

تحلیل همدید پویشی فراگیرترین روز گرم ایران طی سال ۱۳۴۰ تا سال ۱۳۸۶

حسین عساکره^۱ - دانشیار اقلیم شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
سید ابوالفضل مسعودیان - استاد اقلیم شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
حسن شادمان - کارشناس ارشد اقلیم شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۲/۷ تاریخ تصویب: ۱۳۹۲/۹/۴

چکیده

روزهای گرم فراگیر از جمله رویدادهای ناهنجار اقلیمی به شمار می‌آیند. رخداد چنین روزهایی عمدتاً بر اثر عوامل همدید است. مطالعه عواملی که منجر به رخداد چنین پدیده‌ای می‌شود، می‌تواند حاوی اطلاعات با ارزشی از شرایط تکوین این پدیده باشد. در این تحقیق از داده‌های شبکه‌ای دمای بیشینه کشور از ابتدای سال ۱۳۴۰ تا انتهای سال ۱۳۸۶ و داده‌های جوی استفاده گردیده و روز ۱۳۸۲/۱۲/۱۷ به عنوان فراگیرترین روز گرم ایران شناسایی شده است. در این روز حدود ۹۶/۷ درصد از پهنه ایران، گرمای فراگیر را تجربه کرده‌است. نتایج حاصل از بررسی داده‌های جوی نشان می‌دهد شرایط جوی توأم با این پدیده، عبارتند از: حضور شرایط متباین فشار و به تبع آن جهت جریانات جوی گرم بر روی کشور، حضور یک ناوه در نواحی گرم و خشک و قرار گرفتن ایران در بخش جلویی محور ناوه، قرار گرفتن کشور در ربع ورودی جنوبی رودباد و در نهایت وزش گرم در تمامی ترازهای مورد بررسی جو. **کلید واژه‌ها:** روز گرم، ناهنجاری دما، تاوایی، فرارفت گرم.

۱. مقدمه

دما نمایه‌ای از شدت گرما و یک عنصر مهم اقلیمی است. یکی از جلوه‌های دما رخداد اندازه‌های «فرین»^۲ آن است. دماهای بسیار بالا یا بسیار پایین را «دمای فرین» می‌گویند. به این ترتیب، روزهای گرم یکی از جلوه‌های فرین دمایی و یک ناهنجاری دمایی محسوب می‌شوند. روزهای گرم به لحاظ «اتلاف» و «نیاز» به منابع آب و انرژی و به

لحاظ راحتی و آسایش انسانی، اثرات طبیعی، اقتصادی و انسانی انکارناپذیری برجا می‌نهد. از این نظر شناخت ساز و کارها و عوامل توأم با این پدیده از اهمیت شایان توجهی برخوردار است. از طرفی رخداد و ظهور روز گرم و نیز سامانه‌های توأم با آن در هر ماه از سال و در هر محل، محتمل است و ضمن حرکت یا گسترش، قادرند گستره‌های مختلفی را متأثر سازند. به عنوان مثال، دماهای فرین بالا هرچند عمدتاً در تابستان رخ می‌دهند، اما طی دوره ۱۹۹۸-۱۹۰۰ در فصل‌های مختلف کانادا نیز دیده شده‌است (بنسل^۱ و همکاران، ۲۰۰۱، ۱۹۵۹). بررسی‌های دگاتانو^۲ و آلن^۳ (۲۰۰۲، ۳۱۸۸) بر روی صدک ۹۰، ۹۵ و ۹۹ دماهای کمینه و بیشینه روزانه به عنوان نمایه‌های فرین، نشان داد که تغییرات این نمایه‌ها در سراسر ایالات متحده، به شدت تحت تأثیر توسعه شهرنشینی بوده است. بررسی موج‌های گرم و روزهای گرم در شمال مکزیک نشان داد که بیشینه‌های تابستانی از ۱۹۵۱ تا میانه ۱۹۸۰ دارای دوره‌های گرمایشی و سرمایشی می‌باشند، اما پس از آن یک روند افزایشی شکل گرفته است. علاوه بر این مدل‌سازی موج‌های گرمایی و پیش‌بینی آن‌ها برای منطقه یاد شده و برای سال‌های ۲۰۲۰، ۲۰۵۰ و ۲۰۸۰، در همه موارد نشان‌گر افزایش موج‌های مذکور نسبت به دوره اقلیمی ۱۹۹۰-۱۹۶۱ می‌باشد (کوتو^۴ و همکاران، ۲۰۱۰، ۳۳۵). رادینوویچ و کریک^۵ (۲۰۱۲: ۵۰۵) پس از بررسی سه ایستگاه هواشناسی در صربستان، اظهار داشتند که شاخص‌های با آستانه‌های ثابت، که برای مطالعه موج‌های گرمایی و سرمایی ارائه شده‌اند؛ ویژگی‌های لازم جهت مقایسه نقاط جغرافیایی متفاوت را ندارند. به اعتقاد ایشان استخراج آستانه‌های آماری از یک توزیع مشخص، از آن جهت ارزشمند است که به وسیله آب و هوای مشخصی نیز رقم خورده و در نتیجه امکان مقایسه بین نواحی مختلف را فراهم می‌کند.

رخداد این نوع ناهنجاری دمایی به ویژه در مقیاس بزرگ با کنش سامانه‌های همدید خاصی توأم است. تحلیل همدید روزهای گرم، مورد توجه اندیشمندان معدودی بوده است. در این زمینه کامپتلا و روستیکسی^۶ (۱۹۹۸: ۲۱۷) موج گرمایی ماه مارس ۱۹۸۰ را که در مرکز و شمال آرژانتین به مدت ۲ هفته استقرار داشت، بررسی کردند. در این زمان، کمینه دمای روزانه، بیش از ۲۷ درجه سلسیوس و میانگین دما بیش از ۳۰ درجه سلسیوس بود. بررسی ایشان نشان داد که استقرار و اچرخند در تمام ترازهای وردسپهر بر فراز منطقه و پایداری جو موجب تداوم گرما شده بود. نصرالله^۷ و همکاران (۲۰۰۴: ۳۵۷) موج‌های گرمایی، کویت طی فصل گرم در دوره آماری ۲۰۰۰-۱۹۵۸ را بررسی کرده و دریافتند که الگوهای گردشی ناحیه ای حاکم بر کویت و شمال خلیج فارس شامل جابه جایی شمال سوی رودباد جنب حاره، تکوین پشته‌ای از پرفشار در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، با گرما توأم بوده‌است. گونگ^۸ و همکاران

1 Bonsal

2 Degaetano

3 Allen

4 Cueto

5 Radin ović and Ćurić

6 Campetella and Rusticucci

7 Nasrallah

8 Gong

(۲۵:۲۰۰۴) نیز با بررسی روزهای گرم چین طی دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱، نشان دادند که گرمایش این سرزمین توأم با حاکمیت و اچرخند بر روی آسیای شرقی و نیز شرایط گرم در نواحی شمالی تر می باشد. همچنین در شرایط بسیار ناهنجار جابه جایی بزرگ مقیاس پرفشار جنب حاره اقیانوس آرام به نواحی شمال غربی تر نقش مهمی دارد. هرچند شرایطی که در بالا بیان شد، برپایه شبیه سازی حاصل از مدل های اقلیمی و نیز بررسی وضعیت های واقعی اثبات شده است، اما بررسی برخی رویدادهای منفرد می تواند جزئیات مذکور را اثبات و یا حقایق متفاوتی را مطرح سازد. ردیابی جابجایی موج های گرم ایران در زمستان نشان داد که شدت روند افزایشی آن ها در نواحی کوهستانی و برف گیر شمال غربی و تا حدودی غرب کشور بیش از جنوب کشور است (براتی و موسوی، ۱۳۸۴: ۴۱). فرج زاده و دارند (۲۸:۱۳۸۷) در پژوهشی به بررسی وجود ارتباط بین مرگ و میر و دما را در شهر تهران بین سال های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۵ پرداخته و نشان دادند که دمای کمینه مرگ و میر در تهران ۲۸/۵ درجه سلسیوس است و هرچه دما کم تر یا بیش تر از این اندازه باشد بر شمار مرگ و میر افراد افزوده می شود. یافته های علیجانی (۱۳۹۰: ۹)، نشان داد که بحران های دمایی بالا در سواحل جنوب و مناطق مرکزی محتمل تر است. در نتیجه پژوهشی که یزدان پناه و علیزاده (۱۳۹۰: ۵۱)، با استفاده از زنجیره مارکوف و دمای بیشینه روزانه، در دوره آماری ۲۰۰۵-۱۹۸۶ برای شهر کرمان انجام داده اند، مشخص شد که بیش ترین موج های گرمایی در ماه های آوریل و می، رخ داده است.

باتوجه به موقعیت ایران، سامانه های گوناگون در فصل های مختلف سال این سرزمین را متأثر می سازد. از این رو فراگیرترین گرما در کشور طی فصل زمستان رخ داده است. تحلیل شرایط نشان داد که الگوی زمستانی در سرزمین های نه چندان دور و مجاور، قادر است گرمایش ایران را موجب شود. باید اشاره کرد تا کنون تحقیق عمده ای در رابطه با تحلیل همدید روزهای گرم فراگیر ایران انجام نشده است. در پژوهش حاضر ضمن معرفی و به کارگیری یک روش نوین در شناسایی روزهای گرم، شرایط جوی توأم با فراگیرترین روز گرم ایران مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۲. منطقه مورد مطالعه

برای شناسایی روزهای گرم فراگیر تمامی گستره کشور مورد توجه بوده است. کشور ایران با گستره ای برابر ۱۶۴۸۱۹۵ کیلومتر مربع در مختصات جغرافیایی ۴۴ تا ۶۳ درجه طول خاوری و ۲۵ تا ۴۰ درجه عرض شمالی جای دارد (طالقانی، ۱۳۸۸: ۱۷) و میانگین ارتفاع آن از تراز دریا حدود ۱۲۵۰ متر است. دامنه تغییرات ارتفاع در کشور بسیار زیاد است. این تنوع ناهمواری یکی از مهم ترین عوامل تنوع اقلیمی کشور است. به گونه ای که کمربندهای ارتفاعی مختلف، آب و هواهای گوناگونی را به وجود آورده اند (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱۰ - ۱۱). در ایران دمای هوا به شدت زیر اثر ارتفاع، عرض جغرافیایی و رطوبت هوا سپهر است. میانگین دمای شبانه کشور ۱۱ درجه سلسیوس، میانگین دمای روزانه ۲۵ درجه و میانگین دمای شبانه روزی ۱۸ درجه سلسیوس است. دی ماه با ۶ درجه و تیرماه با ۲۹ درجه سلسیوس سردترین و گرم ترین ماه های سال هستند (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۸۰ - ۷۹).

به منظور بررسی شرایط جوی منجر به گرما در پهنه کشور محدوده بین ۱۰ درجه طول غربی تا ۱۲۰ درجه طول شرقی و از استوا تا ۸۰ درجه عرض شمالی انتخاب شد. گزینش محدوده یادشده به این دلیل است که سامانه‌های جوی موثر بر آب و هوای کشور به شکل معمول در این پنجره جوی قابل مشاهده هستند.

۳. مواد و روش‌ها

در این پژوهش به منظور بررسی همدید روزهای گرم فراگیر ایران زمین از رویکرد محیطی به گردش (یارنال ترجمه مسعودیان، ۱۳۸۵: ۷-۱۱) استفاده شده است. بر این اساس برای انجام این تحقیق از دو پایگاه داده‌ای؛ یکی پایگاه داده‌های محیطی و دیگری پایگاه داده‌های جوی به شرح زیر استفاده شده است:

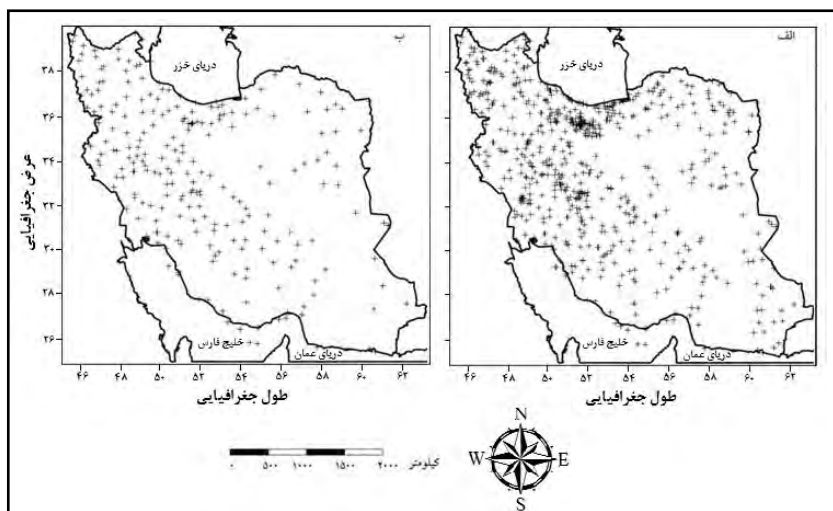
- داده‌های شبکه‌ای دمای بیشینه کشور حاصل میان‌یابی مشاهدات روزانه از ابتدای سال ۱۳۴۰ تا انتهای سال ۱۳۸۶ از دو منبع به دست آمد. نخست داده‌های شبکه‌ای پایگاه داده اسفزاری ویرایش نخست که در دانشگاه اصفهان و به وسیله دکتر سید ابوالفضل مسعودیان طراحی شده است. این داده‌ها دارای تفکیک زمانی روزانه و از ۱۳۴۰/۰۱/۰۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ است. تفکیک مکانی داده‌ها ۱۵×۱۵ کیلومتر است. با توجه به مشخصات یاد شده سراسر ایران با ۷۱۸۷ یاخته پوشیده می‌شود. بر این اساس داده‌های شبکه‌ای دمای ایران آرایه‌ای است به ابعاد ۷۱۸۷ × ۱۵۹۹۲ که با آرایش گاه جای^۱ (زمان بر روی سطرها و مکان بر روی ستون‌ها) چیده شده است. درایه‌های این آرایه به کمک داده‌های دمای ۶۶۴ ایستگاه (همدید و اقلیمی) و با روش میان‌یابی کریجینگ معمولی برآورد شده است (شکل ۱- الف). برای تکمیل این پایگاه داده، تعداد ۱۱۷۴ روز مشاهدات دما از تعداد ۲۳۵ ایستگاه همدید که در شکل ۱- ب، ارائه شده است به آرایه یاد شده اضافه شد. به این ترتیب در نهایت آرایه به دست آمده با ۱۷۱۶۶ سطر و ۷۱۸۷ ستون حاصل شد. بنابراین هر یاخته برای هر روز دارای یک ارزش کمی از دمای روز هنگام است.

پایگاه داده‌ای که شرح داده شد به منظور شناسایی فراگیرترین روز گرم و براساس تعریف کمیته مشترک اقلیم شناسی سازمان جهانی هواشناسی (CCL)^۲ برای روز گرم مورد استفاده قرار گرفت. برپایه این تعریف؛ روز گرم به عنوان روزی در نظر گرفته شد که دمای هر یاخته در پهنه کشور و در هر روز، از صدک ۹۰ آن یاخته و آن روز بیش‌تر باشد. به این ترتیب هر یاخته از کشور دارای یک آستانه برای هر روز خواهد بود. به عبارت ساده‌تر برای هر یاخته ۳۶۶ آستانه حاصل می‌شود. براین پایه، برای هر یاخته، روزهایی که دمای آن‌ها برابر یا بیش‌تر از صدک ۹۰ همان روز بود، به عنوان روز گرم در نظر گرفته شد. در گام بعد نسبت یاخته‌های گرم به کل یاخته‌ها در روزهایی که گرما در گستره کشور رخ داده است، سنجیده شد. به این ترتیب روزی که بیش‌ترین گستره از پهنه کشور زیر گرما بود «روز ۱۳۸۲/۱۲/۱۷» به عنوان فراگیرترین روز گرم ایران شناسایی گردید. در این روز حدود ۹۶۷ درصد از پهنه

1 SMode

2 The Joint World Meteorological organization commission for climatology

کشور دماهای بیش از آستانه تعریف شده را تجربه کرده است.



شکل ۱ پراکنش ایستگاه‌های به کار رفته در تهیه پایگاه داده اسفزاری (الف) و تکمیل آن (ب).

- داده‌های جوی مورد استفاده در این تحقیق شامل فشار تراز دریا (هکتوپاسکال)، مولفه مداری و نصف النهاری باد (متر بر ثانیه)، دما (درجه کلونین) و ارتفاع ژئوپتانسیل (متر) است. این داده‌ها برای روز ۱۳۸۲/۱۲/۱۷ و نیز دوره ۱۳۴۰/۰۱/۰۱ تا ۱۳۸۶/۱۲/۲۹ از پایگاه داده مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی پژوهش‌های جوی (NCEP/NCAR)^۱ وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده برداشت شده است. پایگاه داده‌ای مذکور در مقیاس زمانی مختلف، در اختیار کاربران قرار دارد. در تحقیق حاضر، داده‌های حاصل از دیده‌بانی در ساعت ۱۲ فشار تراز دریا و عناصر دیگر برای ترازهای مختلف (۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال) با تفکیک مکانی ۲/۵ × ۲/۵ درجه قوسی بررسی گردید. با توجه به مختصات محدوده‌ای که برای بررسی شرایط جوی در نظر گرفته شده است؛ تعداد ۱۷۴۹ یاخته، این محدوده را پوشش داده است. در این راستا دو گروه تحلیل (همدیدی و پوششی) در معرض توجه قرار گرفت:

الف) تحلیل نقشه‌های همدید (شامل فشار تراز دریا و نقشه‌های ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال) به لحاظ میزان و پراکندگی فشار جوی-الگوهای ارتفاع و ناهنجاری آن‌ها نسبت به فشار جو و ارتفاع ژئوپتانسیل هفدهم اسفند طی دوره ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۶ در معرض توجه قرار گرفت. به منظور ارزیابی وضعیت دمایی در ترازهای مختلف جو، نقشه‌های همدما و ناهنجاری ترازهای مختلف جو برای هفدهم اسفند طی دوره ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۶ مورد بررسی قرار گرفت.

ب) به فراخور نیازی که در طی فرایند این تحقیق تشخیص داده شد، تحلیل پوششی، شامل رودباد، وزش دما و تابع جبهه زایی بوده است. تغییر تندی باد در راستای مسیر جریان، در هسته‌های سرعت رودبادها باعث برهم زدن

1 www.cdc.noaa.gov

ترازمندی زمینگرد^۱ می‌شود. در نتیجه پراکنش باد نازمینگرد^۲، در بخش شمالی منطقه ورودی رودباد، همگرایی^۳ و در بخش جنوبی آن واگرایی^۴ رخ می‌دهد؛ حال آن که در بخش شمالی منطقه خروجی رودباد، واگرایی و در بخش جنوبی همگرایی اتفاق می‌افتد. نتیجه این که، واگرایی (همگرایی) با حرکات صعودی (نزولی) همراه خواهد بود (کاویانی و علیجانی ۱۳۸۷: ۲۸۵-۲۸۴). در واقع چنان که هواشناس پرآوازه‌ی بریتانیایی «ساتکلیف»^۵ استدلال کرده است، به سبب خاصیت تفریقی عمودی واگرایی جرم در ستونی از هوا، فشارسطحی افت می‌کند؛ یعنی هرگاه واگرایی جرم در ترازهای بالا بیش از ترازهای سطحی باشد فشار سطحی افت می‌کند و در شرایط معکوس فشار سطحی افزایش می‌یابد. به این ترتیب در منطقه‌ی ورودی هسته رودباد، گردش گرمایی عادی عمودی حاکم می‌شود و در منطقه خروجی، یک گردش گرمایی غیرعادی عمودی شکل می‌گیرد (مارتین ترجمه مسعودیان، ۱۳۸۸: ۱۹۱-۱۹۰). در تحقیق حاضر رودباد در چهار تراز جو (۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال) بررسی شد.

در بخش دیگر از این تحقیق، فرارفت دما (وزش گرم- سرد) مورد توجه قرار گرفت. فرایند وزش در دستگاه مختصات دکارتی (دوبعدی) به صورت زیر تعریف می‌شود (مارتین ترجمه مسعودیان، ۱۳۸۸: ۱۹۹):

$$(-\vec{V} \cdot \nabla)T = (-u \frac{\partial T}{\partial x}) + (-v \frac{\partial T}{\partial y}) \quad (1)$$

در این رابطه، ∇ عملگر دل، \vec{V} بردار سرعت باد، u مولفه مداری، v مؤلفه نصف النهاری باد و T دماست. جملات سمت راست معادله نشان‌دهنده وزش دما در راستای محور طول‌ها با سرعت مداری و در راستای محور عرض‌ها با سرعت نصف‌النهاری می‌باشد. هر چه اندازه مولفه‌های باد بزرگ‌تر باشد، وزش دما نیز بزرگ‌تر می‌شود (مرادی، ۱۳۹۰: ۳۲). به این ترتیب وزش هوای سرد و گرم به ترتیب موجب کاهش و افزایش دما در یک منطقه می‌شود. در نتیجه $(-\vec{V} \cdot \nabla)T > 0$ معرف وزش هوای گرم و $(-\vec{V} \cdot \nabla)T < 0$ نمایش دهنده وزش هوای سرد است.

وجود رودباد و نیز وزش باد، رخداد جبهه را محتمل و میسر می‌سازد. از این رو فرایند جبهه زایی مورد بررسی قرار گرفت. به طور کلی افزایش شیو افقی هر یک از ویژگی‌های توده هوا (خصوصاً چگالی) و پیامدهای آن برای میدان باد را جبهه‌زایی گویند. یکی از عوامل مؤثر بر چگالی هوا، دماست. از طرف دیگر وزش هوا یکی از رویدادهای عمده در افزایش شیو دما به شمار می‌آید. بنابراین هر فرآیندی که منجر به افزایش بزرگی شیو دما (∇T) شود، فرایند جبهه‌زا و چنین عملی را جبهه‌زایی می‌نامند. تابع جبهه‌زایی را می‌توان با رابطه‌ی زیر بیان کرد (مارتین ترجمه مسعودیان، ۱۳۸۸: ۲۴۵):

- 1 Geostrophic
- 2 Ageostrophic Wind
- 3 Convergence
- 4 Divergence
- 5 Sutcliffe

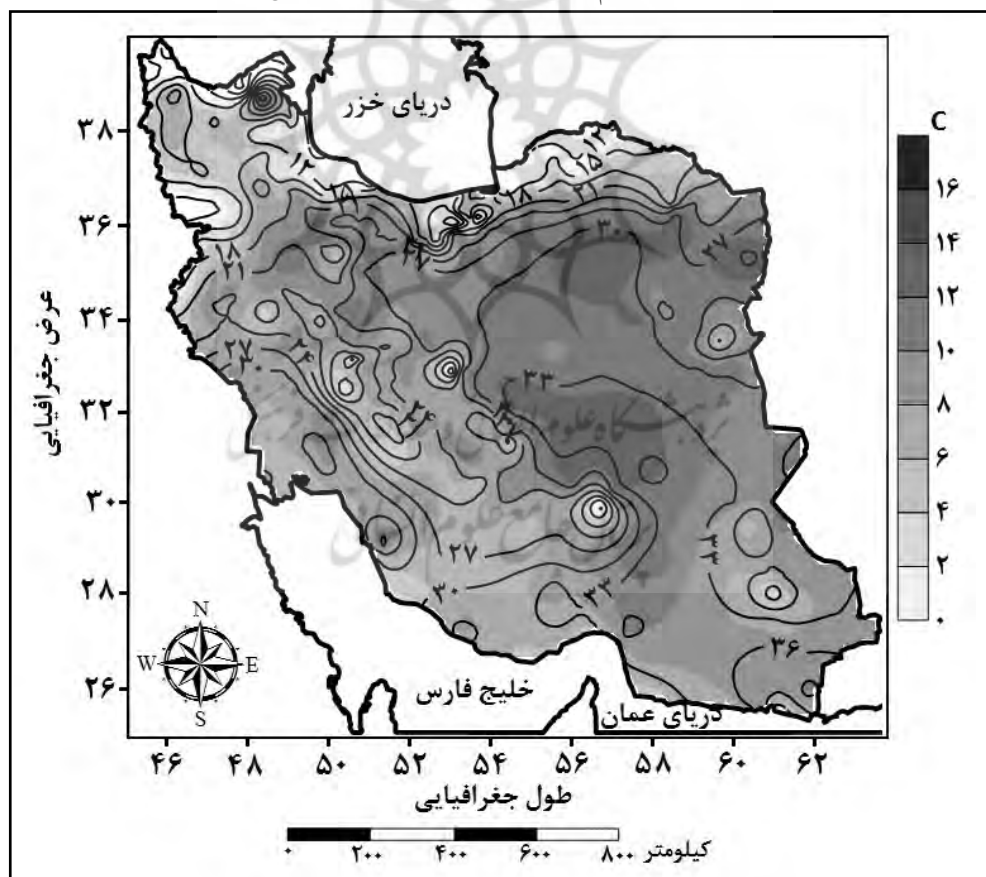
$$\mathfrak{S} = \frac{d|\nabla_p \theta|}{dt} \quad (2)$$

این عبارت مبین آهنگ لاگرانژی تغییر بزرگی شیودمای بالقوه روی سطوح هم فشار ($\nabla_p \theta$) است. اندازه‌های مثبت حاصل از عبارت بالا نشانگر نواحی مستعد جهت تشکیل جبهه است. در نهایت به منظور تحلیل روابط دینامیکی - ترمودینامیکی جو و نیز برای تشخیص وضعیت ترازهای مختلف در روز مورد بررسی، رابطه چرخندگی و دما برای ترازهای مختلف جو و براساس ضریب همبستگی پیرسون برآورد شد.

۴. بحث و نتایج

۴.۱. توزیع مکانی دما

شکل ۲ توزیع مکانی دمای بیشینه کشور (خطوط هم دما) در تاریخ ۱۳۸۲/۱۲/۱۷ و ناهنجاری آن (طیف تیره - روشن) نسبت به میانگین بلند مدت روز هفدهم اسفند ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۶ را نشان می‌دهد.



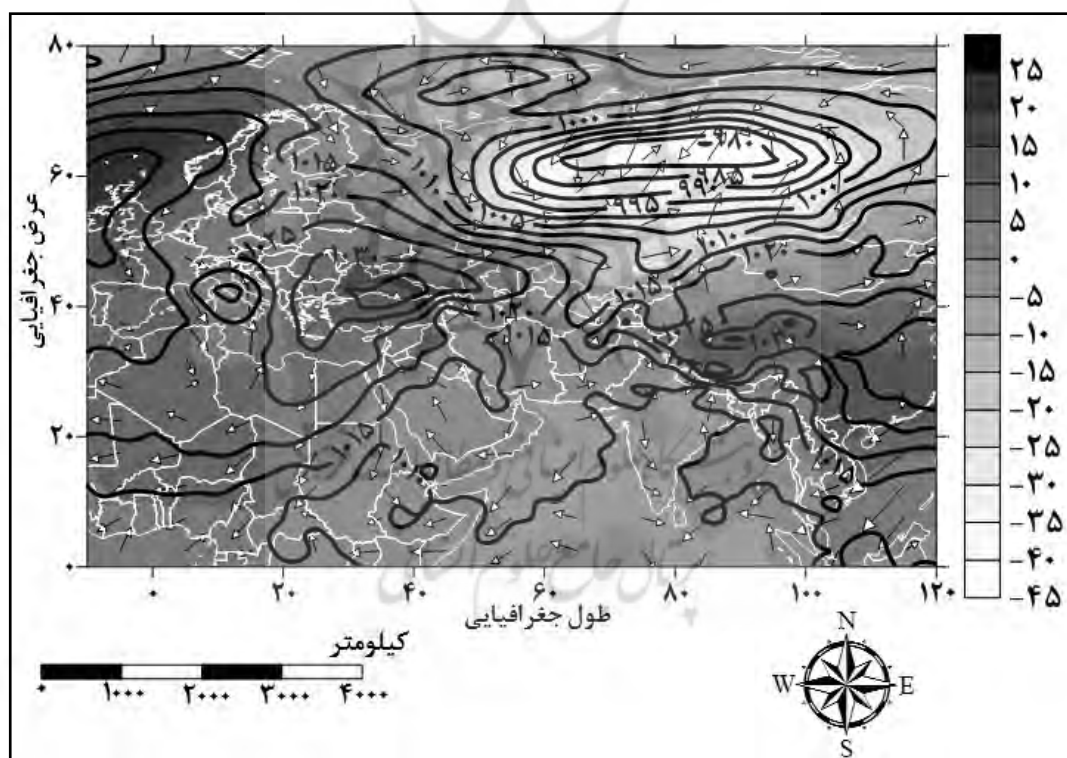
شکل ۲ توزیع مکانی دما (همدمها) و ناهنجاری دمایی (پس‌زمینه) کشور در روز ۱۳۸۲/۱۲/۱۷ (به درجه سلسیوس) بیشینه دما (۳۹ تا ۴۰ درجه سلسیوس) در جنوب شرقی کشور (کرانه‌های دریای عمان) رخ داده است. کم‌ترین مقادیر دما (بین صفر تا ۳ درجه سلسیوس) نیز در یک ناحیه بسیار کوچک در شمال استان آذربایجان شرقی جای دارد. به این ترتیب علی‌رغم گرمایش این روز، تنها در همین ناحیه کوچک رخداد یخبندان محتمل است. آن‌گونه که دیده می‌شود تنها در بخش‌هایی از شمال غرب، کرانه‌های خزر، و شمال خاوری کشور ناهنجاری‌های مثبت دمایی رخ نداده است. این نواحی در مجموع حدود ۳/۳ درصد از پهنا کشور را در بر می‌گیرند. به این ترتیب حدود ۹۶/۷ درصد از پهنا ایران با یک روز گرم مواجه بوده است. به طور کلی میزان ناهنجاری دمایی در پهنا کشور بسیار بالاست. با این وجود اثر ارتفاعات بر کاهش میزان ناهنجاری‌ها به خوبی آشکار است. شدت ناهنجاری‌ها در شمال باختری، امتداد البرز از غرب به شرق کشور، امتداد زاگرس و علاوه بر این در کرانه‌های خلیج فارس و دریای عمان کم‌تر از سرزمین‌های هموار داخلی است. بیش‌ترین اندازه ناهنجاری‌ها (بیش از ۱۶ درجه سلسیوس) در استان‌های کرمان، یزد، سمنان و خراسان رضوی رخ داده است. از این نواحی به سمت اطراف، از شدت ناهنجاری‌ها کاسته می‌شود.

۴.۲. الگوهای همدید در روز ۱۳۸۲/۱۲/۱۷

الگوی فشار تراز دریا (هم فشارها)، ناهنجاری آن نسبت به میانگین بلند مدت همان روز (پس‌زمینه) و جهت جریانات (پیکان‌ها) برای روز ۱۳۸۲/۱۲/۱۷ در شکل ۳ ارائه شده است. بر روی روسیه یک چرخند قوی (کم فشار قطبی) مشاهده می‌شود. گسترش زبانه‌های چرخند یاد شده، شرق، مرکز و بخش‌هایی از روسیه غربی را تحت تأثیر قرار داده است. زبانه‌ای از این کم فشار به مرزهای شمال شرقی کشور کشیده شده است.

یک منطقه واگرایی قوی حاصل از استقرار یک واچرخند در جنوب شرقی اروپا با مرکزیت ترکیه و دریای سیاه شکل گرفته است. زبانه‌ای از این پرفشار، شمال غرب کشور را متأثر ساخته و منجر به ورود هوای عرض‌های شمالی‌تر به کرانه‌های جنوبی دریای خزر و بخش‌هایی از شمال غرب کشور شده است. نواحی مذکور با سردترین بخش‌های کشور و همچنین با نواحی همراه با ناهنجاری منفی دما در شکل ۲ (شمال و شمال غرب ایران) منطبق است. یک ناحیه همگرایی در جنوب ایتالیا به وسیله حضور یک چرخند قابل تشخیص است. مرکز پرفشار سیبری تحت تأثیر کم فشار قطبی به عرض‌های پایین‌تر از معمول رانده شده، با محوری شمال شرقی - جنوب غربی بر روی غرب چین استقرار یافته و زبانه‌ای به سمت شرق ایران فرستاده است. حضور دو پرفشار در شرق و غرب کشور و نیز ظهور کم فشار قطبی در نزدیک شمال کشور

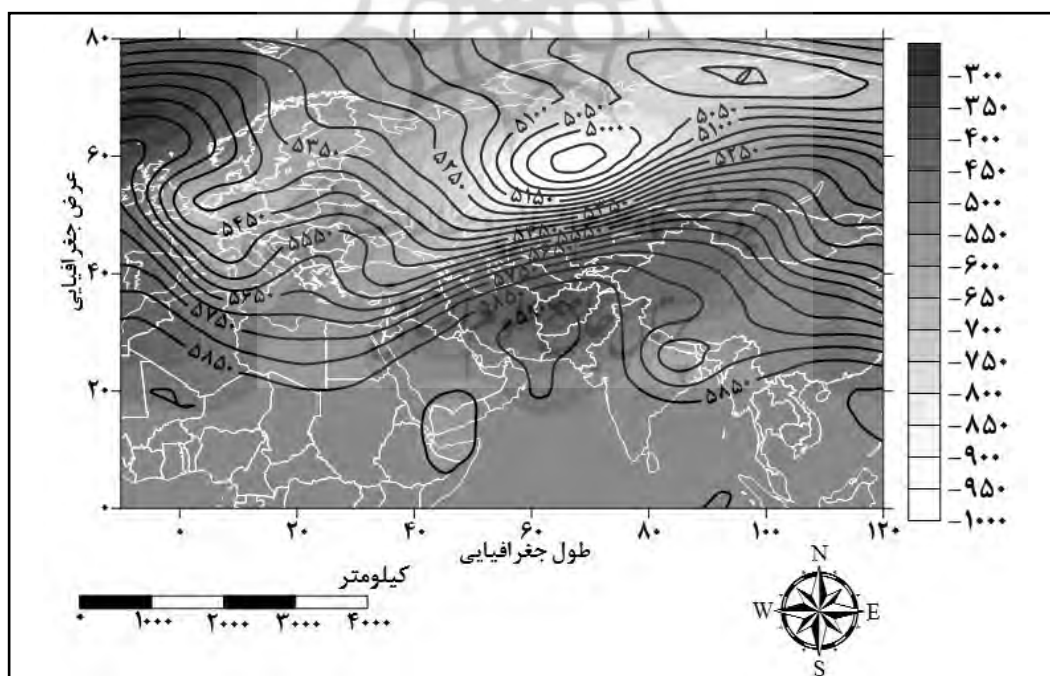
موجب تکوین شیو شدید فشار بین این نواحی و پیدایش جریانات حاصل از این دو پرفشار عمدتاً به سمت شمال (و نه به سمت) ایران شده و حضور کم فشار پاکستان (گنگ) در مجاورت پرفشار حاکم بر چین موجب پسروی جنوب سوی این کم فشار گردیده است. زبانه کم فشار مذکور از سمت جنوب به داخل ایران وارد شده و تا البرز میانی پیش رفته است. در نهایت این زبانه با امتدادی تقریباً غربی - شرقی تا شمال شرق کشور کشیده می شود. با این وجود، شیب تغییرات فشار بر روی ایران بسیار اندک است. تنها در جنوب شرق دریای خزر منحنی های هم فشار به یکدیگر نزدیک شده اند. تقابل جریان های جوی در بخش های شمالی و شرق کشور، وجود یک جبهه جوی را محتمل ساخته است. با این وجود جریانات جوی بر روی کشور، از نواحی جنوبی (گرم تر) نشأت گرفته است. بیشترین ناهنجاری های منفی فشار در محل چرخند روسیه و بیشترین ناهنجاری های مثبت نیز بر روی چین و نیز در شمال بریتانیا دیده می شود. اندازه ناهنجاری برای ایران در بخش هایی از شمال کشور و در ناحیه کوچکی از کرانه های عمان بین صفر تا ۵- هکتوپاسکال است. در دیگر نواحی ایران ناهنجاری فشار مثبت و بین صفر تا ۵ هکتوپاسکال است.



شکل ۳ الگوی فشار تراز دریا و ناهنجاری آن (به هکتوپاسکال) در روز ۱۳۸۲/۱۲/۱۷

طبق شکل ۴، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال یک سردچال با دو هسته بر روی روسیه مشاهده می شود که در نتیجه کاهش ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایجاد شده است. همچنین یک ناوه عمیق با محوری اریب از ناحیه قطبی آسیا،

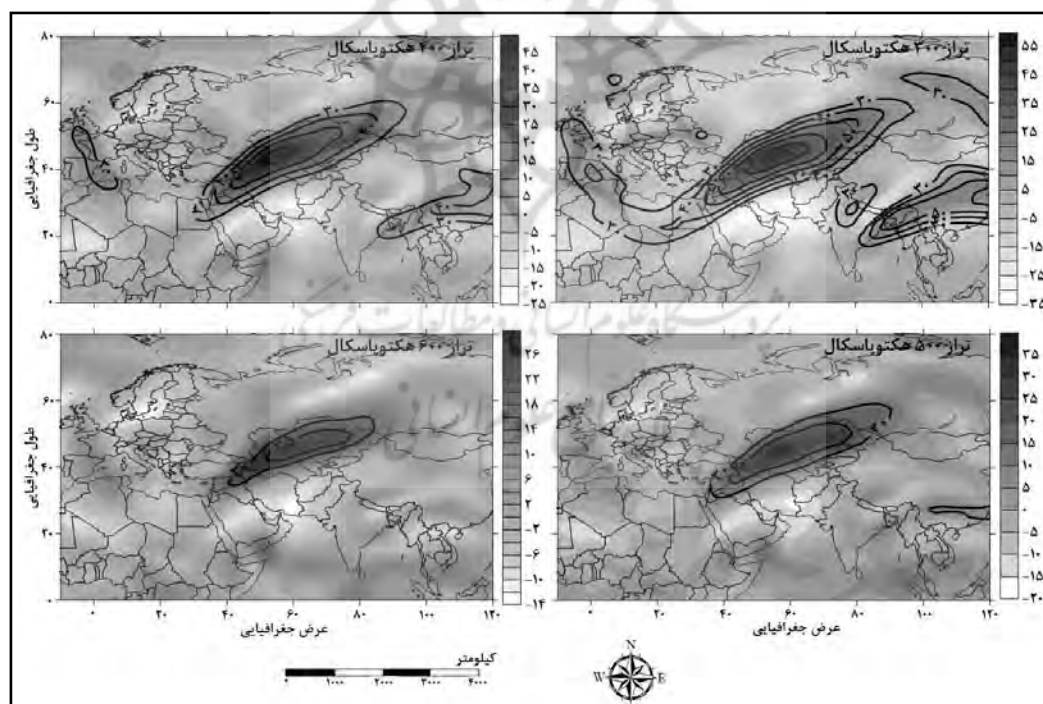
شمال اسکانندیناوی تا جنوب بریتانیا با جهتی شمال شرقی - جنوب غربی و نیز یک محور فرعی از جنوب بریتانیا تا غرب دریای مدیترانه در امتدادی نسبتاً نصف النهاری شکل گرفته است. بلافاصله در شرق این ناوه فرعی، یک پشته بر مدیترانه شرقی حاکم است که تا سواحل مدیترانه در امتداد افریقای شمالی نفوذ یافته است. بر روی افریقای شمالی و در جنوب پشته اخیر، یک ناوه نسبتاً عمیق شکل گرفته است که بازوی بالارونده آن و به تبع، خطوط جریان مربوط به آن از ایران می‌گذرد. بلافاصله در شمال این ناوه و در شرق پشته اخیر یک ناوه با محوری اریب (جنوب غربی - شمال شرقی) مشاهده می‌شود. شرایط مذکور موجب شده است که ایران در جلوی محور فرود مدیترانه - دریای سرخ قرار گیرد. چنین آرایشی سبب حرکت جریانات جوی عرض‌های پایین تر شمال-شرق افریقا و در گذر از عربستان به سمت ایران شود. همچنین بر روی ایران یک پشته شکل گرفته است که مجاورت آن با سردچاله شمالی موجب تکوین شیو شدید ارتفاع به ویژه در شمال ایران شده است. براین اساس، حرکت هوا از عرض‌های جنوبی‌تر به عرض‌های شمالی کشور محتمل‌تر است. در جنوب شرق، بخش‌هایی از شرق و جنوب کشور یک مرکز پراارتفاع تا بخش‌هایی از افغانستان و پاکستان قرار دارد. وجود این مرکز پراارتفاع منجر به گردش و اچرخندی هوا در این ناحیه می‌شود که در نتیجه هوای عرض‌ها جغرافیای پایین‌تر از فراز اقیانوس هند و شبه‌جزیره عربستان وارد کشور خواهد شد. یک پشته عمیق با محوری جنوب غربی - شمال شرقی از افغانستان تا شرق روسیه امتداد یافته است. علی‌رغم تنوعی که در بالا بیان شد، در سرتاسر پهنه مورد بررسی، ناهنجاری ارتفاع گویای کاهش ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بوده است. اندازه ناهنجاری ارتفاع بر روی ایران بین ۵۵۰ تا ۳۰۰ متر در تغییر است.



شکل ۴ الگوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (هم‌ارتفاع‌ها) و ناهنجاری آن (پس زمین) به متر در روز ۱۳۸۲/۱۲/۱۷

۴,۳. الگوهای پوششی

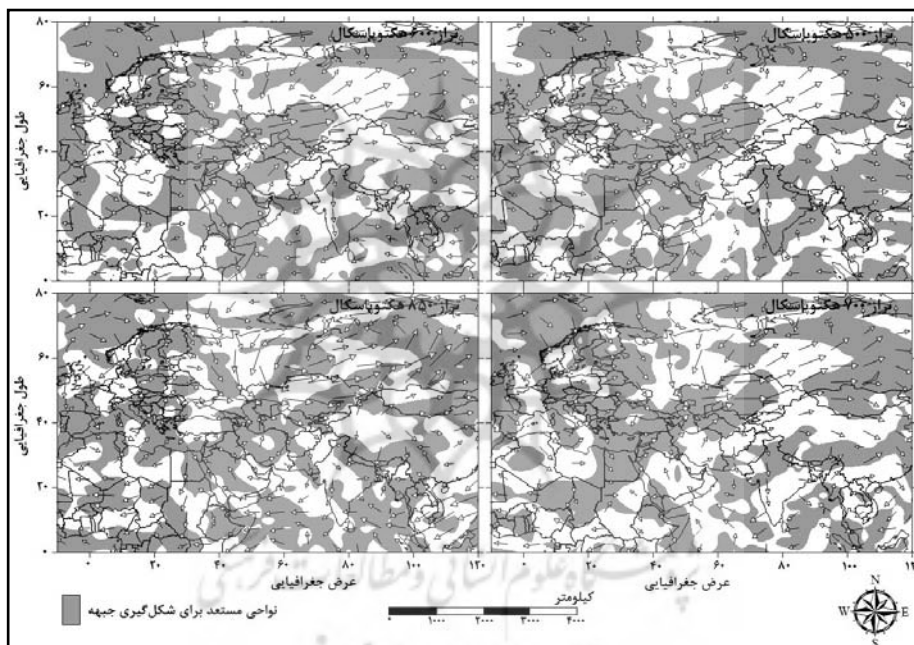
به منظور ردیابی رودباد حاصل از بادهای غربی، هسته های سرعت رودباد بررسی و آشکار شد که رودباد تا تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال نفوذ کرده است. این پدیده برای چهار تراز جو در شکل ۵ ارائه شد. در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال، جهت گیری رودباد با امتداد جنوب غربی - شمال شرقی از شمال غرب ایران تا شمال شرق قزاقستان می باشد. به نظر می رسد، نفوذ رودباد و حضور آن در ترازهای زیرین جو به دلیل شدت اختلاف مکانی دما باشد. در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال، ناهنجاری های سرعت باد در شمال غرب کشور بین ۲۱ تا ۲۶ متر بر ثانیه و در محل هسته سرعت به بیش از ۲۶ متر بر ثانیه نیز می رسد. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شدت ناهنجاری های سرعت باد بر روی ایران بین ۶ تا ۳۱ متر بر ثانیه و در گستره ای فراتر از گستره زیرین می باشد. در محل هسته سرعت نیز اندازه ناهنجاری به بیش از ۳۶ متر بر ثانیه رسیده است. در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال ناهنجاری بر روی کشور بین صفر تا ۴۰ متر بر ثانیه است که به سمت شمال غرب کشور افزایش می یابد. در محل هسته سرعت ناهنجاری به بیش از ۴۵ متر بر ثانیه نیز رسیده است. در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال ناهنجاری ها در محل تشکیل رودباد بر روی کشور از ۵- تا ۵۰ متر بر ثانیه در تغییر است. اندازه ناهنجاری ها به سمت شمال غرب کشور افزایش می یابد. شدت ناهنجاری در هسته سرعت به بیش از ۵۵ متر بر ثانیه رسیده است.



شکل ۵ رودباد جبهه قطبی (هم سرعت ها) و ناهنجاری سرعت باد (پس زمینه) به متر بر ثانیه در روز ۱۳۸۲/۱۲/۱۷

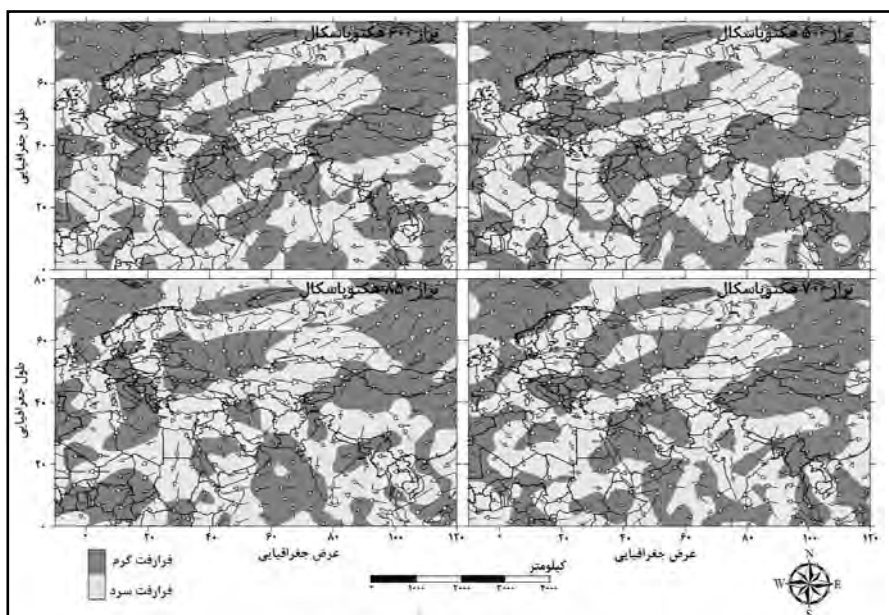
بنابراین، چنان که قبلاً نیز اشاره شد، یک ناحیه کژ فشار و احتمالاً جبهه با امتداد جنوب غربی شمال شرقی از شمال

غرب ایران تا شمال شرق قزاقستان قابل استنباط است. توجه کنید که پهنه عمده و قابل توجه ایران در ربع ورودی جنوبی رودبادهایی قرار دارد که در بالا توضیح داده شد. بنابراین حرکت چرخندی، همگرایی هوا و افت فشار سطحی را در پی دارد. مقایسه شکل ۵ و شکل ۴ به وضوح نشان می‌دهد که محل احتمالی جبهه در شمال (غربی) کشور و در جایی است که بیش‌ترین شیو تغییرات ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال حاکم بوده است. با این وجود برای فهم دقیق تر از موقعیت احتمالی جبهه، تابع جبهه زایی (رابطه ۲) بر مشاهدات اعمال شد. نتایج در شکل ۶ ارائه شده است. این تابع براساس تغییر بزرگی شیودمای بالقوه روی سطوح هم‌فشار محاسبه می‌شود. می‌توان دید که علاوه بر نواحی که در بالا از آن‌ها یاد شد و در تمامی ترازهای جو برای تکوین جبهه مساعد بوده اند، در ایران نیز نواحی مستعد برای جبهه زایی در تمامی ترازهای قابل مشاهده است. با این وجود باید دید ایران در کدام قطاع از این جبهه‌ها قرار گرفته است. یکی از راه‌های تشخیص پاسخ این سؤال، ردیابی مسیر جریان‌ات جوی است.



شکل ۶ نواحی مستعد تکوین جبهه برای روز ۱۳۸۲/۱۲/۱۷

براساس شکل ۵ و مباحث مربوط، می‌توان استنباط کرد که حاکمیت شرایط همگرایی به ویژه در ترازهای میانی جو همسایگان شمال غرب کشور، موجب جابه جایی هوای سطحی شده است. آرایش مراکز عمده فشار (شکل ۳) موجب شده است که در تمامی ترازهای جو حرکت هوا از نواحی گرم‌تر و عرض‌های پایین‌تر به نواحی سردتر و عرض‌های بالاتر صورت گرفته و موجب گرمایش جو شود. بدین منظور تابع فرارفت دمایی (رابطه ۱) بر پهنه مورد بررسی اعمال و نقشه‌های آن در شکل ۷ ارائه شد:



شکل ۷ فرارفت گرم- سرد در روز ۱۳۸۲/۱۲/۱۷

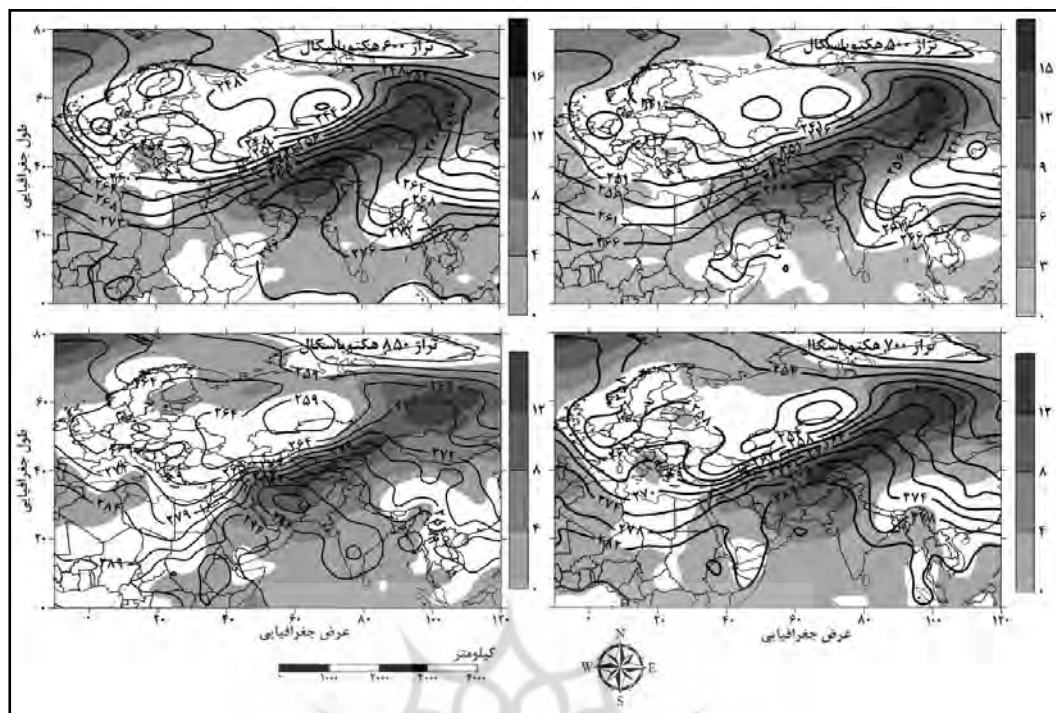
آن‌گونه که در شکل ۷ دیده می‌شود، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تنها در یک ناحیه کوچک از جنوب کشور فرارفت گرم رخ نداده است. این ناحیه از کرانه‌های خلیج فارس آغاز شده و تا مرزهای شرقی امتداد دارد، اما ضمن گسترش به شرق، از پهنه زیر پوشش آن کاسته می‌شود. به این ترتیب در این ناحیه دما در حال افزایش نبوده، اما در دیگر نواحی از افزایش برخوردار بوده است. منبع تأمین دما در این تراز براساس پیکان‌های باد نشان داده شده در شکل، در جنوب شرق کشور دریای عمان و اقیانوس هند، در جنوب غرب کشور عربستان و خلیج فارس و برای دیگر نواحی شمال آفریقا است. در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال محدوده فرارفت سرد گسترش یافته است؛ به نحوی که در بخش‌هایی از جنوب و جنوب شرق دریای خزر، بخش‌هایی از مرکز، شرق جنوب شرق و جنوب ایران دما در حال کاهش است. با این وجود در غرب، مرکز و شمال شرق کشور افزایش دما دیده می‌شود. منبع تأمین دما در این تراز، شمال شرق آفریقا، عربستان و خلیج فارس می‌باشد. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بخش وسیعی از کشور را فرارفت گرم در بر گرفته است؛ به نحوی که تنها در گوشه شمال شرق، جنوب شرق و نوار نسبتاً باریکی از جنوب غرب تا تنگه هرمز و زش گرم حاکم نبوده است. دمای وزش‌های گرم این تراز را عربستان، خلیج فارس و عراق تأمین کرده‌اند. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال دو ناحیه همراه با وزش گرم قابل مشاهده است. ناحیه اول تمامی کرانه‌های عمان و بخش‌هایی از استان‌های سیستان و بلوچستان و کرمان را دربر گرفته است. ناحیه دوم تمامی کرانه‌های خزر، بخش‌هایی از شمال غرب و مرکز ایران را شامل می‌شود؛ این دو ناحیه در استان کرمان به یکدیگر متصل شده‌اند. منابع تأمین دمای فرارفت گرم در این تراز

عراق، خلیج فارس، افغانستان و نواحی مرکز کشور هستند.

باید توجه داشت که نقشه‌های فرارفت دمایی افزایش یا کاهش دمای حاصل از وزش هوای گرم را بر فراز یک ناحیه نشان می‌دهند؛ در نتیجه وجود فرارفت سرد لزوماً به معنی وجود ناهنجاری منفی دما نمی‌باشد. توجه به جهت گیری پیکان‌های باد نیز گویای این واقعیت است که در تمامی ترازها، باد عمدتاً از نواحی جنوبی تر می‌وزیده است. همچنین گاهی شرایط تابشی نیز می‌تواند موجب گرمایش سطحی و جو شود. کما این که گرمایش ترازهای بالایی جو نیز امکان ریزش رو به پایین هوای گرم را محتمل می‌سازد. از این رو توزیع مکانی دما در چهار تراز جو بررسی شد. نقشه‌های دما و ناهنجاری‌های دمایی ترازهای مختلف جو در شکل ۸ نشان می‌دهد که ناهنجاری‌های مثبت دما بر فراز تمامی گستره کشور و در تمامی ترازهای مورد بررسی رخ داده است. این موضوع به آن معناست که حتی در نواحی همراه با فرارفت سرد دما بیش از شرایط معمول (اقلیمی) می‌باشد.

ناهنجاری دما در تمامی ترازها بر فراز تمامی گستره کشور مثبت است. در ترازهای ۶۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال شمال شرق و بخش‌هایی از شرق ایران بیش‌ترین ناهنجاری مثبت را تجربه کرده‌اند. امتداد منحنی‌های هم‌دما در تمامی ترازها نشان‌گر برابری دمای جو ایران با شمال و صحرای آفریقا است. با این تفاوت که ایران با ناهنجاری مثبت بزرگ‌تری مواجه بوده است. شدیدترین ناهنجاری‌های دمایی در ناحیه ای از افغانستان تا شرق روسیه قرار دارد. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال یک کانون دمایی (۲۹۹ درجه کلوین) در شرق و جنوب شرق کشور دیده می‌شود. وجود این کانون نشان‌گر تجمع هوای گرم در جو ایران است که در نقشه شکل ۲ به صورت یک ناحیه با ناهنجاری شدید ارائه شد.

به منظور آشکارسازی رابطه دمای ترازهای زیرین و بالایی جو، همبستگی دمای ترازهای ۸۵۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال با ترازهای بالاتر مورد بررسی قرار گرفت. نتایج این محاسبات در جدول ۲ آمده است. می‌توان دید که رابطه دمای دو تراز یاد شده با ترازهای بالاتر، از یک رابطه مثبت بسیار قوی برخوردار است. این روابط در هر سطح اطمینان دلخواه معنی‌دارند. به این ترتیب می‌توان استنباط کرد که بین گرمایش در ترازهای بالاتر جو و گرمای مشاهده شده در سطح زمین یک رابطه مستقیم و قوی وجود داشته است. این بدان معنی است که در این روز اگر سطح زمین با افزایش دما مواجه بوده است، گرمایش مذکور سرتاسر ضخامت جو ایران را در بر می‌گرفته است. به عبارت دیگر، گرمای ایجاد شده در سطح، راه‌گریزی به طرف بالا نداشته است. زیرا تباین دمایی بین سطح زمین و جو بالا وجود ندارد تا جابه‌جایی هوا بین این دو صورت گیرد.



شکل ۸ دما (همدمها) و ناهنجاری دمایی (پس‌زمینه) جو به درجه کلوین در روز ۱۳۸۲/۱۲/۱۷

جدول ۲ همبستگی (آماره p) دمای تراز ۸۵۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال با دمای ترازهای مختلف جو

دمای تراز	۵۰۰ hp	۶۰۰ hp	۷۰۰ hp	۸۵۰ hp	۹۲۵ hp
۸۵۰ Hp	۰/۹۱۸۵ (۰)	۰/۹۲۴۴ (۰)	۰/۹۱۰۳ (۰)		
۱۰۰۰ Hp	۰/۹۴۰۷ (۰)	۰/۹۴۵۲ (۰)	۰/۹۳۱۲ (۰)	۰/۹۸۲۵ (۰)	۰/۹۹۲۲ (۰)

۵. نتیجه‌گیری

شناخت شرایط اقلیمی غیرمعمول و غیرمنتظره امکان اتخاذ تدابیر مدیریتی متناسب با مخاطرات اقلیمی را آسان‌تر می‌سازد. سابقه اقلیمی کشور از دهه ۱۳۴۰ تا اواسط دهه ۱۳۸۶ نشان می‌دهد که فراگیرترین گرمایش کشور در اواسط ماه آخر زمستان رخ داده‌است. بنابراین شناخت شرایط جوی توأم با این گرمایش به لحاظ اقلیم‌شناختی از اهمیت شایان توجهی برخوردار است. یافته‌های تحقیق حاضر نشان داد که مجاورت الگوهای متفاوت فشار و نیز آرایش خاص آن‌ها توأم با شرایط جوی حاکم بر شمال کشور، موجب تکوین یک جبهه نسبتاً عمیق در روز ۱۳۸۲/۱۲/۱۷ شده‌است. این وضعیت موجب شد که کشور ضمن قرار گرفتن در ربع جنوبی ورودی رودباد جبهه حاصل از این جبهه، از پیامدهای آن نیز متأثر شده‌است. در این روز رودباد قطبی با جهتی شمال شرقی - جنوب غربی بر روی کشور گسترش یافته و ارتفاع

پایه رودباد تا تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال رسیده است. از سوی دیگر حاکمیت ناهنجاری منفی بر ارتفاع جو، فرارفت گرم و ناهنجاری مثبت دمای کشور و نیز همگرایی شار دما در ترازهای مختلف جو را در پی داشت. این امر سبب انباشتگی گرما در ترازهای مختلف جو ایران شده است. در چنین شرایطی اختلاف دمایی بین ترازهای مختلف جو کاهش یافته و در نتیجه تخلیه حرارتی دمای سطح زمین با دشواری مواجه خواهد شد. از این رو می توان استنباط کرد که در رخدادهای گرم فراگیر ویژگی های حرارتی و پویایی جو بالا عامل اصلی و تعیین کننده می باشند که توجه به آنها در پژوهش های همدید می تواند راه گشای شناخت سازوکار این قبیل رویدادها باشد. به طور کلی و در یک جمع بندی عواملی را که با گرمایش فراگیر ایران به طور توأم رخ داده اند، می توان به شرح زیر برشمرد:

۱- حضور شرایط متباین فشار سطح زمین و مجاورت الگوهای مختلف فشار به نحوی که کشور در بخش کم فشار (اما نه ضرورتاً با ناهنجاری منفی) قرار گیرد. به تبع این آرایش، وزش و جریانات جوی از عرض های پایین تر به داخل ایران وارد می شوند. بنابراین الگوی سطحی فشار به نفع حرکت های جوی از طرف مناطق حاره به سمت ایران بوده است. در حالی که مطالعات انجام شده در جنوب یونان و بالکان، یکنواختی شرایط جوی حاصل استقرار رودباد جنب حاره بوده، و نیز همگرایی هوا در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال موجب نزول و گرمایش جوی شده است. در حالی که واگرایی ترازهای بالایی جو در تکوین فراگیرترین روز گرم کشور دخیل بوده است.

۲- حضور یک ناوه در نواحی گرم و خشک غرب کشور (افریقای شمالی)، موجب شد که ایران در بخش جلویی محور ناوه قرار گیرد. در این شرایط هوای گرم و خشک به سمت کشور ایران گسیل می شود.

۳- استقرار رودباد در سطوح فوقانی همسایگان شمال غرب ایران موجب تفاوت جریان در ترازهای بالا و پایین و در نتیجه چینش عمودی باد و در نهایت تشدید تاوایی و واگرایی شده است. بدیهی است که این امر موجب تکوین تکانه بین لایه های زیرین و بالایی جو می شود. پهنه عمده و قابل توجهی از کشور در ربع ورودی جنوبی رودباد قرار گرفته و حرکت چرخندی در تراز بالایی، واگرایی هوا و افت فشار سطحی و در نتیجه مکش هوا از اطراف و به ویژه نواحی گرم را در پی داشته است. این شرایط با حضور جبهه و قرار گرفتن ایران در بخش گرم جبهه، موجب حرکت هوای گرم از روی کشور برای رسیدن به محل همگرایی شده است. توجه کنید که در مطالعات انجام شده در آرژانتین (Campetella and Rusticucci 1998, 217)، استقرار و اچرخند را برای تکوین و تداوم روز گرم لازم دانسته است. کما این که بررسی ناهنجاری های دمایی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ارتباط با ناهنجاری رودباد اروپا-آتلانتیک (Baldi, 2006) نشان داد که آرایش این دو رودباد در تراز میانی جو با جریانات نزولی تکوین و تقویت می شود. بنابراین می توان استنباط کرد که گاه شرایط سرمازا در ناحیه ای نه چندان دور از کشور موجب تکوین گرما در کشور می شود.

۴- وزش گرم از نواحی گرم کره زمین که کمابیش در تمامی ترازهای جو رخ می دهد، توأم با شرایط خاص تابشی، موجب افزایش دما و نیز ناهنجاری مثبت آن در سرتاسر کشور می شود.

فهرست منابع و مآخذ

- براتی، غلامرضا و موسوی، سید شفیق؛ ۱۳۸۴. جابجایی مکانی موج‌های زمستانی گرما در ایران. مجله جغرافیا و توسعه. شماره ۵، صص ۵۲ - ۴۱.
- علیجانی، بهلول، بهار؛ ۱۳۹۰. تحلیل فضایی دما و بارش‌های بحرانی روزانه در ایران. تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی. شماره ۲۰، صص ۳۰ - ۹.
- علائی طلقانی، محمود؛ ۱۳۸۸، ژئومورفولوژی ایران، چاپ پنجم، نشر قومس، ۳۶۰ ص.
- فرج زاده، منوچهر، دارند، محمد؛ ۱۳۸۷. تحلیل تأثیر دمای هوا بر مرگ و میر شهر تهران. مجله پژوهشی حکیم، دوره یازدهم، شماره سوم، صص ۳۴ - ۲۷.
- کاویانی، محمد رضا و علیجانی، بهلول؛ ۱۳۷۸. مبانی آب و هواشناسی. چاپ ششم، تهران، انتشارات سمت، ۵۸۲ ص.
- یارنال، برنت؛ ۱۳۸۵. اقلیم شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی. ترجمه مسعودیان، سید ابوالفضل؛ چاپ اول، اصفهان، انتشارات دانشگاه اصفهان، ۲۱۸ ص.
- مارتین، جانانا ای؛ ۱۳۸۸. دینامیک جو در عرض میانه. ترجمه مسعودیان، سید ابوالفضل؛ چاپ اول، اصفهان، انتشارات مشترک دانشگاه اصفهان و سمت، ۴۲۶ ص.
- مرادی، محمد؛ ۱۳۹۰. مقدمه‌ای بر هواشناسی دینامیکی. چاپ اول. تهران، انتشارات سید باقر حسینی، ۲۳۲ ص.
- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ ۱۳۹۰. آب و هوای ایران. چاپ اول، انتشارات شریعه توس مشهد، ۲۷۷ ص.
- یزدان پناه، حجت الله، علیزاده، تیمور؛ ۱۳۹۰. برآورد احتمال وقوع امواج گرمایی با دوره‌های تداوم مختلف در استان کرمان به کمک زنجیره مارکوف. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۶، شماره سوم، صص ۷۱ - ۵۲.
- Alaee Taleghani, Mahmood, 2009. *Geomorphology of Iran*. Fifth Edition, Publication Ghoomes, 360pp.
- Alijani, B., 2011. Spatial Analysis of Critical Daily Temperature and Precipitation in Iran. *Geographical Sciences and Applied Research* 20, 30-9.
- Baldi, M., Dalu, G., Maracchi, G., Pasqui, M., Cesarone, F. 2006. Heat Waves in the Mediterranean: A Local Feature or A Larger-Scale Effect? *International Journal of Climatology*, 26, 1477 - 1487.
- Barati, G. and Mousavi, Sayed Shafi., (1384). Spatial Analyses of winters heat waves on Iran. *Geography and Development Iranian Journal*, 5, 52-41.
- Bonsal, B.R., Zhang, X., Vincent, L. A., Hogg, W. D., 2001. Characteristics of Daily and Extreme Temperatures over Canada. *Journal of Climate*, 14, 1959-1976.
- Brikas, D. P., Karacostas, T. S., Pennas, P. J. and Flocas, A. A., 2006. The Role of the Subtropical Jet Stream during Heat Wave Events over North-central Greece. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 94, 219-233.
- Campetella, C. and Rusticucci, M., 1998. Synoptic Analysis of an Extreme Heat Wave over Argentina in March 1980. *Meteorological Applications*, 5, 217-226.
- Cueto, O. Garcia. Rafael, Tejada Martinez. Adalberto, Jauregui Ostos. Ernesto., 2010. Heat Waves and Heat Days in an Arid City in the Northwest of Mexico: Current Trends and in Climate Change Scenarios. *International Journal of Biometeorology*, 54, 335 - 345.

- Crimmins, M. A., 2006. Synoptic Climatology of Extreme Fire-Weather Conditions Across the Southwest United State. *International Journal of Climatology*, 26, 1001–1016.
- Degaetano. T. A , Allen. J. R., 2002. Trends in Twentieth-Century Temperature Extremes across the United States. *Journal of Climate* , 15, 3188-3205.
- Diffenbaugh, N. S., Bell, J.L. and Sloan, L. C., 2006. Simulated Changes in Extreme Temperature and Precipitation Events at 6 ka. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 236, 151–168.
- Faraj Zadeh, M. Darand, M., 1387. Analyze the impact of temperature on mortality in Tehran. *Hakim Research Journal*, 11, Issue 3, 34-27.
- Feudale, L. and Shukla, J., 2011. Influence of Sea Surface Temperature on the European Heat Wave of 2003 Summer. Part I: An Observational Study. *Climate Dynamics*, 36, 1691–1703.
- Gong, D.Y., Pan, Y.Z. and Wang, J.A., 2004. Changes in Extreme Daily Mean Temperatures in Summer in Eastern China during 1955–2000. *Theoretical and Applied Climatology*, 77, 25–37.
- Kaviani, M. R and Alijani, B., 1999. *The Foundations of Climatology*. Sixth edition. Tehran, Publication SAMT, 582pp.
- Kysely, J., 2008. Influence of the Persistence of Circulation Patterns on Warm and Cold Temperature Anomalies in Europe: Analysis over the 20th Century. *Global and Planetary Change*, 62, 147–163.
- Manton, M.J., Della-Marta, P.M., Haylock, M.R., Hennessy, N. N., Chambers, L.E., Collins, D.A., Dawd, G. A., Gunawan, D., Inape, K., Isobe, H., Kestin, T.S., Lefale, P., Leyu, C.H., Lwin, T., Maitrepierre, L., Ouprasitwong, N., Page, C.M., Pahalad, J., Plummer, N., Salinger M.J.R., Suppiah, V.L., Trewin, T.B.I. and Yee, D., 2001. Trends in Extreme Daily Rainfall and Temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961 – 1998. *International Journal of Climatology*, 21, 269 – 284.
- Martin, A, J. Translator Masoudian, S, A., 2009. *Mid-Latitude Atmospheric Dynamics*. Isfahan, Publication, Isfahan University and SAMT.
- Moradi, M., 2011. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. First Edition. Tehran, Publication Seyyed Bagher Hosseini's, 232pp.
- Masoudian, S, A., 2011, *Climat of Iran*. First Edition, Publication Sharieh Toos, 277.
- Nasrallah, H. Ali., Nieplova, E. and Essa R., 2004. Warm Season Extreme Temperature Events in Kuwait. *Journal of Arid Environments*, 56, 357–371.
- Radin ović, D, Ćurić, M., 2012. Criteria for heat and cold wave duration indexes. *Theoretical and Applied Climatology* 107, 505– 510.
- Yarnal, B. Translator Masoudian, S, A., 2006. *Synoptic Climatology and its application in environmental studies*. Printing. Isfahan: Publication Isfahan University, 218pp.
- Yazdanpanah, H. Alizadeh, T., 2011. Probability estimate of heat waves occurrence in Kerman province using Markov chains model. *Journal of Geographical Research*. Year 26, 3, 71-52.