

شناسایی الگوهای همدیدی مؤثر در شکل‌گیری ناهنجاری‌های دمایی ایران و اروپا

قاسم عزیزی* - دانشیار دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

مرتضی میری - دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

مجتبی رحیمی - دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۰۸/۲۲ تأیید نهایی: ۱۳۹۳/۰۷/۲۳

چکیده

هدف این مقاله واکاوی همدیدی هماهنگی نوسانات دما در ایران و اروپا در راستای استفاده از این ارتباط برای تحلیل اقلیم گذشته ایران است. بدین منظور از داده‌های سی ایستگاه در داخل کشور و نوزده ایستگاه در اروپا با طول دوره آماری پنجاه سال و بیشتر (۱۹۵۱-۲۰۱۰) استفاده شد. داده‌ها عبارت بود از متوسط دماهای حداقل، حداکثر و میانگین روزانه؛ فشار تراز دریا؛ ارتفاع ژئوپتانسیلی؛ و مؤلفه نصف‌النهاری (۷). به منظور گروه‌بندی الگوهای گردشی از حالت S تحلیل مؤلفه‌های اصلی و تحلیل خوشه‌ای سلسه‌مراتبی وارد (Ward) استفاده شد. نتایج نشان داد چهار حالت مختلف دمایی (سرد/ گرم هماهنگ و دوره‌های سرد/ گرم مخالف) بین ایران و اروپا مشاهده می‌شود. در ایران، سال ۲۰۱۰ گرم‌ترین و سال ۱۹۷۲ سردترین سال شناخته شد. واکاوی نقشه‌های همدید در ترازهای مختلف جوی طی دوره‌های سرد نقش مهم شکل‌گیری سامانه‌های بندالی و پشته قوی روی اروپا و اطلس را در وقوع دمای حداقل فرین در ایستگاه‌های ایران نشان داد، به طوری که شکل‌گیری این سامانه‌ها در ابتدا سبب رخداد سرما برای اروپا و در ادامه به دنبال جابه‌جایی سامانه‌های جوی، سبب فرارفت سرمای شدید عرض‌های بالایی به ایران شده است. طی دوره‌های گرم، تقویت و تغییر در موقعیت پرفشار جنب حاره عامل اصلی ثبت دماهای فرین حداکثر بوده است.

کلیدواژه‌ها: الگوهای گردشی، بندال، پرفشار جنب حاره، فرارفت، ناهنجاری دمایی.

مقدمه

ثبات آب و هوا در چند هزار سال اخیر امکان تولید مواد غذایی و رشد جمعیت روی زمین را فراهم کرده است. توسعه فعالیت‌های کشاورزی در حدود ۱۰۰۰ سال پیش مرتبط با انتشار گازهای گلخانه‌ای، به‌ویژه دی‌اکسیدکربن و متان، و تغییر در پوشش سطح مؤثر در آلبیدوی زمین و چرخه بیوژئوفیزیکال، آغاز تأثیر انسان بر اقلیم جهانی بود (کوانت، ۲۰۱۰؛ رادیمن، ۲۰۰۳). با ظهور کارخانه‌ها در عصر جدید، جوامع صنعتی شروع به انتشار دی‌اکسید کربن در مقیاس بزرگ به داخل جو کرد. همچنین، توسعه جامعه همراه با افزایش روزافزون وسایل نقلیه سبب افزایش انتشار گازهای گلخانه‌ای شد. غلظت‌های مربوط به تمامی گازهای گلخانه‌ای طی دو دهه سال گذشته به‌طور قابل توجهی افزایش یافته و متوسط دمای جهانی در حال افزایش است و پیش‌بینی می‌شود که در قرن بعد نیز افزایش یابد (کوانت، ۲۰۱۰، به نقل از IPCC، ۲۰۰۷).

چالش اساسی در قرن ۲۱ درک درست از پیش‌بینی آثار تغییر اقلیم روی اکوسیستم‌های زمین است (شووالم و همکاران، ۲۰۱۳: ۱). برای فهم تغییر اقلیم ابتدا باید خود اقلیم و چگونگی عملکرد آن را فهمید. اقلیم سامانه‌ای متشکل از هواکره، سنگ‌کره، یخ‌کره، آب‌کره و زیست‌کره است. این سامانه درگیر تبادل انرژی و رطوبتی است که بین پنج کره نام‌برده رخ می‌دهد. این تبادلات، جو را به دیگر کره‌ها پیوند می‌دهد. تغییرات در این سامانه به‌طور مجزا رخ نمی‌دهد، بلکه تغییر در یک مؤلفه سبب واکنش سایر مؤلفه‌ها می‌شود (عزیزی، ۱۳۸۳: ۱۵). بنابراین، در مقیاس هم‌دید تغییر هر کدام از این مؤلفه‌ها سبب تغییر در الگوهای جوی و تغییر در شرایط اقلیمی مناطق تحت تأثیر این الگوها می‌شود، به‌طوری که امروزه، رخداد پدیده‌های حدی نشان از تغییر الگوهای جوی دارد.

ورنر و استورچ (۱۹۹۳) تغییرپذیری میانگین سالانه دما در مرکز اروپا و ارتباط آن با الگوهای گردش جو در مقیاس بزرگ را طی دوره ۱۹۸۰-۱۹۰۱ مطالعه کردند. فینک و همکاران (۲۰۰۴) امواج گرمایی و خشک‌سالی تابستان ۲۰۰۳ اروپا را با روش هم‌دید بررسی و قرارگیری پرفشارهای دینامیکی و گرمایی روی اروپا را علت این رخداد بیان کردند. در چنین شرایطی، بیشترین ناهنجاری مثبت تیپ‌های هوای واچرخندی نسبت به میانگین بلندمدت مشاهده شد. استفنسون و همکاران (۲۰۰۶) در بررسی واکنش نوسان اطلس شمالی به افزایش غلظت دی‌اکسید کربن و تأثیر آن بر اقلیم زمستان اروپا، بیان کردند که براساس نتایج پانزده مدل شبیه‌سازی‌شده، افزایش غلظت دی‌اکسید کربن جو همراه با افزایش فاز مثبت NAO بوده است. این رخداد سبب افزایش دما (در بسیاری از قسمت‌های اروپا) و افزایش بارش (در قسمت‌های شمالی اروپا) در فصل زمستان می‌شود.

کایزلی (۲۰۰۸) در بررسی تأثیر تداوم الگوهای گردشی بر ناهنجاری‌های دمایی سرد و گرم اروپا بیان می‌کند که تغییر در فراوانی و تداوم الگوهای گردشی در دهه‌های اخیر سبب تمایل به افزایش شدید دماهای گرم در اروپا شده است. کاهینوا و هوت (۲۰۰۹) به بررسی تغییر الگوهای گردشی در مرکز اروپا و تأثیرشان بر روندهای اقلیمی در جمهوری چک پرداختند. آن‌ها دریافتند طی دوره مورد مطالعه (۱۹۶۱-۱۹۹۸)، روند نزولی قابل توجهی در رخداد واچرخنده‌ها، به‌ویژه در پاییز، وجود دارد. همچنین، تغییر الگوهای جوی علت اصلی گرم شدن زمستان و خنک شدن پاییز است. فون دن بسلیر و همکاران (۲۰۰۹) تأثیر الگوهای گردش جو را روی دماهای حدی اروپا با استفاده از مدل‌سازی مطالعه و بیان کردند که اختلاف بین شاخص‌های مشاهده‌شده و شاخص‌های پیش‌بینی‌شده نشان‌دهنده اثر گرم‌شدن در زمستان و تابستان است. گرام (۲۰۱۱) رخداد موج گرمایی ماه ژوئیه ۲۰۱۰ روسیه را در ارتباط با شرایط جوی اروپای مرکزی بررسی کرد. قرارگیری مرکز پراتفان قوی و مداوم سامانه بندالی روی اروپا طی ماه‌های ژوئن، ژوئیه و اگوست، گرمای شدید و بالاتر از میانگین را در اروپا سبب شد.

هانگ و همکاران (۲۰۱۱) نقش سامانه بندالی اروپا را در بارش‌های سیل‌آسای پاکستان بررسی کردند. آن‌ها تعامل بین جریان‌های سریع موسمی حاره‌ای و سامانه بندالی اروپا را عامل اصلی جاری شدن سیل در پاکستان بیان می‌کنند. علیجانی و هوشیار (۱۳۸۷)، در بررسی سرماهای شدید شمال غرب ایران، استقرار ناوهای عمیق روی شمال ایران و قرارگرفتن منطقه مورد مطالعه در قسمت عقب آن و وجود یک پرفشار در سطح زمین را عامل اصلی در رخداد ۷۰ درصد از سرماهای شدید می‌دانند. عزیزی و همکاران (۱۳۸۸) در تحلیل هم‌دید موج سرمای شدید دی ماه ۱۳۸۶ ایران بیان

کردند که حاکمیت سامانه بندالی طی ماه ژانویه و فرارفت شدید هوای سرد و خشک از مناطق قطبی و سیبری سبب رخداد سرمای شدید شده است. فتاحی و رضیئی (۱۳۸۸) با استفاده از داده‌های جوی طی دوره ۱۹۵۰-۲۰۰۶، الگوهای گردش جوی روزانه روی ایران را مطالعه کردند و نتیجه گرفتند که اختلاف معناداری در آرایش الگوها، فراوانی تیپ‌های هوا و مسیر حرکت آن‌ها به سوی ایران وجود دارد. مسعودیان و دارند (۱۳۹۰) سرماهای فرین ایران را نتیجه پنج الگوی گردشی شامل پرفشار سیبری-اروپا، پرفشار سیبری-کم‌فشار ایسلند، پرفشار سیبری، پرفشار شمال خزر-سیبری و پرفشار شمال خزر می‌دانند. صادقی و همکاران (۱۳۹۱)، با تحلیل امواج سرمایی شمال شرق ایران بیان کردند که در اکثر الگوها مهم‌ترین پدیده سینوپتیکی و عامل اصلی وقوع سرما، قرارگیری منطقه در پشت ناوه عمیق واقع در دریاچه آرال است. عزیزی و همکاران (۱۳۹۱) ارتباط آتش‌سوزی‌های ماه ژوئیه ۲۰۱۰ روسیه و سیل پاکستان را مطالعه و بیان کردند که هر دو پدیده به واسطه الگوی سامانه‌های جوی موجود، به‌ویژه پدیده بندالی رخ داده در عرض‌های بالا با یکدیگر ارتباط دارند و ناهنجاری منطقه‌ای اقلیم را نمایان می‌سازند، به‌طوری که روسیه در قسمت غرب سامانه بندال و در محدوده فرارفت هوای گرم و پاکستان در قسمت شرق و فرارفت هوای سرد ناشی از این سامانه قرار می‌گیرد. شرایط آب‌وهوایی هر منطقه تحت تأثیر دو عامل مهم الگوهای گردش عمومی جو و شرایط سطح زمین قرار دارد (چن، ۲۰۰۰: ۱۰۶۷). ایران به لحاظ اقلیمی در منطقه گذار واقع شده و در فصول مختلف سال تحت تأثیر الگوهای مختلف جوی قرار می‌گیرد.

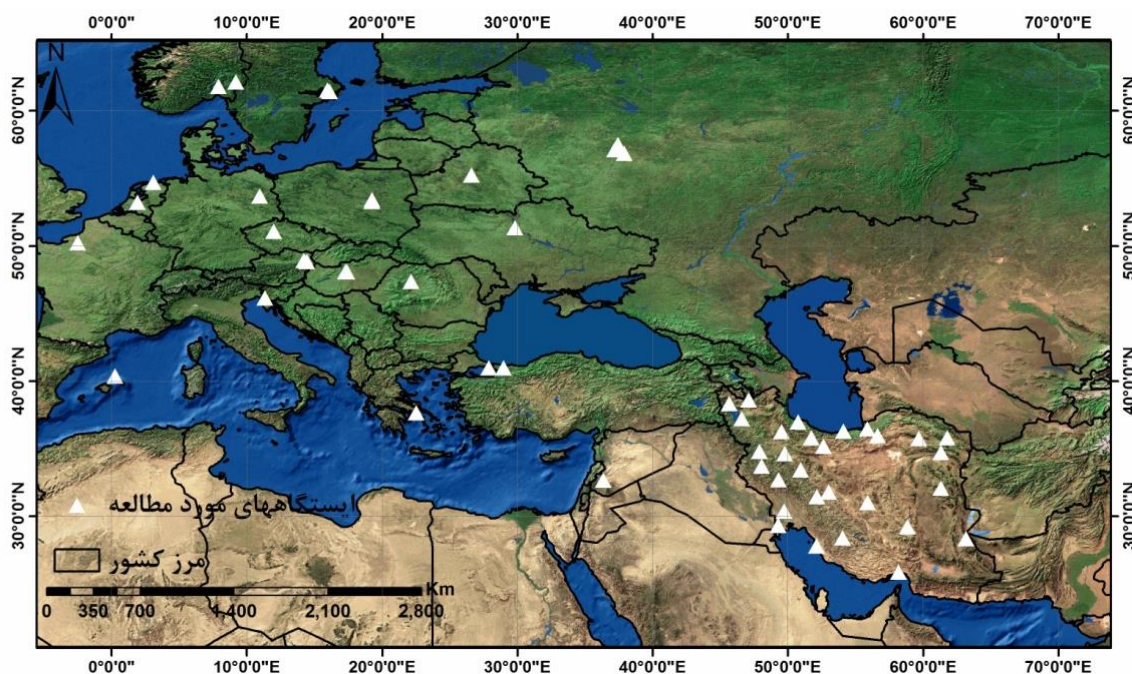
طی پنجاه سال گذشته رخدادهای اقلیمی همچون گردوغبار، بارش‌های سیل‌آسا، امواج گرما و سرما در کشور ایران و همسایگان به‌طور مکرر گزارش می‌شود. هر یک از این رخدادها با توجه به تداوم زمانی و گسترش مکانی پیامدهای جبران‌ناپذیری دارد. رخداد این پدیده‌ها نشان‌دهنده تغییر در شرایط جوی است. از جمله روش‌های مؤثر برای درک تغییرات شناخت سازوکارهای مؤثر در شکل‌گیری آن‌هاست. این تحقیق سعی دارد با استفاده از داده‌های طولانی‌مدت پنجاه ایستگاه همدید کشور و اروپا به بررسی شرایط همدیدی مؤثر در رخداد دماهای حدی بین ایران و اروپا بپردازد، چرا که آگاهی از شرایط جوی مناطق تأثیرگذار بر اقلیم ایران و تبیین ارتباط بین شرایط اقلیمی این مناطق با رخداد دوره‌های حدی در ایران در کاهش و پاسخ به واکنش‌های مخاطرات اقلیم مؤثر است. شایان ذکر است که این تحقیق با هدف بررسی رابطه دمایی حال حاضر ایران و اروپا جهت ردیابی چگونگی این ارتباط در دوره‌های گذشته براساس مطالعات پالئوکلیماتولوژی بنیان گذاشته شده است. با بررسی‌های آماری و مشخص شدن دوره‌های مختلف دمایی بین این دو منطقه و حجم زیاد اطلاعات، در این تحقیق صرفاً به بررسی شرایط همدیدی دوره‌های هماهنگ پرداخته‌ایم. در فرصتی دیگر و در تحقیقی جداگانه مقایسه شرایط متضاد دمایی بین این دو منطقه در حال حاضر و گذشته انجام خواهد شد.

مواد و روش‌ها

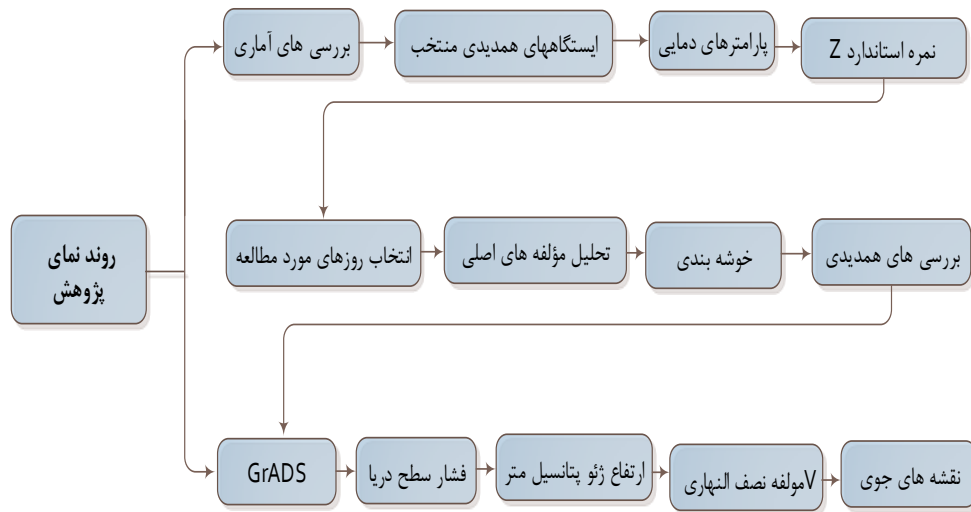
برای انجام تحقیق از روش‌های آماری-همدیدی استفاده شد. بدین منظور ابتدا داده‌های روزانه سی ایستگاه همدیدی با لحاظ پراکنش مناسب و طول دوره آماری مشترک پنجاه ساله در ایران و نوزده ایستگاه در اروپا (۱۹۵۰-۲۰۱۰) از سازمان هواشناسی و تارنمای نوا دریافت شد (شکل ۱). داده‌های مورد استفاده عبارت است از متوسط حداقل، حداکثر و

میانگین دمای روزانه به‌منظور مشخص کردن دوره‌های گرم و سرد، واحد زمانی مورد بررسی، دوره‌های سرد و گرم هماهنگ یا متفاوت بین ایران و اروپاست. همچنین، تعیین میزان شدت دما، براساس نمره استاندارد در هر ایستگاه بوده است. بر این اساس، در ابتدا دوره‌های گرم و سرد در مقیاس سالانه و ماهانه محاسبه شد. قابل ذکر است که سال‌ها و روزهایی که در ۷۰ درصد ایستگاه‌ها ناهنجاری دما حداقل معادل ± 0.2 و میانگین مجموع ایستگاه‌ها در آن سال‌ها و روزها ± 0.5 و بالاتر باشد، نمونه‌های بررسی انتخاب شد.

پس از پردازش داده‌ها در مجموع ۲۲۰ روز سرد و ۱۱۷ روز گرم استخراج شد. با توجه به حجم زیاد داده‌ها برای تعیین الگوهای همدیدی از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی و تحلیل خوشه‌ای استفاده شد. بدین منظور، ابتدا داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با استفاده از آرایه S روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی تجزیه و تحلیل و برای استخراج مؤلفه‌هایی با بارگویه بالا و متمایز از یکدیگر ماتریس عامل‌ها با روش واریماکس چرخش داده شد. سپس، با روش خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی وارد روزهای استخراج‌شده براساس نمره‌های عاملی هر یک از مؤلفه‌ها طبقه‌بندی شد. با توجه به مشابهت الگوها، در نهایت شش الگوی کلی برای دوره سرد و پنج الگوی کلی برای دوره گرم حاصل شد. با انتخاب الگوهای مورد مطالعه، نقشه‌های همدیدی در ترازهای مختلف جو با استفاده از نرم‌افزار اقلیمی GrADS تهیه شد. داده‌های مورد استفاده برای این قسمت عبارت بود از دمای سطح زمین، فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل و مؤلفه v که از تارنمای نوا دریافت شد (شکل ۲).



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه و ایستگاه‌های مورد مطالعه در ایران و اروپا



شکل ۲. روند انجام مراحل مختلف تحقیق

یافته‌های پژوهش

بررسی داده‌های میانگین دمای سی ایستگاه کشور با دوره آماری بیش از پنجاه سال و مقایسه آن‌ها با داده‌های کشورهای اروپا و میانگین داده‌های جهانی نشان‌دهنده چند وضعیت متفاوت طی این دوره است:

- دوره سرد هماهنگ بین ایران و اروپا. این دوره سرد بین سال‌های ۱۹۵۶-۱۹۷۶ نمود بیشتری دارد. البته، این وضعیت در نواحی مختلف اروپا و ایران متفاوت است، به طوری که در سال‌های ۱۹۷۴ و ۱۹۷۵ که برای ایران و جهان سال سردی ثبت شده است محاسبه داده‌های میانگین دمایی در اروپا سال‌های گرم و نرمال ثبت شده است.
 - دوره گرم مشترک بین ایران و اروپا، که در چند فاصله زمانی مشهود است. یکی از دوره‌های زمانی گرم که توالی زمانی مناسبی نیز دارد سال‌های بین ۱۹۹۸-۲۰۱۰ است که در ایران، اروپا و جهان به صورت مشابه مشهود است.
 - دوره ایران گرم و اروپای سرد. این وضعیت در سال‌های ۱۹۶۳، ۱۹۷۰، ۱۹۸۷ ثبت شده است.
 - دوره ایران سرد و اروپای گرم. ثبت سال گرم برای اروپا و خلاف آن برای ایران در سال‌هایی نظیر ۱۹۸۳، ۱۹۸۹، ۱۹۹۲ مشاهده می‌شود. همچنین، می‌توان به ثبت دوره‌های نرمال برای اروپا و دوره‌های ناهنجار برای ایران اشاره کرد که در سال‌هایی نظیر ۱۹۵۳، ۱۹۵۹، ۱۹۶۷، ۱۹۸۱، ۱۹۸۲ و ۱۹۹۱ رخ داده است (جدول ۱).
- همچنین، بررسی فراوانی سال‌های گرم و سرد در ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان‌دهنده فراوانی دوره‌های سرد در گذشته و افزایش شایان توجه سال‌های گرم در دهه‌های اخیر، به‌ویژه طی دوره ۱۹۹۰-۲۰۱۰، است. سال ۱۹۷۲ سردترین و سال ۲۰۱۰ گرم‌ترین سال‌ها در ایران طی دوره مورد مطالعه مشخص شد.

یافته‌های هم‌مدیدی

به منظور مشخص کردن علل رخداد وضعیت‌های متفاوت دمایی بین ایران و اروپا، الگوهای هم‌مدیدی مولد شرایط مختلف دمایی بین اروپا و ایران استخراج و پردازش شد. به منظور جلوگیری از تعدد نقشه‌ها و نمونه‌های مورد بررسی، از بین الگوهای مشخص شده برای دوره گرم و سرد، دو الگو به‌طور کلی تفسیر می‌شود.

جدول ۱. مقایسه متوسط دما بین اروپا، ایران و جهان (۱۹۵۰-۲۰۱۰)، که N (شمال)، NE (شمال شرقی)، E (شرقی)، SE (جنوب شرقی)، SW (جنوب غربی)، W (غرب)، NW (شمال غربی)، M (مرکزی)، w (گرم)، c (سرد)، n (نرمال)

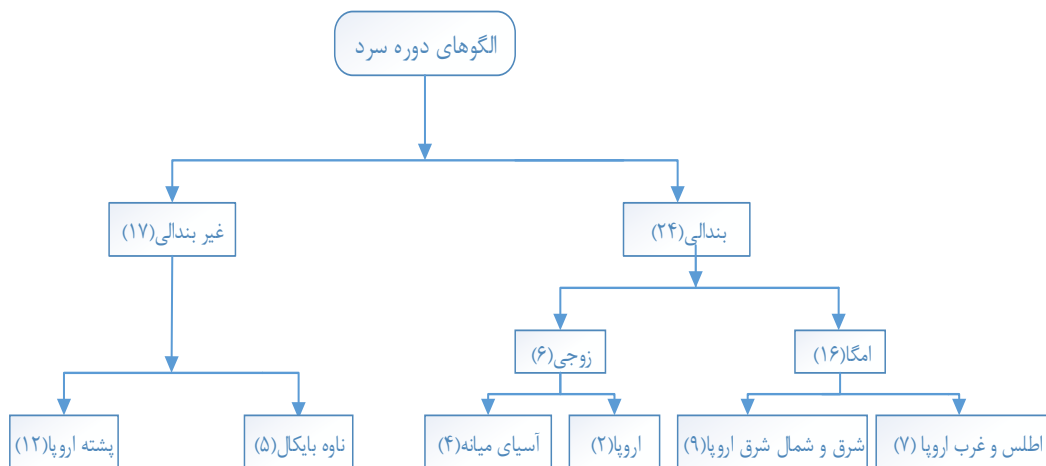
Year	world	Europe	M	N	W	E	Iran	NW	W	SW	M	N	NE	SE
1956	cold	cold	C	C	c	c	cold	n-	c	c	c	c	c	W
1964	cold	cold	C	C	c	c	cold	c	c	c	c	c	c	C
1965	cold	cold	C	C	c	c	cold	n-	n-	c	c	c	n+	C
1967	cold	normal-	W	C	n-	c	cold	c	c	c	c	c	c	C
1971	cold	cold	N	n-	c	c	cold	c	n-	c	c	c	n+	C
1974	cold	normal-	W	W	c	c	cold	c	c	c	c	c	c	C
1975	cold	warm	W	W	n-	c	cold	c	c	c	c	w	c	C
1976	cold	cold	C	C	n-	c	cold	c	n+	c	c	c	c	C
1972	normal	cold	C	W	c	c	cold	c	c	c	c	c	c	C
1963	warm	cold	C	C	c	c	warm	w	w	c	n+	w	w	W
1970	warm	cold	C	C	c	w	warm	w	w	n-	w	n+	w	W
1981	warm	normal-	N	C	c	n	warm	w	n-	n+	w	w	w	W
1987	warm	cold	C	C	c	c	warm	w	w	w	w	c	w	W
1998	warm	warm	W	N	w	w	warm	w	w	w	w	w	w	W
1999	warm	warm	W	W	w	w	warm	w	w	w	w	w	w	W
2000	warm	warm	W	W	w	w	warm	w	n-	w	w	w	w	W
2001	warm	warm	W	W	w	w	warm	w	w	w	w	w	w	W
2002	warm	warm	W	W	w	w	warm	w	w	w	w	w	w	W
2003	warm	warm	W	W	w	w	warm	w	w	w	w	c	w	W
2004	warm	warm	w	W	w	w	warm	w	w	w	w	w	w	W
2005	warm	warm	w	W	w	w	warm	w	w	w	w	w	w	W
2006	warm	warm	w	W	w	w	warm	w	w	w	w	w	w	W
2007	warm	warm	w	W	w	w	warm	w	w	w	w	w	c	W
2008	warm	warm	w	W	w	w	warm	w	w	w	w	w	w	W
2009	warm	warm	w	W	w	w	warm	w	n+	w	w	w	w	W
2010	warm	normal+	c	C	c	w	warm	w	w	w	w	w	w	W
1953	warm	normal-	n+	W	n	C	cold	n-	c	c	c	c	c	W
1957	warm	cold	n	C	c	C	cold	c	c	c	c	c	c	C
1959	warm	normal-	n	W	w	C	cold	n	c	c	c	c	n-	N
1969	warm	cold	c	C	c	C	cold	n	w	c	c	c	c	N
1973	warm	cold	n	W	c	C	cold	c	w	c	c	c	w	C
1982	warm	normal	w	C	w	C	cold	c	c	c	c	c	c	C
1983	warm	warm	w	W	w	C	cold	c	c	c	c	w	n	C
1984	warm	cold	c	W	c	C	cold	c	c	c	c	c	c	C
1986	warm	cold	c	C	c	C	cold	c	c	c	c	n	c	C
1989	warm	warm	w	W	w	N	cold	c	c	c	w	w	c	C
1991	warm	normal+	c	W	n	N	cold	c	c	c	c	c	c	C
1992	warm	warm	w	W	n	N	cold	c	c	c	c	c	c	C
1993	warm	cold	c	C	c	C	cold	c	c	n	c	c	c	C
1966	cold	normal+	w	C	c	W	warm	w	w	n	w	w	w	N

شرایط هم‌مدیدی دوره سرد هماهنگ در ایران و اروپا

براساس نتایج حاصل از تحلیل مؤلفه‌های اصلی و خوشه‌بندی (جدول ۲)، شش الگوی کلی برای دوره سرد حاصل شد (شکل ۳). دو الگوی شکل‌گیری مرکز پراارتفاع روی اروپا (نمونه ۲۰ تا ۲۳ ژانویه ۱۹۶۴) بیشترین فراوانی، همچنین الگوی سامانه بندالی امگا (نمونه ۱۷ تا ۲۰ فوریه ۱۹۶۵) فراوانی زیادی در بین الگوهای بندالی و دوره‌های سرد مشترک بین ایران و اروپا دارد.

جدول ۲. نتایج حاصل از تحلیل مؤلفه‌های اصلی

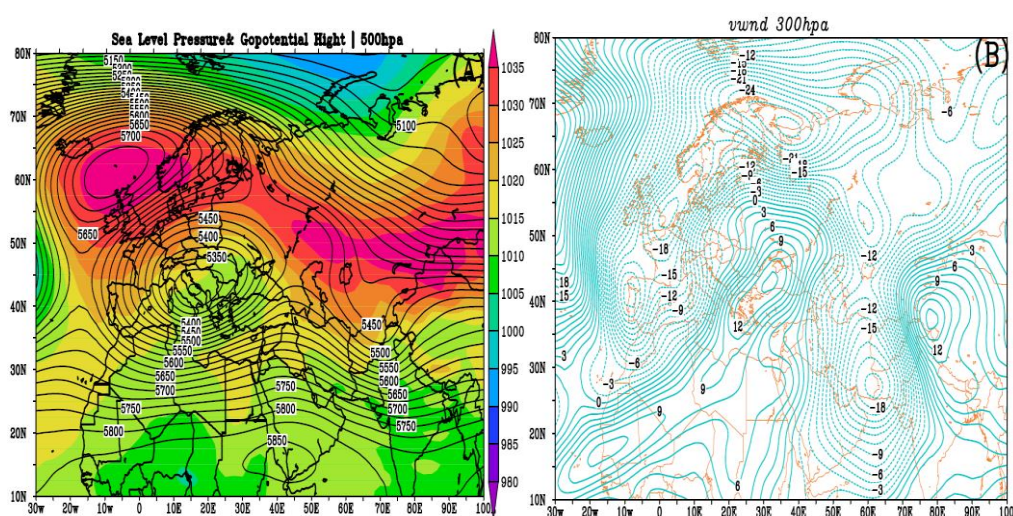
دوره سرد	درصد واریانس	مقدار ویژه	مؤلفه	دوره گرم	درصد واریانس	مقدار ویژه	مؤلفه
۱۰.۱۱۷	۱۰.۱۱۷	۱۵۵.۴۹۴	۱	۹.۱۱۸	۹.۱۱۸	۱۴۰.۱۳۸	۱
۱۸.۶۹۸	۸.۵۸۲	۱۳۱.۹۰۱	۲	۱۷.۷۰۹	۸.۵۹۱	۱۳۲.۰۴۷	۲
۲۶.۹۹۵	۸.۲۹۷	۱۲۷.۵۱۷	۳	۲۶.۱۲۸	۸.۴۱۹	۱۲۹.۳۹۶	۳
۳۴.۶۱۲	۷.۶۱۷	۱۱۷.۰۷۳	۴	۳۳.۵۹۹	۷.۴۷۱	۱۱۴.۸۳۱	۴
۴۱.۸۶۸	۷.۲۵۶	۱۱۱.۵۳۸	۵	۳۸.۸۴۵	۵.۲۴۶	۸۰.۶۳۷	۵
۴۸.۷۷	۶.۹۰۲	۱۰۶.۰۸۹	۶	۴۳.۷۶۳	۴.۹۱۸	۷۵.۵۸۸	۶
۵۵.۴۱۹	۶.۶۴۹	۱۰۲.۱۹۶	۷	۴۷.۸۸۳	۴.۱۲	۶۳.۳۲۶	۷
۶۲.۰۰۳	۶.۵۸۳	۱۰۱.۱۸۲	۸	۵۱.۸۸۳	۴	۶۱.۴۸۲	۸
۶۸.۳۳۹	۶.۳۲۷	۹۷.۴۴۳	۹	۵۵.۸۷۵	۳.۹۹۱	۶۱.۳۴۸	۹
۷۳.۰۵۴	۴.۷۳۵	۷۲.۶۲۱	۱۰	۵۹.۸۰۴	۳.۹۲۹	۶۰.۳۸۷	۱۰
۷۶.۵	۳.۴۴۶	۵۲.۹۹۹	۱۱	۶۳.۶۹۶	۳.۸۹۲	۵۹.۸۱۹	۱۱
۷۹.۹۰۹	۳.۴۰۹	۵۲.۳۹	۱۲	۶۷.۵۶۲	۳.۸۶۶	۵۹.۴۲۲	۱۲
۸۲.۱۹۶	۲.۳۸۷	۳۵.۱۴۸	۱۳	۷۱.۱۱۱	۳.۵۴۹	۵۴.۵۴۷	۱۳
۸۴.۴۶۸	۲.۲۷۲	۳۴.۹۲۱	۱۴	۷۴.۵۲۲	۳.۴۱۲	۵۲.۴۴	۱۴
۸۶.۵۶۲	۲.۰۹۴	۳۲.۱۹	۱۵	۷۶.۶۹۲	۲.۱۷	۳۳.۳۵۱	۱۵
۸۷.۹۹۲	۱.۴۳	۲۱.۹۷۹	۱۶	۷۸.۷۴۹	۲.۰۵۷	۳۱.۶۱۴	۱۶
۸۹.۴۰۶	۱.۴۱۴	۲۱.۷۳۴	۱۷	۸۰.۶۹۶	۱.۹۴۷	۲۹.۹۱۹	۱۷
۹۰.۷۶۱	۱.۳۵۵	۲۰.۸۲۵	۱۸	۸۲.۶۳۱	۱.۹۳۵	۲۹.۷۴۵	۱۸
۹۱.۹۲۶	۱.۱۶۵	۱۷.۹۰۹	۱۹	۸۴.۳۷۴	۱.۷۴۳	۲۶.۷۸۵	۱۹
				۸۶.۰۳۶	۱.۶۶۲	۲۵.۵۵۲	۲۰
				۸۷.۶۴۸	۱.۶۱۲	۲۴.۷۷۲	۲۱
				۸۹.۱۰۹	۱.۴۶۱	۲۲.۴۵۵	۲۲
				۹۰.۴۳۲	۱.۳۲۳	۲۰.۳۳۴	۲۳
				۹۱.۶۴۴	۱.۲۱۲	۱۸.۶۳۴	۲۴
				۹۲.۷۸۱	۱.۱۳۷	۱۷.۴۷۲	۲۵



شکل ۳. الگوهای جوی هم‌زمان با دوره‌های سرد و فراوانی آن‌ها

الگوی بندالی امگا اطلس و غرب اروپا

بررسی نقشه‌های همدیدی در تراز میانی جو نشان‌دهنده شکل‌گیری سامانه بندالی امگا در شرق اطلس و اروپاست که پراارتفاع آن شرق اطلس و غرب اروپا و قسمت شرقی پشته کشور ایران و شرق اروپا را تحت تأثیر قرار می‌دهد. سامانه بندالی روند معمول جریان بادهای غربی را دچار اختلال می‌کند (عزیزی، ۱۳۷۸: ۳۸) و سبب دوشاخه شدن بادهای غربی می‌شود. در نتیجه، شارش غالب را از حالت مداری به نصف‌النهاری بدل می‌سازد. سامانه بندالی پرفشاری گرم و ماندگار از اجزای بادهای غربی شناخته می‌شود. معمولاً از زبانه گرم و پراارتفاعی شروع به شکل‌گیری می‌کند که هوای گرم را از مناطق حاره به سمت عرض‌های بالا فرارفت می‌کند (جانانان، ۱۹۹۴: ۸۴، به نقل از عزیزی و همکاران، ۱۳۸۷).



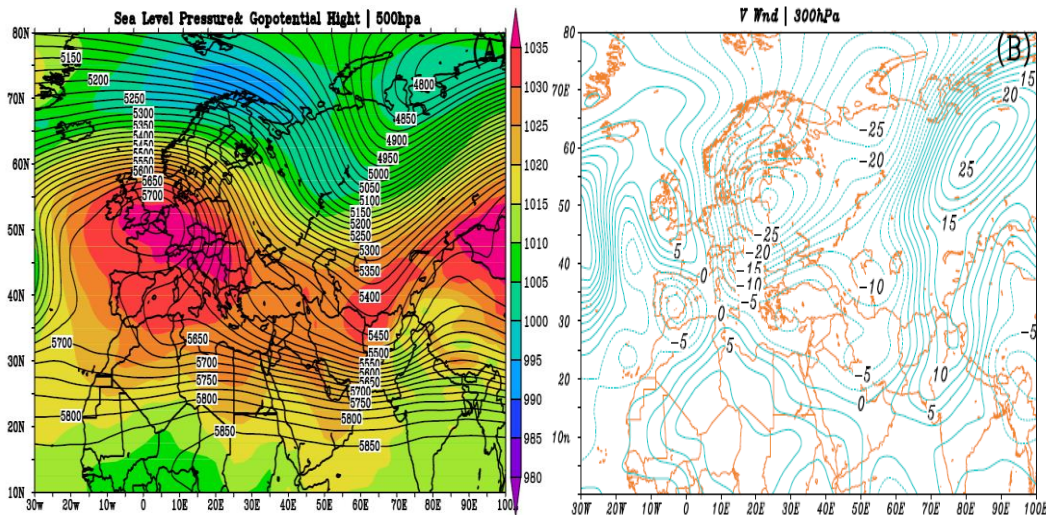
شکل ۴. الگوی جوی شکل‌دهنده دوره سرد، الگوی بندالی امگا تراز ۵۰۰ (A)، فرارفت هوای سرد تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (B) ۱۷ تا ۲۰ فوریه ۱۹۶۵

موقعیت مکانی سامانه بندالی نقش مهمی در ایجاد الگوهای جوی و شرایط اقلیمی مناطق تحت تأثیر خود ایفا می‌کند، چرا که فرارگیری قسمت نزولی روی منطقه مورد مطالعه سبب خشکی و نوسانات زیاد هوا می‌شود، در حالی که قسمت صعودی در صورت فراهم بودن سایر شرایط دوره ترسالی را شکل می‌دهد. بررسی نقشه‌های همدیدی در زمان حاکمیت این الگو نشان می‌دهد که فرارگیری بال شرقی سامانه امگا روی اروپا و منطقه خاورمیانه سبب ریزش هوای سرد عرض‌های بالایی به این مناطق و منطقه مورد مطالعه شده است. بر اثر شکل‌گیری سامانه بندالی، بادهای غربی روی غرب اروپا و شرق اطلس به طور قابل توجهی تا نواحی قطبی نصف‌النهاری شده‌اند. شدت و گسترش مکانی این جریانات سبب می‌شود که هوای سرد بیشتری از عرض‌های بالا به سمت مناطق پایین دست جریان پیدا کند و دمای این مناطق تا حد زیادی کاهش یابد (شکل ۴ A). بررسی این شرایط نسبت به میانگین طولانی مدت و محل فرارگیری کنتورها نشان داد که در زمان حاکمیت این الگو مرکز پراارتفاع روی منطقه غرب اروپا و شرق اطلس نسبت به میانگین ۴۰۰ ژئوپتانسیل متر افزایش داشته است که نشان از شکل‌گیری مرکز پراارتفاع قوی در این منطقه دارد. همچنین، بررسی فرارفت هوا با استفاده از نقشه مؤلفه نصف‌النهاری (v) بادهای غربی در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که شکل‌گیری سامانه بندالی سبب فرارفت هوای سرد عرض‌های بالایی به سمت منطقه مورد مطالعه شده است. بر اثر فرارفت و ریزش

هوای سرد در تعداد زیادی از ایستگاه‌های منتخب دمای پایینی نسبت به میانگین حداقل آن‌ها ثبت شده است. روی نقشه (شکل B۴)، جریانات شمالی-جنوبی به صورت پیکان‌های خط‌چین همراه با علامت منفی نشان از فرارفت هوای سرد است که کل ایران را تحت تأثیر قرار داده است.

الگوی پشته اروپا

نتایج تحلیل عاملی و خوشه‌بندی نشان‌دهنده بیشترین فراوانی (۱۲) این الگو در دوره‌های دمایی سرد است. واکاوی نقشه‌های همدیدی مربوط به این الگو نشان داد که در تراز میانی جو پشته قوی روی اروپا شکل می‌گیرد که منطقه مورد مطالعه در قسمت شرقی پشته و جلوی آن قرار دارد. گردش ساعت‌گرد هوا در داخل پشته سبب می‌شود که در قسمت جلوی آن نزول و ریزش هوا صورت گیرد. قرارگیری منطقه مورد مطالعه در قسمت شرقی پشته سبب ریزش هوای سرد عرض‌های بالایی به صورت جریانات شمالی به منطقه مورد مطالعه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شده است (شکل A۵). قابل ذکر است در تمامی مواردی که این الگو حاکمیت داشت، موقعیت مکانی آن در قسمت‌های مختلف اروپا بود و کشور ایران در قسمت شرقی پشته مورد نظر قرار گرفته است. همچنین، در برخی موارد ریزش هوای سرد جلوی پشته روی ناه شکل گرفته در منطقه ایران سبب قوی‌تر شدن ناه و سرمای هوای پشت آن می‌شود. نقشه‌های فرارفت هوا در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نیز نشان داد که بر اثر شکل‌گیری مرکز پرتافت قوی روی اروپا، جریانات شمالی به سمت منطقه جریان می‌یابد و سبب انتقال هوای سرد عرض‌های بالایی به منطقه مورد مطالعه می‌شود.



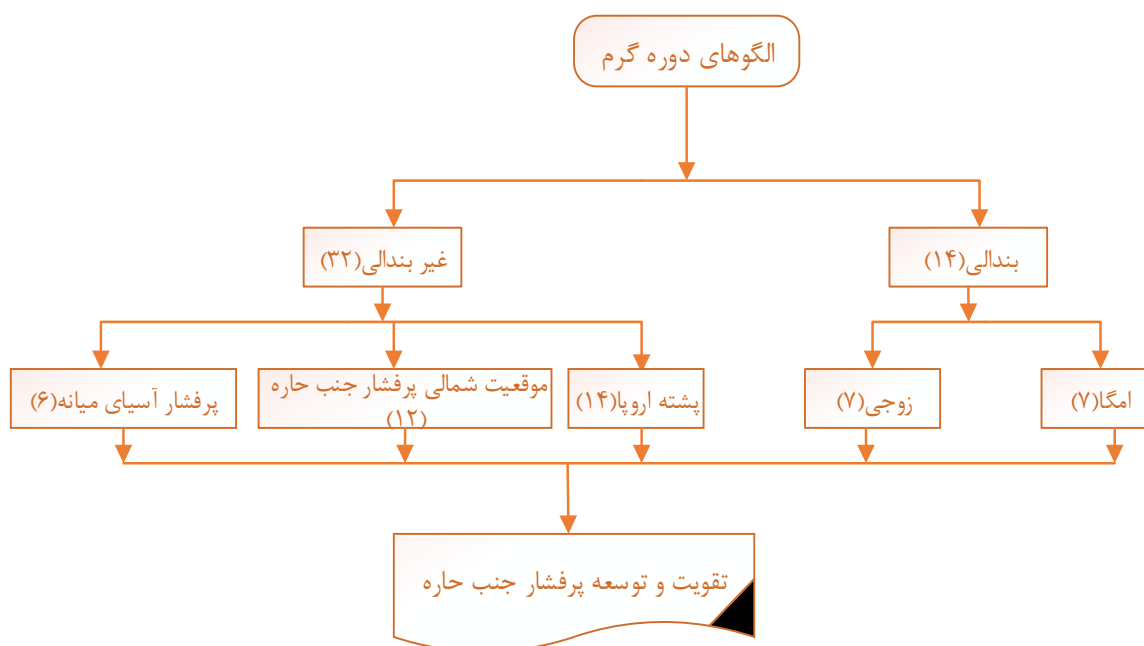
شکل ۵. الگوی جوی شکل‌دهنده دوره سرد، الگوی پشته تراز ۵۰۰ (A)، فرارفت هوای سرد تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (B) تا ۲۰ تا ۲۳ ژانویه ۱۹۶۴

در نقشه (شکل B ۵) خطوط خط‌چین با جهت شمالی-جنوبی و علامت منفی نشان‌دهنده فرارفت هوای سرد است. همچنین، مقایسه شرایط این الگو با وضعیت میانگین بیانگر افزایش قابل توجه میزان ارتفاع ژئوپتانسیل متر روی اروپاست، به طوری که در مرکز پشته شکل گرفته بین ۱۷۹ تا ۴۰۰ متر ارتفاع ژئوپتانسیل متر بیشتر شده است. از طرف

دیگر، به جهت نصف‌النهاری شدن بادهای غربی کنتورهای ژئوپتانسیل متر تا عرض‌های ۷۰ درجه شمالی کشیده شده است که این شرایط سبب شدت ریزش هوای سرد عرض‌های بالایی به سمت عرض‌های پایین می‌شود. هم‌زمان، بررسی نقشه‌های سطح دریا نشان‌دهنده شکل‌گیری مرکزی پرفشار روی ایران است که همراه با هوای سرد عرض‌های بالایی سبب ثبت دمای حداقل فرین برای ایستگاه‌های مورد مطالعه شده است.

شرایط همدیدی دوره گرم هماهنگ در ایران و اروپا

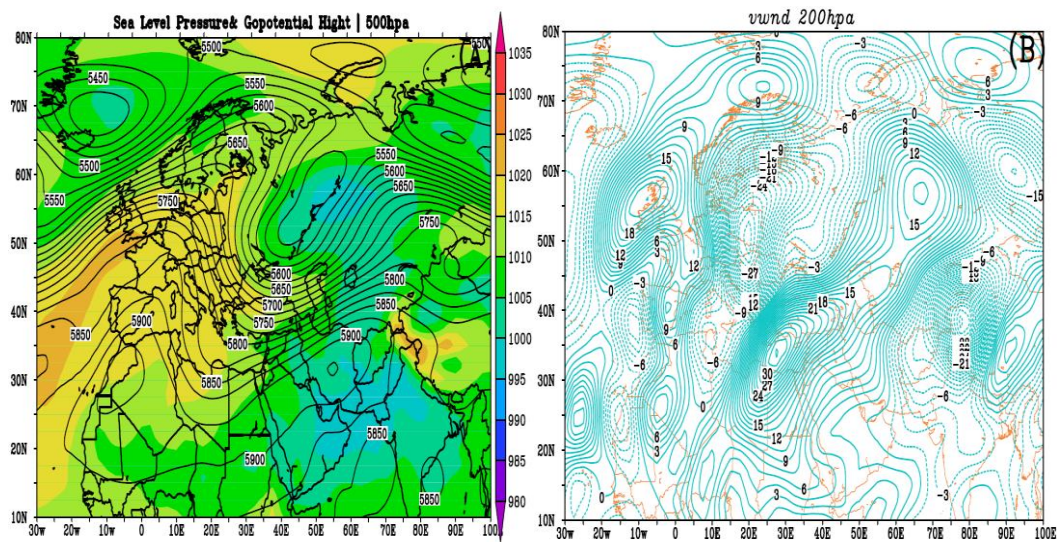
بررسی نقشه میانگین بلندمدت ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دوره گرم سال نشان‌دهنده حاکمیت زبانه پرفشار جنب حاره روی ایران است که در ماه ژوئیه (گرم‌ترین ماه سال در ایران)، هسته این پرفشار معمولاً با ارتفاع ۵۹۰۰ متر روی آفریقا و کنتور ۵۸۷۵ متر بر فراز کشور قرار دارد. در سطح زمین نیز به دلیل گرمایش سطح، مراکز و زبانه‌های کم‌فشار حرارتی ایران را دربرمی‌گیرد. در همین زمان نیز وزش بادهای غربی روی اروپا تقریباً مداری و جریان‌های غربی-شرقی جریان دارد. بررسی شرایط سینوپتیکی سال‌هایی که ناهنجاری دما مثبت است، گویای تقویت پرفشار جنب حاره بر فراز کشور است. برای نمونه، در اوایل سپتامبر ۲۰۱۰ کنتور ۵۹۰۰ متر پرفشار جنب حاره تا عرض ۵۰ درجه شمالی در آسیای مرکزی کشیده شده است. براساس نتایج حاصل از خوشه‌بندی نمره‌های عاملی و ترکیب الگوهای مشابه، در نهایت چهار الگوی جوی منجر به تقویت پرفشار جنب حاره روی ایران شناسایی شد (شکل ۶). در این قسمت، دو الگوی پشته اروپا (برای مثال، ۲۱ تا ۲۳ ژوئن ۲۰۰۵) و موقعیت شمالی پرفشار جنب حاره (برای مثال، ۱ تا ۴ آگوست ۲۰۰۱) که نسبت به سایر الگوها از فراوانی بیشتری برخوردارند واکاوی شد.



شکل ۶. الگوهای جوی هم‌زمان با دوره‌های گرم و فراوانی آن‌ها

الگوی پشته اروپا

در این الگو برخلاف وضعیت بهنجار، وزش بادهای غربی نصف‌النهار است و پشته‌ای قوی و وسعت زیادی از اروپا را در بر گرفته و با افزایش ۳۰ تا ۱۵۰ متری ارتفاع ژئوپتانسیل نسبت به میانگین بلندمدت، سبب افزایش دما در این نواحی شده است. به واسطه عمیق بودن پشته بادهای غربی نیز ناوه عمیقی در شرق اروپا شکل گرفته که زبانه‌های آن تا شمال آفریقا توسعه یافته و سبب عقب‌نشینی و جمع‌شدگی کمربند پرفشار جنب حاره در شمال آفریقا شده است (شکل ۷ A). فرارفت هوای گرم و خشک از روی آفریقا و آسیای جنوب غربی در جلوی این ناوه، از یک طرف سبب انتقال هوای گرم به گوشه شمال غربی ایران و آسیای مرکزی شده (شکل ۷ B)، از طرفی سبب جهت‌گیری نصف‌النهاری و تقویت پرفشار جنب حاره روی کشور و عقب‌نشینی بادهای غربی از شمال ایران شده است. تقویت در پرفشار جنب حاره با جابه‌جایی در کنتورهای آن مشهود است، به طوری که پربند ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر که معمولاً در این زمان با جهت‌گیری مداری روی اطلس و آفریقا قرار دارد، با تغییر جهت (جنوب غرب - شمال شرق) به طور نامعمول تا عرض ۳۶ درجه شمالی ایران را پوشش می‌دهد. همچنین، پربند ۵۸۷۵ متر که معمولاً روی نواحی جنوبی کشور قرار دارد با جابه‌جایی و تغییر در موقعیت مکانی، بیشتر نواحی ایران تا شمال افغانستان را تحت استیلای خود دارد و سبب افزایش ۱۵ تا ۵۰ متری ارتفاع ژئوپتانسیلی شده است. این سازوکار موجب تشدید نزول آدیاباتیک هوا بر فراز ایران و حاکمیت هوای صاف و گرم‌تر از معمول در ایستگاه‌های سطح زمین شده است.

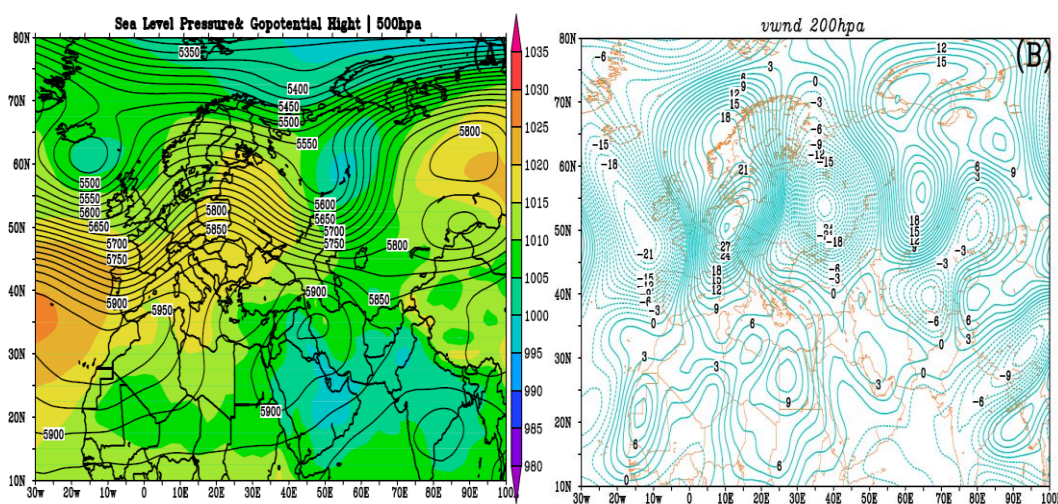


شکل ۷. الگوی جوی شکل‌دهنده دوره گرم، الگوی پشته تراز ۵۰۰ (A)، فرارفت هوای گرم تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (B) ۲۱ تا ۲۳ ژوئن ۲۰۰۵

الگوی موقعیت شمالی پرفشار جنب حاره

در این الگو، کمربند پرفشار جنب حاره به طور شایان توجهی به عرض‌های بالا جابه‌جا شده و زبانه‌های سامانه آزرورز تا جنوب اروپا (عرض ۴۵ درجه شمالی) را پوشش می‌دهد، به طوری که پربند ۵۹۰۰ متر جنب حاره که به طور معمول با جهت‌گیری مداری روی آفریقا گسترش دارد، با جهت‌گیری نصف‌النهاری خود تا اتریش در شرق اروپا گسترش یافته و

سبب افزایش ۷۰ متری ارتفاع ژئوپتانسیلی در جنوب اروپا شده است. کمربند بادهای غربی که معمولاً تا حوزه دریای مدیترانه جریان دارد، با عقب نشینی روی جمهوری چک قرار گرفته است. در جنوب غرب آسیا نیز سلول ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر که معمولاً روی شبه جزیره عربستان تشکیل می‌شود، به طور چشمگیری تا دریای خزر بالا کشیده شده است و کشور عراق و بخش اعظم ایران را پوشش می‌دهد (شکل ۸ A). این در حالی است که به طور معمول در این زمان پربند ۵۸۷۵ متر جنب حاره، ایران را در برمی‌گیرد و بادهای غربی از گوشه شمال غرب کشور عبور می‌کند. گسترش شمال سوی کمربند پراارتفاع جنب حاره سبب ناهنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی بر فراز ایران (۱۰ متر جنوب شرق تا ۵۰ متر در شمال غرب کشور) و پس روی بادهای غربی تا سواحل شرقی دریای سیاه شده است. در مجموع، با توجه به موقعیت شمالی کمربند پرفشار جنب حاره و توسعه سلول آن روی ایران، پایداری و نزول هوا شدت بیشتری نسبت به حالت معمول یافته و به طور ناهنجار بر گرمای تابستانه ایران افزوده است (شکل ۸ B). همچنین، زبانه‌های پرفشار جنب حاره به همراه قرارگیری پشت بادهای غربی بر قسمت اعظم اروپا سبب افزایش دما شده است.



شکل ۸. الگوی جوی شکل‌دهنده دوره گرم، الگوی موقعیت شمالی پرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ (A)، فرارفت هوای گرم تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (B) ۱ تا ۴ آگوست ۲۰۰۱

نتیجه‌گیری

اگرچه شرایط آب‌وهوایی هر منطقه‌ای تحت تأثیر عوامل مختلفی است و با مناطق اطراف خود متفاوت است، برخی از پدیده‌های اقلیمی در مقیاس بزرگ‌تر عمل می‌کند و در نواحی مختلف دارای منشأ مشترکی است. هدف این تحقیق تعیین دوره‌های دمایی هماهنگ بین ایران و اروپا براساس الگوهای همدیدی است. برای رسیدن به این هدف از داده‌های دمایی ایستگاه‌های همدیدی ایران و اروپا و داده‌های ترازهای مختلف جو استفاده شد. همچنین، در ابتدا منطقه‌بندی دمایی برای ایران و اروپا انجام و مقایسه وضعیت دمایی در نواحی مختلف ایران و اروپا بررسی شد (جدول ۱).

پردازش داده‌های دمایی در ایران نشان‌دهنده فراوانی دوره‌های سرد در گذشته و افزایش قابل توجه سال‌های گرم در دهه‌های اخیر، به‌ویژه طی دوره ۱۹۹۰-۲۰۱۰ است. سال ۱۹۷۲ سردترین و سال ۲۰۱۰ گرم‌ترین سال طی دوره مورد

مطالعه مشخص شد. نکته شایان توجه، فراگیر بودن ثبت دماهای فرین حداقل در تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه برای سال ۱۹۷۲ است. پردازش داده‌های دمايي ایستگاه‌های منتخب بین ایران و اروپا نشان‌دهنده دوره‌های مختلف دمايي هماهنگ و مخالف بین این دو منطقه است. در این تحقیق به منظور درک تغییرات و رخداد دماهای حدی و شناخت سازوکارهای مؤثر در شکل‌گیری آن‌ها، نقشه‌های جوی در ترازهای مختلف جو واکاوی شد. نتایج نشان داد که شکل‌گیری سامانه‌های بندالی و جابه‌جایی در پربندهای بادهای غربی عامل اصلی ایجاد دوره‌های سرد شده است. طی دوره‌های سرد مورد بررسی، قرارگیری منطقه مورد مطالعه در قسمت شرقی بندال امگا در مدت زمان استقرار، سبب ریزش هوای سرد عرض‌های بالایی به داخل منطقه شده است، به طوری که بررسی نقشه‌های فرارفت هوا نشان می‌دهد که بر اثر شکل‌گیری این سامانه فرارفت هوای سرد عرض‌های بالایی قسمت زیادی از ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد. همچنین، قرارگیری پشته قوی روی اروپا و جابه‌جایی در کنتورهای بادهای غربی و کشیده شدن آن‌ها به سمت عرض‌های بالایی سبب انتقال هوای سرد به منطقه ایران می‌شود. بررسی این شرایط با میانگین طولانی‌مدت، بیانگر کشیده شدن پربندهای بادهای غربی به سمت عرض‌های بالایی و شدیدتر شدن حالت نصف‌النهاری آن‌ها طی دوره‌های سرد است، به طوری که پشته و سامانه‌های شکل‌گرفته در عرض‌های ۳۰ تا ۸۰ درجه شمالی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. طی دوره گرم تقویت و گسترش کمربند و مراکز پرفشار جنب‌حاره نقش مهم و اصلی در شکل‌گیری دوره‌های ناهنجار گرم دارد. نقشه‌های همدیدی طی دوره‌های گرم نشان‌دهنده پیش‌روی کمربند پرفشار جنب‌حاره در جهت مداری و نصف‌النهاری است. جابه‌جایی نامعمول پربندهای معرف این سامانه به عرض‌های شمالی ضمن عقب راندن بادهای غربی با فرارفت هوای گرم عرض‌های پایین سبب ایجاد سال‌های گرم در منطقه مورد مطالعه شده است.

منابع

- Alijani, B., Hoshyar, M., 2008, **Recognition Synoptic Patterns of Extreme colds of Northwestern of Iran**, Physical Geography Research, Vol. 65, pp.1-16.
- Azizi, Gh., 1999, **Blocking**, Geography Researches Journal, No. 39, pp. 37-50.
- Azizi, Gh., 2004, **Climate Change**, Ghoomes, Tehran, Iran.
- Azizi, Gh., Akbari, T., Davudi, M., Akbari, M., 2009, **A Synoptic Analysis of January 2008 Sever Cold in Iran**, Geography Researches Journal, No. 70, pp.1-19.
- Azizi, Gh., Shamsipour, A.A., Miri, M., 2013, **Synoptic Analysis Associated July 2010 Russian Fires and Floods in Pakistan**, Geography and Development, Vol.10, No. 29, pp.131-144.
- Cahynova, M., Huth, R., 2009, **Changes of Atmospheric Circulation in Central Europe and their Influence on Climatic Trends in the Czech Republic**, Theoretical and Applied Climatology, Vol. 96, pp. 57-68.
- Chen, D., 2000, **A Monthly Circulation Climatology for Sweden and its Application to a Winter Temperature Case Study**, International Journal of Climatology, Vol. 20, pp.1067-1076.
- Fattahi, E., Razi, T., 2009, **Daily Atmospheric Circulation Patterns over Iran**, Geographical Research, Vol.93, pp. 45-74.
- Fink, A.H., Brucher, T., Kruger, A., Leckebusch, G.C., Pinto, J., Ulbr, W., 2004, **The 2003 European Summer Heatwaves and Drought-Synoptic Diagnosis and Impacts**, Royal Meteorological Society, Vol. 59, pp. 209-216
- Grumm, R. H., 2011, **The Central European and Russian Heat Event of July–August 2010**, American Meteorological Society, Vol. 92, pp.1285-1296.

- Hong, C-Ch., Hsu, H.H., Lin, N.H., Chiu, H., 2011, **Roles of European blocking and tropical-extratropical interaction in the 2010 Pakistan flooding**, Geophysical Research Letters, Vol. 38, L13806, 6 pp.
- IPCC., 2007, **Climate Change 2007: The Physical Science Basis**. in: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (eds) **Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**, Cambridge University Press, Cambridge, p. 996.
- Kysely, J., 2008, **Influence of the Persistence of Circulation on Warm and Cold Temperature Anomalies in Europe: Analysis over the 20th Century**, Global and Planetary change, Vol. 62, pp.147-163
- Masoodian, S.A., Darand, M., 2011, **Synoptic Analysis of Extreme Cold Days in Iran**, Geography and Development, Vol. 22, pp.165-185.
- Quante, M., 2010, **The Changing Climate: Past, Present, Future, Phylogeography and Conservation Biology**, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 9-56.
- Ruddiman, WF., 2003, **The Anthropogenic Green-House Era Began Thousands of Years Ago**, Climatic Change, Vol. 61, pp. 261–293.
- Sadeghi, S., Hosinzadeh, S.R., Dostan, R., Ahangarzadeh, R., 2012, **Synoptic Analysis of Cold Waves in the Northeast of Iran**, Geography and Environmental Hazards, Vol. 3, pp. 107-123.
- Schwalm, C.R., Huntzinger, D.N., Michalak, A.M., Fisher, J.B., Kimball, J.S., Mueller, B., Zhang, K., Zhang, Y., 2013, **Sensitivity of Inferred Climate Model Skill to Evaluation Decisions: A Case Study Using CMIP5 Evapotranspiration**, Environmental Research Letters, Vol. 8, pp.1-9.
- Stephenson, D., Pavan, V., Collins, M., Junge, M., Quadrelli, R., 2006, **North Atlantic Oscillation Response to Transient Greenhouse Gas Forcing and the Impact on European Winter Climate: A CMIP2 Multi-Model Assessment**, Climate Dynamics, Vol. 27, pp. 401–420.
- van den Besselaar, E.J.M., Klein Tank, A.M.G., van der Schrier, G., 2009, **Influence of Circulation Types on Temperature Extreme in Europe**, Theoretical Applied Climatology, Vol. 99, pp.431-439
- Werner, P., von Storch, H., 1993, **Interannual Variability of Central European Mean Temperature January-February and its Relation to Large-Scale Circulation**, Climate Research, Vol. 3, pp.195–207.