

بررسی همدید گرماهای فرین ایران بر پایه الگوهای ضخامت جو

اشرف اسدی^{۱*}، سید ابوالفضل مسعودیان^۲

۱- استادیار گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه پیام نور

۲- استاد اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۷/۱۶

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۳/۴/۱۱

چکیده

هدف این پژوهش، بررسی الگوهای ضخامت در روزهای همراه با رخداد گرماهای فرین ایران است. برای انجام آن، از داده‌های دمای ۶۶۳ ایستگاه همدید و اقلیمی ایران در بازه زمانی ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۲/۱۲/۲۹ استفاده شده است. سپس به کمک روش کریجینگ دما روی یاخته‌های ۱۵*۱۵ کیلومتر برای کل ایران درون‌یابی شد و یک آرایه‌ی ۷۱۸۷*۱۵۹۹۲ بدست آمد. داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل نیز در همین بازه زمانی از پایگاه داده NCEP/NCAR فراهم شد. ابتدا روزهای همراه با گرمای فرین با استفاده از نمایه NTD مشخص شد. سپس براساس بزرگی و گستره رویدادها داده‌ها مرتب گردید و یک آرایه به ابعاد ۷۱۸۷*۲۶۴ یاخته شکل گرفت. ۲۶۴ روز اول به عنوان نمونه گرمترین و فراگیرترین روزها انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت. نقشه‌های ضخامت ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و انحراف بهنجار شده دمای ایران نیز در طی روزهای نمونه محاسبه شد. بررسی‌ها نشان داد که گرمترین و فراگیرترین رخداد گرماهای ایران با دو الگوی نقشه‌ای ضخامت روی می‌دهد. الگوی یک بیشتر در نیمه گرم سال حاکم است، اما زمان فعالیت الگوی دو بر خلاف الگوی اول نیمه سرد سال است و در بخش بزرگی از زمان رخدادهای گرم فرین حاکمیت داشته است. در زمان حاکمیت الگوی یک نیمه غربی کشور و در زمان حاکمیت الگوی ۲ نیمه شمالی کشور رویدادهای گرم فرین را تجربه کرده‌اند.

واژه‌های کلیدی: گرمای فرین، انحراف بهنجار شده‌ی دما، الگوهای ضخامت

مقدمه

هماهنگی دارد. تغییرات ضخامت جو ممکن است بر اثر فرارفت توده‌های هوایی بیرونی، صعود یا نزول دینامیک هوا یا بر اثر گرمایش و سرمایش سطح زمین اتفاق افتد (علیجانی، ۱۳۸۱).

پژوهش‌های فراوانی بر روی دماهای فرین انجام گرفته است. هندرسون و مولر (۱۹۹۷) در پژوهش خود تحت عنوان روزهای دمایی فرین در جنوب مرکزی ایالات متحده متوجه شده‌اند زمستان‌هایی که روزهای سرد فرین فراوانی زیادی دارند با گردش‌های نصف‌النهاری بزرگ مقیاس روی آمریکای شمالی ارتباط دارد، درحالی‌که جریان‌های مداری در زمستانها بیشتر باعث فراوانی زیاد روزهای گرم می‌شوند.

۳ نوسان بلند مدت بزرگ در فراوانی هر دو رویداد سرد فرین زمستانی و رویداد گرم فرین تابستانی در طول قرن بیستم در پژوهشی که توسط دامنکوس و همکاران (۱۹۹۸) بر روی تغییرپذیری رویدادهای دمای فرین در مرکز و جنوب اروپا در قرن بیستم و ارتباط آنها با الگوهای گردش بزرگ مقیاس صورت گرفته مشاهده شده‌است. تغییرات سامانمند کل دوره حکایت از یک گرایش آرام گرم دارد و الگوهای شمالی و جنوبی (واچرخندی و نصف‌النهاری) برای رویدادهای سرد و شرایط واچرخندی و جنوبی، برای رویدادهای گرم مناسب بوده است.

تغییرات متوسط حداکثر دمای فصلی و ارتباط آن با گردش‌های بزرگ مقیاس در رومانی توسط تومازیو و همکاران (۲۰۰۲) مورد بررسی قرار گرفته است، ایشان بیان کرده‌اند که روند افزایشی مهمی در حداکثر دمای تابستان رومانی به ترتیب در حدود سال‌های ۱۹۴۷ و ۱۹۸۵ مشاهده شده است و روند کاهشی نیز از سال ۱۹۶۹ در حداکثر دمای پاییز شناسایی شده است. ایشان با استفاده

دمای فرین یکی از شاخص‌های دمایی مورد مطالعه در هواشناسی و اقلیم‌شناسی می‌باشد. هرگاه دما از حد معمول خود بسیار بالاتر یا پایین‌تر رود دمای فرین نامیده می‌شود. دماهای فرین به دو دسته گرمای فرین و سرماهای فرین تقسیم می‌شود که گرمای فرین شامل دماهای بسیار بالاتر از حد معمول و سرماهای فرین دماهای بسیار کمتر از حد معمول می‌باشد. مطالعه گرمای فرین به دلیل اثرات اقتصادی و اجتماعی و نقش آن در سلامتی انسانها دارای اهمیت است. وقوع گرمای فرین بر روی سلامتی انسانها به ویژه بر روی سلامتی کودکان و کهنسالان، افزایش سکتته‌های قلبی، افزایش سکتته‌های مغزی، افزایش ذات‌الریه، افزایش خطر از دست دادن آب بدن و افزایش تقاضای انرژی برق و افزایش تقاضای آب برای فعالیت‌های کشاورزی، بهداشتی، شرب و مصارف خانگی تأثیر بسزایی دارد (شانگین و همکاران، ۲۰۰۶).

یکی از نقشه‌هایی که در اقلیم‌شناسی همدید استفاده می‌شود، نقشه‌های ضخامت است. در این نقشه‌ها ضخامت جو، که معمولاً بین سطوح ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال است نشان داده می‌شود. این ضخامت به عنوان ضخامت تمام جو تلقی می‌شود. معمولاً ضخامت جو بر اثر گرمایش بیشتر و بر اثر سرمایش کاهش می‌یابد. بنابراین اگر در منطقه‌ای جو سرد شود ضخامت جو کاهش می‌یابد، در صورتی که روی منطقه گرم ضخامت اتمسفر بیشتر می‌شود، در نتیجه نقشه‌های ضخامت به طور غیر مستقیم دمای جو را نشان می‌دهند. در روی زمین جایی که ضخامت جو کمتر است، کم فشار و در زیر محل ضخیم‌تر جو پرفشار دیده می‌شود. آرایش منحنی‌های ضخامت با منحنی‌های هم ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال

شده ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و داده‌های مربوط به ضخامت لایه‌ی ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال مرکز ملی پیش بینی‌های محیطی - مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده آمریکا NCEP\NCAR استفاده کردند. ایشان نشان دادند که ارتباط معنی داری بین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و دماهای حداکثر در مناطق غربی و شمالی ترکیه در تابستان و بهار وجود دارد. نتایج پژوهش الکساندر و همکاران (۲۰۰۵) تحت عنوان تغییرات مشاهده شده جهانی در فرین‌های اقلیمی روزانه دما و بارش حاکی از تغییری مهم و گسترده در فرین‌های دمایی به ویژه شاخص‌های مربوط به دمای حداقل روزانه است. حدود ۷۰ درصد از خشکی‌های جهان کاهش مهمی در وقایع شب‌های سرد سالانه و افزایش مهمی در رخداد شب‌های گرم سالانه هستند. شانگین و همکاران (۲۰۰۶) ویژگی‌های اقلیمی تابستان‌های با دمای بالا و روش‌های ارزیابی آن را در شهرهای بزرگ شمال چین مطالعه نموده و بیان کرده‌اند که شدت و غلبه پرفشار جنب حاره عامل کلیدی فراوانی زیاد دماهای بالا در چین شمالی است. ماهراس و همکاران (۲۰۰۶) تغییرات دمای فرین و تیپ‌های گردشی در یونان را بررسی کرده و به این نتیجه رسیده‌اند که در همه فصل‌ها ضریب همبستگی بین Tmax/Tmin و فراوانی تیپ‌های واچرخندی مثبت است به عبارت دیگر ضریب همبستگی بین Tmax/Tmin و فراوانی تیپ‌های چرخندی منفی است.

نورته و همکاران (۲۰۰۶) در بررسی مشخصات ۳ رویداد حداکثر دمای فرین مندوزای آرژانتین به این نتیجه رسیده‌اند که در هر ۳ رویداد حداکثر دمای فرین وضعیت فشار تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال گویای وضعیت باد زُند (یک باد گرم مانند فون)

از نقشه‌های کوواریانس اثر نوسان اطلس شمالی در زمستان، جت اطلس شرقی در تابستان و الگوی گردشی اسکاندیناوی (اوراسیا) در پاییز را بر روی دمای حداکثر آشکار ساخته‌اند. فریچ و همکاران (۲۰۰۲) در بررسی تغییرات سامانمند مشاهده شده در فرین‌های اقلیمی در طول نیمه دوم قرن بیستم بیان می‌کنند که جهان به سمت گرم‌تر و مرطوب‌تر شدن پیش می‌رود.

لولیس و همکاران (۲۰۰۲) به تحلیل مکانی - زمانی هم پراشی دمای هوای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای سطح دریا در حوضه مدیترانه پرداخته و ارتباط آن را با گردش‌های جوی بررسی کرده‌اند. ایشان ناهنجاری‌های دمای ماهانه فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ابعاد $2/5^{\circ}N \times 2/5^{\circ}E$ درجه و ناهنجاری‌های $5^{\circ}N \times 5^{\circ}E$ درجه دمای سطح دریا را تحلیل کرده و نشان دادند که در زمستان ارتباط معنی داری بین جریانات غرب اروپا - شرق مدیترانه در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و ارتباط ضعیفی بین جریان شرقی - غربی مدیترانه برای دمای سطح دریا وجود دارد. تغییرات دمای میان سالانه در یونان و ارتباط آن با گردش‌های جوی بزرگ مقیاس و دمای سطحی دریای مدیترانه در طول سال‌های ۱۹۹۹-۱۹۵۰ توسط اکسوپلاکی و همکاران (۲۰۰۳) بررسی شده و نتایج آنها حاکی از این است که بیش از ۵۰ درصد از کل تغییرات دمای تابستان می‌تواند به صورت خطی با هشت ترکیب از میدان‌های پیش‌بینی کننده بزرگ مقیاس بر اساس ۲ تا از مدهای همبستگی استاندارد تشریح شود.

تاتلی و همکاران (۲۰۰۴) تغییرات دمای هوا در ترکیه را بررسی کرده و ارتباط آن را با گردش بزرگ مقیاس دمایی بالای جو با استفاده از تکنیک چند متغیره نشان دادند. برای شناسایی گردش دمایی سطح بالای جو از داده‌های بازکاوی

خسروی و همکاران (۱۳۸۶) ارتباط شاخص نوسان قطبی با نوسان‌های دمایی در ایستگاه شهرکرد را بررسی کردند و نشان دادند که یک پیوند معکوس بین AO و دماهای حداقل شهرکرد با ضریب همبستگی ۰/۴۶- وجود دارد. بابائیان و همکاران (۱۳۸۸) به بررسی ارزیابی تغییر اقلیم کشور در دوره‌ی ۲۰۱۰-۲۰۳۹ میلادی با استفاده از ریز مقیاس نمایی داده‌های مدل گردش عمومی جو ECHO-G پرداخته‌اند. نتایج کلی برای این دوره حاکی از کاهش ۹ درصدی بارش در کل کشور، افزایش آستانه‌ی بارش‌های سنگین و خیلی سنگین به ترتیب ۱۳ و ۳۹ درصد و افزایش میانگین سالانه دما به میزان ۰/۵ درجه‌ی سانتیگراد می‌باشد، که بیشترین افزایش ماهانه دما مربوط به ماه‌های سرد سال است. فتاحی و رحیم زاده (۱۳۸۸) ارتباط انسو با الگوهای گردشی جوی زمستانه‌ی ایران پرداخته و بیان کرده‌اند که الگوهای هوای کم فشار مدیترانه، کم فشار جنب قطبی، پرفشار شرقی، پرفشار شمالی، پرفشار اروپای شرقی و تلفیق سامانه پرفشار سیبری با پرفشار اروپایی در فاز النینو از فراوانی بیشتری برخوردارند. درحالی که الگوهای هوای پرفشار سیبری و پرفشار مرکزی در دوره‌های لائینا بیشتر است.

قویدل رحیمی (۱۳۸۸) دماهای فرین دوره سرد در منطقه شمال غرب ایران را با استفاده از نمایه-ی فومیایکی و با دیدگاه هم‌دید مورد بررسی قرار داده‌اند. ایشان با در نظر گرفتن شدت حداقل ۲- انحراف معیار از نمایه‌ی انحراف بهنجار شده‌ی دما ۸۰ روز که داخل دوره سرد قرار داشتند را برای مطالعه انتخاب نمودند. نتایج پژوهش ایشان حاکی از ارتباط معنی دار بین دماهای فرین با الگوهای پیوند از دور ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال نیمکره شمالی می‌باشد. قویدل رحیمی (۱۳۹۰) در

است. وزش باد زُند به طرف جنوب با شکل‌گیری حرکات همرفتی مقابله می‌کند. در ۳ رویداد حداکثر دمای فرین وزش باد زُند با شدت‌های متفاوت وجود دارد. بردیان (۲۰۰۷) گردش شبه ساکن و اچرخندی و اثرات آن بر روی فرین‌ها و ناهنجاری‌های دمای هوا در غرب روسیه را بررسی نموده و دریافته است که طول زندگی ناهنجاری تراز ۵۰۰ و ناهنجاری دما با هم در ارتباط هستند. فوجیبه و همکاران (۲۰۰۷) تغییرات بلند مدت و روز به روز دمای فرین در ژاپن را تجزیه و تحلیل نموده و به این نتیجه رسیده‌اند که بالاترین و پایین‌ترین دمای متوسط ماهانه و روزانه و همچنین دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بدون تغییر مهمی بوده است. چنگ و همکاران (۲۰۰۹) اثرات همبسته و متفاوت دمای شدید و آلودگی هوا بر مرگ و میر انسان در جنوب کانادای مرکزی را بررسی کرده و معتقد هستند که در ۴ شهر این کشور آلودگی هوا بیش از دماهای شدید در مرگ و میر انسانها تأثیرگذار است.

براتی و موسوی (۱۳۸۴) جابجایی مکانی موج‌های زمستانی گرما در ایران را مطالعه کرده و به این نتیجه رسیده‌اند که هسته‌های گرما، عموماً در ایستگاه‌های دورنی ایران به ویژه در محورهای کوهستانی زاگرس و البرز نمایان شده‌اند و شدت روند افزایش دما در ایستگاه‌های مناطق کوهستانی و برف‌گیر شمال غرب، شمال و تا حدودی غرب ایران از مناطق جنوب ایران بیشتر است و ذخایر برف آنها با شتاب بیشتری ذوب می‌شود. اکبری و مسعودیان (۱۳۸۶) شناسایی نقش الگوهای پیوند از دور شمالی بر دمای ایران را بررسی نموده و به این نتیجه رسیده‌اند که هیچ یک از الگوهای پیوند از دور نیمکره شمالی توان تبیین درصد بزرگی از تغییرات دمای قلمرو وسیعی از ایران را در همه ماه‌های سال ندارد.

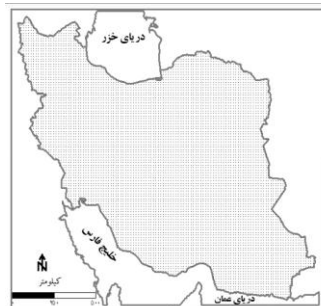
پرداخته‌اند. ایشان در بخشی از پژوهش خود از الگوهای ضخامت جو استفاده نموده و بیان می‌کنند که میانگین نرمال ضخامت جوی بر روی کشور در فصل زمستان 5650 hgt/m است. کاهش ضخامت در کشور با دوره‌های پربارش و برعکس همبستگی نشان می‌دهد.

مواد و روش‌ها

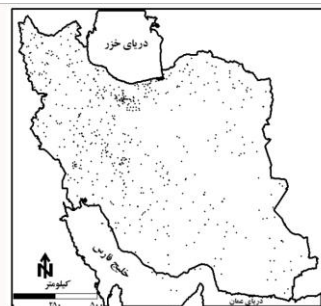
برای شناسایی گرمادهای فرین ایران، در این پژوهش از پایگاه داده اسفزاری بهره برده‌ایم. پایگاه داده اسفزاری بر پایه داده‌های میانگین دمای روزانه ۶۶۳ ایستگاه همدید و اقلیمی کشور از $1340/1/1$ تا $1383/10/11$ تهیه شده است (شکل ۱). یاخته‌های این پایگاه داده 15×15 کیلومتر و به روش کریگینگ محاسبه شده است (شکل ۲). بنابراین ابعاد آرایه‌ی دمای روزانه ایران در پایگاه داده اسفزاری 7187×15992 است. در این پایگاه سطرها (۱۵۹۹۲ روز) نماینده زمان و ستون‌ها (۷۱۸۷ یاخته) نماینده مکان هستند. داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل جهت محاسبه الگوهای ضخامت نیز در همین بازه‌ی زمانی از سایت www.esrl.noaa.gov برای محدوده بین طول جغرافیایی صفر تا 120° درجه شرقی و عرض جغرافیایی صفر تا 80° درجه شمالی گردآوری گردید.

پژوهش دیگری به بررسی رابطه‌ی دماهای فرین پایین فراگیر دوره‌ی سرد آذربایجان با الگوهای گردشی تراز 500 هکتوپاسکال با استفاده از شاخص انحراف نرمال شده‌ی دما پرداخته و بر اساس شاخص مذکور 80 مورد دمای فرین فراگیر، انتخاب و برای آنها 7 الگوی گردشی در تراز 500 هکتوپاسکال شناسایی نمود. با توجه به وزش سرد در کل 80 روز معلوم گردید که سرماها یا دماهای فرین مذکور همگی از نوع فرارفتی یا انتقالی بوده و حتی یک روز سرمای تشعشی در میان این 80 روز مشاهده نگردید.

مسعودیان و دارند (۱۳۹۰) با استفاده از میانگین دمای روزانه پایگاه داده اسفزاری و استفاده از شاخص فومیایکی (انحراف نرمال شده دما) 500 روزهای فرین سرد شناسایی نموده و 5 الگوی گردشی برای ایجاد این سرماهای فرین معرفی نمودند. اسدی (۱۳۹۱) در پژوهش خویش تحت عنوان بررسی همدید گرمادهای فرین ایران به با استفاده از نمایه‌ی فومیایکی و شاخص همرفت دما به بررسی همدید گرمادهای فرین ایران پرداخته است. نتایج نشان داد که بیشتر رویدادهای گرم فرین ایران ناشی از فرافتهای غربی است که با خود هوای گرم عربستان و آفریقا را به ایران ارمغان می‌آورند. شاهرخوندی و همکاران (۱۳۸۶) به مطالعه گردش به هنجار جو و پارامترهای شاخص مراکز عمل در زمستان بر روی ایران



شکل ۲: یاخته‌های 15×15 کیلومتر



شکل ۱: ایستگاه‌های همدید و اقلیمی

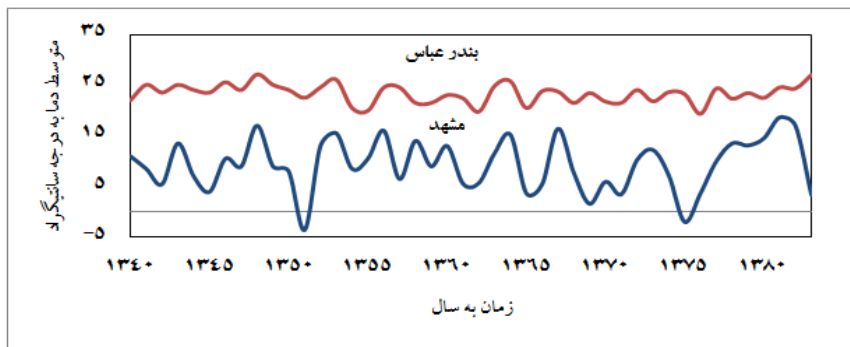
مقدار ΔT_* نماینده‌ی انحراف مطلق دمای هر روز هر محل (یاخته) نسبت به میانگین بلندمدت دمای همان روز همان محل است و برحسب زمان و مکان متفاوت خواهد بود. از آنجا که بر روی هر نقطه‌ی جغرافیایی معین دامنه‌ی تغییرات دما در هر یک از روزهای سال می‌تواند بسیار متفاوت باشد، بنابراین مقادیر مطلق انحراف دما از میانگین بلندمدت هر روز (ΔT_*) نمی‌تواند مبنای مقایسه‌ی دماهای فرین زمان‌های مختلف باشد. همین استدلال در مورد تشخیص اهمیت مقادیر مطلق انحراف دما از میانگین بلندمدت 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 بسیار مهم‌تر از همین مقدار انحراف دما برای نقاطی است که در سرزمین‌های خشک ایران قرار گرفته‌اند و دامنه‌ی تغییرات دمای آنها بسیار بزرگ است. برای نمونه چنان‌که شکل ۳ هم نشان می‌دهد مثلاً ۵ درجه انحراف دما در بندرعباس تغییر دمایی عمده‌ای به شمار می‌آید در صورتی که همین مقدار انحراف برای ایستگاهی مانند مشهد پدیده‌ای معمول است. در نتیجه مقایسه کردن انحراف‌های مطلق دمای نقاط جغرافیایی مختلف نمی‌تواند معرف واقعی گرماهای فرین باشد.

در این پژوهش برای شناسایی رخداد گرماهای فرین از نمایه‌ی انحراف بهنجارشده‌ی دما بهره بردیم. این نمایه توسط فوجیه و همکاران (۲۰۰۷) معرفی شده است. برای دستیابی به این نمایه نخست باید میانگین بلندمدت دما برای هر یک از روزهای تقویمی سال محاسبه شود. میانگین بلندمدت دمای روزانه‌ی دوره‌ی مورد مطالعه به کمک رابطه ۱ بدست می‌آید. (رابطه ۱)

$$\overline{T_*(i, j)} = \sum_{n=1340}^{1383} T_*(i, j, n) \div N$$

که در آن i روز، j ماه و n سال می‌باشد. چنان که گفتیم دوره‌ی مورد مطالعه از ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ می‌باشد که برابر با ۱۵۹۹۲ روز می‌باشد. پس برای محاسبه‌ی میانگین بلندمدت دمای هر کدام از روزهای مورد نظر از مقادیر دمای مربوط به ۴۴ سال میانگین گرفته می‌شود. پس از محاسبه‌ی میانگین بلندمدت برای از بین بردن نوفه‌های موجود در میانگین دمای روزانه، میانگین متحرک ۹ روزه، سه بار بر روی این داده‌ها اعمال می‌شود. بعد از انجام این مراحل انحراف دمای هر یک از ۱۵۹۹۲ روز مورد بررسی از میانگین بلندمدت همان روز به کمک رابطه ۲ محاسبه می‌شود. (رابطه ۲)

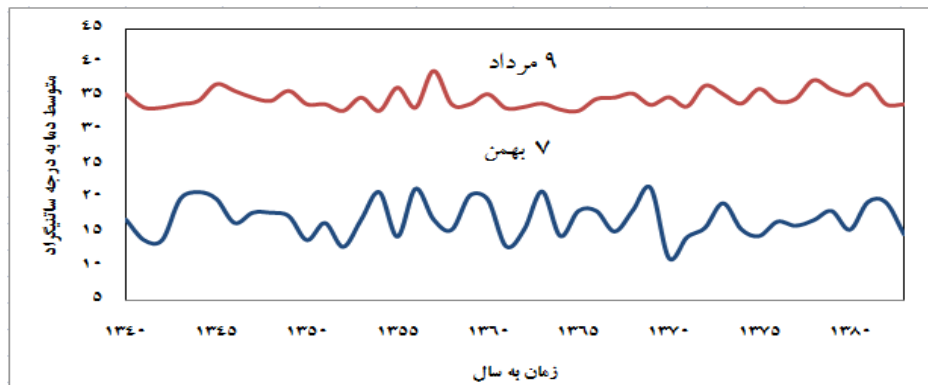
$$\Delta T_*(i, j, n) = T_*(i, j, n) - \overline{T_*(i, j)}$$



شکل ۳: متوسط دمای ایستگاه‌های مشهد و بندرعباس در روز اول فروردین در طی سالهای ۸۳-۱۳۴۰

بنابراین مثلاً ۵ درجه انحراف دما در دوره گرم سال انحراف دمایی بزرگی به شمار می آید، در صورتی که همین مقدار انحراف در دوره سرد سال پدیده‌ای معمول است.

شکل ۴ نیز همین واقعیت را اما در مورد انحراف دمای ۲ زمان مختلف در یک مکان ثابت نشان می‌دهد. مثلاً در بندر عباس که اصولاً تغییرات دما چندان زیاد نیست میزان انحراف دما در دوره سرد سال در قیاس با دوره گرم سال افزایش می‌یابد.



شکل ۴: متوسط دمای ایستگاه بندرعباس در سردترین و گرمترین روز سال طی سالهای ۱۳۴۰-۸۳

سرانجام نمایه‌ی تفاضل دمای بهنجار شده (NTD) که با نمایه x_* نموده شده است، به کمک رابطه ۵ زیر محاسبه می‌شود.

$$x_*(i, j, n) = \Delta T_*(i, j, n) \div \overline{\sigma_*(i, j)} \quad (\text{رابطه ۵})$$

$$\overline{\sigma_*(i, j)} = \sqrt{\overline{\sigma_*^2(i, j)}} \quad \text{که در آن می‌باشد.}$$

این نمایه برای ۷۱۸۷ یاخته (شکل ۲) و بر روی هر یاخته برای ۱۵۹۹۲ روز محاسبه شد. سپس برای هر یک از ۱۵۹۹۲ روز بررسی شده میانگین مکانی نمایه x_* بر روی ایران و درصد مساحتی از ایران که $x_* \geq 2$ داشته استخراج شد. به این ترتیب یک آرایه‌ی $2 * 15992$ به دست آمد که بزرگی و گستره‌ی گرماهای ایران برای هر یک از روزهای بازه‌ی ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ را نشان می‌دهد. این آرایه بر حسب مقادیر میانگین و گستره مرتب شد و از بین ارقام این آرایه ۲۶۴ روز نخست که دمای ایران دست کم ۲ انحراف معیار از میانگین بلند مدت خود بیشتر بود (

بنابراین برای آنکه مقادیر انحراف دمای زمان‌های مختلف در یک نقطه‌ی جغرافیایی و مکان‌های مختلف در یک زمان معین با یکدیگر قابل مقایسه باشند لازم است مقادیر مطلق انحراف دما به کمک پراش دما استانداردسازی شوند. پراش ΔT_* روی پنجره ۳۱ روزه برای هر روز تقویمی به کمک رابطه ۳ بدست آمده و میانگین متحرک ۹ روزه سه بار بر روی آن اعمال می‌شود تا نوفه‌ها از بین برود.

رابطه ۳)

$$\overline{\sigma^2(i, j)} = \sum_{n=1340}^{1383} \sum_{j'=j-15}^{j+15} [\Delta T_*(i, j', n) - \overline{\Delta T(i, j)}]^2 \div 31N$$

$\overline{\Delta T_*(i, j)}$ میانگین انحراف دما روی پنجره ۳۱ روزه است و از (رابطه ۴) بدست می‌آید.

رابطه ۴)

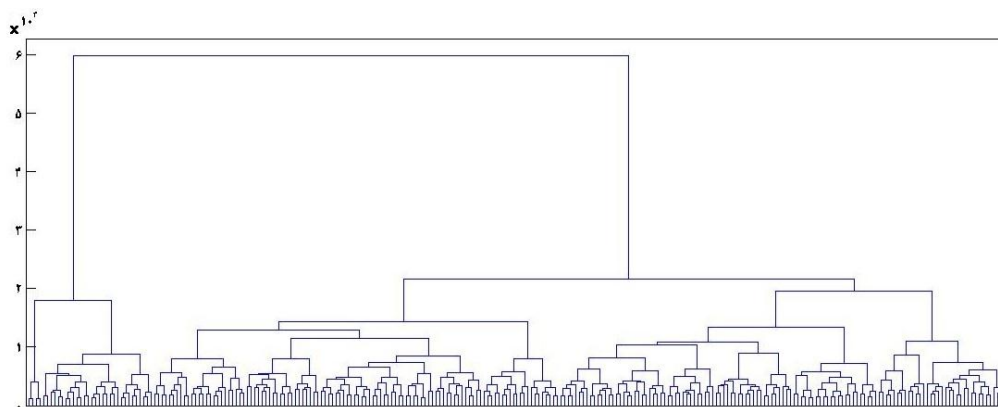
$$\overline{\Delta T_*(i, j)} = \sum_{n=1340}^{1383} \sum_{j'=j-15}^{j+15} \Delta T_*(i, j', n) \div 31N$$

داده است. کمترین رخداد گرمای فرین مربوط به فصل تابستان و ماه خرداد می‌باشد که میزان رخداد آن صفر است. به‌طور کلی می‌توان گفت که گرمای فرین تنها مختص فصل گرم سال نیستند بلکه همانطور که در این پژوهش آشکار خواهد شد در فصل سرد سال بیشتر مشاهده می‌شوند. نتایج حاصل از تحلیل خوشه‌ای بر روی نقشه‌های ضخامت بین ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در ۲۶۴ روز برگزیده نشان داد که دو الگوی ضخامت منجر به گرمای فرین ایران می‌شود. البته برای بررسی بهتر نقشه‌های ضخامت به ۳، ۴ و ۵ الگو نیز تقسیم شدند اما به دلیل تشابه الگوها در نهایت ۲ الگو به عنوان الگوهای اصلی در بازه زمانی مورد مطالعه بررسی شدند.

$x_* \geq 2$ و گستره‌ی وسیعی از ایران را گرما فراگرفته بود، به عنوان نمونه برگزیده شد. به کمک روش تحلیل خوشه‌ای و ادغام بر اساس روش وارد، نقشه‌های ضخامت بین ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال دسته بندی شد، این ضخامت به عنوان ضخامت تمام جو تلقی می‌شود (علیچانی، ۱۳۸۱)، و ۲ الگوی متمایز بدست آمد. انحراف بهنجار شده‌ی دمای ۷۱۸۷ یاخته ایران برای هر کدام از روزهای حاکمیت الگوهای ضخامت نیز استخراج شد.

نتایج

بر اساس شکل ۳ بیشتر گرمای فرین در فصل زمستان و به ویژه دی ماه رخ می‌دهد. حدود ۴۳/۵ درصد از گرمای فرین در دی ماه روی



شکل ۵: نمودار درختی نقشه‌های ضخامت در ۲۶۴ روز گرم فرین

ایران گسترده شده‌است. استقرار این هسته پر ارتفاع گرم بر فراز جو عرض‌های جنوبی خاورمیانه منجر به شکل‌گیری فرازی گرم بر شمال ایران و فرودی سرد روی مدیترانه شده‌است. اینگونه قرار-گیری خطوط ضخامت منجر به هدایت هوای گرم عرض‌های جنوبی به سمت کشور شده‌است. شکل ۵ میزان انحراف بهنجار شده‌ی دما را در کشور در زمان حاکمیت این الگو نشان می‌دهد، همان-گونه که این شکل نشان می‌دهد این الگو منجر به برقراری گرمای فرین با میزان نمایه NTD بیش

الگوی یک: این الگو تقریباً در ۱۴ درصد زمان-های رویداد روزهای گرم فرین بر فراز جو محدوده مورد بررسی حاکم بوده است. بنابر جدول ۱ این الگو بیشتر در نیمه گرم سال حاکم است. بیشینه‌ی فعالیت و شدت این الگو به ترتیب در ماه‌های مهر، اردیبهشت و شهریور می‌باشد. همان-گونه که شکل ۴ نشان می‌دهد هسته پراارتفاع گرم عربی که زبانه‌ای از پر ارتفاع آזור می‌باشد بر روی بخش‌هایی از شاخ آفریقا، شبه جزیره عربستان و

بیش از سایر نواحی از گرماهای فرین تأثیر می پذیرد و حرکت ساعتگرد هوا در هسته پراارتفاع عربی منجر به وزش جنوب و جنوب غربی هوای گرم به این بخش از کشور شده است. **الگوی دو:** این الگو تقریباً در ۸۶ درصد رویدادهای گرم فرین بر فراز جو محدوده مورد بررسی حاکم بوده است. بر اساس جدول ۱ زمان فعالیت این الگو در نیمه سرد سال است.

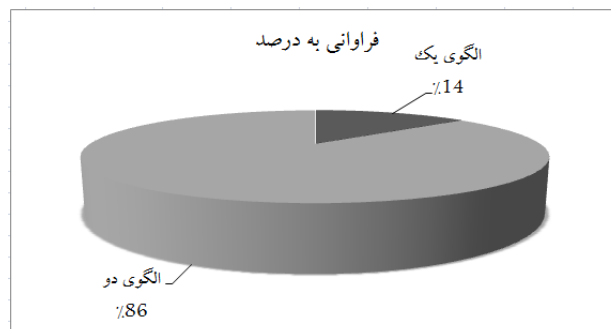
از ۲ درجه سانتیگراد در ۸۸/۶ درصد از گستره ایران شده است و ۲۲/۵ درصد از کشور که البته در دامنه‌های غربی ارتفاعات زاگرس و بخش‌هایی از ارتفاعات البرز و دامنه‌های جنوبی آن و گوشه کوچکی از شمال شرق کشور میزان نمایه به بیش از ۴ درجه سانتیگراد رسیده است. قرارگیری بیشینه نمایه انحراف بهنجار شده‌ی دما در نیمه غربی کشور گویای آن است که این ناحیه پیش و

جدول ۱: درصد فراوانی ماهانه هر یک از الگوهای ضخامت

ماه	الگوی ۱	الگوی ۲	درصد فراوانی
فروردین	۰	۴	۴
اردیبهشت	۳/۷	۰	۳/۷
خرداد	۰	۰	۰
تیر	۰/۷۵	۰	۰/۷۵
مرداد	۰/۷۵	۰	۰/۷۵
شهریور	۲/۲	۰	۲/۲
مهر	۶/۴	۰	۶/۴
آبان	۰	۰/۳۷	۰/۳۷
آذر	۰	۸/۵	۸/۵
دی	۰	۴۲	۴۲
بهمن	۰	۱۶/۵	۱۶/۵
اسفند	۰	۱۴/۰۸	۱۴/۰۸
جمع	۱۳/۸۵	۸۶/۱۷	۱۰۰

می باشد. شکل ۶ شکل‌گیری یک فراز گرم را بر روی ایران نشان می‌دهد.

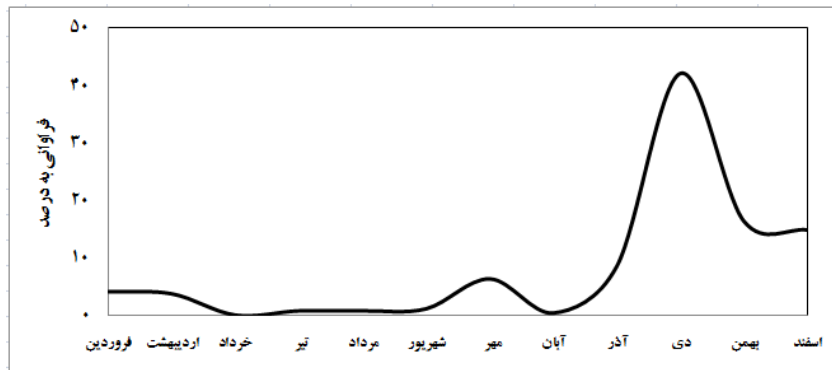
زمان حاکمیت این الگو از آبان شروع شده و تا فروردین ماه ادامه دارد. بیشینه فراوانی و فعالیت این الگو به ترتیب در ماه‌های دی، بهمن و اسفند



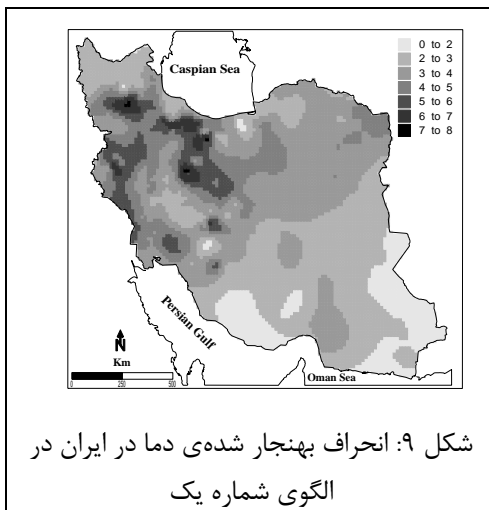
شکل ۶: درصد فراوانی الگوهای گردشی ضخامت

جنوب غربی به سمت ایران شده است. شکل‌های ۷، ۸، ۹، ۱۰ و ۱۱ میزان انحراف بهنجار شده‌ی دما در کشور را در زمان حاکمیت این الگو نشان می‌دهند.

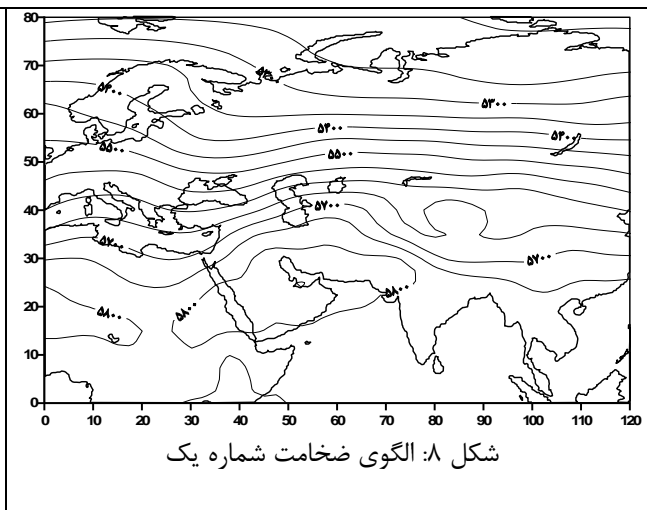
منحنی ضخامت ۵۷۰۰ متر تا جنوب خلیج فارس و دریای عمان کشیده شده است. متوسط ضخامت بر فراز ایران بر اساس این شکل ۵۵۷۵ متر است. برقراری این فراز گرم منجر به وزش گرم جنوب و



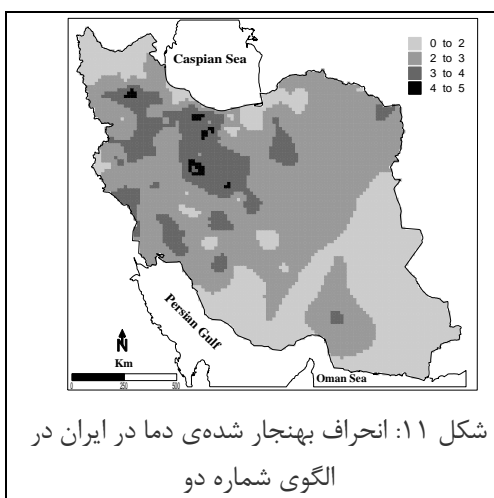
شکل ۷: درصد فراوانی ماهانه رویدادهای گرم فرین



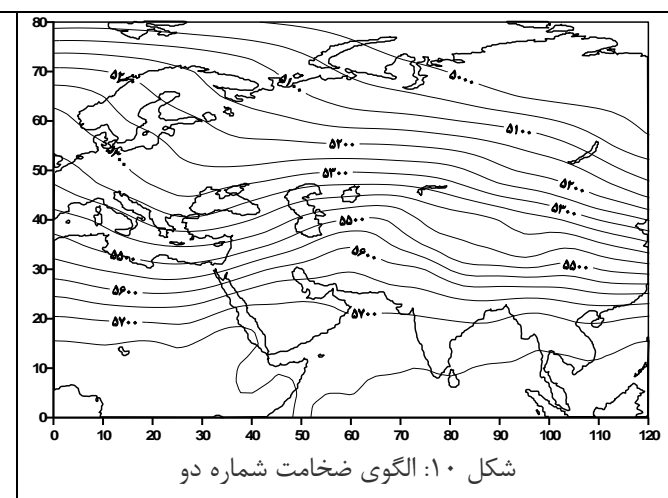
شکل ۹: انحراف بهنجار شده‌ی دما در ایران در الگوی شماره یک



شکل ۸: الگوی ضخامت شماره یک



شکل ۱۱: انحراف بهنجار شده‌ی دما در ایران در الگوی شماره دو



شکل ۱۰: الگوی ضخامت شماره دو

انحراف بهنجار شده‌ی دما در زمان حاکمیت این الگو در نیمه شمالی کشور می‌باشد. ارتفاعات سه‌ند در شمال غرب، علم کوه در ارتفاعات البرز و بخش‌هایی از ارتفاعات مرکزی در نزدیکی کوه‌های کرکس محل بیشینه‌ی این نمایه‌ی دماست (جدول ۲).

همانگونه که این اشکال نشان می‌دهند این الگو منجر به برقراری گرماهای فرین با میزان نمایه NTD بیش از ۲ در ۶۶ درصد از گستره ایران شده است و نزدیک به ۱۴ درصد از پهنه کشور گرماهای فرین با نمایه بیش از ۳ را در زمان حاکمیت این الگو تجربه کرده است. بیشینه‌ی

جدول ۲: درصد گسترش نمایه انحراف بهنجار شده‌ی دما در ایران برای هر کدام از الگوهای ضخامت

میانگین نمایه NTD در ایران	درصد گسترش ناهنجاری دما در ایران در دامنه انحراف ۸-۰ درجه سانتیگراد							الگوها
	۷-۸	۶-۷	۵-۶	۴-۵	۳-۴	۲-۳	۰-۲	
۵/۵	۰/۱	۱/۴	۶/۸	۱۴/۲	۳۲/۲	۳۳/۹	۱۱/۴	الگوی ۱
۵/۴	۰	۰	۰	۰/۶	۱۳/۱	۵۲/۵	۳۳/۸	الگوی ۲

بحث و نتیجه‌گیری

سرد روی مدیترانه شده است. میزان انحراف بهنجار شده‌ی دما در ایران در زمان حاکمیت این الگو نشان می‌دهد که بخش بزرگی از کشور دارای نمایه‌ی بیش از ۲ درجه سانتیگراد می‌باشد که عمدتاً در دامنه‌های غربی ارتفاعات زاگرس و بخش‌هایی از ارتفاعات البرز و دامنه‌های جنوبی آن و گوشه کوچکی از شمال شرق کشور گسترده شده است. قرارگیری بیشینه‌ی نمایه انحراف بهنجار شده‌ی دما در نیمه غربی کشور گویای آن است که این ناحیه پیش و بیش از سایر نواحی از سامانه‌های ایجاد کننده گرماهای فرین تأثیر می‌پذیرد. اما الگوی ۲ در بخش بزرگی از زمان‌های رخداد گرماهای فرین حاکمیت داشته است. بر خلاف الگوی یک زمان فعالیت این الگو در نیمه سرد سال است. بیشینه‌ی فراوانی و فعالیت این الگو به ترتیب در ماه‌های دی، بهمن و اسفند می‌باشد. در زمان شکل‌گیری این الگو فرازی گرم بر روی ایران مستقر می‌شود. در زمان فعالیت این الگو بیش از نیمی از کشور به ویژه ارتفاعات داخلی و نیمه شمالی کشور گرماهای فرین را تجربه کرده‌اند. چگونگی شکل‌گیری خطوط ضخامت در هر ۲ الگو منجر به وزش هوای گرم جنوب و جنوب غربی به سمت ایران شده است.

براساس نمایه‌ی انحراف بهنجار شده دما بیشتر گرماهای فرین در فصل زمستان و بویژه دی ماه رخ می‌دهد. حدود ۴۳/۵ درصد از گرماهای فرین در دی روی داده است. کمترین رخداد گرماهای فرین مربوط به فصل تابستان و ماه خرداد می‌باشد که میزان رخداد آن صفر است. بطور کلی می‌توان گفت که گرماهای فرین تنها مختصه‌ی فصل گرم سال نیستند، بلکه در فصل سرد سال بیشتر مشاهده می‌شوند. انجام تحلیل خوشه‌ای بر روی نقشه‌های ضخامت ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در ۲۶۴ روز فرین گرم نشان داد که دو الگوی متمایز منجر به گرماهای فرین ایران می‌شود. الگوی یک بیشتر در نیمه گرم سال حاکم است. بیشینه‌ی فعالیت و شدت این الگو به ترتیب در ماه‌های مهر، اردیبهشت و شهریور می‌باشد. در زمان حاکمیت این الگو هسته‌ی پر ارتفاع گرم عربی که زبانه‌ای از پر ارتفاع آزر می‌باشد بر روی بخش‌هایی از شاخ آفریقا، شبه جزیره عربستان و بخش‌های زیادی از ایران گسترده شده است. استقرار این هسته پر ارتفاع گرم بر فراز جو عرض‌های جنوبی خاورمیانه منجر به شکل‌گیری فرازی گرم بر شمال ایران و فرودی

منابع

- اسدی، ا.، ۱۳۹۱. بررسی همدید گرماهای فرین ایران، پایان نامه دکتری جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم شناسی. دانشگاه اصفهان.
- اکبری، ط. و مسعودیان، س.ا.، ۱۳۸۶. شناسایی نقش الگوهای پیوند از دور نیمکره شمالی بر دمای ایران، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، سال ۱، شماره ۲۲، ص ۱۱۷-۱۳۲.
- بابائیان، ا.، نجفی نیک، ز.، زابل عباسی، ز.، حبیبی نوخندان، م.، ادب، ح. و ملبوسی، ش.، ۱۳۸۸. ارزیابی تغییر اقلیم کشور در دوره ۲۰۳۰-۲۰۱۰ میلادی با استفاده از ریز مقیاس نمایی داده‌های مدل گردش عمومی جو ECHO-G. مجله جغرافیا و توسعه. شماره ۱۶، ص ۱۳۵-۱۵۲.
- براتی، غ. و موسوی، س.ش.، ۱۳۸۴. جابجایی مکانی موج‌های زمستانی گرما در ایران، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۵، ص ۴۱-۵۲.
- خسروی، م.، کریمی خواجه لنگی، ص. و سلیقه، م.، ۱۳۸۶. ارتباط شاخص نوسان قطبی با نوسان-های دمايي مورد: ایستگاه شهر کرد، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۵، ص ۱۲۵-۱۳۶.
- Alexander, L. V., X. Zhang, T. C., Peterson, J., Caesar, B., Gleason, A.M.G., Klein Tank, M., Haylock, D., Collins, B., Trewin, F., Rahimzadeh, A., Tagipour, K., Rupa Kumar, J., Revadekar, G., Griffiths, L., Vincent, D. B., Stephenson, J., Burn, E., Aguilar, M., Brunet, M., Taylor, M., New, P., Zhai, M., Rusticucci, J. L. and Vazquez, A., 2005. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, v.111, p.1-22.
- Bardian, M.Y., 2007. Anticyclonic Quasi-Stationary circulation and its effect on air temperature anomalies and extremes over western Russia, *Russian Meteorology and Hydrology*, v. 32(2), p. 75-84.
- Cheng, C.S., Campbell, M., Li, Q., Li, G., Auld, H., Day, N., Pengelly, D.,Gingrich, S., Klaassen, J., Maclver, D., Comer, N., Mao, Y., Thompson, W. and Lin, H., 2009. Differential and combined impacts of extreme temperatures and air pollution on human mortality in south-central Canada, *Air Qual Atmos Health*, v. 1, 209-222.
- Domonkos, P., 1998. Statistical characteristics of extreme temperature anomaly groups in Hungary, *Applied Climatology*, v. 59, p.165-179.
- مسعودیان، س.ا. و دارند، م.، ۱۳۹۰. تحلیل همدید سرماهای فرین ایران. مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۲۲، ص ۴۸-۶۵.
- شاهرخوندی، س.م.، غیور، ح. و کاویانی، م.ر.، ۱۳۸۶. گردش به هنجار جو و پارامترهای شاخص مراکز عمل در فصل زمستان بر روی ایران. مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، شماره ۲۲، ص ۹۸-۹۷.
- علیجانی، ب.، ۱۳۸۱. اقلیم شناسی سینوپتیک. انتشارات سمت. تهران. ۳۴۸ ص.
- فتاحی، ا. و رحیم زاده، ف.، ۱۳۸۸. تاثیر پدیده انسو بر رفتار الگوهای گردشی جوی ایران. مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۵، ص ۲۱-۴۴.
- قویدل رحیمی، ی.، ۱۳۹۰. رابطه‌ی دماهای فرین پایین فراگیر دوره‌ی سرد آذربایجان با الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال. فصلنامه فضای جغرافیایی، سال یازدهم، شماره ۳۵، ص ۱۵۵-۱۸۴.
- قویدل رحیمی، ی.، ۱۳۸۸. تحلیل همدید دماهای فرین دوره سرد در منطقه شمال غرب ایران، پایان نامه دکتری جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم شناسی، دانشگاه اصفهان.

- Frich, P., Alexander, L.V., Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Klein Tank, A.M.G. and Peterson, T., 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century, *Climate Research*, v. 19, p.193-212.
- 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*, v. 58, p.63-72.
- Henderson, K. G. and Muller, R. A., 1997. Extreme temperature days in the south-central United States, *Climate Research*, v. 8, p. 151-162.
- Lolis, C.J., Bartzokas, A. and Katsoulis, B.D., 2002. Spatial and temporal 850 hPA temperature and sea-surface temperature covariance's in the Mediterranean region and their connection to atmospheric circulation, *International journal of climatology*, v. 22, p. 663-676.
- Maheras, P., Flocas, H., Tolika, K., Anagnostopoulou, C. and Vafiadis M., 2006. Circulation types and extreme temperature changes in Greece, *Climate Research*, v. 30, p. 161-174.
- Norte, F. A., Simonelli, S. C., Seluchi, M. and Maximilliano, v., 2006. Characteristics of three extreme Maximum temperature episodes in Menoza Argentina, Programa Regional de Meteorología -PRM- IANIGLA - CONICET - Mendoza - Argentina. Centro de Previsao do Tempo e Estudos Climaticos (CPTEC) - Brazil.
- Tatli, H., Huzhet Dalfes, H. and Sibel Montes, S., 2004. Surface air temperature variability over Turkey and its connection to large-scale upper air circulation via multivariate techniques, *International journal of climatology*, v.25, p.331-350.
- Tomozeiu, R., Busuioc, A. and Stefan, S., 2002. Changes in seasonal mean maximum air temperature in Romania and their connection with large scale circulation, *International Journal of Climatology*, v. 22, p. 1181-1196
- Xoplaki, E., Gonzá'lez-Rouco, J. F., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Rickli, R. and Wanner, h., 2003. Interannual summer air temperature variability over Greece and its connection to the large-scale atmospheric circulation and Mediterranean SSTs 1950-1999, *Climate Dynamics*, v. 20, p. 537-554.
- Shangyin, Z., Dekuan, Z., Shourong, W. and Yanling, S., 2006. Climatic characteristics of summer high temperature and assessment methods in the large cities of North China. *J Geographical Sciences*, v.16(1), p.13-22