شمال‌غرب- جنوب‌شرق به ایران وارد شده و سبب رخداد سرما در ایران شده است. شکل ۴ ناهنجاری دمایی ایران را همزمان با شکل‌گیری این الگو نشان می‌دهد. مناطق جنوبی کشور و مناطق جنوبی دریای خزر در مقایسه با دیگر بخش‌های کشور ناهنجاری دمایی کمتری را نشان می‌دهند. شاید بتوان دلیل تعدیل سرما در این بخش‌ها را در غنای رطوبتی جو این مناطق جستجو کرد. همزمان با رخداد این الگو حدود ۶۰ درصد پهنه‌ی ایران ناهنجاری دمایی ۴- تا ۶- را نشان می‌دهد. بخش‌های شمال‌غرب و جنوب‌شرق ایران دو هسته‌ی ناهنجاری منفی دمایی را نشان می‌دهد که با فاصله گرفتن از این هسته‌ها ناهنجاری دما کاهش می‌یابد. در مجموع میانگین ناهنجاری مطلق دمای ایران در زمان حاکمیت این الگو ۵/۲- درجه سلسیوس بوده که در مقایسه با دیگر الگوها از شدت بیشتری برخوردار است. آرایش جغرافیایی این ناهنجاری‌های دمایی با آرایش مکانی ناهنجاری فشار تراز دریا و مسیر ریزش هوای سرد

حاکمیت این الگو حدود ۵۷ درصد پهنه‌ی کشور ناهنجاری دمایی ۴- تا ۶- را نشان داده است.

۳) الگوی دوقطبی اسکاندیناوی- اطلس: چنان که شکل ۷ نشان می‌دهد در این الگو یک هسته‌ی ناهنجاری مثبت فشار بر روی اسکاندیناوی شکل گرفته است که در مرکز آن ناهنجاری فشار ۱۵ هکتوپاسکال است. این الگو گستره‌ی وسیعی را در بر گرفته و از شدت زیادی برخوردار است. مناطق بین طول جغرافیایی ۰ تا ۷۰ درجه‌ی شرقی و عرض جغرافیایی حدود ۳۰ تا ۸۰ درجه‌ی شمالی تحت سیطره‌ی این الگو قرار دارند. جهت گسترش این الگو بیشتر شمالی- جنوبی است و هوای سرد عرض‌های بالا را به سوی عرض‌های پایین سرازیر می‌کند. در زمان حاکمیت این الگو هسته‌ی ناهنجاری ۱۱ هکتوپاسکالی فشار در شمال شرق کشور بسته شده و باعث ناهنجاری منفی دما در ایران شده است. شکل ۸ ناهنجاری دمایی ایران را همزمان با شکل گیری این الگو نشان می‌دهد. چنان که دیده می‌شود در شمال شرق کشور یک هسته‌ی قوی ناهنجاری منفی دما شکل گرفته که حدود ۲/۳ درصد از پهنه‌ی ایران را پوشانده است. هسته‌ی مرکزی این ناهنجاری منفی دما بین ۸- تا ۱۰- درجه‌ی سلسیوس است که با فاصله گرفتن از مرکز این هسته از شدت آن کاسته می‌شود. حدود ۳۷ درصد از پهنه‌ی ایران ناهنجاری دمایی ۶- تا ۸- درجه‌ی سلسیوس را نشان می‌دهد. این الگو در ۱۹/۴ درصد مواردی که سرمای فرین رخ داده حضور داشته است. فراوانی این الگو بیشتر در برج دی است.

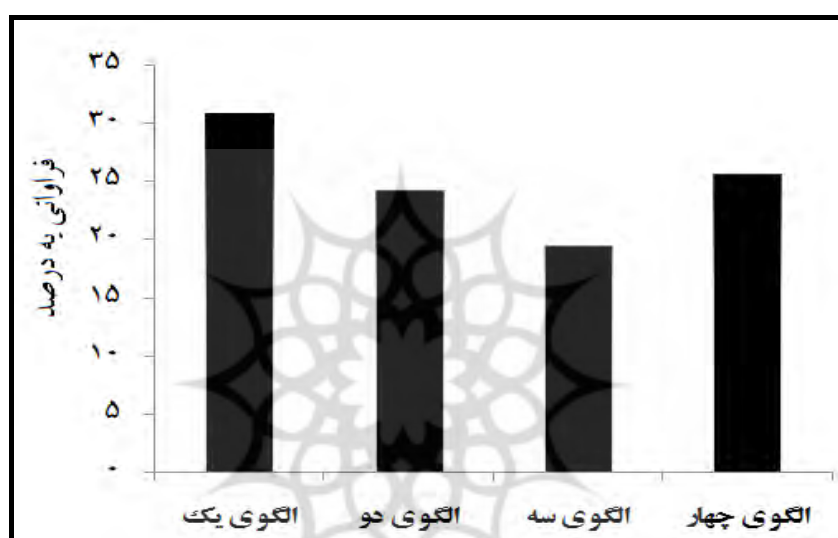
۴) الگوی دوقطبی اطلس- اسکاندیناوی: در این الگو یک هسته‌ی ناهنجاری منفی فشار تراز دریا بر روی اسکاندیناوی شکل گرفته که مرکز آن ۱۳-

عرض‌های شمالی به ایران توسط دو قطبی یاد شده هماهنگی دارد.

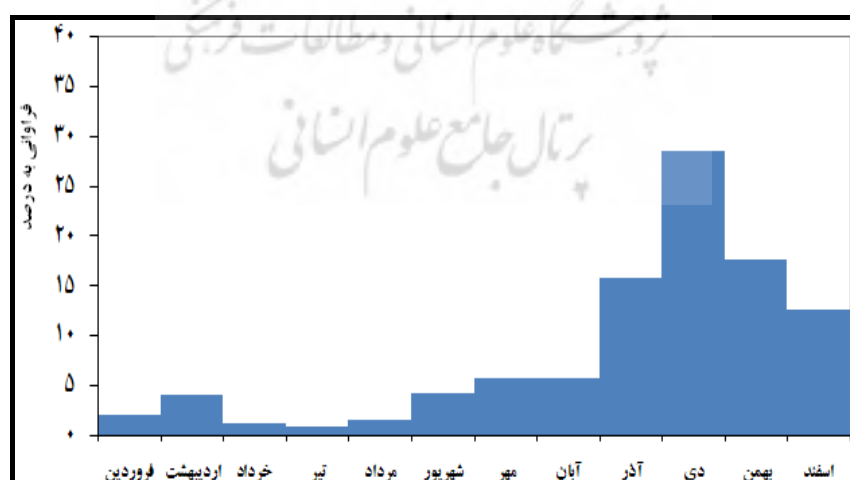
۲) دو قطبی ضعیف دریای شمال- شمال روسیه: حدود ۲۴ درصد سرماهای فرین ایران در زمان حاکمیت این الگو رخ داده‌اند. این الگو سه تفاوت عمده با سایر الگوهای ناهنجاری دارد: اول این که، برخلاف دیگر الگوها که بیشترین رخداد را در دی دارند این الگو بیشتر در آذر دیده شده است. تفاوت دوم این است که رخداد این الگو در تمام ماههای سال مشاهده می‌شود و از تمرکز زمانی کمتری برخوردار است. تفاوت سوم مربوط به ضعیف بودن هسته‌ی ناهنجاری فشار تراز دریا نسبت به سایر الگوهاست. ناهنجاری فشار تراز دریا در مرکز این هسته ۷ هکتوپاسکال است. این الگو با استقرار یک هسته‌ی ناهنجاری مثبت فشار تراز دریا در مناطق شمالی روسیه مشخص می‌شود. جهت چرخش این سامانه به گونه‌ای است که هوای سرد عرض‌های بالا را از سمت شمال شرق به ایران سرازیر می‌سازد (شکل ۵). همزمان با شکل گیری این الگو هسته‌ی ناهنجاری منفی دما در شمال شرق کشور دیده می‌شود که تا مرکز ایران کشیده می‌شود. ولی به دلیل ضعف و فاصله‌ی زیاد هسته‌ی ناهنجاری فشار تا ایران این الگو نسبت به دیگر الگوها سرماهای کم شدت تری در ایران پدید می‌آورد. به دلیل پراکنش زمانی رخداد این الگو در طول سال، نقش مهمی در رخداد سرماهای دیررس و زودرس ایران دارد. همانند الگوی پیشین، مناطق جنوبی کشور و مناطق جنوبی دریای خزر ناهنجاری منفی دمایی خفیف تری را نشان می‌دهند. همچنین یک هسته‌ی ناهنجاری منفی دما در نیمه‌ی جنوبی شمال غرب کشور دیده می‌شود. در زمان

شمال غرب کشور شکل گرفته که در آن دما بین ۶ تا ۸ درجه‌ی سلسیوس پایین‌تر از معمول بوده است. در زمان حاکمیت این الگو نیز بخش‌های جنوبی کشور و مناطق جنوبی دریای خزر نسبت به دیگر بخش‌های ایران ناهنجاری دمایی خفیف‌تری را نشان می‌دهند. تأثیر این الگو بر ناهنجاری دمایی ایران در مقایسه با الگوی دوقطبی قوی دریای شمال-شمال روسیه و الگوی دو قطبی اسکاندیناوی-اطلس کمتر است.

هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. در زمان حاکمیت این الگو بیشتر بخش‌های کشور ناهنجاری مثبت فشار تراز دریا را تا حدود ۷ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. ۲۵ درصد سرماهای فرین کشور در زمان حاکمیت این الگو رخ داده است. این الگو بیشتر در برج دی دیده شده است. ناهنجاری منفی دمایی ایران همزمان با شکل‌گیری این الگو در شکل ۱۰ نشان داده شده است. در این زمان یک هسته‌ی ناهنجاری منفی دما در

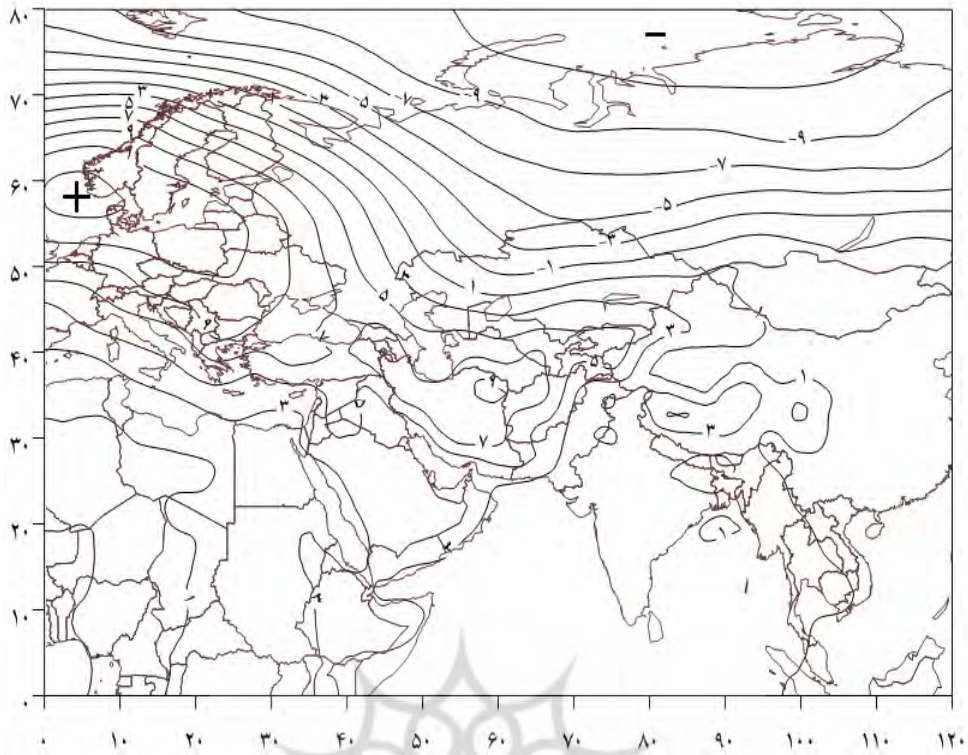


شکل ۱- درصد فراوانی هر یک از الگوهای گردشی

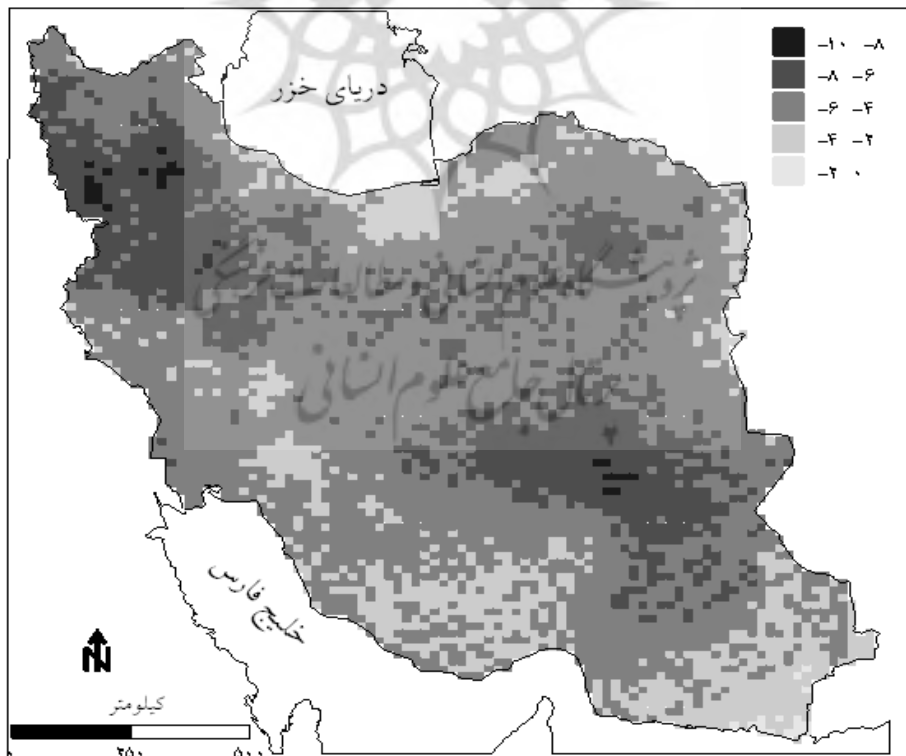


شکل ۲- درصد فراوانی ماهانه‌ی رخداد سرماهای فرین

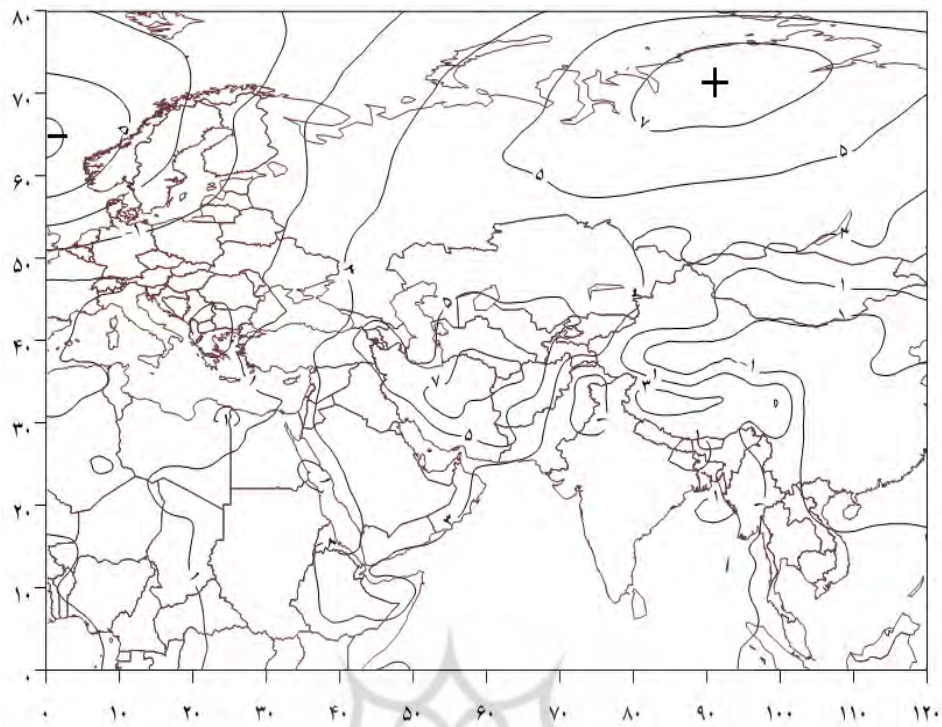




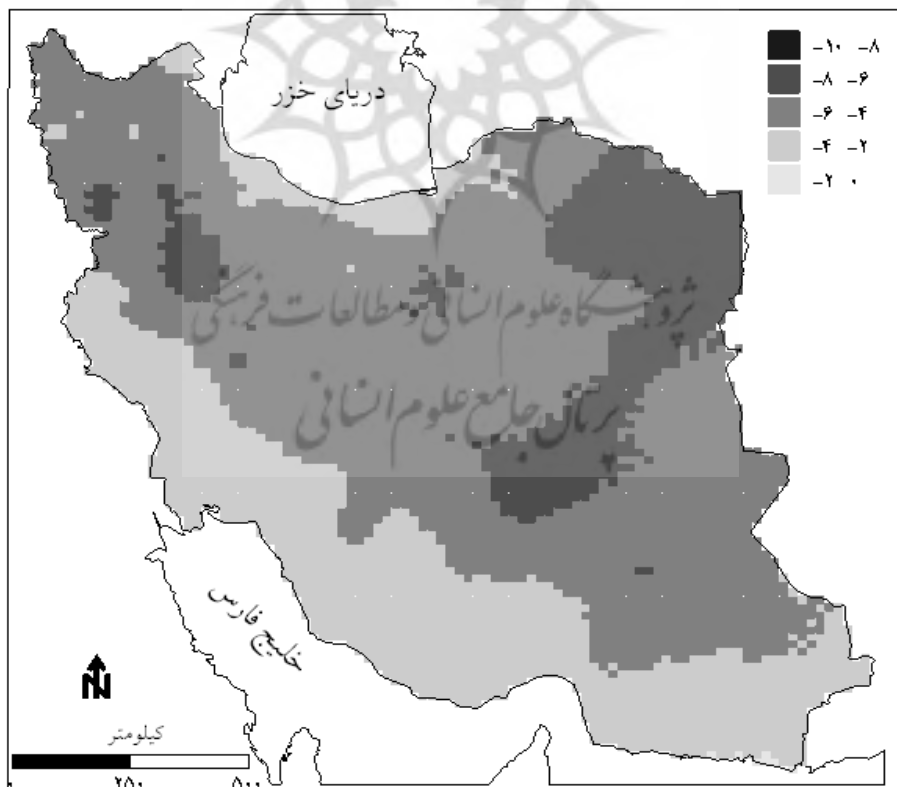
شکل ۳- الگوی دو قطبی قوی دریای شمال- شمال روسیه



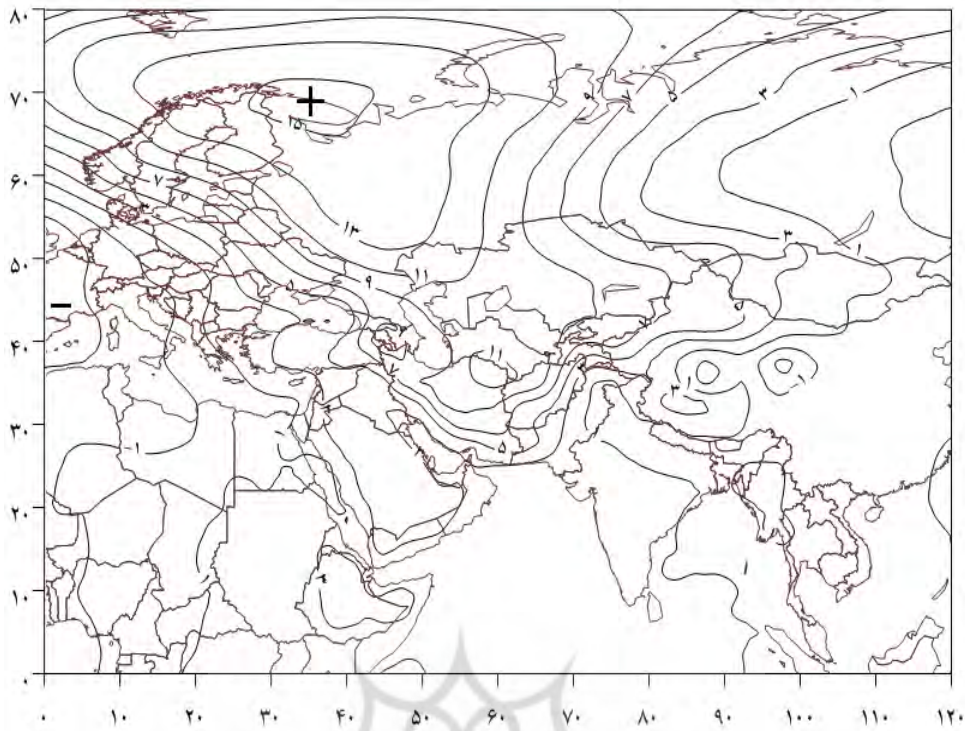
شکل ۴- ناهنجاری دمایی ایران (به درجه‌ی سلسیوس) طی رخداد الگوی دو قطبی قوی دریای شمال- شمال روسیه



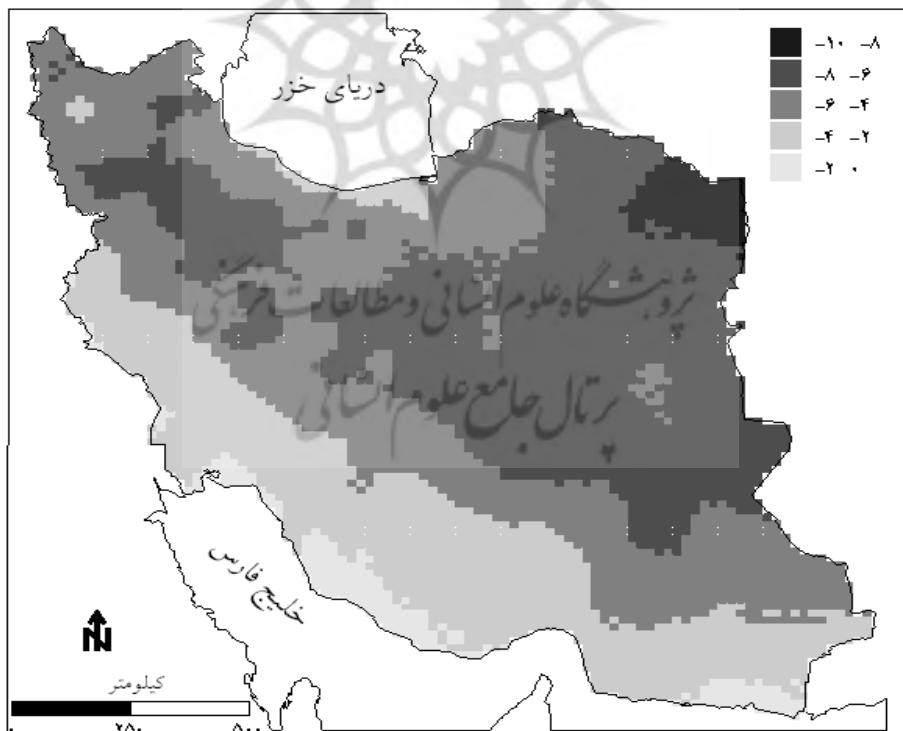
شکل ۵- دو قطبی ضعیف دریای شمال- شمال روسیه



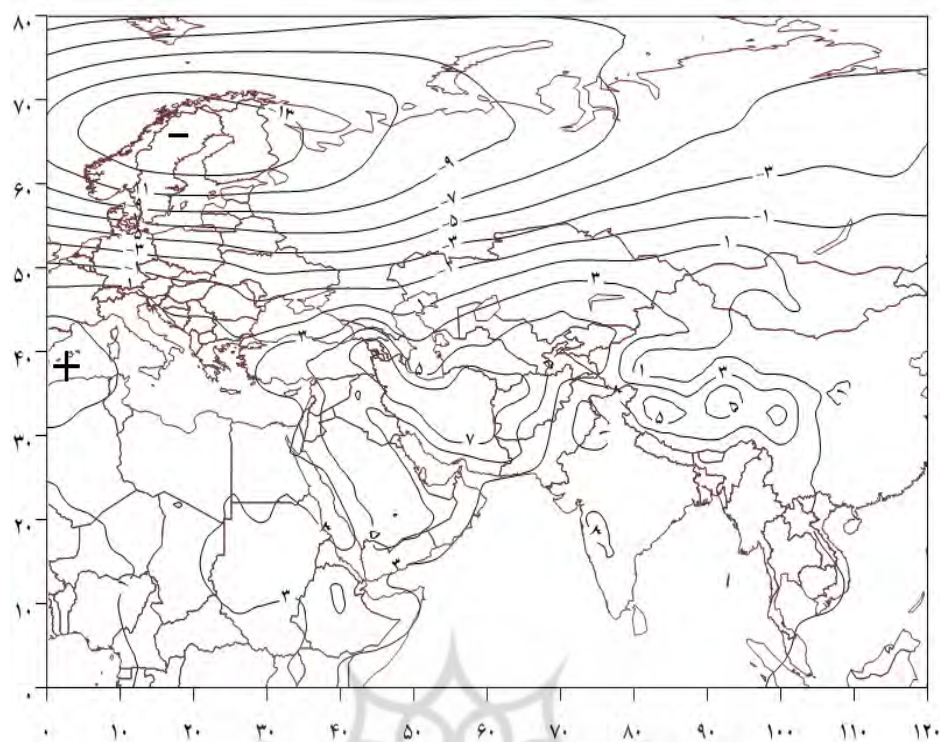
شکل ۶- ناهنجاری دمایی ایران (به درجه سلسیوس) طی رخداد دو قطبی ضعیف دریای شمال- شمال روسیه



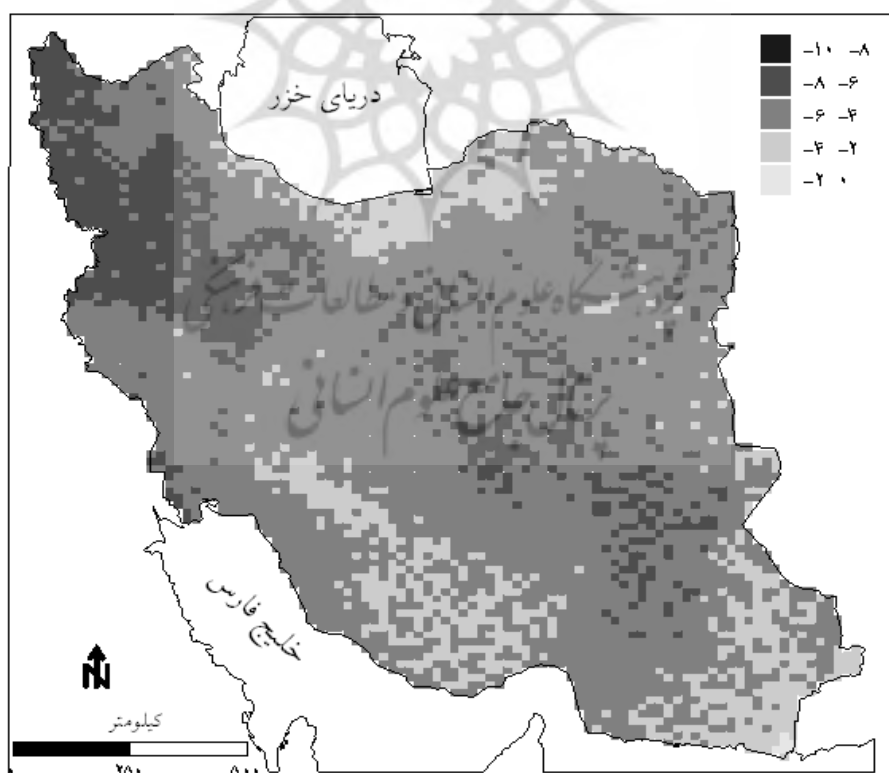
شکل ۷- الگوی دو قطبی اسکاندیناوی- اطلس



شکل ۸- ناهنجاری دمایی ایران (به درجه سلسیوس) طی رخداد الگوی دو قطبی اسکاندیناوی- اطلس



شکل ۹- الگوی دو قطبی اطلس- اسکاندیناوی



شکل ۱۰- ناهنجاری دمایی ایران (به درجه سلسیوس) طی رخداد الگوی دو قطبی

اطلس- اسکاندیناوی



جدول ۱- درصد فراوانی ماهانه هر یک از الگوهای ناهنجاری فشار تراز دریا

جمع	الگوی چهار	الگوی سه	الگوی دو	الگوی یک	
۲	۱	۰	۰/۸	۰/۲	فروردین
۴	۰/۴	۰/۴	۲/۴	۰/۸	اردیبهشت
۱/۲	۰	۰	۱	۰/۲	خرداد
۰/۸	۰	۰	۰/۸		تیر
۱/۶	۰	۰	۰/۴	۱/۲	امرداد
۴/۲	۰	۱	۱/۲	۲	شهریور
۵/۸	۱/۴	۲	۱/۶	۰/۸	مهر
۵/۸	۲/۶	۰/۴	۱/۲	۱/۶	آبان
۱۵/۸	۴/۲	۲/۶	۵/۴	۳/۶	آذر
۲۸/۶	۸	۵/۴	۴/۲	۱۱	دی
۱۷/۶	۴/۶	۴/۶	۳/۴	۵	بهمن
۱۲/۶	۳/۴	۳	۱/۸	۴/۴	اسفند
۱۰۰	۲۵/۶	۱۹/۴	۲۴/۲	۳۰/۸	جمع

جدول ۲- مساحت زیر پوشش ایران برای هر کدام از الگوهای استخراج شده بر اساس ناهنجاری مطلق دما

ناهنجاری مطلق دما الگوها	۰ تا ۲-	۲- تا ۴-	۴- تا ۶-	۶- تا ۸-	۸- تا ۱۰-	میانگین ناهنجاری مطلق دمای ایران
الگوی اول	۰/۳	۱۵/۵	۶۰	۲۳/۶	۰/۶	-۵/۲
الگوی دوم	۰/۱	۲۹	۵۶/۴	۱۴/۵	۰	-۴/۸
الگوی سوم	۳/۸	۲۴	۳۳/۲	۳۶/۷	۰/۳	-۵/۱
الگوی چهارم	۰/۱	۱۴/۴	۶۸/۸	۱۶/۸	۰	-۵/۰

### بحث و نتیجه‌گیری

زودرس ایران می‌شود. بنابراین، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در بین الگوهای شناسایی شده، دو الگوی اسکاندیناوی- اطلس و اسکاندیناوی- اسکاندیناوی تمرکز زمانی رخداد بیشتری دارند و بیشتر در ماه‌های سرد سال دیده می‌شوند. الگوی ناهنجاری مثبت فشار تراز دریا بر روی دریای شمال - شمال روسیه بیشترین رخداد را در هنگام سرماهای فرین نشان داده است. حدود ۳۰ درصد سرماهای فرین ایران همزمان با حاکمیت این الگو رخ داده‌اند. میانگین ناهنجاری مطلق دمای ایران در زمان حاکمیت این الگو -۵/۲- درجه سلسیوس بوده که در مقایسه با دیگر الگوها از شدت بیشتری برخوردار است. الگوی دو قطبی

انجام تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های ناهنجاری فشار تراز دریا در سردترین روزهای ایران نشان داد که چهار الگوی متمایز منجر به سرماهای فرین می‌شوند. بیشتر سرماهای فرین در برج دی رخ داده‌اند (حدود ۲۹ درصد). در برج تیر کمترین رخداد سرمای فرین دیده شده است. الگوی دو قطبی ضعیف دریای شمال- شمال روسیه در آذر بیشترین رخداد را دارد. این الگو ۲۴ درصد سرماهای فرین ایران را سبب شده و نسبت به دیگر الگوها سرماهای خفیف‌تری را پدید آورده است. پراکنش زمانی رخداد این الگو در همه ماه‌های سال، منجر به رخداد سرماهای دیررس و

- During (2005/06) winter, *Advances in Atmospheric Sciences*, VOL. 25, NO. 5, 791–804.
- Parry, M.L., (2000), *Assessment of Potential Effects and Adaptations for Climate Change in Europe: The Europe ACACIA Project*. Jackson Environment Institute, University of East Anglia: Norwich.
- Pezza, A.B., Ambizzi, T., (2005), Dynamical conditions and synoptic tracks associated with different types of cold surge over tropical south America, *International journal of climatology*, No. 25, pp. 215-241
- Rusticucci, M et al., (2003), Warm and cold events in Argentina and their relationship with South Atlantic and South Pacific Sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, No.108, 467-483.
- Rusticucci, M., Vargas, W, (2002). Cold and warm events over Argentina and their relationship with the ENSO phases: risk evaluation analysis. *International journal of climatology*, No.22, pp. 467–483.
- Ustrnul, Z., Czekierda, D., Wypych, A., (2010), Extreme values of air temperature in Poland according to different atmospheric circulation classifications, *Physics and Chemistry of the Earth*, Article in Press.
- Vavrus, S et al., The behavior of extreme cold air outbreaks under greenhouse warming, *international journal of climatology*, 26, 1133-1147.
- Wettstein, JJ., Mearns, LO, (2002), The Influence of the North Atlantic–Arctic Oscillation on Mean, Variance, and Extremes of Temperature in the Northeastern United States and Canada, *Journal of Climate*, Vol 15, 3586-3600.
- Zhang, Q et al., (2008), Climate change or variability? The case of Yellow river as indicated by extreme maximum and minimum air temperature during 1960–2004, *Theor. Appl. Climatol*, 93: 35–43.
- اسکاندیناوی-اطلس کمترین رخداد را دارد اما طی حاکمیت آن حدود ۳۷ درصد از پهنه ایران ناهنجاری دمایی ۶- تا ۸- درجه سلسیوس را نشان می‌دهد. ناهنجاری فشار در هنگام رخداد این الگو در مناطق شمال شرقی ایران به ۱۱ هکتوپاسکال می‌رسد. آرایش جغرافیایی ناهنجاری‌های دمایی ایران با آرایش مکانی الگوهای ناهنجاری فشار تراز دریا و مسیر ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی به ایران هماهنگی خوبی نشان می‌دهد. برای همه الگوها، ناهنجاری منفی دما در مناطق جنوبی کشور و مناطق جنوبی دریای خزر به دلیل تأثیر رطوبت موجود در جو اندک بوده است.
- منابع**
- علیجانی، بهلول و محمود هوشیار، (۱۳۸۷)، شناسایی الگوهای سینوپتیکی سرماهای شدید شمال غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵، صص ۱۶-۱.
- Fujibe, F et al., (2007), long-term changes of temperature extremes and day-to-day variability in Japan, *papers in Meteorology and Geophysics*, No. 58, pp.63-72.
- Konrad, C.E., (1996), relationships between the intensity of cold-air outbreaks and the evolution of synoptic and planetary-scale features over North America, *Monthly weather review*, No.124, pp.1067-1083.
- Maheras, P., Kutiel, H., (1999), Spatial and temporal variations in the temperature regime in the Mediterranean and their relationship with circulation during the last century, *International journal of climatology*, No.19, pp.745-764.
- Park, T W et al., *Characteristics of Atmospheric Circulation Associated with Cold Surge Occurrences in East Asia: A Case Study*

## Analysis the sea level pressure anomalies during extreme cold temperature days of Iran

**S. A. Masoodian. M. Darand**

Received: January 4, 2011 / Accepted: September 13, 2011, 1-4 P

### Extended abstract

#### 1- Introduction

Knowledge as to how climatic extremes are changing, during the instrumental period and the recent period of strong (global-scale) warming, is currently an important scientific goal, as climatic extremes have high environmental and socio-economic impacts. According to Rusticucci and Vargas (2002), the two parameters that mostly affect the human being and their living activities, are the extreme daily temperature values and their persistence, as well. Weather extremes (extremely hot or extremely cold days and nights) have numerous negative effects on natural (plant and animal communities, forest fires, soil erosion, etc.) and human (infrastructure damage, human health, water supply, etc.) systems.

Statistical characteristics of extreme temperature events have long been investigated because of their obvious impacts on nature and human. heavy damages are caused by severe winter weather, or by extreme cold weather during the vegetation period. Although worldwide changes in extreme climate events have been detected in the past few decades, various studies have attempted to assess regional level (IPCC, 2001). Climate change-related extreme events at Temperature extremes occur as a result of the interaction between large-scale atmospheric circulation and the local characteristics of a place (for example, topographical features and altitude). To better understand the underlying causes for the occurrence of temperature extreme events, it is important to identify the circulation patterns associated with these events. The objective of this study is to clarify sea level pressure anomalies in extreme cold temperature days of Iran.

---

#### Author(s)

---

**S. A. Masoodian** (✉)  
Professor of Climatology, University of Isfahan, Isfahan, Iran.  
e-mail: porcista@geog.ui.ac.ir

**M. Darand**  
Assistant Professor of Climatology, University of Kordestan,  
Sanandaj, Iran

## 2- Methodology

In order to studying sea level pressure anomalies in extreme cold temperature days of Iran, temperature data of 663 synoptic and climatic stations during 21/3/1961 to 19/3/2004 has been used. Then temperature on 18\*18 kilometer pixels by using Kriging method interpolated for Iran. A matrix that was 15705\*5214 has been created. Data of sea level pressure during study period extracted from NCEP/NCAR data site that relevant to United States national oceanic and atmospheric center. At first the extreme cold days recognized with Fumiaki Index and then data arranged according to intense and extend. The first 500 days that were Coldest and most extended selected as sample. In sample days, sea level pressure anomaly calculated. Cluster analysis has been carried out on sea level pressure anomaly in 500 days of extreme cold temperature days of Iran. Then the temperature anomaly for 5214 pixel has been calculated for each pattern.

## 3- Discussion

Cluster analysis of sea level pressure anomaly in 500 days of extreme cold temperature days of Iran shows that four distinctive patterns result in extreme colds. Extreme colds mostly occur in January; almost 29 per cent of extreme colds occur in this month. July experience the least extreme colds. Only the pattern No. 2, that is weak dipole of North Sea-North Russia, occurs mostly in November. Although this pattern exists in 24 per cent of extreme colds, has the least effect on Iran temperature anomaly

compared to the other patterns. The pattern of positive anomaly of sea level pressure on North Sea – North Russia mostly occurs in extreme colds. It is seen in almost 30 per cent of extreme colds. The dipole pattern of Atlantic-Scandinavia, while has the least frequency of occurrence, shows 37 per cent of Iran which holds negative temperature anomaly of -6 to -8 °C. Pressure anomaly, while this pattern is occurring, reaches at 11 hPa in northeast of Iran. Therefore, effect of this pattern is less than that of pattern No. 1 and more than those of patterns No. 2 and 4.

## 4- Conclusion

The least occurrence of extreme colds is for summer and especially in July which is 0.8 per cent of total extreme colds. Roughly speaking, extreme colds are not particular to cold seasons of a year and may occur in warm seasons as well. For all patterns, negative temperature anomaly in south areas of the country and south areas of Caspian Sea is trifling due to the atmosphere humidity.

**Keywords:** Sea level pressure anomaly, Temperature, Extreme cold temperature, Iran.

## References

- Alijani, Bohlul and Hoshyar, Mahmud, (2008), Recognition Synoptic Patterns of Extreme colds of Northwestern of Iran, Researches of Physical Geography, No.65, 1-16.
- Chang, C-P., K. M. W. Lau, (1980), Northeasterly Cold Surges and Near-Equatorial Disturbances over the Winter MONEX Area During



- December 1974. Part II: Planetary-Scale Aspects. *Mon. Wea. Rev.*, No.108, 298–312.
- Fujibe, F, Yamazaki, N, Kobayashi, K and Nakamigawa, H, (2007), long-term changes of temperature extremes and day-to-day variability in Japan, papers in Meteorology and Geophysics, No. 58, 63-72.
- Gong, D.Y and Ho, C.H (2002), The Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia, Theoretical and applied climatology, No.72, 1-9.
- Konrad, C.E. (1996), relationships between the intensity of cold-air outbreaks and the evolution of synoptic and planetary-scale features over North America, *Monthly weather review*, No.124,1067-1083.
- Liwei, JIA. LI, Weijing, CHEN, Deliang and AN, Xiaocun, (2006), A Monthly Atmospheric Circulation Classification and Its Relationship with Climate in Harbin, *ACTA METEOROLOGICA SINICA*, No. 20, 402-411.
- Maheras, P. and Kutiel, H., (1999), Spatial and temporal variations in the temperature regime in the Mediterranean and their relationship with circulation during the last century, *International journal of climatology*, No.19, 745-764.
- Ninomiya, K, (1974), Note on synoptic situation and heat energy budget during the AMTEX '74. *J Meteor Soc Japan*, No. 52, 452–455.
- Ninomiya, K, Nishimura T, Suzuki T, Matsumura, S, (2006), Polar-air outbreak and air-mass transformation over the east coast of Asia as simulated by an AGCM. *J Meteor Soc Japan* No.84, 47–68.
- Park, T.W, Jeong, J.H, Ho, CH.H and KIM, S.J,(2008), Characteristics of Atmospheric Circulation Associated with Cold Surge Occurrences in East Asia:A Case Study During 2005/06 Winter, *Advances in Atmospheric Sciences*, VOL. 25, NO. 5, 791–804.
- Parry, M.L., (2000), Assessment of Potential Effects and Adaptations for Climate Change in Europe: The Europe ACACIA Project. Jackson Environment Institute, University of East Anglia: Norwich.
- Pezza, A.B., Ambizzi, T., (2005), Dynamical conditions and synoptic tracks associated with different types of cold surge over tropical south America, *International journal of climatology*, No. 25, 215-241.
- Rusticucci, M, Venegas, S.A and Vargas, W.M, (2003), warm and cold events in Argentina and their relationship with South Atlantic and South Pacific sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, No.108, 467-483.
- Rusticucci, M., Vargas, W.M, (2002), Cold and warm events over Argentina and their relationship with the ENSO phases: risk evaluation analysis, *International journal of climatology*, No.22, 467–483.
- Ustrnul, Z., Czekierda, D., Wypych, A., (2010), Extreme values of air temperature in Poland according to different atmospheric circulation classifications, *Physics and Chemistry of the Earth*, Article in Press.

- Vavrus, S, Walsh, J.E, Chapman, W.L and Portis, D, (2006), the behavior of extreme cold air outbreaks under greenhouse warming, international journal of climatology, No. 26, 1133-1147.
- Wettstein, JJ., Mearns, LO, (2002), The Influence of the North Atlantic–Arctic Oscillation on Mean, Variance, and Extremes of Temperature in the Northeastern United States and Canada, Journal of Climate, Vol 15, 3586-3600.
- Zhang Y, Sperber KR, Boyle JS (1997) Climatology and interannual variation of the East Asian winter monsoon: results from the 1979-95 NCEP/NCAR reanalysis, Mon Wea Rev, No. 125, 2605–2619.
- Zhang, Q, Xu, C.Y, Zhang, Z, Ren, G and Chen, Y.D, (2008), Climate change or variability? The case of Yellow river as indicated by extreme maximum and minimum air temperature during 1960–2004, Theor. Appl. Climatol, No. 93, 35–43.

