

## رخدادهای فرین امواج سرمایی و گرمایی مناطق شمال شرقی ایران طی

دوره ۲۰۲۰-۲۰۰۱

مجید بیجندی<sup>۱</sup>، سید جمال الدین دریاباری<sup>۲\*</sup>، عباس رنجبر سعادت آبادی<sup>۳</sup>، آزاده اربابی سبزواری<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۲- دانشیار گروه برنامه ریزی شهری، واحد سمنان، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۳- دانشیار پژوهشکده هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران

۴- دانشیار دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلام شهر، تهران، ایران

### چکیده

رخدادهای فرین دمایی برای یک دوره ۲۰ ساله (۲۰۰۱-۲۰۲۰) بر اساس داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی همدیدی مشهد، سبزوار، قوچان، نیشابور، بجنورد و گنبد کاووس استخراج شد و الگوهای جوی منجر به این رخدادهای فرین بررسی شد. در این دوره مجموعاً ۱۵۸ مورد موج سرمایی و ۱۰۱۴ مورد موج گرمایی در ایستگاه‌های منتخب منطقه مورد مطالعه به ثبت رسیده است. از دیدگاه آماری پس از استفاده از روش ناپارامتریک تخمین شیب سن برای هیچکدام از ایستگاه‌ها روند افزایشی قابل ملاحظه‌ای در شدت امواج سرمایی مشاهده نشد و بیشترین روند کاهش شدت امواج سرمایی مربوط به ایستگاه مشهد به میزان ۰.۰۴۵ درجه سلسیوس در سال می‌باشد. تعداد وقوع امواج سرمایی در طول دوره آماری در ایستگاه‌های قوچان، نیشابور و گنبد کاووس افزایشی و در ایستگاه‌های مشهد، سبزوار و بجنورد کاهش یافته است. بیشترین روند کاهش شدت امواج گرمایی مربوط به ایستگاه قوچان به میزان ۰.۰۵۶ درجه سلسیوس در سال می‌باشد و روند افزایشی شدیدی برای هیچکدام از ایستگاه‌ها و در هیچ یک از سطوح معناداری مشاهده نشده است. تعداد وقوع امواج گرمایی در طول دوره آماری در ایستگاه‌های سبزوار، نیشابور و گنبد کاووس افزایشی و در ایستگاه‌های مشهد، قوچان و بجنورد کاهش یافته است. از آنجایی که ایستگاه هواشناسی سینوپتیک قوچان در فروردین ماه سال ۱۳۸۵ به مکان دیگری در این شهر منتقل شده است که در ارتفاع بالاتری از مکان اولیه قرار دارد، مقادیر حاصل از آزمون شیب سن قبل و بعد از همگنی داده‌ها دارای تفاوت بسیار زیادی است، به طوری که نتایج نشان‌دهنده روند کاهش امواج سرمایی حتی بعد از انتقال ایستگاه به محل جدید می‌باشد. از دیدگاه تحلیل همدیدی تقویت دو سامانه پرفشار (سیبری و روی اروپا) و گسترش زبانه‌های مداری این دو سامانه و ایجاد کمربند فشار زیاد در عرض‌های جغرافیایی حدود ۳۵ تا ۵۵ درجه شمالی و الگوی بندالی ارتفاعی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و گسترش پشته ارتفاعی از جنوب ایران تا شمال غرب دریاچه آرال و تاثیر منطقه مورد مطالعه از ناوه کج فعال می‌تواند به کاهش دمای محسوس و رخداد موج سرمایی بیانجامد که با وزش بادهای شمال شرقی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال همراه است. در مقابل، گسترش زبانه سامانه پرفشار اروپایی به شمال شرق کشور همراه با تاثیر پذیری منطقه از پشته پراارتفاع جنب حاره با مرکزیت شمال آفریقا و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نسبت به میانگین بلند مدت دوره مشابه باعث بروز موج گرمایی و افزایش دمای محسوس می‌گردد.

**کلید واژه‌ها:** رخدادهای فرین، امواج سرمایی، امواج گرمایی، الگوهای جوی، شمال شرق ایران.

## مقدمه

تقویت پرفشار جنب حاره بر روی ایران دانست. قویدل (۱۳۹۰) کم فشار حرارتی عربستان و حرکت آن به سمت ایران را عاملی برای افزایش دما در ایران معرفی نمود. همچنین آنها دماهای ابر سرد در ایستگاه مراغه را ناشی از استقرار ناوه عمیق ترازهای ۷۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال و وقوع بلاکینگ دانسته اند. علیچانی و هوشیار (۱۳۸۷) وجود ناوه عمیق بر شمال ایران در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و پشته قوی اروپا را توام با پرفشار سطحی از جمله عوامل سرماهای شدید شمال غرب ایران دانستند. اسمعیل نژاد (۱۳۹۲) به شناسایی امواج گرمایی ایران پرداخت و نشان داد که رخداد امواج گرمایی کوتاه مدت غالب است. وی خاطر نشان کرد که امواج کوتاه گستره کم تر و امواج بلند مدت گستره بیشتری را تحت تاثیر قرار می دهند. جهانبخش (۱۳۹۴) به شناسایی، طبقه بندی و تحلیل همدیدی امواج گرمایی پرداخت که الگوهای پرفشار جنب حاره ای، کم فشار عربستان و پاکستان بعنوان چهره غالب معرفی شدند. مجرد (۱۳۹۴) به تحلیل آماری - همدیدی امواج گرمایی در غرب ایران پرداخت و به نقش پرفشار آزرور و پرفشار عربستان در ایجاد این امواج اشاره نمود. مطلبی زاده (۱۳۹۴) ارتباط بین فراوانی وقوع امواج سرمایی شمال غرب ایران را با الگوهای پیوند از دور مورد بررسی قرار داده و الگوی نوسان شمالگان را عامل اصلی وقوع امواج سرمایی منطقه دانست. طاوسی و همکاران (۱۳۹۹) با بررسی تغییر بارندگی، تبخیر و تعرق و دما، طبقه بندی اقلیمی شمال شرق ایران مورد بازنگری قرار دادند و نتیجه های حاصل را با الگوهای طبقه بندی دومارتون و کوپن گایگر مقایسه کردند. سپس روند متغیرهای مذکور در قالب شاخص خشکی یونپ را با بهره گیری از آزمون من-کندال و تخمین گر شیب سن آزمودند تا وضعیت خشکی منطقه ارزیابی شود. نتایج آزمون من کندال و شیب خط روند نیز برای شاخص خشکی یونپ بیانگر این مسئله بود که طی این ۲۸ سال شرایط خشکی در منطقه رو به افزایش بوده و وضعیت بیابان زایی در بخش های مختلف تشدید شده است.

برای مقابله با اثرات مخرب این امواج لازم است هم الگوی همدیدی بروز شرایط حاد و هم توزیع آماری و اقلیمی این پدیده ها را مورد شناسایی قرار دهیم که پژوهش حاضر در این راستا به مرحله انجام رسیده است. بدین منظور با استفاده از تعاریف استاندارد سازمان جهانی هواشناسی درباره امواج

در دهه های اخیر شدت و نرخ وقوع پدیده های حدی آب و هوایی در جهان افزایش یافته و اکنون یکی از مهمترین جنبه های تغییر اقلیم را شامل می شود (Stocker et al., 2013). بر اساس گزارش سازمان جهانی هواشناسی در اطلس مرگ و میر و زیان های اقتصادی ناشی از رویدادهای حدی آب و هوایی، از سال ۱۹۷۰ تا ۲۰۱۲، ۸۸۳۵ بلای طبیعی مرتبط با آب و هوا شامل سیل ها، خشکسالی ها، امواج گرمایی، چرخندهای حاره ای و طوفان های باد باعث مرگ ۱.۹۴ میلیون انسان و منجر به خسارت اقتصادی ۲.۴ هزار میلیارد دلاری در جهان شده است. به طور کلی افزایش نرخ وقوع رویدادهای حدی اقلیمی می تواند تاثیرات ویرانگری در حوزه های اقتصادی، اجتماعی و زیست محیطی داشته باشد (Sheridan, 2005). یکی از این رویدادهای حدی مهم امواج گرمایی و سرمایی هستند که با تبعاتی چون ایجاد عدم آسایش اقلیمی و تغییر در میزان مصرف انرژی در کنار تنش های زیستی و اثرات کشاورزی در صورت تشدید می توانند به ایجاد بحران در جامعه بیانجامد. در مورد این امواج و اثرات آنها در ایران و جهان مطالعاتی صورت گرفته است. آگیلار و همکاران (۲۰۰۵) دریافتند که در آمریکای مرکزی و شمال آمریکای جنوبی، افزایش دماهای حداکثر با نرخ خیلی بیشتری نسبت به کاهش دماهای حدی خیلی کم رخ می دهد، که باعث افزایش بازه دمایی روزانه می شود. کیلینگز و مرادخانی (۱۳۹۹) تغییرات روزانه امواج گرما را با استفاده از مفاهیم هندسی و الگوریتم خوشه بندی به منظور پایش تغییرات دمای سطح زمین بررسی کردند تا متوجه چگونگی ظهور امواج گرمایی شوند. آنها استاندارد فضایی را با ترکیبی از فرکانس موج گرمایی، شدت، مدت زمان توسعه دادند و در طول سال های ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۰، روندهای پیچیده ای را در برخی از ویژگی های موج گرمایی منفرد در سراسر ایالات متحده پیدا کردند. احمدآبادی و احمدی (۱۳۸۴) ابراز داشتند که امواج گرمایی از طریق استقرار و تقویت پرفشار جنب حاره ای بر روی خاور میانه و نیز از طریق تقویت کم فشار حرارتی، ایران را تحت تاثیر قرار می دهد. براتی و موسوی (۱۳۸۴) هسته های گرما را در محورهای کوهستانی البرز و زاگرس نشان دادند. زرین (۱۳۸۶) رشته کوه زاگرس را مهمترین علت تشکیل و

می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد که روند موجود در سری زمانی یک روند خطی باشد. این بدان معناست که معادله روند  $f$  برابر است با:

$$f(t) = Qt + B \quad (1)$$

که  $Q$  شیب خط روند و  $B$  مقدار ثابت است. جهت محاسبه شیب خط روند، ابتدا بایستی شیب بین هر جفت داده مشاهداتی با استفاده از معادله (۲) محاسبه گردد:

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \quad (2)$$

که  $k > j$  است. در این معادله  $x_j$  و  $x_k$  به ترتیب داده‌های مشاهداتی در زمان‌های  $j$  و  $k$  هستند. با اعمال این رابطه، برای هر جفت داده مشاهده‌ای، یک شیب بدست می‌آید. با قرار دادن این شیب‌ها در کنار یکدیگر یک سری زمانی از شیب‌های محاسبه شده حاصل می‌آید. در مرحله بعد میانه سری زمانی مورد مطالعه بایستی بدست آید. برای این کار  $N$  تعداد از  $Q_i$ ها از کوچک به بزرگ مرتب می‌شوند و سپس میانه سری زمانی از یکی از معادلات زیر محاسبه می‌گردد (اگر تعداد مشاهدات سری زمانی مورد مطالعه فرد باشد از معادله ۳ و اگر زوج باشد از معادله ۴ استفاده می‌گردد):

$$Q = Q_{[(N+1)/2]} \quad (3)$$

$$Q = \frac{1}{2} [Q_{[N/2]} + Q_{[(N+2)/2]}] \quad (4)$$

نتیجه حاصل از این معادلات، بدست آمدن شیب خط روند ( $Q_{med}$ ) است. اگر شیب خط روند مثبت باشد حاکی از صعودی بودن روند و اگر منفی باشد دال بر نزولی بودن روند است. در مرحله بعد شیب بدست آمده برای سطوح اطمینان ۹۵ یا ۹۹ درصد آزموده می‌شود. جهت انجام این کار از رابطه زیر استفاده می‌شود:

$$C_a = Z_{1-\alpha/2} \sqrt{VAR(S)} \quad (5)$$

که  $Z$  آماره توزیع نرمال استاندارد در یک آزمون دو طرفه است که برای سطح اطمینان ۹۵ درصد برابر  $Z=1.96$  و برای سطح اطمینان ۹۹ درصد برابر  $Z=2.575$  است.  $VAR(S)$  نیز واریانس پارامتر  $S$  است.

در نهایت حدود اعتماد بالا و پایین به کمک روابط زیر محاسبه می‌شود:

$$\begin{cases} M_1 = \frac{n'+C_a}{2} \\ M_2 = \frac{n'-C_a}{2} \end{cases} \quad (6)$$

که  $n'$  تعداد شیب‌هایی است که از طریق معادله (۲) بدست

سرمایی و گرمایی و داده‌های حداقل و حداکثر دمای روزانه ایستگاه‌ها مشخصات موج‌های سرمایی و گرمایی ایستگاه‌های منتخب استخراج شد و تحلیل آماری و همبستگی انجام گرفت. بر این اساس توزیع فراوانی رخداد امواج سرمایی و گرمایی بر اساس شدت و مدت برای ایستگاه‌های منتخب دوره تعیین و در دو مورد بررسی همبستگی نیز انجام شد.

## مواد و روش‌ها

در این مطالعه به منظور بررسی رخدادهای فرین جوی و اقلیمی شمال شرق کشور ایستگاه‌های هواشناسی مشهد، سبزوار، قوچان، نیشابور، بجنورد، گنبد کاووس انتخاب شدند. داده‌های مورد نیاز از بانک آمار سازمان هواشناسی کشور اخذ شد و نسبت به کنترل کیفی آن اطمینان لازم صورت پذیرفت. مقادیر دماهای کمینه و بیشینه روزانه به منظور بررسی وقوع امواج سرمایی و گرمایی لحاظ شد. بر اساس نسخه پیش نویس نهایی راهنمای تعریف و رصد رویدادهای حدی آب و هوای کمیسیون اقلیم‌شناسی که در ژانویه سال ۲۰۱۸ انتشار یافته است و در گزارش موج گرمایی شماره ۵-۹۹، مرکز ملی خشکسالی و مدیریت بحران به آن اشاره شده است موج گرمایی در صورتی اتفاق می‌افتد که دمای بیشینه روزانه از میانگین بیشینه دماهای روزانه در دوره آماری برای آن روز برای حداقل ۳ روز مداوم ۵ درجه سلسیوس بیشتر باشد. با این تعریف حداقل طول مدت زمانی موج ۳ روز خواهد بود. بدین ترتیب معیار تعیین موج سرمایی نیز ثبت اختلاف دمای ۵ درجه و بیشتر بین حداقل دمای روزانه و میانگین دوره آماری دمای کمینه در آن روز از سال و تداوم این اختلاف به مدت ۳ روز یا بیشتر در ایستگاه هواشناسی مورد مطالعه می‌باشد. سپس فراوانی وقوع رخدادهای توزیع زمانی و مکانی آنها طی دوره ۲۰۲۰-۲۰۰۱ محاسبه گردید.

جهت برآورد نمودن شیب واقعی یک روند در یک سری زمانی، استفاده از روش ناپارامتریک سن می‌تواند یکی از روش‌های مناسب در این زمینه باشد. این روش ابتدا توسط تیل در سال ۱۹۵۰ ارائه و سپس توسط سن در سال ۱۹۶۸ بسط و گسترش داده شد. این روش نیز همانند بسیاری دیگر از روش‌های ناپارامتریک همچون من- کندال بر تحلیل تفاوت بین مشاهدات یک سری زمانی استوار است. این روش زمانی

می‌آید. اگر که عدد صفر در بید مقادیر  $M$ ها قرار گرفت فرض صفر پذیرفته می‌شود و عدم وجود روند در سری داده‌ها با سطح معناداری مورد نظر تایید می‌گردد. در غیر اینصورت فرض صفر رد شده و وجود روند در سطح اطمینان مورد آزمون تایید می‌گردد. در نهایت جهت بدست آوردن مقدار  $B$  در معادله (۱)،  $n$  تعداد تفاضل  $X_i - Q_{ii}$  محاسبه می‌شود. سپس میانه این مقادیر به عنوان برآورد  $B$  در نظر گرفته می‌شود. نتایج حاصل از این روش در بخش بعدی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. تحلیل‌های همدیدی براساس داده‌های فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل و دمای هوای ترازهای فشاری از مرکز ملی پیش بینی زیست محیطی / مرکز ملی مطالعات جوی دریافت و نقشه‌های ترکیبی میانگین روزانه دوره‌های رخدادهای فرین دمایی و بی‌هنجاری ترازهای فشار سطح دریا و ۵۰۰ هکتوپاسکالی تهیه و نسبت به میانگین بلندمدت اقلیمی

بی‌هنجاری‌ها و رخدادهای فرین شناسایی شود. در تحلیل آماری نیز میانگین فراوانی رخدادهای امواج گرمایی و سرمایی بر اساس مدت و شدت در طی ماه‌ها و فصول مختلف بر حسب درصد در مورد هریک از ایستگاه‌های منتخب برآورد گردید. در این مطالعه تعداد شش ایستگاه از ایستگاه‌های شمال شرق کشور در دوره آماری ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۹ انتخاب شدند. انتخاب به گونه‌ای انجام شد تا ایستگاه‌ها دارای شرایط اقلیمی متفاوت باشند. آب و هوای استان‌های واقع در شمال شرق کشور، خراسان رضوی و خراسان شمالی و استان گلستان علی‌رغم وسعت کم دارای تنوع اقلیمی مشهود هستند. جدول ۱ مشخصات ایستگاه‌های انتخابی از سه استان را نشان می‌دهد.

جدول ۱- مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های منتخب مورد مطالعه در منطقه

نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (m)	طبقه اقلیمی (دومارتن)
مشهد	۵۹.۶۳	۳۶.۲۴	۹۹۹	خشک
قوچان	۵۸.۴۵	۳۷.۱۲	۱۲۷۰	نیمه خشک
سبزوار	۵۷.۶۵	۳۶.۲۱	۹۶۲	خشک
نیشابور	۵۸.۸	۳۶.۲۷	۱۲۱۳	خشک
بجنورد	۵۷.۳	۳۷.۴۹	۱۰۷۰	خشک
گنبد کاووس	۵۵.۲۱	۳۷.۲۷	۳۷.۲	خشک

گرمایی در تاریخ‌های مشخصی برای تمام ایستگاه‌ها قابل شناسایی بود. به عنوان مثال در شکل‌های ۱ و ۲ که به ترتیب نشان‌دهنده توزیع زمانی وقوع موج سرمایی در دوره آماری ایستگاه سبزوار و توزیع زمانی وقوع موج سرمایی در دوره آماری ایستگاه مشهد است وقوع موج سرمایی با شدت ۱۵.۴ درجه سلسیوس در بازه زمانی اواخر ژانویه تا اواسط فوریه ۲۰۰۸ کاملاً مشهود است. به همین ترتیب با بررسی نمودار توزیع زمانی وقوع امواج گرمایی، مشاهده می‌شود که تناوب زمانی وقوع این امواج کوتاهتر می‌باشد و تعداد وقوع این امواج در طول دوره آماری بیشتر از امواج سرمایی است و در تمام ایستگاه‌ها هر ساله اتفاق افتاده است. به عنوان مثال شکل ۳ توزیع زمانی وقوع امواج گرمایی در ایستگاه نیشابور را نشان می‌دهد. با توجه به این شکل از سال ۲۰۱۵ به بعد تعداد وقوع امواج گرمایی بیشتر شده و هر ساله با الگویی خاص تکرار

## نتایج و بحث

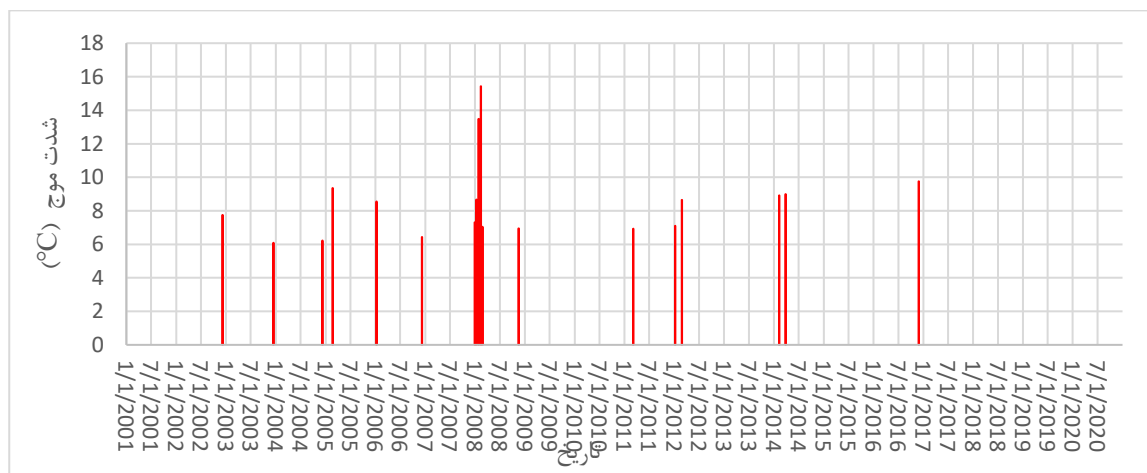
### بررسی آماری رخدادهای فرین امواج سرمایی و گرمایی

پس از استخراج تاریخ‌های وقوع امواج گرمایی و سرمایی نمودارهای توزیع زمانی وقوع امواج بر حسب شدت و طول مدت موج در دوره آماری ایستگاه‌ها و در نهایت جداول فراوانی وقوع سالانه و ماهانه امواج گرمایی و سرمایی در هریک از ایستگاه‌ها تهیه شد. برای محاسبه شدت موج ابتدا اختلاف دمای حداقل روزانه در هر روز با میانگین دماهای حداقل روزانه در دوره آماری برای آن روز محاسبه شده، سپس از تمام این مقادیر در طول دوره هر موج میانگین گرفته شد تا شدت آن موج محاسبه شود. پس از بررسی تمامی جداول و نمودارها برای ایستگاه‌های منتخب وقوع امواج سرمایی و

بیشترین تعداد موج سرمایی برای یک ایستگاه نیز در این سال اتفاق افتاده و مربوط به ایستگاه بجنورد و قوچان می‌باشد. بنابراین موج سرمایی سال ۲۰۰۸ به عنوان نمونه برای تحلیل همدیدی انتخاب شد.

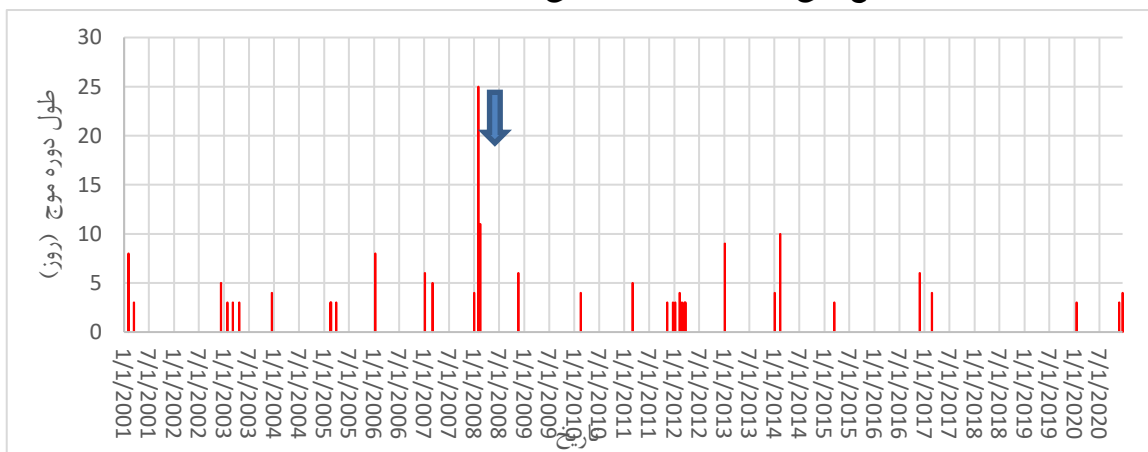
به منظور تحلیل آماری امواج گرمایی و سرمایی فراوانی وقوع آنها در مقیاس سالانه توسط روش ناپارامتریک سن محاسبه شد. جداول ۲ و ۳ نتایج حاصل از آزمون سن در مقیاس سالانه را برای امواج سرمایی نشان می‌دهد.

شده است همچنین بیشترین تعداد وقوع امواج گرمایی با شدت بیشتر از میانگین در این سال اتفاق افتاده است. بدین منظور یکی از این امواج با شدت قوی و دوره موج طولانی در سال ۲۰۱۵ به منظور تحلیل همدیدی انتخاب شده است تا الگوهای جوی در طول وقوع این موج بررسی شود. بیشترین فراوانی وقوع موج سرمایی در سال ۲۰۰۸ و به تعداد ۲۶ عدد می‌باشد. در واقع تمام ایستگاه‌های شمال شرق کشور در این سال تحت تاثیر موج سرمایی قرار گرفته اند به طوری که

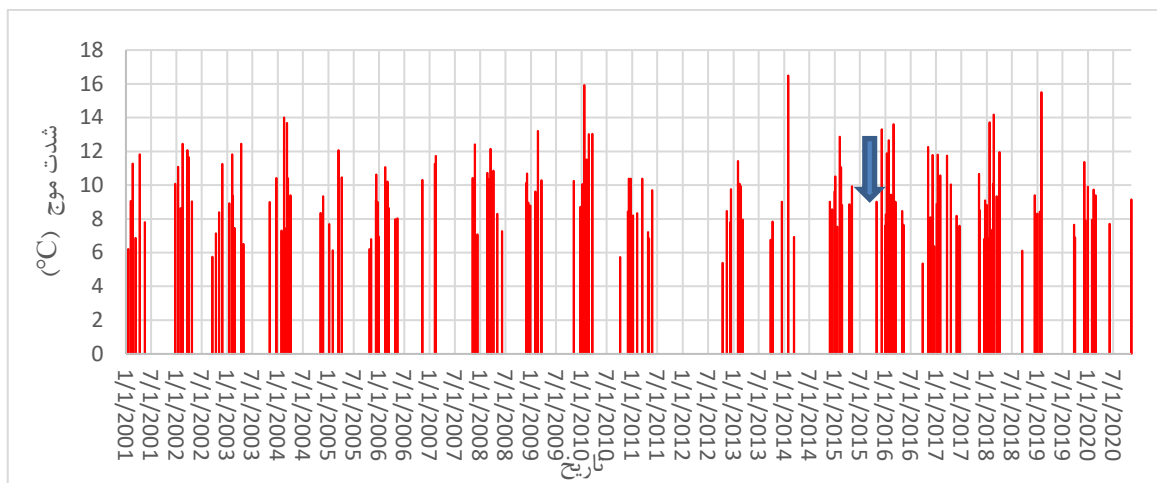


شکل ۱- توزیع زمانی وقوع امواج سرمایی بر حسب شدت موج در دوره آماری ایستگاه سبزوار

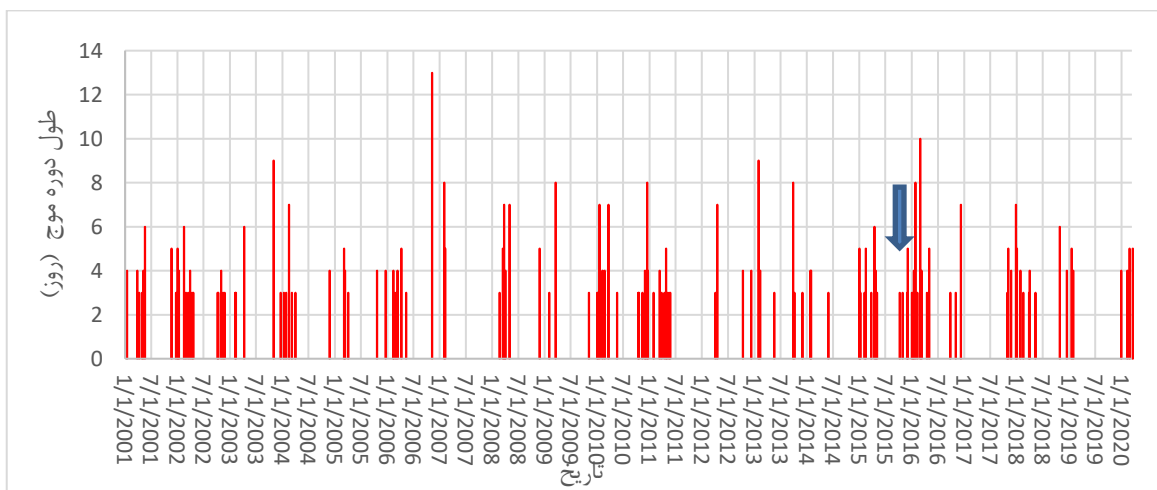
وقوع امواج سرمایی بر حسب شدت موج در دوره آماری ایستگاه سبزوار



شکل ۲- توزیع زمانی وقوع امواج سرمایی بر حسب طول مدت موج در دوره آماری ایستگاه مشهد



شکل ۳- توزیع زمانی وقوع امواج گرمایی بر حسب شدت موج در دوره آماری ایستگاه نیشابور



شکل ۴- توزیع زمانی وقوع امواج گرمایی بر حسب طول مدت موج در دوره آماری ایستگاه مشهد

جدول ۲- نتایج آزمون سن برای شدت امواج سرمایی در مقیاس سالانه

Bmax95	Bmin95	Bmax99	Bmin99	B	Qmax95	Qmin95	Qmax99	Qmin99	Q	signific.	Test Z	ایستگاه
۰.۶۹۹	۲.۱۰۴	۰.۵۸۶	۲.۷۱۳	۱.۵۱۶	۰.۰۱۷	-۰.۱۱۷	۰.۰۴۷	-۰.۱۵۸	-۰.۰۴۵		-۱.۰۷۱	مشهد
۰.۵۱۳	۰.۹۶۷	۰.۴۸۰	۱.۱۴۴	۰.۵۱۳	۰.۰۰۰	-۰.۰۵۸	۰.۰۱۰	-۰.۰۷۵	۰.۰۰۰		-۱.۰۰۶	سبزوار
۰.۰۲۰	۱.۱۵۸	-۰.۰۸۱	۱.۳۴۹	۰.۶۶۳	۰.۰۹۳	-۰.۰۴۴	۰.۱۱۵	-۰.۰۷۴	۰.۰۱۰		۰.۵۵۲	قوچان
۰.۱۶۷	۱.۳۵۱	-۰.۰۱۴	۱.۶۵۴	۰.۷۳۵	۰.۰۵۰	-۰.۰۵۱	۰.۰۶۵	-۰.۰۸۱	-۰.۰۰۵		-۰.۳۵۷	نیشابور
۰.۵۶۸	۱.۷۶۲	۰.۲۷۷	۱.۹۷۰	۱.۰۴۶	۰.۰۴۶	-۰.۰۶۷	۰.۰۷۶	-۰.۱۰۲	-۰.۰۰۷		-۰.۴۲۲	بجنورد
۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰		۰.۲۹۲	گنبد کاووس

جدول ۳- نتایج آزمون سن برای فراوانی وقوع امواج سرمایی در مقیاس سالانه

Bmax95	Bmin95	Bmax99	Bmin99	B	Qmax95	Qmin95	Qmax99	Qmin99	Q	signific.	Test Z	ایستگاه
۴.۹۱۳	۹.۰۰۲	۴.۱۴۳	۱۰.۰۰۰	۶.۹۸۰	۰.۱۶۷	-۰.۳۱۳	۰.۲۸۶	-۰.۴۰۰	-۰.۰۹۵		-۰.۷۷۹	مشهد
۱.۰۰۰	۱.۳۷۶	۱.۰۰۰	۱.۷۲۲	۱.۰۰۰	۰.۰۰۰	-۰.۰۸۳	۰.۰۰۰	-۰.۱۱۱	۰.۰۰۰		-۱.۳۳۰	سبزوار
۰.۱۶۶	۱.۸۴۷	-۰.۱۶۷	۲.۱۷۳	۱.۰۰۰	۰.۱۳۳	-۰.۰۷۷	۰.۱۶۷	-۰.۱۳۲	۰.۰۰۰		۰.۲۹۲	قوچان
۰.۱۶۷	۱.۰۰۰	-۰.۲۱۴	۲.۱۹۸	۱.۰۰۰	۰.۱۱۱	۰.۰۰۰	۰.۱۴۳	-۰.۰۸۲	۰.۰۰۰		۰.۷۱۴	نیشابور
۰.۹۱۷	۳.۵۸۳	۰.۵۰۰	۴.۰۴۰	۲.۰۰۰	۰.۰۸۳	-۰.۱۶۷	۰.۱۴۳	-۰.۲۱۲	۰.۰۰۰		-۰.۳۳۴	بجنورد
۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰		۰.۲۶۰	گنبد کاووس

نتایج حاصل از جداول ۴ و ۵ نشان‌دهنده این است که برخلاف نتایج حاصل از جداول ۲ و ۳ روند شدت وقوع و فراوانی وقوع امواج سرمایای ایستگاه قوچان بعد از جابجایی مکان آن کاهش یافته است. در نتیجه نمی‌توان به نتایج حاصل از جداول ۲ و ۳ برای این ایستگاه استناد کرد. برای حل این مشکل ابتدا داده‌ها برای این ایستگاه همگن شدند به این صورت که مقادیر میانگین برای هر یک از دماهای حداقل و حداکثر روزانه در دوره آماری و برای دوره قبل از جابجایی و بعد از جابجایی محاسبه شد و اختلاف آنها به تمامی مقادیر دماهای حداقل و حداکثر قبل از جابجایی اضافه شد تا اثر تغییر مکان ایستگاه حذف شود. سپس محاسبات وقوع موج سرمایای دوباره انجام شد. که نتایج حاصل از آن در جداول ۶ و ۷ نشان داده شده است.

نتایج حاصل از جداول ۶ و ۷ نشان‌دهنده این است که پس از همگن سازی داده‌های دمای حداقل و حداکثر روزانه برای ایستگاه قوچان دیگر روند افزایشی برای شدت وقوع امواج سرمایای مشاهده نمی‌شود. همچنین روند فراوانی وقوع نیز روند افزایشی شدیدی را نشان نمی‌دهد. که می‌توان این نتیجه را به خشی سازی اثر ارتفاع در تغییر دماهای حداقل و حداکثر روزانه ایستگاه بعد از همگن سازی داده‌ها نسبت داد. جداول ۸ و ۹ نتایج حاصل از آزمون سن در مقیاس سالانه را برای امواج گرمایی نشان می‌دهد.

علی‌رغم عدم وجود روند در شدت وقوع و فراوانی وقوع امواج سرمایای و گرمایی، آماره‌های آزمون سن در سطوح مختلف نشان دادند که روند متوسط شدت امواج سرمایای سالانه برای ایستگاه‌های قوچان و گنبد کاووس افزایشی و برای ایستگاه‌های مشهد، سبزوار، نیشابور و بجنورد کاهش یافته است. با توجه به مقادیر Q در جدول ۲ مشخص می‌شود که بیشترین روند افزایش شدت امواج سرمایای مربوط به ایستگاه قوچان به میزان ۰.۰۱ درجه سلسیوس در سال و بیشترین روند کاهش شدت امواج سرمایای مربوط به ایستگاه مشهد به میزان ۰.۰۴۵ درجه سلسیوس در سال می‌باشد. با توجه به مقادیر پارامتر Z از جدول ۲ مشخص می‌شود که تعداد وقوع امواج سرمایای در ایستگاه‌های قوچان، نیشابور و گنبد کاووس افزایشی و در ایستگاه‌های مشهد، سبزوار و بجنورد کاهش یافته است. مقادیر Q در این جدول نشان‌دهنده این است که شیب روند افزایشی و کاهش امواج سرمایای در تمامی ایستگاه‌ها به غیر از ایستگاه مشهد بسیار ناچیز است. از آنجایی که ایستگاه هواشناسی سینوپتیک قوچان در فروردین ماه سال ۱۳۸۵ به مکان دیگری در این شهر منتقل شده است که در ارتفاع بالاتری از مکان اولیه قرار دارد، مقادیر حاصل برای پارامتر Z مربوط به این ایستگاه دوباره بررسی شد. به این ترتیب که ابتدا روند به دو دوره قبل از انتقال ایستگاه به مکان جدید و بعد از انتقال ایستگاه به مکان جدید تقسیم شد که نتایج آن در جداول ۴ و ۵ نشان داده شده است.

جدول ۴- نتایج آزمون سن برای شدت امواج سرمایای ایستگاه قوچان در مقیاس سالانه قبل و بعد از انتقال به مکان جدید

ایستگاه	Test Z	signific.	Q	Qmin99	Qmax99	Qmin95	Qmax95	B	Bmin99	Bmax99	Bmin95	Bmax95
قوچان (قبل از جابجایی)			۰.۰۰۶					۰.۵۰۳				
قوچان (بعد از جابجایی)	-۱.۰۴۰		-۰.۰۷۴	-۰.۲۸۵	۰.۱۱۸	-۰.۲۶۱	۰.۰۷۵	۱.۸۹۷	۴.۷۵۷	-۰.۳۷۷	۴.۴۴۷	-۰.۱۶۷

جدول ۵- نتایج آزمون سن برای فراوانی وقوع امواج سرمایای ایستگاه قوچان در مقیاس سالانه قبل و بعد از انتقال به مکان جدید

ایستگاه	Test Z	signific.	Q	Qmin99	Qmax99	Qmin95	Qmax95	B	Bmin99	Bmax99	Bmin95	Bmax95
قوچان (قبل از جابجایی)			۰.۰۰۰					۱.۰۰۰				
قوچان (بعد از جابجایی)	-۱.۱۵۰		-۰.۱۲۵	-۰.۵۰۰	۰.۱۶۷	-۰.۲۳۳	۰.۰۰۰	۳.۰۰۰	۸.۲۵۰	-۰.۴۱۷	۵.۵۰۰	۱.۵۰۰

جدول ۶- نتایج آزمون سن برای شدت امواج سرمایای ایستگاه قوچان در مقیاس سالانه بعد از همگن سازی داده‌ها

ایستگاه	Test Z	signific.	Q	Qmin99	Qmax99	Qmin95	Qmax95	B	Bmin99	Bmax99	Bmin95	Bmax95
قوچان (بعد از همگن سازی)	۰.۰۰۰		۰.۰۰۰	-۰.۰۸۷	۰.۱۰۷	-۰.۰۶۳	۰.۰۷۹	۰.۷۴۶	۱.۷۰۳	-۰.۰۶۵	۱.۵۵۷	-۰.۰۰۷

جدول ۷- نتایج آزمون سن برای فراوانی وقوع امواج سرمایای ایستگاه قوچان در مقیاس سالانه بعد از همگن سازی داده‌ها

ایستگاه	Test Z	signific.	Q	Qmin99	Qmax99	Qmin95	Qmax95	B	Bmin99	Bmax99	Bmin95	Bmax95
قوچان (بعد از همگن سازی)	۰.۰۳۲		۰.۰۰۰	-۰.۱۴۴	۰.۱۴۳	-۰.۱۱۱	۰.۰۸۴	۱.۰۰۰	۲.۶۴۳	-۰.۰۷۱	۲.۴۴۴	۰.۲۹۰

جدول ۸- نتایج آزمون سن برای شدت امواج گرمایی در مقیاس سالانه

ایستگاه	Test Z	signific.	Q	Qmin99	Qmax99	Qmin95	Qmax95	B	Bmin99	Bmax99	Bmin95	Bmax95
مشهد	-۰.۶۱۶		-۰.۰۳۲	-۰.۱۵۰	۰.۱۲۹	-۰.۱۱۸	۰.۰۹۲	۲.۸۶۵	۳.۹۹۵	۲.۰۶۰	۳.۷۴۸	۲.۲۷۳
سبزوار	-۰.۶۱۶		-۰.۰۵۵	-۰.۱۷۹	۰.۱۰۰	-۰.۱۳۰	۰.۰۵۹	۳.۴۳۷	۴.۷۸۳	۲.۶۳۴	۴.۳۳۵	۲.۹۴۸
قوچان	-۰.۸۷۶		-۰.۰۵۶	-۰.۱۸۸	۰.۱۰۰	-۰.۱۲۶	۰.۰۴۷	۵.۷۷۱	۶.۸۹۴	۴.۲۹۱	۶.۴۲۲	۴.۷۵۲
نیشابور	-۰.۲۲۷		-۰.۰۲۵	-۰.۱۴۳	۰.۱۴۲	-۰.۱۰۲	۰.۰۸۸	۴.۱۸۹	۵.۱۶۱	۲.۷۴۹	۴.۳۳۷	۳.۳۵۹
بجنورد	-۰.۱۶۲		-۰.۰۱۳	-۰.۱۳۵	۰.۱۵۵	-۰.۰۹۵	۰.۱۰۷	۳.۱۲۲	۳.۸۳۱	۱.۶۰۷	۳.۴۰۴	۲.۲۸۹
گنبد کاووس	۰.۱۶۲		۰.۰۰۰	-۰.۲۳۶	۰.۶۶۸	-۰.۱۲۱	۰.۳۰۹	۹.۰۲۳	۱۱.۰۱۷	-۱.۳۳۶	۱۰.۰۷۷	۳.۹۷۶

جدول ۹- نتایج آزمون سن برای فراوانی وقوع امواج گرمایی در مقیاس سالانه

ایستگاه	Test Z	signific.	Q	Qmin99	Qmax99	Qmin95	Qmax95	B	Bmin99	Bmax99	Bmin95	Bmax95
مشهد	-۰.۷۷۹		-۰.۰۹۵	-۰.۴۰۰	۰.۲۸۶	-۰.۳۱۳	۰.۱۶۷	۶.۹۸۰	۱۰.۰۰۰	۴.۱۴۳	۹.۰۰۲	۴.۹۱۳
سبزوار	۰.۱۶۲		۰.۰۰۰	-۰.۳۳۳	۰.۴۲۶	-۰.۲۵۰	۰.۳۱۳	۶.۵۰۰	۸.۳۳۳	۳.۷۳۶	۷.۸۷۵	۴.۳۱۱
قوچان	-۰.۳۵۷		۰.۰۰۰	-۰.۳۳۳	۰.۲۸۶	-۰.۲۸۶	۰.۱۸۲	۱۲.۰۰۰	۱۶.۰۰۰	۱۰.۲۱۴	۱۵.۶۴۳	۱۰.۹۰۹
نیشابور	۰.۰۳۲		۰.۰۰۰	-۰.۲۸۳	۰.۳۷۵	-۰.۲۳۵	۰.۲۸۶	۸.۰۰۰	۱۰.۷۵۸	۵.۲۵۰	۱۰.۱۵۰	۶.۵۷۱
بجنورد	-۰.۱۳۰		۰.۰۰۰	-۰.۳۳۳	۰.۳۳۳	-۰.۲۷۳	۰.۲۶۷	۶.۵۰۰	۸.۶۶۷	۴.۵۰۰	۸.۲۲۸	۵.۲۰۰
گنبد کاووس	۰.۹۴۱		۰.۱۰۰	-۰.۲۴۱	۰.۳۸۳	-۰.۱۱۸	۰.۳۳۳	۸.۱۵۰	۱۱.۰۶۵	۴.۴۳۷	۱۰.۲۶۵	۵.۰۰۰

زمستان با فراوانی ۵۳/۸ درصد می‌باشد. شایان ذکر اینکه در فاصله زمانی ماه‌های می تا سپتامبر در دوره آماری برابر تعاریف مورد استناد موج سرمایی در منطقه به ثبت نرسیده است.

جدول ۱۲ نشان‌دهنده آن است که بیشترین فراوانی وقوع امواج سرمایی شدید با ۵۴/۴ درصد فراوانی مربوط به فصل زمستان است.

جدول ۱۳ نیز گویای رخداد امواج سرمایی با مدت زمان بیش از یک هفته در دو فصل زمستان و پاییز به ترتیب ۷۵ و ۲۵ درصد فراوانی در مقیاس منطقه ای می‌باشد.

با توجه به جدول ۱۱ در مقیاس ماهانه بیشترین فراوانی وقوع موج سرمایی مربوط به ماه‌های ژانویه و دسامبر با تعداد به ترتیب ۳۴ و ۳۳ موج می‌باشد. همچنین بیشترین تعداد موج‌های سرمایی در مقیاس ماهانه در ایستگاه بجنورد با تعداد ۱۲ عدد و در ماه دسامبر اتفاق افتاده است. بیشترین تعداد وقوع موج‌های سرمایی در منطقه مورد مطالعه در فصل زمستان با فراوانی ۵۳/۸ درصد می‌باشد. شایان ذکر اینکه در فاصله زمانی ماه‌های می تا سپتامبر در دوره آماری برابر تعاریف مورد استناد موج سرمایی در منطقه به ثبت نرسیده است.

جدول ۱۲ نشان‌دهنده آن است که بیشترین فراوانی وقوع امواج سرمایی شدید با ۵۴/۴ درصد فراوانی مربوط به فصل زمستان است.

آماره‌های آزمون سن در سطوح مختلف نشان دادند که روند متوسط شدت امواج گرمایی سالانه برای ایستگاه گنبد کاووس افزایشی و برای ایستگاه‌های مشهد، سبزوار، قوچان، نیشابور و بجنورد کاهش می‌باشد. با توجه به مقادیر Q در جدول ۸ مشخص می‌شود که بیشترین روند کاهش شدت امواج گرمایی مربوط به ایستگاه قوچان به میزان ۰.۰۵۶ درجه سلسیوس در سال می‌باشد. با توجه به مقادیر پارامتر Z از جدول ۹ مشخص می‌شود که تعداد وقوع امواج گرمایی در ایستگاه‌های سبزوار، نیشابور و گنبد کاووس افزایشی و در ایستگاه‌های مشهد، قوچان و بجنورد کاهش یافته است. مقادیر Q در جدول ۹ نشان‌دهنده این است که شیب روند افزایشی و کاهش امواج گرمایی در تمامی ایستگاه‌ها به غیر از ایستگاه مشهد و گنبد کاووس بسیار ناچیز است.

بر اساس شکل ۵- الف و ۵- ب رسم خط برازش با معادله رگرسیون خطی برای توزیع زمانی وقوع امواج سرمایی در ایستگاه‌های منتخب نشان‌دهنده روند کاهش تعداد امواج سرمایی در طول دوره آماری می‌باشد.

با توجه به جدول ۱۱ در مقیاس ماهانه بیشترین فراوانی وقوع موج سرمایی مربوط به ماه‌های ژانویه و دسامبر با تعداد به ترتیب ۳۴ و ۳۳ موج می‌باشد. همچنین بیشترین تعداد موج‌های سرمایی در مقیاس ماهانه در ایستگاه بجنورد با تعداد ۱۲ عدد و در ماه دسامبر اتفاق افتاده است. بیشترین تعداد وقوع موج‌های سرمایی در منطقه مورد مطالعه در فصل



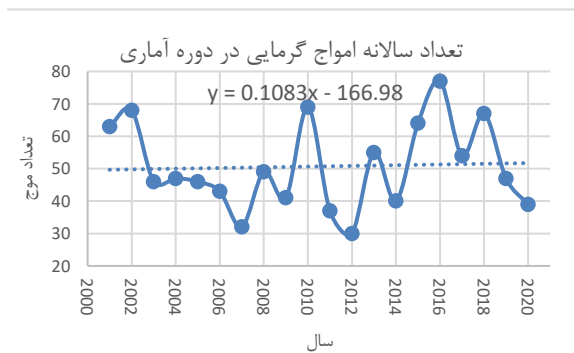
ماه‌های سال را شامل می‌گردد اما غالب آن مربوط به زمستان و پاییز با ۶۷/۶ و ۳۱ درصد فراوانی است و در شش ماهه گرم سال (بهار و تابستان) از فراوانی امواج گرمایی طولانی مدت کاسته شده بطوریکه مجموع فراوانی آن در دوره گرم سال به ۲۲/۱ درصد می‌رسد.

جدول ۱۶ نشان‌دهنده انطباق و شباهت مقادیر فراوانی وقوع امواج توزیع ماهانه و فصلی امواج گرمایی با شدت می‌باشد. بطوری که زمستان و پاییز به ترتیب ۶۶.۶ و ۳۱/۳ درصد فراوانی و بهار و تابستان به ترتیب ۳/۹ و ۱۸/۵ درصد فراوانی امواج گرمایی شدید را به خود اختصاص می‌دهند. بر اساس جدول ۱۷ بیشترین فراوانی امواج گرمایی طولانی مدت در سطح منطقه به فصل زمستان معادل ۵۴/۷ درصد و فصول پاییز، بهار و تابستان به ترتیب ۲۷، ۱۵/۷ و ۲/۵ درصد اختصاص می‌یابد.

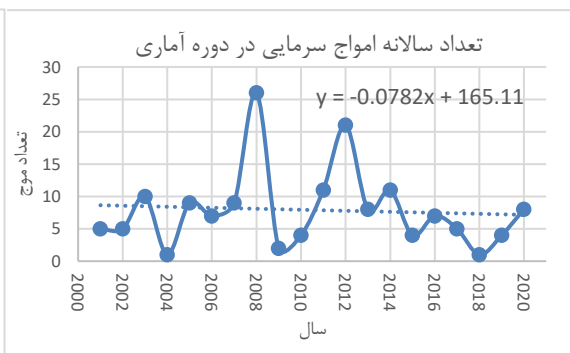
جدول ۱۳ نیز گویای رخداد امواج سرمایی با مدت زمان بیش از یک هفته در دو فصل زمستان و پاییز به ترتیب ۷۵ و ۲۵ درصد فراوانی در مقیاس منطقه ای می‌باشد.

بر اساس جدول ۱۴ بیشترین فراوانی وقوع موج گرمایی در سال ۲۰۱۰ و به تعداد ۶۹ موج می‌باشد. بر اساس شکل ۵- ب رسم خط برازش با معادله رگرسیون خطی برای توزیع زمانی وقوع امواج گرمایی در ایستگاه‌های منتخب نشان‌دهنده روند افزایشی تعداد امواج گرمایی در طول دوره آماری می‌باشد. جدول ۱۵ گویای آن است که در مقیاس ماهانه بیشترین فراوانی وقوع موج سرمایی مربوط به ماه‌های فوریه و مارس با تعداد به ترتیب ۱۶۵ و ۱۶۴ موج گرمایی می‌باشد. همچنین بیشترین فراوانی امواج گرمایی در مقیاس ماهانه در ایستگاه قوچان با تعداد ۵۴ عدد و در ماه مارس اتفاق افتاده است. توزیع فراوانی امواج گرمایی در سطح منطقه کلیه

(ب)



(الف)



شکل ۵- الف) روند تعداد سالانه امواج سرمایی در دوره آماری ب) روند تعداد سالانه امواج گرمایی در دوره آماری

جدول ۱۰- فراوانی وقوع امواج سرمایی با مقیاس سالانه در ایستگاه‌های منتخب

ایستگاه	سال																	
	۲۰۲۰	۲۰۱۹	۲۰۱۸	۲۰۱۷	۲۰۱۶	۲۰۱۵	۲۰۱۴	۲۰۱۳	۲۰۱۲	۲۰۱۱	۲۰۱۰	۲۰۰۹	۲۰۰۸	۲۰۰۷	۲۰۰۶	۲۰۰۵	۲۰۰۴	
مشهد	۲	۰	۰	۱	۱	۱	۲	۱	۵	۳	۱	۰	۳	۳	۱	۳	۰	۴
سبزوار	۰	۰	۰	۰	۱	۰	۲	۰	۲	۱	۰	۰	۵	۱	۲	۱	۱	۱
قوچان	۳	۱	۰	۰	۲	۰	۱	۳	۴	۲	۱	۱	۶	۲	۱	۱	۰	۲
نیشابور	۲	۱	۱	۲	۱	۱	۳	۲	۳	۰	۰	۱	۵	۲	۰	۱	۰	۲
بجنورد	۰	۲	۰	۲	۱	۲	۳	۲	۶	۵	۲	۰	۶	۱	۳	۳	۰	۱
گنبد کاووس	۰	۰	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۰
مجموع سال	۸	۴	۱	۵	۷	۴	۱۱	۸	۲۱	۱۱	۴	۲	۲۶	۹	۷	۹	۱	۱۰

جدول ۱۱- فراوانی وقوع امواج سرمایی با مقیاس ماهانه در ایستگاه‌های منتخب

تعداد کل	ماه														ایستگاه		
	ژانویه	فوریه	مارس	زمستان	آوریل	می	ژوئن	بهار	جولای	اگوست	سپتامبر	تابستان	اکتبر	نوامبر		دسامبر	پاییز
۲۵	۸	۹	۸	۲۵	۱	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۰	۴	۵	۹	مشهد
۱۸	۴	۵	۲	۱۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲	۵	۷	سبزوار
۳۱	۸	۳	۲	۱۳	۲	۰	۰	۲	۰	۰	۰	۰	۵	۴	۷	۱۶	قوچان
۲۹	۶	۴	۵	۱۵	۱	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۵	۴	۱۳	۱۳	نیشابور
۴۲	۸	۹	۲	۱۹	۱	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۲	۸	۲۲	۲۲	بجنورد
۳	۰	۲	۰	۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۰	۱	گنبد کاووس
۱۵۸	۳۴	۳۲	۱۹	۸۵	۵	۰	۰	۵	۰	۰	۰	۰	۱۲	۲۳	۳۳	۶۸	مجموع ماه
۱۰۰۰	۲۱.۵	۲۰.۳	۱۲.۰	۵۳.۸	۳.۲	۰.۰	۰.۰	۳.۲	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۷.۶	۱۴.۶	۲۰.۹	۴۳.۰	درصد فراوانی نسبت به کل

جدول ۱۲- فراوانی وقوع امواج سرمایی شدیدتر از مقدار متوسط ماهانه در ایستگاه‌های منتخب

تعداد کل	ماه														ایستگاه		
	ژانویه	فوریه	مارس	زمستان	آوریل	می	ژوئن	بهار	جولای	اگوست	سپتامبر	تابستان	اکتبر	نوامبر		دسامبر	پاییز
۱۷	۴	۴	۴	۱۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲	۳	۵	مشهد
۶	۱	۱	۱	۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۲	۳	سبزوار
۱۵	۴	۱	۱	۶	۱	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۳	۲	۳	۸	قوچان
۱۲	۳	۲	۲	۷	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲	۱	۲	۵	نیشابور
۱۷	۲	۵	۱	۸	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۳	۵	۹	بجنورد
۱	۰	۱	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	گنبد کاووس
۶۸	۱۴	۱۴	۹	۳۷	۱	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۶	۹	۱۵	۳۰	مجموع ماه
۱۰۰۰	۲۰.۶	۲۰.۶	۱۳.۲	۵۴.۴	۱.۵	۰.۰	۰.۰	۱.۵	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۸.۸	۱۳.۲	۲۲.۱	۴۴.۱	درصد فراوانی نسبت به کل

جدول ۱۳- فراوانی وقوع امواج سرمایی با مدت طولانی تر از یک هفته در ایستگاه‌های منتخب

تعداد کل	ماه														ایستگاه		
	ژانویه	فوریه	مارس	زمستان	آوریل	می	ژوئن	بهار	جولای	اگوست	سپتامبر	تابستان	اکتبر	نوامبر		دسامبر	پاییز
۶	۳	۳	۰	۶	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	مشهد
۳	۱	۲	۰	۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	سبزوار
۴	۱	۲	۰	۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۰	۰	۱	قوچان
۴	۲	۱	۰	۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۰	۱	نیشابور
۷	۳	۰	۰	۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲	۲	۴	بجنورد
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	گنبد کاووس
۲۴	۱۰	۸	۰	۱۸	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۳	۲	۶	مجموع ماه
۱۰۰۰	۴۱.۷	۳۳.۳	۰.۰	۷۵.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۴.۲	۱۲.۵	۸.۳	۲۵.۰	درصد فراوانی نسبت به کل

جدول ۱۴- فراوانی وقوع امواج گرمایی با مقیاس سالانه در ایستگاه‌های منتخب

تعداد کل	سال																	ایستگاه		
	۲۰۰۱	۲۰۰۲	۲۰۰۳	۲۰۰۴	۲۰۰۵	۲۰۰۶	۲۰۰۷	۲۰۰۸	۲۰۰۹	۲۰۱۰	۲۰۱۱	۲۰۱۲	۲۰۱۳	۲۰۱۴	۲۰۱۵	۲۰۱۶	۲۰۱۷			
۵	۳	۸	۴	۱۲	۱۱	۴	۶	۴	۸	۱۳	۴	۷	۲	۷	۵	۶	۵	۱۳	۹	مشهد
۳	۶	۱۳	۹	۱۲	۱۰	۴	۸	۳	۳	۱۳	۵	۸	۶	۵	۶	۷	۵	۸	۸	سبزوار
۱۲	۱۰	۱۴	۱۳	۱۸	۱۲	۱۴	۱۵	۶	۹	۱۵	۱۴	۱۰	۱۲	۱۱	۱۲	۱۱	۱۲	۱۵	۱۶	قوچان
۵	۷	۱۱	۱۳	۱۳	۱۱	۵	۸	۴	۶	۱۱	۶	۱۰	۷	۶	۱۰	۸	۸	۱۱	۷	نیشابور
۳	۱۰	۱۰	۵	۱۱	۱۳	۳	۹	۴	۵	۱۱	۵	۷	۳	۶	۷	۶	۶	۸	۹	بجنورد
۱۱	۱۱	۱۱	۱۰	۱۱	۷	۱۰	۹	۹	۶	۶	۷	۷	۲	۸	۶	۹	۱۰	۱۳	۱۴	گنبد کاووس
۳۹	۴۷	۶۷	۵۴	۷۷	۶۴	۴۰	۵۵	۳۰	۳۷	۶۹	۴۱	۴۹	۳۲	۴۳	۴۶	۴۷	۴۶	۶۸	۶۳	مجموع سال

جدول ۱۵- فراوانی وقوع امواج گرمایی با مقیاس ماهانه در ایستگاه‌های منتخب

تعداد کل	ماه													ایستگاه			
	ژانویه	فوریه	مارس	زمستان	آوریل	می	ژوئن	بهار	جولای	اگوست	سپتامبر	تابستان	اکتبر		نوامبر	دسامبر	پاییز
۱۳۶	۲۰	۲۲	۲۰	۶۲	۱۶	۱۲	۱	۲۹	۰	۰	۲	۲	۱۳	۱۵	۱۵	۴۳	مشهد
۱۴۲	۲۴	۲۲	۲۵	۷۱	۱۷	۳	۱	۲۱	۰	۰	۶	۶	۷	۲۰	۱۷	۴۴	سبزوار
۲۵۱	۳۸	۴۲	۵۴	۱۳۴	۲۵	۱۲	۲	۳۹	۱	۱	۴	۶	۹	۳۶	۲۷	۷۲	قوچان
۱۶۷	۲۷	۳۱	۱۸	۷۶	۱۴	۸	۳	۲۵	۰	۰	۶	۶	۶	۲۱	۳۳	۶۰	نیشابور
۱۴۱	۱۸	۱۸	۳۱	۶۷	۱۳	۱۱	۴	۲۸	۴	۳	۴	۱۰	۱۴	۱۱	۱۱	۳۶	بجنورد
۱۷۷	۱۸	۳۰	۱۶	۶۴	۲۴	۱۴	۶	۴۴	۶	۶	۶	۰	۱۰	۲۲	۱۹	۵۹	گنبد کاووس
۱۰۱۴	۱۴۵	۱۶۵	۱۶۴	۴۷۴	۱۰۹	۶۰	۱۷	۱۸۶	۱۱	۸	۲۱	۴۰	۶۷	۱۲۵	۱۲۲	۳۱۴	مجموع ماه
۱۰۰۰	۱۴.۳	۱۶.۳	۱۶.۲	۴۶.۷	۱۰.۷	۵.۹	۱.۷	۱۸.۳	۱.۱	۰.۸	۲.۱	۳.۹	۶.۶	۱۲.۳	۱۲.۰	۳۱.۰	درصد فراوانی نسبت به کل

جدول ۱۶- فراوانی وقوع امواج گرمایی شدیدتر از مقدار متوسط ماهانه در ایستگاه‌های منتخب

تعداد کل	ماه													ایستگاه			
	ژانویه	فوریه	مارس	زمستان	آوریل	می	ژوئن	بهار	جولای	اگوست	سپتامبر	تابستان	اکتبر		نوامبر	دسامبر	پاییز
۶۸	۱۰	۱۲	۱۰	۳۲	۸	۶	۰	۱۴	۰	۰	۱	۱	۵	۷	۹	۲۱	مشهد
۷۲	۱۲	۱۲	۱۲	۳۶	۹	۱	۰	۱۰	۰	۰	۳	۳	۳	۳	۱۱	۲۴	سبزوار
۱۱۵	۱۵	۲۱	۲۶	۶۲	۱۱	۵	۱	۱۷	۱	۰	۱	۱	۴	۱۷	۱۴	۳۵	قوچان
۷۵	۱۲	۱۴	۱۰	۳۶	۷	۲	۲	۱۱	۲	۰	۳	۳	۳	۸	۱۴	۲۵	نیشابور
۶۲	۷	۶	۱۴	۲۷	۷	۵	۱	۱۳	۱	۱	۱	۴	۸	۵	۵	۱۸	بجنورد
۸۳	۶	۱۴	۹	۲۹	۱۴	۶	۳	۲۳	۳	۱	۰	۵	۷	۱۰	۹	۲۶	گنبد کاووس
۴۷۶	۶۲	۷۹	۸۱	۲۲۲	۵۶	۲۵	۷	۸۸	۶	۲	۹	۱۷	۳۰	۵۸	۶۱	۱۴۹	مجموع ماه
۱۰۰۰	۱۳.۰	۱۶.۶	۱۷.۰	۴۶.۶	۱۱.۸	۵.۳	۱.۵	۱۸.۵	۱.۳	۰.۴	۱.۹	۳.۶	۶.۳	۱۲.۲	۱۲.۸	۳۱.۳	درصد فراوانی نسبت به کل

جدول ۱۷- فراوانی وقوع امواج گرمایی با مدت طولانی‌تر از یک هفته در ایستگاه‌های منتخب

تعداد کل	ماه													ایستگاه			
	ژانویه	فوریه	مارس	زمستان	آوریل	می	ژوئن	بهار	جولای	اگوست	سپتامبر	تابستان	اکتبر		نوامبر	دسامبر	پاییز
۱۷	۳	۳	۳	۹	۱	۱	۰	۲	۰	۰	۱	۱	۱	۱	۳	۵	مشهد
۲۱	۲	۵	۳	۱۰	۵	۱	۰	۶	۰	۰	۰	۰	۰	۳	۲	۵	سبزوار
۵۶	۷	۱۰	۱۶	۳۳	۶	۱	۰	۷	۰	۰	۱	۱	۰	۷	۸	۱۵	قوچان
۳۳	۶	۸	۵	۱۹	۴	۲	۰	۶	۰	۰	۱	۱	۰	۵	۲	۷	نیشابور
۱۸	۵	۴	۲	۱۱	۱	۰	۱	۲	۱	۰	۰	۰	۱	۲	۲	۵	بجنورد
۱۴	۱	۳	۱	۵	۲	۰	۰	۲	۰	۰	۰	۱	۰	۳	۳	۶	گنبد کاووس
۱۵۹	۲۴	۳۳	۳۰	۸۷	۱۹	۵	۱	۲۵	۱	۰	۳	۴	۲	۲۱	۲۰	۴۳	مجموع ماه
۱۰۰۰	۱۵.۱	۲۰.۸	۱۸.۹	۵۴.۷	۱۱.۹	۳.۱	۰.۶	۱۵.۷	۰.۶	۰.۰	۱.۹	۲.۵	۱.۳	۱۳.۲	۱۲.۶	۲۷.۰	درصد فراوانی نسبت به کل

جدول ۱۸ نشان‌دهنده شدیدترین امواج سرمایی رخ داده در طول دوره آماری ۲۰ ساله در ایستگاه‌های منتخب می‌باشد. شدیدترین موج در منطقه مورد مطالعه با شدت ۱۵.۷ درجه

سلسیوس در ایستگاه نیشابور اتفاق افتاده است. با توجه به جدول ۱۸ و شکل‌های ۱ و ۲ می‌توان مشاهده نمود که موج سرمایی شدیدی از اواخر ژانویه تا اواسط فوریه ۲۰۰۸ مناطق گسترده‌ای از شمال شرق کشور را در نوردیده است. دلیل تفاوت تاریخ‌های وقوع امواج سرمایی در ایستگاه‌ها این است که در تعریف وقوع موج سرمایی مقادیر دمای حداقل هریک از ایستگاه‌ها با مقدار میانگین دمای حداقل دوره آماری همان

مختلف یکسان نباشد. استراتژی اندازه‌گیری TANSO-FTS به منظور مشخص کردن منابع گسیل در مقیاس قاره‌ای بهینه سازی شده است. این اندازه‌گیری‌ها به صورت ذاتی شامل ۵ نقطه عمود بر مسیر حرکت است، که با فاصله حدود ۱۰۰ کیلومتر از هم قرار دارند، با قطر ۱۰.۵ کیلومتر و مدت زمان ۴ ثانیه از هم قرار گرفتند (Parker et al., 2011).

جدول ۱۸- شدیدترین موج‌های سرمایی مشاهده شده در طول دوره آماری ایستگاه‌ها

نام ایستگاه	تاریخ وقوع شدیدترین موج سرمایی	طول مدت موج (روز)	شدت موج (°C)
مشهد	۲۰۰۸/۰۱/۳۰	۲۵	۱۲.۳
قوچان	۲۰۱۲/۰۱/۰۷	۳	۱۴.۶
سبزوار	۲۰۰۸/۰۲/۱۲	۱۱	۱۵.۴
نیشابور	۲۰۰۸/۰۱/۱۱	۴	۱۵.۷
بجنورد	۲۰۰۷/۰۱/۰۵	۴	۱۳.۵
گنبد کاووس	۲۰۱۶/۱۱/۲۵	۳	۱۴.۵

توجه به اینکه میانگین دمای بیشینه در دوره آماری برای این ۴ روز ۰.۳- درجه سلسیوس بوده در نتیجه افزایش ۲۱.۲ درجه‌ای دما به مدت ۴ روز می‌تواند باعث بروز خسارات جبران ناپذیری به خصوص در زمینه کشاورزی شود. زیرا این تاریخ مصادف با ۱۹ اسفند ۱۳۸۴ می‌باشد و این موج گرمایی می‌تواند باعث بروز شوک گرمایی به درختان و باز شدن شکوفه‌ها شود.

جدول ۱۹ نشان‌دهنده شدیدترین امواج گرمایی رخ داده در طول دوره آماری ۲۰ ساله در ایستگاه‌های منتخب می‌باشد. شدیدترین موج گرمایی در منطقه مورد مطالعه با شدت ۲۱.۲ درجه سلسیوس و به مدت ۴ روز در ایستگاه قوچان اتفاق افتاده است به این معنی که در هر یک از این چهار روز دمای بیشینه روزانه به طور متوسط ۲۱.۲ درجه سلسیوس از میانگین دمای بیشینه در دوره آماری برای آن روز بیشتر بوده است. با

جدول ۱۹- شدیدترین موج‌های گرمایی مشاهده شده در طول دوره آماری ایستگاه‌ها

نام ایستگاه	تاریخ وقوع شدیدترین موج گرمایی	طول مدت موج (روز)	شدت موج (°C)
مشهد	۲۰۰۳/۰۴/۱۰	۶	۱۰.۵
قوچان	۲۰۰۶/۰۳/۱۰	۴	۲۱.۲
سبزوار	۲۰۱۶/۰۲/۲۸	۱۰	۱۲.۹
نیشابور	۲۰۱۴/۰۱/۳۰	۴	۱۶.۵
بجنورد	۲۰۱۶/۰۲/۲۸	۷	۱۲.۸
گنبد کاووس	۲۰۲۰/۰۲/۰۲	۳	۱۷.۷

استفاده شد و میدان‌های فشار سطح دریا، ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، باد ارتفاع تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای هوای ۲ متری از سطح زمین و بی‌هنجاری‌های آنها نسبت به میانگین مدت مشابه دوره بلند مدت ۲۰۱۰-۱۹۸۱ برای روزهای رخدادهای فرین‌های دمایی محاسبه و بررسی شد و ابتدا الگوی میانگین دوره موج سرما، سپس الگوهای فشاری روزانه آنها مطالعه شد. موج سرمایی شدید و گسترده‌ای در دوره ۲۴ ژانویه تا ۱۵ فوریه ۲۰۰۸، منطقه مورد مطالعه را تحت تاثیر

الگوهای همدیدی رخدادهای فرین موج‌های سرمایی و گرمایی

الگوهای جوی امواج سرمایی ۲۴ ژانویه تا ۱۵ فوریه ۲۰۰۸ بر اساس نتایج حاصل از تحلیل‌های آماری امواج گرمایی و سرمایی برای منطقه مورد مطالعه شناسایی شد، برای بررسی الگوهای جوی منجر به رخدادهای فرین، از داده‌های باز تحلیل NCEP/NCAR برای محدوده عرض جغرافیایی ۱۵ تا ۷۲ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۱۵ تا ۹۰ درجه شرقی

هکتوپاسکال (شکل ۷-ب) بی‌هنجاری ارتفاعی مثبت بر روی اروپا و عرض‌های جغرافیایی ۴۵ تا ۷۰ درجه شمالی و بی‌هنجاری ارتفاعی منفی شدید و وسیعی روی افغانستان، پاکستان و شمال هندوستان قرار دارد و کاهش ارتفاعی تا حدود ۴۰ متر نسبت به میانگین دوره اقلیمی مشاهده می‌شود (شکل ۴-ب).

در شکل‌های ۸ و ۹ به ترتیب الگوی میانگین روزانه میدان‌های فشار سطح دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای روزهای ۲۴ تا ۲۷ ژانویه ۲۰۰۸ آورده شده است. در سه روز اول (۲۴، ۲۵ و ۲۶ ژانویه) کمربند پرفشار گسترده‌ای در عرض‌های حدود ۳۰ تا ۵۵ درجه شمالی قرار گرفته که زبانه‌های دو سامانه پرفشار (سامانه پرفشار سیبری و سامانه پرفشار روی اروپا) این محور زبانه فشار زیاد را ایجاد کرده است و بطور کلی بخش وسیعی از ایران، بویژه منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر زبانه سامانه پرفشار سیبری قرار داشته و تغییرات فشاری این منطقه طی این سه روز تقریباً بین ۱۰۱۸ تا ۱۰۳۰ هکتوپاسکال بوده است (نقشه‌های الف، ب و ج شکل ۸). در روز ۲۷ ژانویه ۲۰۰۸، با تضعیف دو سامانه پرفشار، زبانه‌های این سامانه‌های پرفشار از روی منطقه غرب آسیا عقب نشینی کرده و فشار روی منطقه مورد مطالعه نسبت به سه روز قبل کاهش یافته و به حدود ۱۰۱۵ تا ۱۰۲۰ هکتوپاسکال رسیده است (شکل ۸-د).

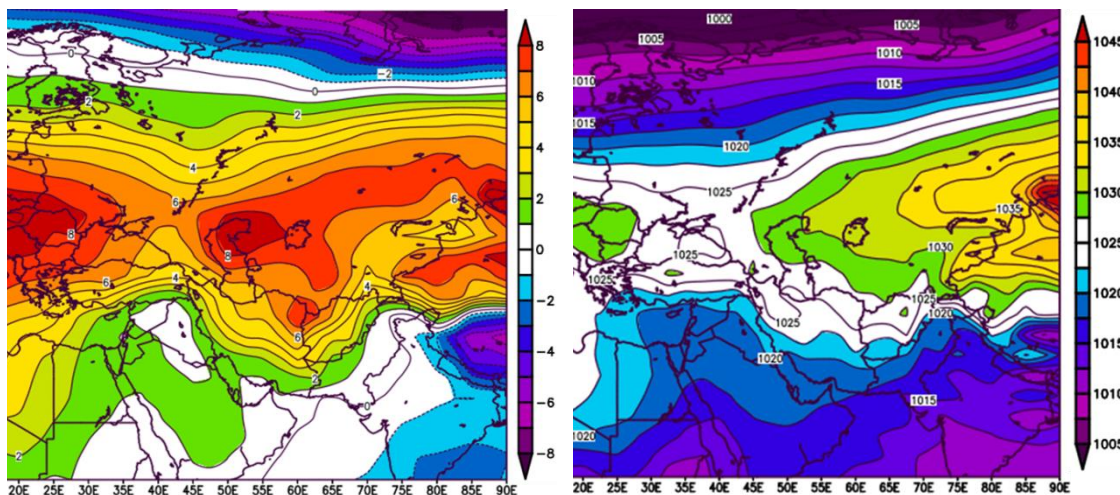
در شکل ۹ الگوی میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای روزهای ۲۴ تا ۲۷ ژانویه ۲۰۰۸ آورده شده است. در سه روز اول (۲۴، ۲۵ و ۲۶ ژانویه) دو سامانه کم ارتفاع در دو طرف پشته ارتفاعی گسترده‌ای که از روی شبه جزیره عربستان تا شمال شرق دریاچه آرال امتداد یافته، قرار گرفته است و یک سامانه بندالی از نوع امگا را ایجاد نموده است بطوریکه منطقه مورد مطالعه در دو روز اول (۲۴ و ۲۵ ژانویه) تحت تاثیر جریانات شمال غربی، شرق ناوه و در روز سوم (۲۶ ژانویه) تحت تاثیر پشته ارتفاعی قرار گرفته است (نقشه‌های الف، ب و ج شکل ۹). در روز ۲۷ ژانویه (شکل ۹-د) منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر یک ناوه موج بلند قرار دارد.

(ب)

قرار داده و منجر به سرما و یخبندان‌های گسترده و شدید در این مناطق شد. برای بررسی الگوی فشاری این دوره، میانگین فشار سطح دریا (hPa) روزهای ۲۴ ژانویه تا ۱۵ فوریه ۲۰۰۸، در نقشه الف شکل ۶ آورده شده است. در این دوره سامانه پرفشار قوی بر روی سیبری مستقر است که زبانه پرفشار تا بخش شمال شرق کشور و بخش‌هایی از دریای خزر گسترده شده است بطوریکه پربند ۱۰۲۰ هکتوپاسکالی در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه قرار گرفته و در نتیجه فشار در بیشتر منطقه شمال شرقی ایران بیش از ۱۰۲۰ هکتوپاسکال می‌باشد. سامانه پرفشار ضعیفی بر روی اروپای مرکزی می‌باشد بطوریکه که کمربند پرفشاری در عرض‌های جغرافیایی حدود ۳۸ تا ۵۵ درجه شمالی تشکیل شده است (شکل ۶-الف). بی‌هنجاری میدان فشار سطح دریا برای این دوره ۲۲ روزه نسبت به میانگین دوره اقلیمی مشابه ۱۹۸۱-۲۰۱۰ (شکل ۶-ب) بیانگر بی‌هنجاری مثبت شدید و گسترده تقریباً در تمامی محدوده حدود ۳۰ تا ۶۵ درجه عرض شمالی است که میزان افزایش فشار بین ۲ تا بیش از ۸ هکتوپاسکال بر روی اروپا، بخش‌هایی از سیبری، نیمه شمالی دریای خزر و منطقه شمال شرق ایران می‌باشد. بر این اساس افزایش بی‌هنجاری مثبت فشار روی منطقه مورد مطالعه ۵ تا ۸ هکتوپاسکال است که بیانگر تقویت سامانه پرفشار نسبت به شرایط معمول دوره بلند مدت اقلیمی است.

در شکل ۷ الگوی میانگین ۲۲ روز (دوره از ۲۴ ژانویه تا ۱۵ فوریه ۲۰۰۸) میدان ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و بی‌هنجاری آن نسبت به میانگین مدت مشابه دوره اقلیمی ۱۹۸۱-۲۰۱۰ آورده شده است. در این تراز یک ناوه طول موج بلند از شمال غرب دریای خزر تا شمال آفریقا گسترده شده و ناوه ضعیف‌تری از روی شرق قزاقستان (محدوده دریاچه بلخاش) تا پاکستان قرار گرفته است که کشورهای مسیر ناوه و مناطق شرقی ایران نیز از تا حدی در گستره آن قرار دارند (شکل ۷-الف). از روی شبه جزیره عربستان تا جنوب دریای خزر یک پشته ارتفاعی و پشته ارتفاعی گسترده‌ای بر روی اروپا قرار دارد. بر این اساس منطقه مورد مطالعه در بخش شرقی پشته ارتفاعی ضعیف قرار گرفته است. بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰

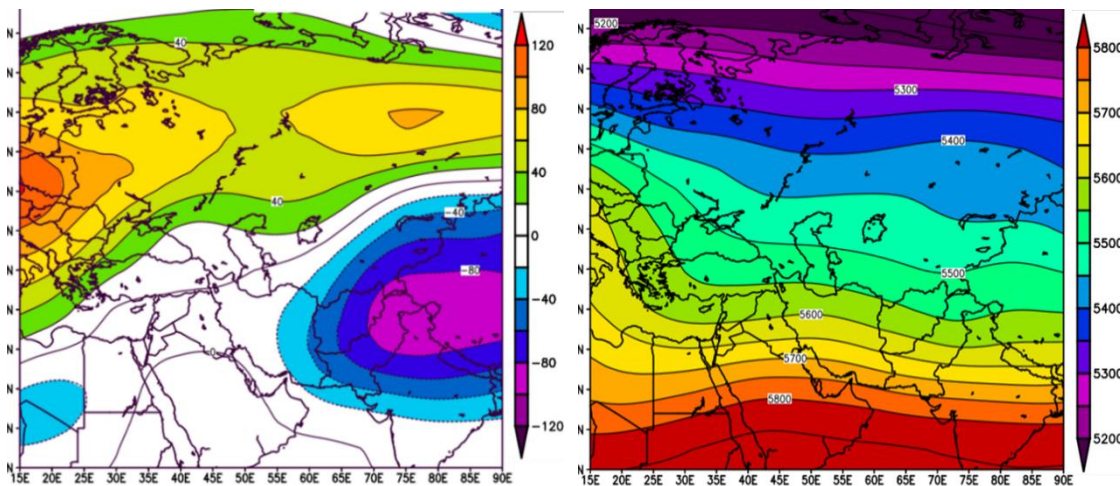
(الف)



شکل ۶-الف) میانگین فشار سطح دریا (هکتوپاسکال) از ۲۴ ژانویه تا ۱۵ فوریه ۲۰۰۸ (ب) بی هنجاری میانگین فشار سطح دریا (هکتوپاسکال) همان روزها نسبت به مدت مشابه در دوره آماری ۱۹۸۱ - ۲۰۱۰.

(ب)

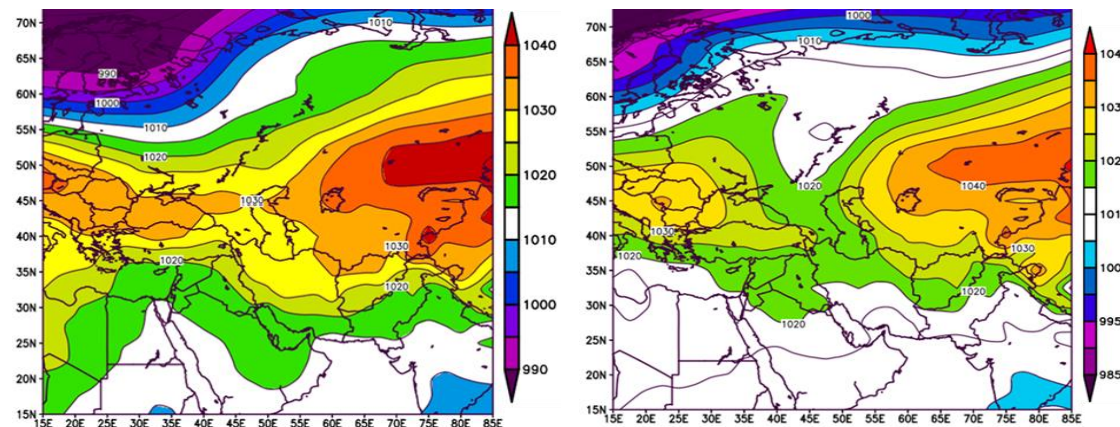
(الف)



شکل ۷-الف) میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (ژئوپتانسیل متر) در روزهای ۲۴ ژانویه تا ۱۵ فوریه ۲۰۰۸ (ب) بی هنجاری میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (ژئوپتانسیل متر) در روزهای ۲۴ ژانویه تا ۱۵ فوریه ۲۰۰۸ نسبت به مدت مشابه در دوره آماری ۱۹۸۱ - ۲۰۱۰.

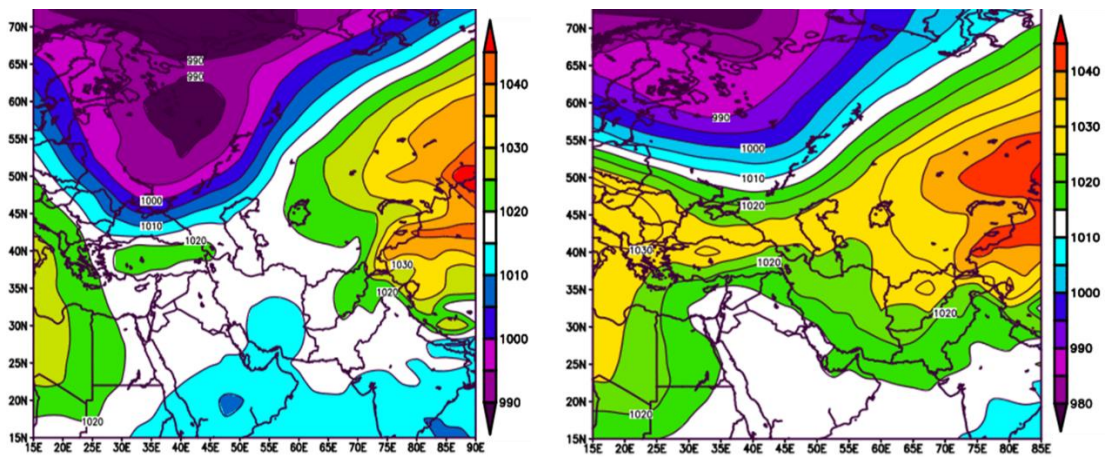
(ب)

(الف)



(د)

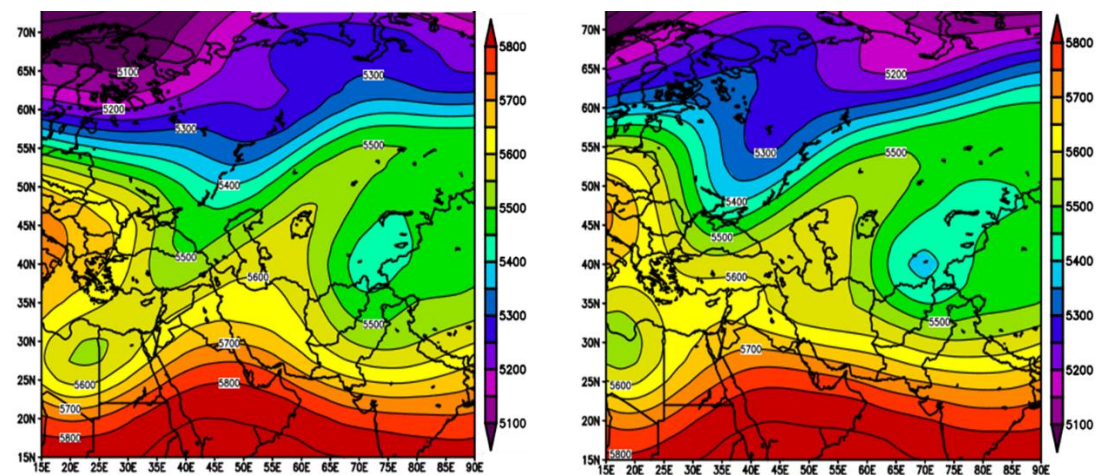
(ج)



شکل ۸-الف) میانگین روزانه فشار سطح دریا (هکتوپاسکال) در روزهای: الف) ۲۴ ژانویه ب) ۲۵ ژانویه ج) ۲۶ ژانویه د) ۲۷ ژانویه ۲۰۰۸

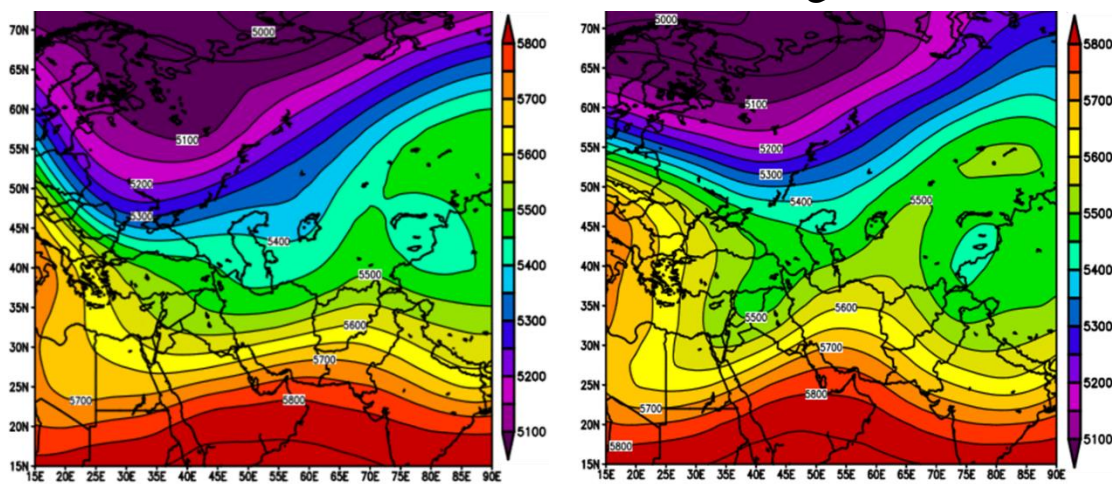
ب)

الف)



د)

ج)

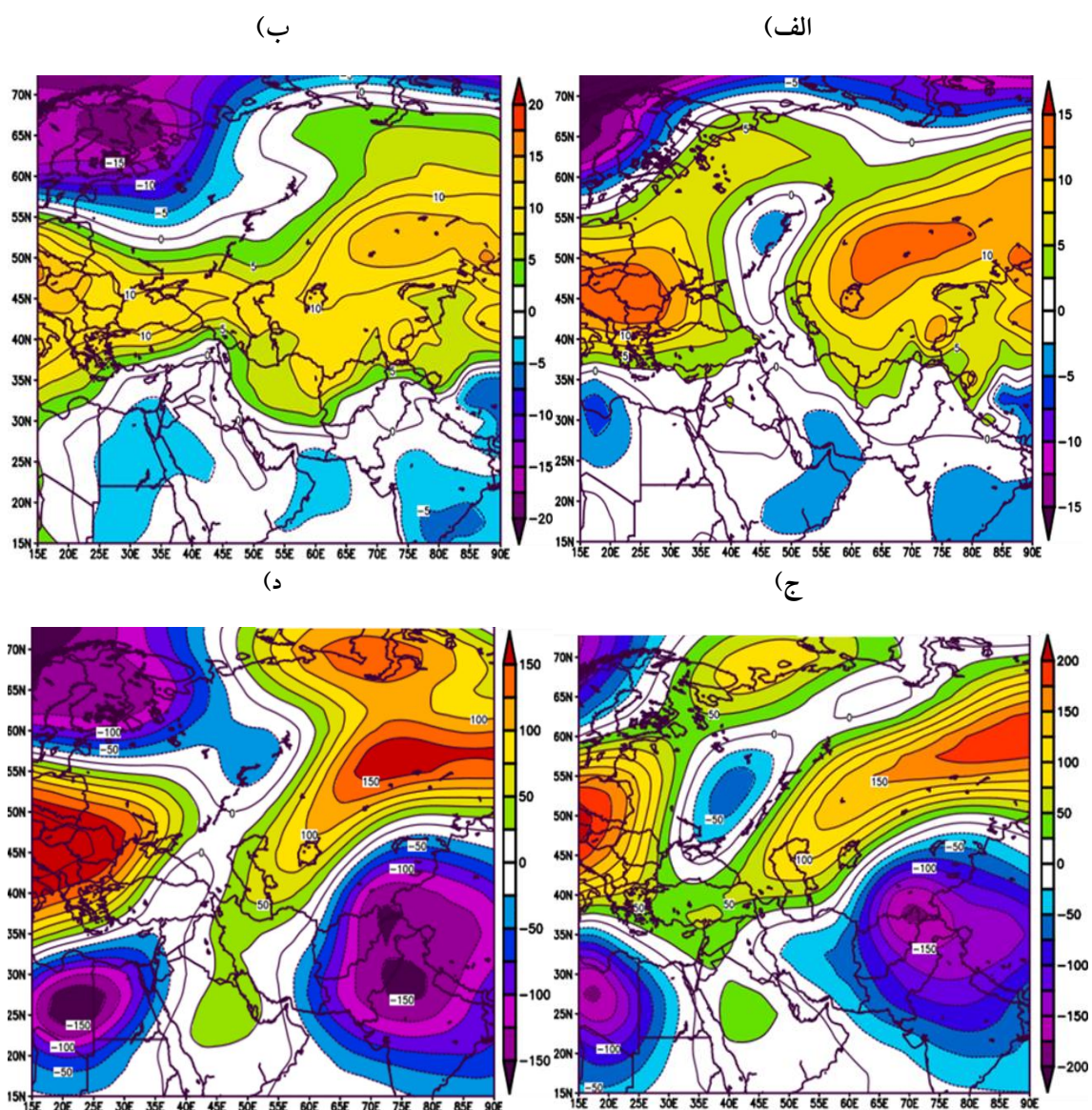


شکل ۹-الف) میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ (ژئوپتانسیل متر) در روزهای: الف) ۲۴ ژانویه ب) ۲۵ ژانویه ج) ۲۶ ژانویه

د) ۲۷ ژانویه ۲۰۰۸

هکتوپاسکال می‌باشد. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال این روز بی‌هنجاری مثبت ارتفاعی از روی سیبری تا روی خزر و بخش‌های ترکیه و بی‌هنجاری منفی ارتفاعی (تا حدود ۲۰۰- متر) روی شمال پاکستان مشاهده می‌شود (شکل ۱۰-ج). این الگو بیانگر آن است که یک ناوه کج با جهت شمال شرقی به جنوب غربی از شمال شرق افغانستان تا روی منطقه مورد مطالعه کشیده شده است (شکل ۱۰-الف). در روز ۲۵ ژانویه همین وضعیت با شدت کمتر حاکم است (شکل ۱۰-د).

بیشینه بی‌هنجاری‌های فشار سطح دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، این موج سرمایی در روزهای ۲۴ و ۲۵ ژانویه سال ۲۰۰۸ رخ داده که این الگوها در شکل ۱۰ نشان داده شده است. نقشه‌های الف و ب شکل ۱۰ بی‌هنجاری‌های فشار سطح دریا به ترتیب برای روزهای ۲۴ و ۲۵ ژانویه بوده که در روز ۲۵ ژانویه دو مرکز بی‌هنجاری مثبت فشاری تا حدود ۱۵ هکتوپاسکال (یکی در شمال شرق دریاچه آرال و یکی در غرب دریای سیاه) مشاهده می‌شود و بی‌هنجاری مثبت فشار در منطقه مورد مطالعه ۲ تا ۷



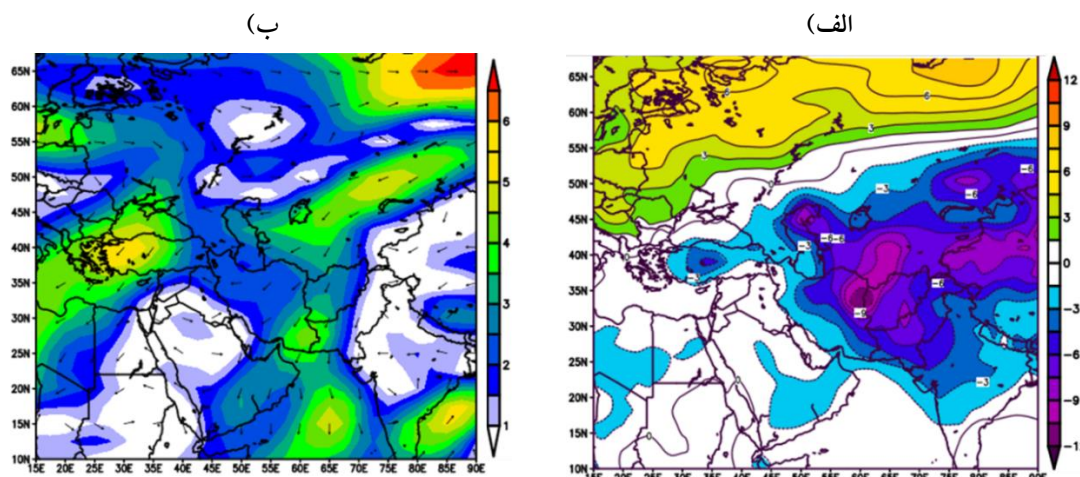
شکل ۱۰- بی‌هنجاری میانگین روزانه فشار سطح دریا (هکتوپاسکال) برای روزهای (الف) ۲۴ ژانویه (ب) ۲۵ ژانویه و بی‌هنجاری

میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ ژئوپتانسیل متر) برای روزهای (ج) ۲۴ ژانویه (د) ۲۵ ژانویه ۲۰۰۸



مطالعه است. بی‌هنجاری باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۱۱-ب) بیانگر افزایش بادهای شمال شرقی از شمال دریاچه بالخاش تا شمال شرق ایران است که هوای سرد و خشک این مناطق را به بخش‌هایی از ایران انتقال می‌دهد.

در شکل ۱۱ میانگین بی‌هنجاری‌های میدان‌های دمای هوای ۲ متری سطح زمین (درجه) و باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روزهای ۲۴ ژانویه تا ۱۵ فوریه ۲۰۰۸ نشان داده شده است. طی این دوره بی‌هنجاری منفی دمای هوا تا ۱۲- درجه نسبت به دوره اقلیمی مشابه مشاهده می‌شود (شکل ۱۱-الف) که بیانگر استقرار سرمای شدید طی این دوره روی منطقه مورد



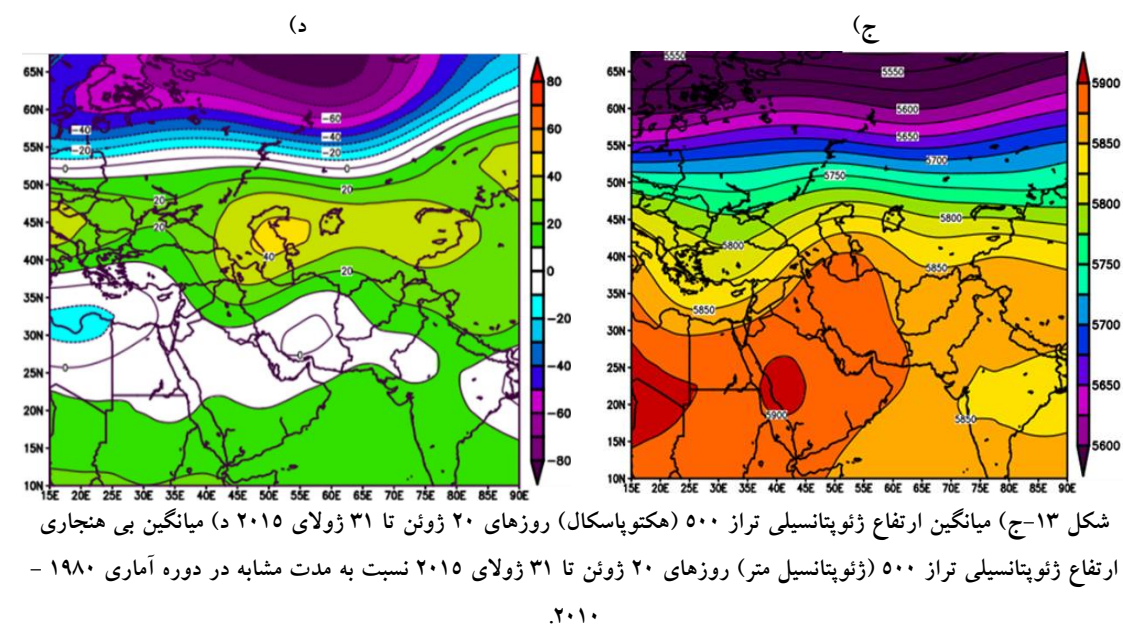
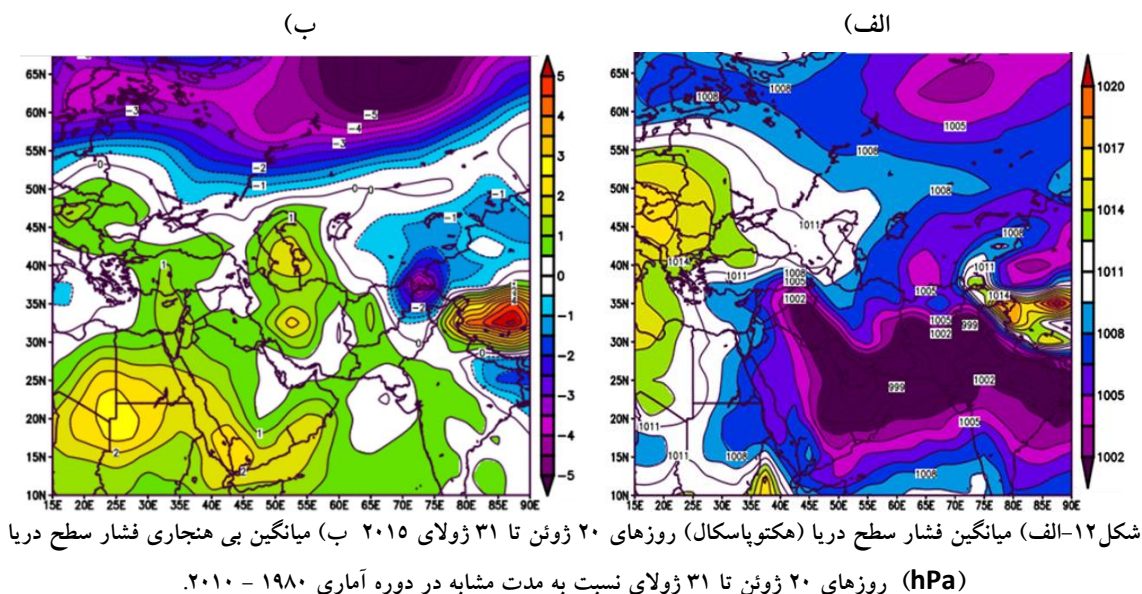
شکل ۱۱- الف) میانگین بی‌هنجاری دمای هوای ۲ متری سطح زمین (درجه سلسیوس) روزهای ۲۴ ژانویه تا ۱۵ فوریه ۲۰۰۸ (ب) میانگین بی‌هنجاری باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (متر بر ثانیه) روزهای ۲۴ ژانویه تا ۱۵ فوریه ۲۰۰۸ نسبت به مدت مشابه در دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۰.

میانگین بلند مدت مشاهده می‌شود بطوریکه با تشکیل دو هسته یکی در مرکز ایران و دیگری بر روی دریای خزر تغییر فشار معادل ۱ میلی بار نسبت به بلند مدت در شمال شرق کشور مشاهده می‌شود و مطابق نقشه د شکل ۱۲ ناهنجاری ۲۰ متر افزایش ارتفاع با گسترش دامنه موج به شمال شرق کشور منشعب از هسته تغییر ارتفاع تشکیل شده بر روی دریای خزر مشهود است.

### الگوهای جوی اموج گرمایی ۲۰ ژوئن تا ۳۱ ژولای

۲۰۱۵

موج گرمایی شدید و گسترده‌ای در دوره ۲۰ ژوئن تا ۳۱ ژولای ۲۰۱۵، منطقه مورد مطالعه را تحت تاثیر قرار داده و منجر به افزایش دمای گسترده و شدید در این مناطق شد. برای بررسی الگوی فشاری این دوره، مطابق نقشه الف شکل ۱۲ میانگین فشار سطح دریا (hPa) در این دوره سامانه پرفشار اروپایی مستقر است که زبانه پرفشار تا بخش شمال شرق کشور گسترده شده است بطوریکه پربند ۱۰۰۵ هکتوپاسکالی در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است. مطابق نقشه ج شکل ۱۲ زبانه پرفشار جنب حاره ای از شمال آفریقا و دریای سرخ تا شمال دریای خزر گسترده شده و شمال شرق کشور را به خوبی تحت تاثیر قرار داده است. در نقشه ب شکل ۱۲ نیز الگوی تغییر فشار نسبت به



پس از تحلیل آماری با استفاده از روش ناپارامتریک تخمین شیب سن برای هیچکدام از ایستگاه‌ها روند افزایشی قابل ملاحظه‌ای در شدت امواج سرمایی مشاهده نشد و بیشترین روند کاهش شدت امواج سرمایی مربوط به ایستگاه مشهد به میزان ۰.۰۴۵ درجه سلسیوس در سال می‌باشد. از آنجایی که ایستگاه هواشناسی سینوپتیک قوچان در فروردین ماه سال ۱۳۸۵ به مکان دیگری در این شهر منتقل شده است که در ارتفاع بالاتری از مکان اولیه قرار دارد، مقادیر حاصل از آزمون شیب سن مربوط به این ایستگاه دوباره بررسی شد. بدین صورت که ابتدا داده‌ها به دو بخش قبل از انتقال و پس از

### نتیجه‌گیری

با توجه به تاثیر منفی امواج گرمایی و سرمایی بر فعالیت‌های کشاورزی در شمال شرق کشور، با استفاده از داده‌های دوره ۲۰ ساله ۲۰۰۱-۲۰۲۰ شش ایستگاه همدیدی شمال شرق کشور، شدت وقوع و فراوانی وقوع امواج گرمایی و سرمایی استخراج شدند. پس از انجام تحلیل‌های آماری به منظور تحلیل الگوهای همدید همراه با امواج فوق، از هر یک از امواج گرمایی و سرمایی یک نمونه شاخص مورد مطالعه قرار گرفت.

انتقال تقسیم شد. سپس نتایج آزمون سن برای هر یک از دوره‌ها به صورت جداگانه محاسبه شد که نشان دهنده روند کاهشی قدرت و فراوانی وقوع امواج سرمایی بعد از انتقال ایستگاه به محل جدید می‌باشد. به همین دلیل پس از همگن سازی داده‌ها مراحل آزمون شیب سن دوباره تکرار شد. نتایج نشان داد که بر خلاف نتایج اولیه روند شدت وقوع امواج سرمایی در این ایستگاه دارای روند افزایشی شدیدی نمی‌باشد و تقریباً دارای روندی ثابت می‌باشد. تعداد وقوع امواج سرمایی در طول دوره آماری در ایستگاه‌های قوچان، نیشابور و گنبد کاووس افزایشی و در ایستگاه‌های مشهد، سبزوار و بجنورد کاهشی بوده است. بیشترین روند کاهشی شدت امواج گرمایی مربوط به ایستگاه قوچان به میزان ۰.۰۵۶ درجه سلسیوس در سال می‌باشد و روند افزایشی شدیدی برای هیچکدام از ایستگاه‌ها و در هیچ یک از سطوح معناداری مشاهده نشده است. تعداد وقوع امواج گرمایی در طول دوره آماری در ایستگاه‌های سبزوار، نیشابور و گنبد کاووس افزایشی و در ایستگاه‌های مشهد، قوچان و بجنورد کاهشی بوده است. در خصوص امواج سرمایی در حالیکه توزیع در کلیه ایستگاه‌ها یکسان نیست اما به طور کلی پاییز و زمستان بیشترین فراوانی را در توزیع فصلی و اکتبر تا آوریل بیشترین فراوانی ماهانه را به خود اختصاص می‌دهند. همچنین دو فصل پاییز و زمستان اعم از نظر فراوانی وقوع امواج طولانی مدت بیش از یک هفته و نیز امواج شدید غلبه دارند به نحوی که از می تا سپتامبر موج سرمایی در کل دوره آماری در سطح منطقه به ثبت نرسیده است. در مقابل امواج گرمایی در کلیه ماه‌های سال کمابیش در کلیه ایستگاه‌ها رخ داده اما غالب آن در فصول پاییز و به ویژه زمستان با مجموع ۷۷/۷ درصد فراوانی در دوره سرد سال و ۲۲/۲ درصد در دوره گرم سال می‌باشد. این درصد فراوانی در پوشش و انطباق نسبتاً قابل توجهی با توزیع فراوانی امواج گرمایی شدید به ترتیب ۷۷/۷ درصد در دوره سرد سال و ۲۲/۲ درصد در دوره گرم سال می‌باشد. توزیع امواج گرمایی طولانی مدت بیش از یک هفته نیز با ۵۴/۷ درصد فراوانی به فصل زمستان و بعد از آن با ۲۷ درصد پاییز و ۱۵/۷ درصد بهار و در نهایت ۲/۵ درصد به تابستان اختصاص می‌یابد. نکته حائز اهمیت دیگر روند

افزایشی فراوانی وقوع امواج گرمایی و روند کاهشی وقوع امواج سرمایی در طول دوره آماری در سطح منطقه است. نتایج تحلیل همبندی نشان دادند که در هنگام وقوع امواج سرمایی تقویت دو سامانه پرفشار (سامانه پرفشار سیبری و پرفشار روی اروپای مرکزی) و گسترش زبانه‌های این دو سامانه بصورت مداری یک کمربند پرفشاری را در عرض‌های جغرافیایی حدود ۳۵ تا ۵۵ درجه شمالی ایجاد می‌کند و منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر زبانه پرفشار سیبری قرار می‌گیرد. این الگوی فشاری، با دو سامانه کم ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال که در دو طرف پشته ارتفاعی کج گسترده شده از روی شبه جزیره عربستان تا شمال شرقی دریایچه آرال همراهی می‌شود بطوریکه دو ناوه کج در دو طرف این پشته ارتفاعی قرار می‌گیرد و الگوی یک سامانه بندالی امگا شکل را ایجاد می‌کند. بی‌هنجاری‌های مثبت فشاری سامانه‌های پرفشار مذکور و زبانه‌های آنها قابل ملاحظه بوده و در زمان اوج فعالیت موج سرمایی به بیش از ۱۵ هکتوپاسکال می‌رسد. همچنین بی‌هنجاری‌های ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در محل سامانه‌های پرفشار مذکور تا ۲۰۰+ متر می‌رسد در حالی که بی‌هنجاری منفی در محدوده شمال پاکستان و جنوب ترکمنستان تا ۲۰۰- متر می‌رسد که این بی‌هنجاری منفی ارتفاعی که همراه شده با بی‌هنجاری مثبت فشار می‌تواند بیانگر آن باشد که بخش عمده این سامانه پرفشار، یک سامانه پرفشار گرمایی می‌باشد و ناوه کج روی منطقه نقش عمده‌ای در انتقال هوای سرد و خشک به منطقه دارد. این شرایط همراه شده با بی‌هنجاری قابل ملاحظه بادهای خشک و سرد شمال شرقی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در روی منطقه که برآیند این مجموعه بی‌هنجاری منفی ۱۲ درجه‌ای دمای هوای ۲ متری را برای شمال شرق ایران در پی دارد.

همچنین گسترش زبانه سامانه پرفشار شمال مدیترانه مستقر بر روی اروپا تا شمال شرق ایران همراه با پشته منشعب از مرکز پر ارتفاع جنب حاره با مرکزیت شمال آفریقا و گرایش آن به سمت شرق تا شمال ایران و در عین حال تقویت آن بر روی شبهه جزیره عربستان، افزایش ارتفاع این پشته نسبت به میانگین بلند مدت به میزان ۲۰+ متر توام با الگوی بسته دو هسته ای تغییر فشار نسبت به بلند مدت شامل دو هسته یکی بر روی دریای خزر و دیگری در مرکز ایران موجب افزایش

- eived 14 JAN 2020 Accepted 14 APR 2020 Accepted article online 23 APR 2020 KEELLINGS AND MORADKHANI 1 of 9.
10. Mojarad, Firooz, Jafar Masoumpour, Tayebeh Rostami, 2015, Statistical Analysis - Synonymy of heat waves above 40 degrees Celsius in western Iran, *Geography and Environmental Hazards*, No. 13, pp. 57-41.
  11. Motalebzadeh, Salmaz 1394, Identification, classification and synoptic analysis of cold waves in northwestern Iran, Master Thesis in Climate Hazards, Department of Natural Geography, Tarbiat Modares University
  12. Saeed Jahanbakhsh, Fatemeh Ghavidel, Mohammad Ashjaei, 2015, Identification, classification and synoptic analysis of heat waves to reduce human hazards in northwestern Iran, *Natural Hazards Management*, Second Year, No. 4, pp. 377-391.
  13. Sheridan, S.C.; Allen, M.J. Changes in the Frequency and Intensity of Extreme Temperature Events and Human Health Concerns. *Curr. Clim. Chang. Rep.* 2005, 1, 155–162, doi:10.1007/s40641-015-0017-3.
  14. Stocker, T.F.; Qin, D.; Plattner, G.-K.; Alexander, L.V.; Allen, S.K.; Bindoff, N.L.; Bréon, F.-M.; Church, J.A.; Cubasch, U.; Emori, S.; et al. Technical summary. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*; Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M., Eds.; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2013; pp. 33–115, doi:10.1017/CBO9781107415324.005.
  15. Tavousi, Taghi, Faezeh Shoja, Elaheh Asgari, 1398, Review of Climatic Zones of Northeast Iran Based on the Integrated Application of Drought Index Change, *Desert Management*, No. 31, pp. 117-134
  16. World Meteorological Organization. *Atlas of Mortality and Economic Losses from Weather and Climate Extremes. 1970–2012*; WMO: Geneva, Switzerland, 2014; p. 1123.
  17. August 1399, Heat Wave Report No. 5-99, National Center for Drought and Crisis Management, Meteorological Organization.
- دما در شمال شرق کشور شده و به عنوان موج گرمایی ظاهر می‌گردد که با توجه به استقرار مرکز بسته افزایش ارتفاع نسبت به میانگین بلند مدت بر روی دریای خزر این شرایط تشدید شده و موج گرمایی در شمال ایران را بوجود می‌آورد.
- ### منابع
1. Barati, Gholam Reza, Seyed Shafi Mousavi, 2005, The Relocation of Winter Waves of Heat in Iran, *Journal of Geography and Development*, Third Year, No. 5, pp. 52-41.
  2. Ismail Nejad, Morteza, Mahmoud Khosravi, Behloul Alijani, Seyed Abolfazl Masoudian, 2013, Identification of Iranian heat waves, *Geography and Development*, Winter 2013, Volume 11, No. 33; Pp. 39 – 53
  3. Zarrin, Azar, 2007, Subtropical High Pressure Analysis on Iran, PhD Thesis in Climatology, Department of Geography, Faculty of Social Sciences, Tarbiat Modares University
  4. Aguilar, E.; Peterson, T.C.; Obando, P.; Frutos, R.; Retana, J.A.; Solera, M.; Soley, J.; García, I.; González, Araujo, R.M.; Santos, A.R.; et.al. Changes in Precipitation and Temperature Extremes in Central America and Northern South America, 1961–2003. *J. Geophys. Res.* 2005, 110, D23107, doi: 10.1029/2005JD006119.
  5. Ahmadabadi, Ali, Mohammad Ahmadi, 2005, Study and recognition of the synoptic pattern of amplification of heat waves on Iran, *Proceedings of the Hamadan Medical Climate Conference*, Malayer, Teachers Association, pp. 122-115.
  6. Alijani, Behloul, Mahmoud Hoshyar, 2008, Identification of synoptic patterns of severe cold in northwestern Iran, *Natural Geography Research*, No. 65, pp. 16-1.
  7. Ghavidel Rahimi, Yousef, 2011, Determining the statistical threshold and synoptic analysis of cold cloud temperatures in Maragheh, *Journal of Applied Research in Geographical Sciences*, No. 22, pp. 62-45.
  8. Ghavidel Rahimi, Yousef, 2011, Identification, classification and synoptic analysis of superheated wave in summer 2010 in Iran, *Geographical study of arid regions*, No. 3, pp. 100-85.
  9. Keellings, D., & Moradkhani, H. (2020). Spatiotemporal evolution of heat wave severity and coverage across the United States. *Geophysical Research Letters*, 47, e2020GL087097. <https://doi.org/10.1029/2020GL087097>