

## واکاوی رخداد و الگوهای همدید موج‌های سرمای ایران

مصطفی کریمی\* - استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران  
نعمت احمدی - کارشناس ارشد آب‌وهواشناسی سینوپتیک گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران  
مهرداد محمد مرادیان - کارشناس ارشد آب‌وهواشناسی سینوپتیک گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران  
سمیه رفعتی - استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه سیدجمال‌الدین اسدآبادی، اسدآباد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۴/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۴/۱۱

### چکیده

موج‌های سرمای از رویدادهای فرین دمایی هستند که در آن‌ها مقادیر غیرمعمول دمای کمینه مشاهده می‌شود. این موج‌ها در دوره سرد سرما و در دوره گرم سال خنکی هوا را در پی خواهند داشت. هدف از پژوهش حاضر مطالعه موج‌های سرمای - خنک ایران و تحلیل همدید الگوهای گردش‌ی ایجادکننده آن است. از این‌رو، با استفاده از داده‌های کمینه دمای روزانه (ECMWF-ERA-Interim) در دوره ۲۰۰۴-۲۰۱۳ و محاسبه نمره استاندارد آن‌ها، ناهنجاری‌های کمتر از ۱- به‌عنوان روزهای دارای موج سرمای و خنک شناسایی شد. با استفاده از داده‌های فشار تراز دریا در روزهای دارای موج‌های سرما و خنک و همچنین روش تحلیل خوشه‌ای سلسله‌مراتبی، پنج خوشه به‌عنوان الگوهای بهاره، تابستانه، پاییزه، اواخر پاییز - اوایل زمستان، و زمستانه استخراج شد. موج‌های سرمای و خنک ایران در بیشتر موارد از فرارفت هوای سرد از طریق جریانات ورودی از سمت شمال، شمال شرق، و شمال غرب ناشی می‌شوند. این جریانات حاصل استقرار پرفشار بر روی سرزمین‌های همسایه‌های شمالی از شمال دریای سیاه تا شمال شرق دریای خزر هستند. در الگوهای اول و دوم (بهاره و تابستانه)، علاوه بر وجود سامانه‌های پرفشار در موقعیت‌های ذکر شده، شیب فشاری ناشی از حضور کم‌فشارهای سطحی در نیمه جنوبی در این زمان جریانات شمالی را سبب شده است.

واژگان کلیدی: الگوهای همیدی، ایران، فرارفت دما، فشار تراز دریا، موج‌های سرما.

### مقدمه

شرایط آب‌وهوایی همواره زندگی انسان را تحت‌الشعاع خود قرار داده است. بنابراین، انسان همیشه سعی داشته است که زندگی خود را با شرایط آب‌وهوایی هماهنگ کند. یکی از این شرایط موج‌های سرمای است. این موج‌ها در دوره معتدل و سرد سال سرما و یخبندان و در دوره گرم سال نیز خنکی هوا را در پی خواهند داشت. بنابراین، موج‌های سرمای هم می‌توانند مخاطره طبیعی تلقی شوند هم می‌توانند شرایط مطلوب جوی را در دوره گرم فراهم کنند.

روزهای سرد و موج‌های سرمای نمونه‌ای از رویدادهای فرین دمایی هستند که در آن‌ها مقادیر غیرمعمول دمای کمینه مشاهده می‌شود. موج‌های سرمای نقش مهمی در کاهش دمای کمینه مطلق بازی می‌کنند که مقدار کاهش آن به درجه حرارت و سرعت باد بستگی دارد. بنابراین، دو معیار وجود دارد تا یک موج سرمای دانست: یکی نرخ کاهش درجه حرارت کمینه و دیگری آستانه دمای کمینه است که با توجه به منطقه و زمان سال متفاوت است ([http://glossary.ametsoc.org/wiki/Cold\\_wave](http://glossary.ametsoc.org/wiki/Cold_wave)). با توجه به اهمیت موج‌های سرمای مطالعات زیادی در این

زمینه انجام گرفته است. زمانی که پُرفشاری سرد و قوی در منطقه دریاچه بایکال - مغولستان به سمت جنوب گسترش یابد، به‌عنوان فرایندی جوی، باعث فرارفت سرمای شدید می‌شود و بخش وسیعی از کشور چین دچار یخبندان می‌شود (تاکاشی، ۱۹۹۰: ۱۰).

بررسی موج‌های سرمای بهاره هندوستان مشخص کرد که در طی فصل بهار در سال ۲۰۰۲-۲۰۰۳ مناطق شمال و شمال شرق هندوستان شرایط شدید موج‌های سرمای را طی یک دوره طولانی (یک تا دوهفته‌ای) تجربه کرده‌اند که در یک دهه گذشته آن بی‌سابقه بوده و باعث خسارات فراوان به محصولات کشاورزی، باغبانی، درختان جنگلی، و دام از جمله ماهی‌گیری وارد شده است (سامر و همکاران، ۲۰۰۳: ۱). بررسی دو رویداد قوی در ۲۶ ژوئن و ۱۰ ژوئیه ۱۹۹۴ در جنگل‌های آمازون نشان داد که در هر دو رخداد دمای روزانه در جنوب شرقی برزیل به حدود ۸ درجه سانتی‌گراد یا کمتر از آن کاهش یافته است و درجه حرارت هوا و رطوبت در آمازون مرکزی و غربی کاهش شدید داشته است. بزرگ‌ترین کاهش در کمینه درجه حرارت در اثر فرارفت هوای سرد هم‌زمان با بادهای جنوبی رخ داده است (مارنگو و نوبر، ۱۹۹۷: ۱۵۵۳). براساس پژوهش کانی و همکاران (۲۰۰۸)، عامل اصلی موج‌های سرد اروپا و افریقا نسبتاً ضعیف اقیانوس اطلس و شمال اروپا، کم‌فشارهای متوالی در غرب و مرکز اروپا، بادهای غربی، شرایط بارومتريک در ناحیه مدیترانه، و کم‌فشارهای لیتوانی و استونی هستند که شرایط سرما را در مرکز اروپا مستقر می‌کنند (کانی و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۸۹). سوفرونی و همکاران (۲۰۱۳: ۵) موج سرمای ۲۵ ژانویه تا ۱۸ فوریه جمهوری مولداوی را به‌دلیل گسترش پُرفشار سبیری، که تا بخش‌های غربی اروپا گسترش یافته و با واچرخند آزور یکی شده است، دانسته‌اند. آن‌ها برآن بودند که این موج‌ها مدل معمولی از موج‌های بزرگ سرد هستند که می‌توانند کل اروپا به‌ویژه مولداوی را تحت تأثیر قرار دهند. واوروس و همکاران (۲۰۰۶: ۱۱۳۴) نیز، که به کمک مدل گردش عمومی جو رفتار موج‌های سرما را واکاوی کردند، به این نتیجه رسیدند که در بخش‌های غربی امریکای شمالی و اروپا و با شدتی کمتر بر روی کلاهک‌های قطبی بسامد رخداد موج‌های سرما رو به افزایش است و دلیل آن را قرارگیری در بخش پایین‌دست سردچال‌های جوی دانستند. زانگ و همکاران (۱۹۹۶: ۱)، ضمن بررسی اقلیم‌شناسی موسمی‌ها و موج‌های سرد در شرق آسیا، دریافتند که شدت بالای پُرفشار سبیری در ماه‌های دسامبر و ژانویه رخ می‌دهد؛ در صورتی که بیشترین فراوانی موج‌های سرد در شرق آسیا مربوط به ماه‌های نوامبر و مارس است. نوحی و همکاران (۱۳۸۷: ۴۴۹)، با تعیین طول دوره بدون یخبندان با استفاده از تاریخ‌های آغاز و خاتمه یخبندان‌های فرارفتی و تابشی، دریافتند که برآورد قابلیت اجرای عملیات محافظت از یخبندان برای محصولات کشاورزی در زنجان، قزوین، و تهران امکان‌پذیر است. صادقی و همکاران (۱۳۹۱: ۱۰۷)، با تحلیل هم‌دید موج‌های سرمای در شمال شرق ایران، پی بردند که ۹۰ درصد از سرماهای شدید منطقه علت هم‌دید یا انتقالی دارند؛ به طوری که ریزش هوای سرد از عرض‌های بالاتر به وقوع سرما در منطقه منجر شده است. خوشحال دستجردی و همکاران (۱۳۸۸: ۳۳)، با استفاده از کاربرد تحلیل مؤلفه‌های مبنا و تحلیل خوشه‌ای، به شناسایی الگوهای گردشی پدیده یخبندان در استان فارس پرداختند. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که با گسترش پُرفشار سبیری و پُرفشارهای شمال و شمال شرقی اروپا به سوی ایران، علاوه بر نزول درجه حرارت در مناطق مختلف استان در ارتفاعات زاگرس، مرکز پُرفشاری با فشار مرکزی ۱۰۲۵ هپ تشکیل می‌شود که در تداوم و تشدید یخبندان در استان فارس نقش اساسی دارد. لشکری (۱۳۸۷: ۱) نفوذ زیانه‌ای از پُرفشار سبیری را که در اطراف دریاچه بایکال شکل گرفته بود، علت اصلی موج سرمای ۱۳۸۲ و افت دمای ایران بیان کرد. کریمی و همکاران (۱۳۹۱: ۵۵)، با تحلیل موج سرمای فراگیر ایران در دی‌ماه و بهمن ۱۳۸۳، به این نتیجه رسیدند که الگوی حاکم بر این موج سرمای شدید الگوی پُرفشار سبیری بوده است. در این مدت پُرفشار سبیری با هجوم به طرف عرض‌های پایین هفت موج

سرمایی شدید و نادر را در منطقه مورد مطالعه ایجاد کرده است. قویدل و همکاران (۱۳۹۵: ۲۹)، با استفاده از شاخص نمرات استاندارد، به شناسایی و طبقه‌بندی موج‌های سرمای شمال غرب کشور پرداختند و بیان کردند که الگوی فشار حاکم در طول ایام موج‌ها وضعیت پُرفشار در سطح زمین و ناوه عمیق در سطوح فوقانی است. دارند و مسعودیان (۱۳۹۴: ۱۰۵)، با بهره‌گیری از نمایه بهنجار شده<sup>۱</sup> (NTD)، الگوهای ناهنجاری ضخامت سرماهای فرین ایران از سال ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۳ را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که شدیدترین سرماهای فرین ایران هنگامی رخ می‌دهد که بر روی سیبری و شمال شرق ایران هسته بسیار قوی ناهنجاری منفی و بر روی دریای بارتز و گروئنلند و اروپا ناهنجاری مثبت جو دیده شود. علیجانی و هوشیار (۱۳۸۷: ۱)، با طبقه‌بندی الگوهای ایجادکننده سرماهای شدید منطقه شمال غرب کشور، بیان کردند که ۷۰ درصد از سرماهای شدید در شمال غرب ایران با استقرار ناوهای عمیق بر روی شمال ایران و قرارگرفتن منطقه مورد مطالعه در بخش عقب آن و همچنین وجود یک پُرفشار در سطح زمین رخ می‌دهد و بقیه موارد سرمای تابشی سطح زمین عامل اصلی سرماهای شدید است. قویدل رحیمی (۱۳۹۰: ۱۵۵-۱۵۶)، با بررسی ۸۰ روز سرمای، به بررسی رابطه دماهای فرین پایین فراگیر دوره سرد آذربایجان با الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هپ پرداخت و بیان کرد که دماهای فرین مذکور همگی از نوع فرارفتی یا انتقالی بوده است. خوش‌اخلاق و همکاران (۱۳۹۱: ۱)، با استفاده از رابطه سوزباد، به تحلیل همید سرماهای شدید خراسان پرداختند و نتیجه گرفتند که عامل اصلی فرارفت سرماهای شمال خراسان در ۷۰ درصد موارد سامانه بندالی و در بقیه موارد استقرار ناوه عمیق روی شمال ایران بوده است.

اغلب مطالعات انجام‌شده در زمینه موج‌های سرمای تأکید بر موج‌های سرمای به‌ویژه فرین در دوره سرد سال داشته‌اند. در این پژوهش سعی شده، علاوه بر موج‌ها سرمای در دوره سرد سال، موج‌های سرمای (خنک)، که باعث تعدیل هوا در دوره گرم سال می‌شوند، در یک دوره ده‌ساله بررسی شوند. علت انتخاب این دوره، تشدید رخداد موج‌های گرمایی و افزایش دما در دو دهه اخیر نسبت به قبل است که اهمیت موج‌های سرمای و به‌خصوص خنک دوره گرم را بیشتر کرده است. همچنین، با تحلیل خوشه‌ای الگوهای همید، شرایط گردش جو ایجادکننده این موج‌ها تبیین شود.

## مواد و روش‌ها

برای استخراج الگوهای همیدی موج‌های سرمای و خنک یک دهه اخیر (ناهنجاری‌های منفی (کاهش) دما) ایران، داده‌های دما، فشار تراز دریا، و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هپ ERA-Interim با تفکیک ۱ در ۱ درجه طی دوره ده‌ساله (۲۰۰۴-۲۰۱۳) با فواصل زمانی سه ساعت از مرکز پیش‌بینی‌های میان‌مدت اروپا<sup>۲</sup> (ECMWF) اخذ شد. مقدار کمینه دمای همه روزها با نرم‌افزار متلب<sup>۳</sup> از داده‌هایی که در محدوده سرزمینی ایران قرار داشتند استخراج شد. برای از بین بردن اثرهای فصلی دما، نمره استاندارد هر ماه جداگانه محاسبه شد. در ادامه ناهنجاری‌های منفی پایین‌تر و مساوی ۱- به‌عنوان روزهایی با موج سرمای در دوره سرد و خنک در دوره گرم سال شناسایی شد. به عبارت دیگر، در این پژوهش روز سرد براساس مفهوم نسبی بودن سرما در زمان و مکان به روزی اطلاق می‌شود که در آن نمره استاندارد دمای کمینه کمتر از ۱- باشد. با این شرایط، از بین همه روزها (۳۶۵۰) تعداد ۵۶۹ روز دارای موج سرمای و خنک شناسایی شد. در گام بعد از روش خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی مبتنی بر فاصله همبستگی برای استخراج خوشه‌ها و الگوهای همیدی مؤثر بر ایجاد موج‌های سرمای و خنک بهره گرفته شد. برای تعیین ضریب همبستگی بهینه، ضرایب آستانه‌ای مختلف به روش هیستوگرام سنجش شد که در نهایت

1. Normalized Temperature Deviation  
2. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts  
3. Matlab

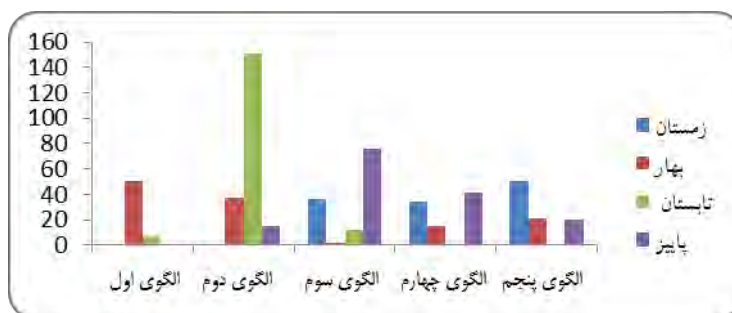
ضریب همبستگی ۰/۷۵ به‌عنوان معیار استخراج خوشه‌ها انتخاب و ۱ درصد داده‌ها (یارنال، ۱۳۹۰: ۱۰۴) یعنی شش روز به‌عنوان کمینه عضو برای شکل‌گیری هر خوشه تعیین شد. نتیجه تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های فشار تراز دریا پنج خوشه بود که بعد از کنترل چشمی و با توجه به گردش جو و زمان رخداد به‌عنوان الگوهای همدید در نظر گرفته شدند. برای تحلیل همدید الگوهای پنجگانه، نقشه‌های همدیدی باد و تغییرات دمایی (نسبت به دوره قبل از رخداد الگو) در دو تراز دریا و ۸۵۰ هپ برای روزهای نماینده هر الگو در نرم‌افزار گردس<sup>۱</sup> ترسیم و تفسیر شد.

## یافته‌های پژوهش

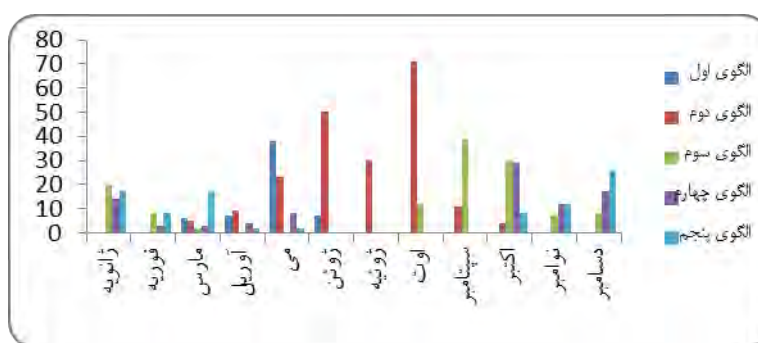
با استخراج ۵۶۹ روز دارای ناهنجاری منفی سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۳ مشخص شد که سال ۲۰۱۳ با ۱۲۴ روز و سال ۲۰۰۶ با ۲۰ روز ناهنجاری منفی پایین‌تر از ۱- به‌ترتیب دارای بیشترین و کمترین ناهنجاری منفی طی دوره موردبررسی بوده‌اند، که این نوسان می‌تواند به‌دلیل تفاوت‌های سالانه در شرایط گردش جو و الگوهای همدید فعال در منطقه برای رخداد این پدیده باشد. با توجه به فراوانی روزهای هر خوشه و به‌ترتیب فصول، خوشه‌های استخراجی به‌عنوان الگوهای فصلی نام‌گذاری شده است. در جدول ۱ هر خوشه (الگو) و فراوانی روزهای آن مشخص شده است. بیشترین فراوانی متعلق به خوشه دوم (الگوی تابستانه) است؛ این در حالی است که ۶۹ درصد ناهنجاری‌های منفی یعنی ۳۰۸ روز در نیمه دوم سال قرار دارد. در شکل ۱، نمودار فراوانی فصلی الگوهای پنجگانه نمایش داده شده است و با توجه به اینکه فراوانی‌های فصلی هر الگو از فراوانی‌های ماهانه استخراج شده است، فراوانی‌های ماهانه هر الگو نیز در شکل ۲ نشان داده شده است. بیشترین فراوانی روزهای سرد (خنک) طی ده سال بررسی شده در الگوی دوم در ماه اوت با ۷۰ روز و همچنین در ماه ژوئن با ۵۰ روز بوده است. وجود همین فراوانی ناهنجاری‌های منفی در ماه‌های گرم سال از این الگو یک الگوی تابستانه تشکیل داده است. سومین فراوانی مربوط به ماه سپتامبر با ۳۹ روز بوده است.

جدول ۱. فراوانی روزهای الگوهای پنجگانه موج‌های سرمای و خنک (۲۰۱۳-۲۰۰۳) (مأخذ: محاسبات نگارندگان)

خوشه	الگو	بازه فصلی	فراوانی (به‌روز)
۱	اول (بهاره)	بهاره	۵۸
۲	دوم (تابستانه)	تابستانه	۲۰۳
۳	سوم (پاییزه)	پاییزه	۱۲۶
۴	چهارم (پاییز- زمستان)	اواخر پاییز و اوایل زمستان	۹۰
۵	پنجم (زمستانه)	زمستانه	۹۲



شکل ۱. نمودار فراوانی فصلی الگوهای پنجگانه (روز) موج‌های سرمای و خنک (مأخذ: محاسبات نگارندگان)



شکل ۲. نمودار فراوانی ماهانه الگوهای پنجگانه (روز) موج‌های سرماییه و خنک (مأخذ: محاسبات نگارندگان)

با بررسی همبستگی فشار تراز دریا بین پنج الگوی مستخرج، مشخص شد که بیشترین همبستگی درون‌گروهی متعلق به الگوی چهارم (اواخر پاییز- اوایل زمستان) با ضریب  $0.94$  و در مرتبهٔ دوم متعلق به الگوی دوم (الگوی تابستانه) با ضریب  $0.93$  است. کمترین همبستگی درون‌گروهی نیز متعلق به الگوی سوم (پاییزه) با ضریب  $0.90$  است. این شرایط می‌تواند به علت ورودش‌های بیشتر گردش جو در این زمان از سال باشد.

### بررسی ویژگی‌ها و تحلیل همیدیدی الگوهای شناسایی‌شده

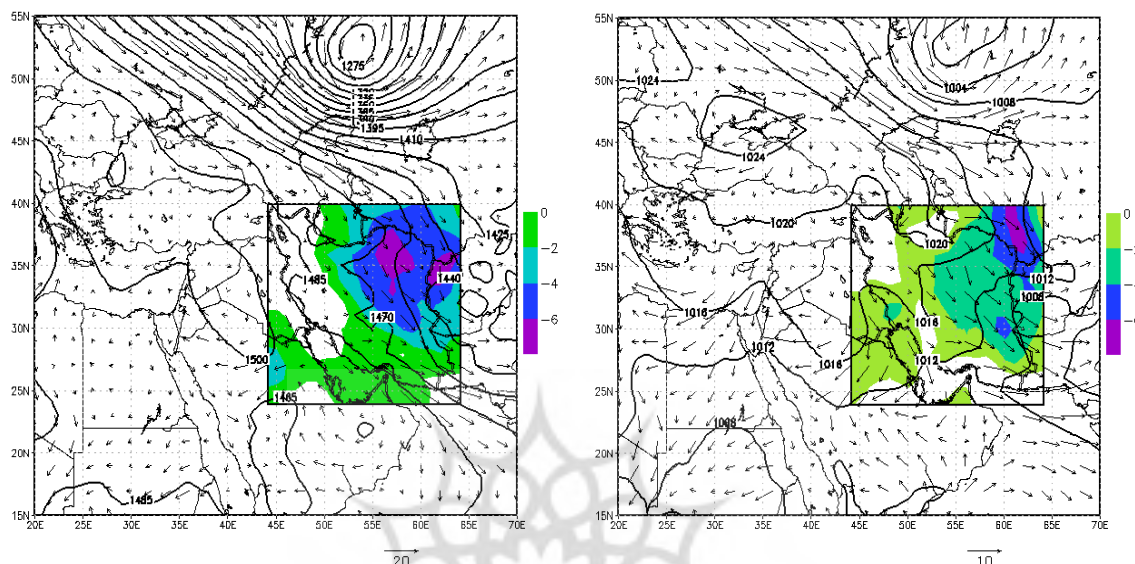
اگر محدودهٔ جغرافیایی کشور ایران را از عرض جغرافیایی  $25$  تا  $40$  درجهٔ شمالی و از طول جغرافیایی  $44$  تا  $64$  درجهٔ شرقی به صورت  $1 \times 1$  درجه‌بندی کنیم، کشور ایران شامل  $20.4$  نقطهٔ مختصاتی با فاصلهٔ  $1$  درجهٔ جغرافیایی است. شرایط اختلاف دمای روز نمایندهٔ الگو با روز قبل از آن الگو برای این  $20.4$  نقطهٔ محاسباتی به ترتیب برای هر کدام از الگوها همراه با نقشه‌های همیدیدی تراز دریا و تراز  $850$  هپ تحلیل شد.

### الگوی اول

همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، در روز نماینده (۲۰۰۹/۰۴/۲۰) الگوی اول (بهاره) در سطح زمین پُرفشار گسترده‌ای شرق اروپا را دربر گرفته است که یک مرکز آن بر روی دریای سیاه (در روز بررسی‌شده با فشار مرکزی  $1024$  هپ) واقع شده است. زبانه‌ای از پُرفشار از روی دریای سیاه و مدیترانه به سمت ایران کشیده شده و شمال غرب ایران را دربر گرفته است. جدا از کم‌فشار مستقر بر شمال دریای خزر، شرایط کم‌فشاری در شرق و جنوب ایران به‌خصوص بر روی افغانستان با فشار مرکزی  $1008$  هپ که در این ایام از سال زبانه‌ای از کم‌فشار تازه تشکیل‌شدهٔ موسمی بر روی شبه‌جزیرهٔ هند است (بیتان و سارونی، ۱۹۹۲: ۷۳۳) مشاهده می‌شود. این گرادیان فشار در منطقه باعث حاکمیت جریانات شمال غربی بر روی ایران شده که سرعت آن به سمت جنوب شرق ایران افزایش یافته است. این جریان، که از عرض‌های بالاتر سرچشمه می‌گیرد، باعث فرارفت سرد و کاهش دما در بیشتر مناطق کشور شده است. بیشینهٔ کاهش دما به دلیل افزایش سرعت بیشتر در نیمهٔ شرقی ایران رخ داده است؛ به‌طوری که هستهٔ بیشینهٔ کاهش دما در شمال شرق (تا  $6$  درجهٔ سانتی‌گراد) و همچنین هستهٔ دومی در جنوب شرق کشور (با کاهش دمایی کمتر از  $6$  درجهٔ سانتی‌گراد) مشاهده می‌شود.

الگوی کم و بیش مشابه در ارتفاع ژئوپتانسیل تراز  $850$  هپ قابل مشاهده است. به این ترتیب که زبانه‌ای از پُرفشار مستقر بر شرق اروپا و دریای سیاه بر روی همسایه‌های غربی ایران گسترش یافته و منحنی  $1485$  ژ.پ.م آن

غرب و شمال غرب ایران را دربر گرفته است. وجود این پُرارتفاع در غرب و شرایط کم‌ارتفاعی در ناحیه شرق باعث شده با اینکه کم‌ارتفاع نسبتاً قوی در شمال دریای خزر وجود دارد، جریانات شمال غربی بر روی ایران شکل بگیرد و به تبع آن همانند تراز دریا در این تراز نیز فرارفت سرد وجود داشته باشد. الگوی نابهنجاری منفی دما شباهت بسیار به سطح زمین داشته و پهنه کاهشی در شمال شرق گسترده‌تر شده و نیمه شرقی و نواحی مرکزی را پوشانده است.



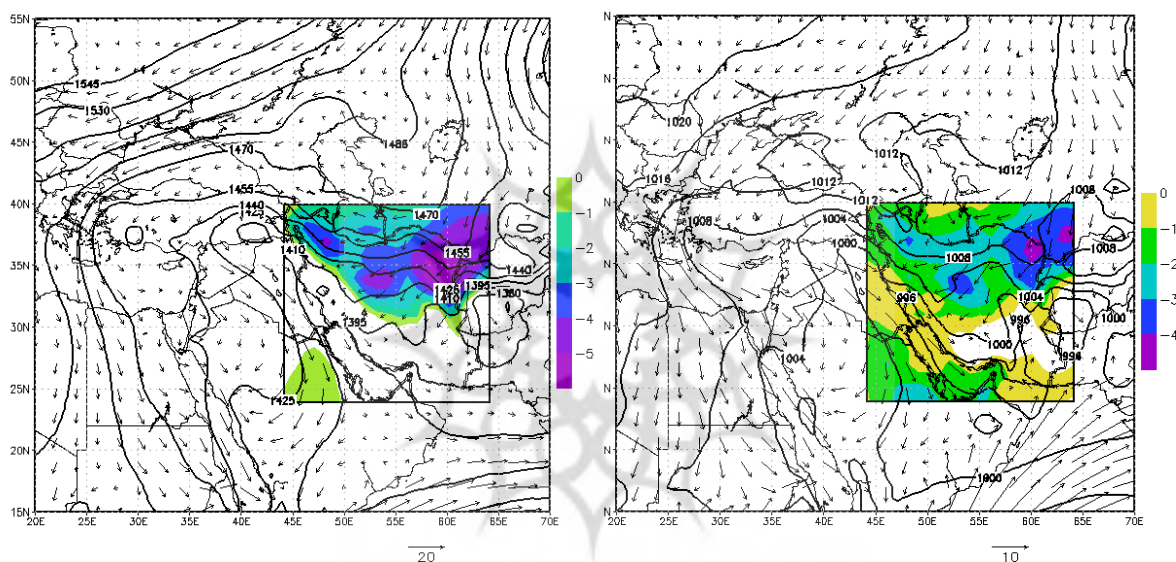
شکل ۳. تغییرات دمایی (C°) و بردار باد (۲۰/۰۹/۰۴/۲۰) در الگوی اول، (راست) در فشار تراز دریا (هپ) و (چپ) در تراز ۸۵۰ هپ (ژ.پ.م)

## الگوی دوم

نقشه الگوی همدیدی فشار تراز دریا و سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال برای روز نماینده (۲۰۱۳/۰۷/۰۵) (شکل ۴) در الگوی دوم (تابستانه) نشان‌دهنده حاکمیت زبانه کم‌فشاری در جنوب ایران است (فرود خلیج فارس) که در روز بررسی شده در نقشه تراز دریا مرکز آن با پربند ۹۹۴ هکتوپاسکال بر روی پاکستان بسته شده است. همچنین، پُرفشار جنب‌حاره در نیمه غربی از اروپا تا افریقا و شمال دریای خزر گسترده شده که با حرکت و اچرخندی خود باعث فرارفت هوای خنک عرض‌های بالاتر به سمت کم‌فشار مستقر بر روی جنوب ایران و خلیج فارس شده است. بنابراین، عامل اصلی خنکی هوا در این الگو را باید محل استقرار پُرفشار جنب‌حاره دانست که برخلاف شرایط همدیدی معمول در تابستان‌ها در عرض‌های بالاتر گسترش داشته و در غرب ایران جای خود را به زبانه کم‌فشار داده است. بدین ترتیب، جریان ورودی از سمت شمال شرق باعث ریزش هوای خنک‌تر و کاهش دما بر روی بیشتر مناطق کشور شده است. این کاهش (در روز بررسی شده تا ۶ درجه سانتی‌گراد) در نیمه شمالی ایران محسوس‌تر بوده است.

نقشه فشار تراز دریا (شکل ۴) در ۲۰۱۳/۰۷/۰۵ به‌عنوان روز نماینده این الگو نشان‌دهنده حاکمیت زبانه‌های کم‌فشاری در شرق، جنوب شرق، و جنوب ایران به‌ویژه خلیج فارس (هپ ۹۹۶) است که زبانه‌های آن تا مرکز عراق پیشروی کرده است. این الگوی فشار، که الگوی غالب کم‌فشاری در دوره گرم سال در این منطقه است، در بعضی منابع فرود خلیج فارس یا کم‌فشار موسمی-خلیج فارس نامیده شده (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۲۵؛ الثنافی و آنیس، ۲۰۱۵: ۴۵۱۰) که گاهی با کم‌فشارهای گرمایی جنوب و شرق ایران یکی می‌شوند. همچنین، پُرفشار جنب‌حاره با پربند ۱۰۱۶ هپ نیز تا شمال

دریای خزر و آرال تسلط یافته که شیو فشاری تقریباً پایدار در دوره گرم سال را باعث می‌شود. حرکت واچرخندی باعث فرارفت هوای خنک عرض‌های بالاتر به سمت کم‌فشار مستقر بر روی ایران به‌خصوص نیمه شرقی و جنوب ایران و خلیج فارس شده است. شرایط همدیدی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هپ این الگو (شکل ۴) نیز، برخلاف شرایط همدیدی معمول در تابستان‌ها که پُراارتفاع جنب‌حاره به‌طور معمول تا مناطق مرز غربی ایران گسترش می‌یابد، در سمت غرب تا دریای مدیترانه و مصر عقب‌نشینی داشته و در غرب ایران جای خود را به زبانه‌های کم‌ارتفاع داده است. این شرایط امکان ریزش هوای خنک‌تر عرض‌های بالاتر را به سطح کشور هم‌زمان با تراز دریا مهیا کرده است. همان‌گونه که در نقشه تغییرات دما و فشار تراز دریا (شکل ۴) نیز دیده می‌شود، جریان هوای خنک عرض‌های بالا به ایران باعث تغییرات منفی دمایی بین ۱ الی دو درجه در جنوب و جنوب غرب و ۲ الی ۴ درجه در نواحی شمالی و شمال غربی و بیش از ۴ درجه سانتی‌گراد در شمال شرق شده است.

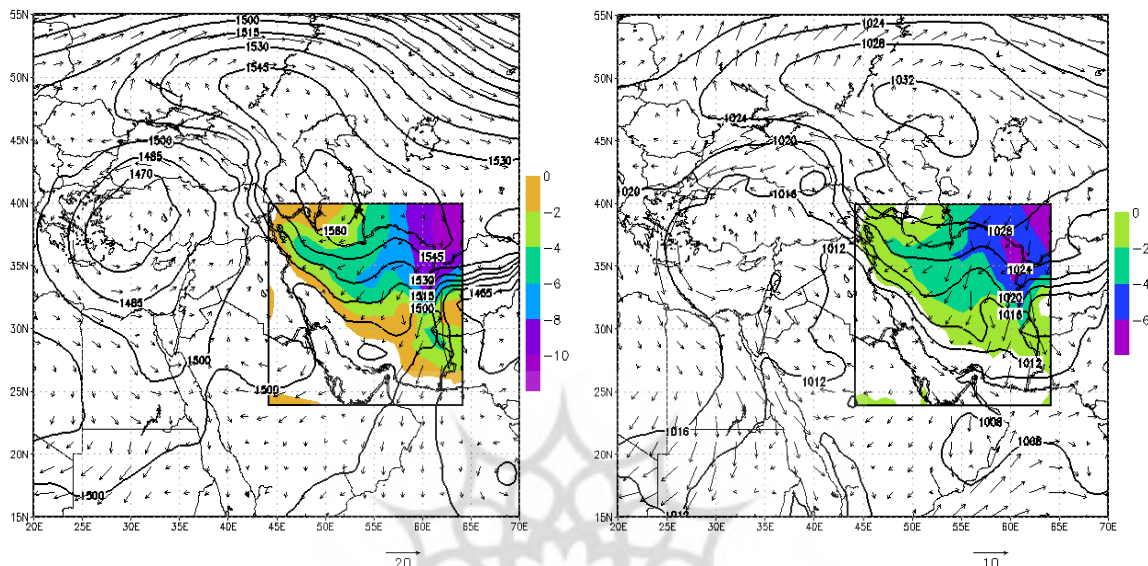


شکل ۴. تغییرات دمایی (C°) و بردار باد (۲۰۱۳/۰۷/۰۵) در الگوی دوم، (راست) در فشار تراز دریا (هپ) و (چپ) در تراز ۸۵۰ هپ (ز.پ.م)

### الگوی سوم

در نقشه فشار تراز دریا در روز نماینده (۲۰۰۴/۱۰/۰۷) (شکل ۵) الگوی سوم (الگوی پاییزه)، با توجه به زمان سال در عرض‌های شمالی و مناطق شرقی روسیه پُرفشار سیبری در ابتدای تشکیل خود است. علاوه بر آن، با گذر سامانه‌های پُرفشار مهاجر گاهی این پُرفشار تقویت شده و از محل تشکیل خود به سمت غرب تا شمال دریای خزر نیز گسترش یافته است. استقرار پُرفشار در شمال باعث ایجاد شیو فشاری به سمت جنوب و تشکیل جریان شمالی بر روی ایران می‌شود. در نقشه تراز دریا (شکل ۵) شکل‌گیری شرایط یادشده باعث جریان هوای عرض‌های بالا از شمال و شمال شرق ایران شده است. در نتیجه این جریان، دمای هوا در شمال شرق، شرق، مرکز، و نیمه شمالی کشور کاهش یافته است. در تراز ۸۵۰ هپ نیز ایران زیر نفوذ زبانه‌های پُراارتفاع قرار دارد (شکل ۵). در این تراز پُراارتفاع مستقر در شمال دریای خزر قوی‌تر و گسترده‌تر از سطح زمین دیده می‌شود و نیمه شمالی کشور را دربر گرفته است، اما در نیمه جنوبی کشور، وجود شرایط کم‌ارتفاع باعث جریان هوای سرد عرض‌های شمالی همانند تراز دریا بر روی ایران، به‌ویژه در شرق و شمال شرق کشور،

شده است. به‌طور کلی، عامل اصلی سرمایش این الگو در هر دو تراز بررسی شده را باید پُرفشار سبیری و پُراتفაცი دانست که مناطق شمالی و شرقی کشور را تحت سیطره خود قرار داده است. با توجه به نقشه فشار تراز دریا و تراز ۸۵۰ هپ و با توجه به اینکه جریان از سمت شمال شرق وارد کشور شده است، بیشترین کاهش دما (بیش از ۶ درجه) در این منطقه اتفاق افتاده است. این کاهش دما در تراز ۸۵۰ هپ نسبت به تراز دریا بیشتر و محسوس‌تر بوده است.

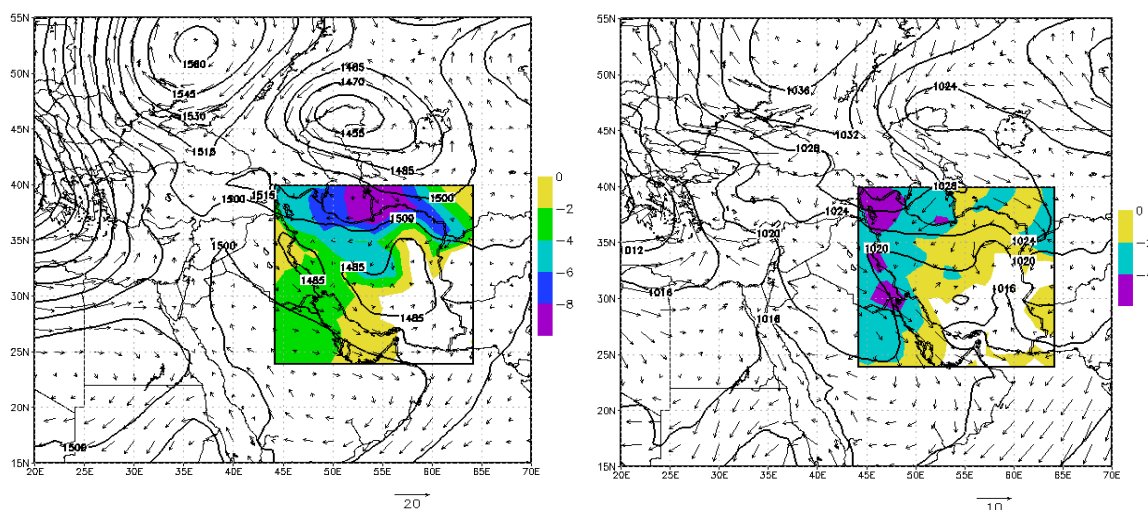


شکل ۵. تغییرات دمایی (C) و بردار باد (۲۰۰۴/۱۰/۰۷) در الگوی سوم، (راست) در فشار تراز دریا (هپ) و (چپ) در تراز هپ ۸۵۰ (ژ.پ.م).

#### الگوی چهارم

شرایط همدیدی فشار تراز دریا در روز نماینده (۲۰۰۸/۱۱/۱۲) الگوی چهارم (الگوی اواخر پاییز و اوایل زمستان) نشان‌دهنده شرایط پُرفشاری در شمال کشور است که مرکز آن با پریند ۱۰۳۶ هپ در شمال دریای سیاه بر روسیه بسته شده و زبان‌های آن تا نیمه شمال ایران گسترش یافته است (شکل ۶). دو زبانه مشخص از این پُرفشار یکی تا شمال شرق ایران و دیگری بر روی عراق گسترش داشته است. این شرایط باعث شکل‌گیری جریان واچرخندی مشخص، علاوه بر مناطق گفته شده، بر روی عراق و شمال شبه‌جزیره عربستان شده است. مجموع شرایط گفته شده، علاوه بر وجود شیو فشار بین این مناطق با ناحیه جنوب شرقی ایران، باعث جریان هوا از شمال و غرب و فرارفت سرد بر روی ایران شده است. نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هپ (شکل ۶) کمی متفاوت‌تر از تراز دریا بوده و در محل زبانه کم‌فشار تراز دریا بر روی دریاچه آرال و خزر کم‌ارتفاع بسته‌ای مشاهده می‌شود. این شرایط مؤید الگوی بندالی است که بازوی چپ آن در دریای مدیترانه و بازوی راست آن بر روی دریاچه آرال استقرار یافته است. هوای جریان‌یافته گرچه سرعت پایین‌تری نسبت به تراز دریا دارد، باعث فرارفت سرد در کشور به استثنای ناحیه جنوب شرق شده است. بیشترین افت دما مربوط به ناحیه شمالی و شمال شرق بوده، اما در تراز دریا این افت حداکثری در شمال غرب مشاهده شده است.

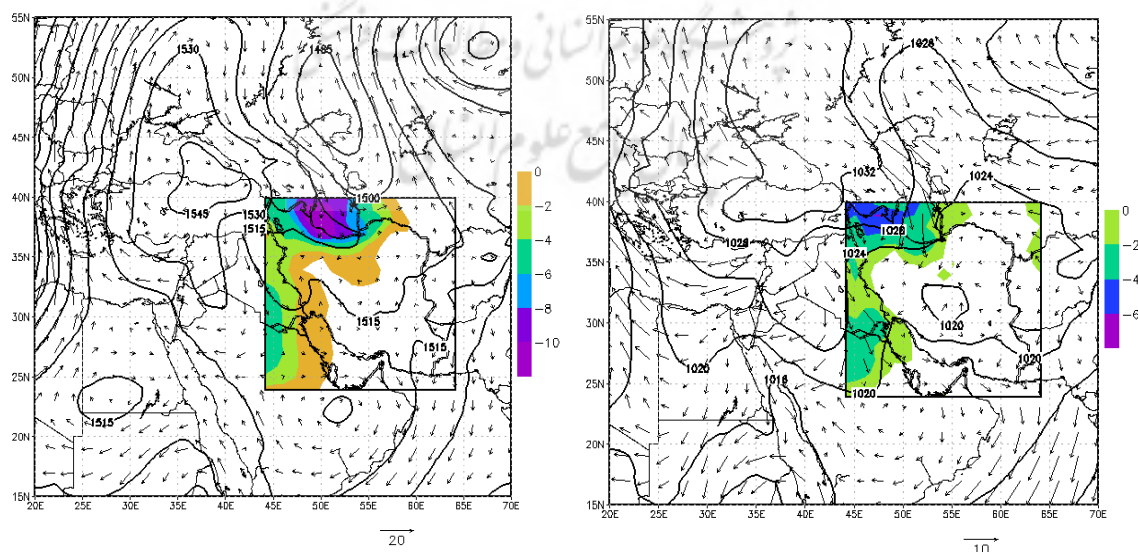




شکل ۶. تغییرات دمایی (C) و بردار باد (۲۰۰۸/۱۱/۱۲) در الگوی چهارم، (راست) در فشار تراز دریا (هپ) و (چپ) در تراز هپ ۸۵۰ (ژ.پ.م)

### الگوی پنجم

در نقشه تراز دریای روز نماینده (۲۰۱۱/۱۲/۱۱) الگوی پنجم (الگوی زمستانه) پرفشار گسترده‌ای از شمال ترکیه تا روسیه مشاهده می‌شود (شکل ۷). هسته آن با فشار ۱۰۳۲ هپ در غرب خود به کم‌فشار مستقر بر مدیترانه و جنوب خود بر روی ایران با فشار ۱۰۲۰ هپ محدود شده است. موقعیت الگوهای فشاری باعث ایجاد جریان شمالی بر روی شمال و شمال غربی ایران شده است. اما در تراز ۸۵۰ هپ مرکز پُراارتفاع مطابق با پُرفشار تراز دریا ناحیه محدودتری را دربر گرفته و به سمت جنوب جابه‌جا شده است. وجود این شرایط مانعی برای جریان جنوبی و گرم حاصل از واچرخند عربستان بوده است که در نیمه جنوبی شبه‌جزیره عربستان مشاهده می‌شود. بنابراین، جریان‌های شمال غربی باعث کاهش دما در شمال، غرب، و به‌خصوص شمال غرب کشور شده که در ناحیه غربی سواحل خزری افت دما مشهودتر است.



شکل ۷. تغییرات دمایی (C) و بردار باد (۲۰۱۱/۱۲/۱۱) در الگوی پنجم، (راست) در فشار تراز دریا (هپ) و (چپ) در تراز هپ ۸۵۰ (ژ.پ.م)

## بحث و نتیجه‌گیری

موج‌های سرمایی با توجه به اثرهای مختلفی که در زندگی انسان‌ها، به‌ویژه در کشاورزی و مصرف انرژی، دارند، همواره مورد توجه‌اند. در این پژوهش داده‌های مربوط به دمای کمینه دوره ده‌ساله (۲۰۰۴-۲۰۱۳) از مرکز پیش‌بینی میان‌مدت اروپا (ECMWF) استخراج شد. بعد از استانداردسازی داده‌ها، ناهنجاری‌های منفی پایین‌تر و مساوی ۱- به‌عنوان روزهایی با موج سرمایی در دوره سرد و خنک در دوره گرم سال شناسایی شد. با تحلیل خوشه‌ای سلسله‌مراتبی براساس فاصله همبستگی، پنج خوشه نهایی استخراج و براساس توزیع زمانی به‌ترتیب به‌عنوان الگوی بهار، تابستان، پاییز، انتهای پاییز - ابتدای زمستان، و زمستانه نام‌گذاری شدند.

فراوانی رخداد الگوی اول (بهاره) بیشتر در ماه می (۳۸ روز) و الگوی دوم (تابستانه) در ماه اوت (۷۰ روز) بوده و در این ماه فقط الگوی دوم موجب رخداد روزهای خنک تابستانه بوده است. الگوی سوم (پاییزه) در ماه سپتامبر (۳۹ روز)، الگوی چهارم در ماه اکتبر (۲۹ روز)، و الگوی پنجم در ماه دسامبر (۲۶ روز) بیشترین فراوانی رخداد را داشته‌اند. فصل تابستان تنوع الگویی پایینی دارد. ماه اوت فقط یک الگو را شامل شده است. اما، در نقطه مقابل، در فصل بهار تنوع الگویی بسیار زیادی مشاهده می‌شود که این می‌تواند به‌علت شرایط گذار این زمان از سال باشد.

گرچه در همه الگوها شرایط کلی وجود شیو فشار شمال به جنوب در منطقه مشاهده شده، چگونگی شکل‌گیری این شرایط با هم متفاوت بوده است. در الگوی دوم یا تابستانه - پیرو شرایط کلی جو در دوره گرم در نیمه جنوبی کشور - کم‌فشارهای گرمایی در جنوب شرق (مفیدی، ۱۳۸۶) همراه زبانه کم‌فشار موسمی جنوب آسیا بر روی خلیج فارس (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۲۵؛ الثنافی و آنیس، ۲۰۱۵: ۴۵۱۰)، پُرفشارهای مهاجر و زبانه‌های پُرفشار جنب‌حاره موسوم به پُرفشار ترکستان (مفیدی، ۱۳۸۶)، که تا آسیای میانه گسترش می‌یابند و بادهای شمالی معروف به باد ۱۲۰ روزه سیستان را ایجاد می‌کنند، مشاهده می‌شود. با عقب‌نشینی غرب‌سوی پُرفشار جنب‌حاره (در حالت معمول این زمان از سال تا مرکز ایران گسترده شده است) (زرین و مفیدی، ۱۳۹۰: ۱۳) مناطق بیشتری از ایران تحت تأثیر جریان‌های شمالی - شمال شرقی قرار گرفته که باعث شده در این مناطق شاهد کاهش دما باشیم. اما در الگوی اول یا بهار سامانه‌های پُرفشار در شمال غرب (حوالی دریای سیاه) با ایجاد جریانات شمال غربی بر روی ایران افت دما را باعث شده‌اند.

در الگوهای دوره سرد سال، علاوه بر پُرفشارهای مهاجر، که در این دوره از فراوانی بالایی نیز برخوردارند، پُرفشار شبه‌ساکن سیبری در شمال شرق و شمال دریای خزر (یوسفی و عزیزی، ۱۳۸۴)، شدیدترین امواج سرمایی در شرایط تقویت و گسترش غرب‌سوی پُرفشار سیبری (لشکری و یارمادی ۱۳۹۳: ۲۱۵؛ کریمی و همکاران، ۱۳۹۱: ۷۵)، و فعالیت سامانه‌های بندالی در زمان قرارگیری عقب ناوه بر روی ایران رخ داده است. در تحقیقات پیشین نیز الگوی پُرفشاری شمال منطقه (خسروی و همکاران، ۱۳۹۷: ۱۷)، پُرفشار سیبری و پُرفشارهای مهاجر (دوستکامیان و طاهریان زاد، ۱۳۹۶: ۶۹۹)، و پشت ناوه سامانه‌های بندالی مهم‌ترین شرایط همدید و گردش جو رخداد امواج سرمایی مناطق مختلف ایران ذکر شده است. در این تحقیق، علاوه بر امواج سرمایی دوره سرد، موج سرمایی دوره گرم سال (روزهای خنک) را که می‌تواند در ایجاد شرایط مطلوب آب‌وهوایی و افزایش آسایش در دوره گرم نقش داشته باشد نیز بررسی شده است.

در کل، می‌توان گفت وجود شرایط پُرفشار/ پُرافتخار در مناطق همسایه‌های شمالی (شمال، شمال شرق، و شمال غربی) ایران و در مواردی غرب و شرایط کم‌فشاری/ کم‌ارتفاعی بیشتر اوقات در جنوب، جنوب شرق ایران شیو فشاری و جریاناتی با منشأ شمالی ایجاد می‌کند که این شرایط باعث فرارفت هوای سرد در نیمه دوم سال و خنک در دوره گرم سال شده و دمای مناطق مختلف کشور را نسبت به شرایط نرمال دوره زمانی خود کاهش می‌دهد.

## منابع

- خسروی، ی.؛ دوستکامیان، م.؛ طاهریان، ا. و شیرینی کریموند، ا. (۱۳۹۷). بررسی و تحلیل فرارفت دمایی امواج سرماییه ایران، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۸ (۵): ۱۷-۳۷.
- خوشاخلاق، ف.؛ داوودی، م.؛ روستا، ا. و حقیقی، ا. (۱۳۹۱). تحلیل همیدیه سرماهای شدید شمال خراسان، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۹: ۱-۱۲.
- خوشحال دستجردی، ج.؛ یزدان‌پناه، ح. و حاتمی، ب. (۱۳۸۸). شناسایی الگوهای گردشی پدیده یخبندان با کاربرد تحلیل مؤلفه‌های مبنا و تحلیل خوشه‌ای (مطالعه موردی: استان فارس)، فصل‌نامه جغرافیای طبیعی، ۴: ۳۳-۴۵.
- دارند، م. و مسعودیان، ا. (۱۳۹۴). شناسایی و تحلیل الگوهای ناهنجاری ضخامت سرماهای فرین ایران زمین (طی بازه زمانی ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۳)، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، ۱۱۸: ۱۰۵-۱۲۰.
- دوستکامیان، م. و طاهریان زاد، ا. (۱۳۹۶). تحلیل آماری - همدید امواج سرماییه و فراگیر شمال غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۳۹ (۴): ۶۹۹-۷۱۷.
- زرین، آ. و مفیدی، ع. (۱۳۹۰). آیا پرفشار جنب‌حاره‌ای تابستانه بر روی ایران زبانه‌ای از پرفشار جنب‌حاره‌ای آזור است، یازدهمین کنگره انجمن جغرافی دانان ایران - ۲۴ و ۲۵ شهریورماه ۱۳۹۰ - دانشگاه شهید بهشتی.
- صادقی، س.؛ حسین‌زاده، ر.؛ دوستان، ر. و آهنگرزاده، ز. (۱۳۹۱). تحلیل همیدیه امواج سرماییه در شمال شرق ایران، جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۳: ۱۰۷-۱۲۳.
- علیجانی، ب. و هوشیار، م. (۱۳۸۷). شناسایی الگوهای سینوپتیکی سرماهای شدید شمال غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی (پژوهش‌های جغرافیایی)، ۶۵: ۱-۱۶.
- قویدل رحیمی، ی. (۱۳۹۰). رابطه دماهای فرین پایین فراگیر دوره سرد آذربایجان با الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، فصل‌نامه علمی - پژوهشی فضای جغرافیایی، ۳۵: ۱۵۵-۱۸۴.
- قویدل رحیمی، ی.؛ فرج‌زاده، م. و مطلبی‌زاده، س. (۱۳۹۵). تحلیل آماری و سینوپتیک امواج سرماییه منطقه شمال غرب ایران، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۴۰: ۲۹-۴۶.
- کاظمی‌زاد، م. (۱۳۸۰). محاسبه سرعت باد به روش میانگین برداری (وکتور)، آموزش جغرافیا، ۵۹: ۵۳-۵۵.
- کریمی، ص.؛ نگارش، ح.؛ طاووسی، ت. و علیجانی، ب. (۱۳۹۱). تحلیل همدید امواج سرماهای فراگیر ایران، جغرافیا و توسعه، ۲۹: ۵۵-۷۶.
- لشکری، ح. (۱۳۸۷). تحلیل سینوپتیکی موج سرماییه فراگیر ۱۳۸۲ در ایران، پژوهش‌های جغرافیایی، ۶۶: ۱-۱۸.
- لشکری، ح. و یارمحمدی، ز. (۱۳۹۳). تحلیل همیدیه استقرار پرفشار سبیری و مسیرهای ورودی آن به کشور ایران در فصل سرد، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۲: ۱۹۹-۲۱۸.
- مسعودیان، س. ا. (۱۳۹۰). آب‌وهوای ایران، مشهد: شریعه توس.
- مفیدی، ع. (۱۳۸۶). تحلیل گردش جو تابستانه بر روی ایران و ارتباط آن با بارش‌های تابستانه فلات ایران، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم، دانشکده علوم جغرافیایی، تهران.

نوحی، ک.؛ صحرائیان، ف.؛ پدارم، م. و صداقت‌کردار، ع. (۱۳۸۷). تعیین طول دوره بدون یخبندان با استفاده از تاریخ‌های آغاز و خاتمه یخبندان‌های فرارفتی و تابشی در نواحی زنجان، قزوین و تهران، علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، ۴۸: ۴۴۹-۴۶۰.

یارنال، ب. (۱۳۹۰). اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، ترجمه س.ا. مسعودیان، اصفهان: دانشگاه اصفهان.

یوسفی، ح. و عزیزی، ق. (۱۳۸۴). زمان‌بندی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر، فصل‌نامه مدرس علوم انسانی، ۴۹(۴): ۱۹۴-۲۱۳.

Al Senafi, F. and Anis, A. (2015). Shamals and climate variability in the Northern Arabian/Persian Gulf from 1973 to 2012, *Int. J. Climatol.*, 35: 4509-4528. doi:10.1002/joc.4302.

Alijani, B. and Hooshyar, M. (2008). Synoptic pattern identification of extreme cold air in North West of Iran, *Physical Geography Research quarterly*, 65: 1-16.

Bitan, A. and Saaroni, H. (1992). The horizontal and vertical extension of the Persian Gulf trough, *International Journal of Climatology*, 12: 733-747. 10.1002/joc.3370120706.

Cony, M.; Hernandez, H. and Del, T. (2008). Influence of synoptic scale in the generation of extremely cold days in Europe, *Atmosfera*, 21: 389-401.

Darand, M. and Masodian, A. (2015). Identification and analysis of thickness anomaly patterns of extreme cold air in Iran, *Geographical Research*, 118: 105-120.

Doostkamian, M. and TaherianZad, A. (2017). Statistical-Synoptical analysis of the cooling waves in the North-West of Iran, *Physical Geography Research*, 39(4): 699-717.

Ghvidel, Y. (2011). Relation of extreme cold air in Azarbayejan with 500 hPa patterns, *Geographic Space*, 35: 155-184.

Ghvidel, Y.; Farajzadeh, M. and Motallebizad, S. (2016). Statistical and synoptic analysis of cold wave in North West of Iran, *Applied Research of Geographic Sciences*, 40: 29-46.

Glossary of meteorology. American meteorological society. <http://glossary.ametsoc.org>.

Karimi, S.; Negaresh, H.; Tavoosi, T. and Alijani, B. (2012). Synoptic analysis of cold wave in Iran, *Geography and Development*, 29: 55-76.

Kazemizad, M. (2001). Wind speed calculation using vector score, *Geography instruction*, 59: 53-55.

Khoshakhlagh, F.; Davoodi, M.; Roosta, I. and Haghighi, E. (2012). Synoptic analysis of extreme cold air in North of Khorasan, *Journal of Climate Research*, 9: 1-12.

Khoshhal, J.; Yazdanpanah, H.; Hatami, Kh. and Bigloo, B. (2009). Patterns identification of frost phenomenon using principal component analysis and clustering analysis (case study: Fars Province), *Journal of Physical Geography*, 4: 33-45.

Khosravi, Y.; Doostkamian, M.; TaherianZad, A. and Shiri Karivand, A. (2018). Investigation and Analysis of Temperature Advection of Cooling Waves in Iran, *Applied Research of Geographic Sciences*, 18(5): 17-37.

Lashkari, H. (2008). Synoptic analysis of 2003 cold wave in Iran, *Geography Research*, 66: 1-18.

Lashkari, H. and Yarmoradi, Z. (2014). Synoptic analysis of Siberian high pressure and its entrance paths to Iran in cold season, *Physical Geography Research Quarterly*, 2: 199-218.

Marengo, A. and Nobre, C. (1997). Climate impact of "Frigens" in forested and Deforested areas of the Amazon basin, Centre for Weather Forecasting and Climate Research (CPTEC), *National Institute for Space Research (INPE)*, 36: 1553-1566.

- Masoodian, S.A. (2011). *Climate of Iran*, Mashhad: Sharia Toos.
- Mofidi, A. (2007). *The analysis of the summer atmospheric circulation over Iran and its relation to the summer rainfall of the Iranian plateau*, Ph.D. Thesis in, Tarbiat Moalem University, Tehran.
- Nohi, K.; Sahraeian, F.; Pedram, M. and Sedghat Kerdar, A. (2008). Specification of the duration of period without frost using start and end dates of advective and radiative frost in Zanjan, Qazvin and Tehran, *Journal of Science and Technology of Agriculture and Natural Resources*, 48: 449-460.
- Salighe, M.; Alijani, B. and Cheraghi, M. (2012). *Synoptic analysis of cold and warm wave at selected stations in sought west of Iran*, Kharazmi University, Master's Thesis.
- SAMRA, J.S.; GURBACHAN, S. AND RAMAKRISHNA, Y.S. (2003). COLD WAVE OF 2002-03 IMPACT ON AGRICULTURE, *CENTRAL RESEARCH INSTITUTE FOR DRYLAND AGRICULTURE*, 1-49.
- Sedaghi, S.; Hoseinzadeh, R.; Doostan, R. and Ahangarzadeh, Z. (2012). Synoptic analysis of cold wave in north east of Iran, *Geography and Environmental Hazards*, 3: 107-123.
- Sofroni, V.; Putuntica, A.; Sfica, L. and Ichim, P. (2013). The Cold wave of the 25 Janury – 18 February 2012 priod on the Territori of the Republic of Moldova, *Present Enviroment and Sustainable Development*, 7: 5-11.
- Takashi, H. (1990). Migration of the cold air mass related to rain belt formation of the chienesee continent and atmospheric circulation systems during the baiu season (In Japanese), *Geographical review of japan*, 64: 10-24.
- 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*, 2: 1133-1147.
- Yarnal, B. (1993). *Synoptic climatology in environmental analysis: a primer*, London: waily.
- Zarrin, A. and Mofidi, A. (2011). Is the tropical high pressure on Iran a tributary of the Azores high pressure? *11th Congress of the Iranian Geographers Association, University of Shahid Beheshti, 24th and 25th of September 2011*.
- Zhang, Y.; Sperber, K. and Boyle, J. (1996). Climatology of East Asian Winter Monsoon and Cold Surges, Results from the 1979-1995 NCEP/NCAR Reanalysis, Program for Climate Pattern Diagnosis and Intercomparison, *PCMDI Report*, 38: 1-14.