



Research Paper

Spatial Pattern Analysis of Cold Waves in Guilan Province

Sharareh Seydgar^a, Atoosa Bigdley^{b,*}, Parviz Rezaei^c^a Ph.D. student of climatology, Department of geography, Rasht branch, Islamic Azad university, Rasht, Iran.^b Assistant professor of climatology, Department of geography, Rasht branch, Islamic Azad university, Rasht, Iran.^c Associate professor of climatology, Department of geography, Rasht branch, Islamic Azad university, Rasht, Iran.

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 3 May 2023;

Accepted: 12 September 2023

Available online: 18 August 2024

Keywords:

Cold waves, wave threshold, global and local Moran's I, spatial pattern, Guilan province.

ABSTRACT

Heat and cold waves are extreme temperature events with high potential to cause negative effects on human health and natural and socio-economic systems depending on their duration and intensity. Guilan province experiences heat and cold waves with different weather conditions every year. Therefore, in this research, by presenting a specific definition of cold wave threshold, their pattern and spatial behavior were investigated in the province. The required minimum temperature data was prepared from the ECMWF website with a spatial resolution of $25^{\circ} \times 25^{\circ}$ on a daily scale for 40 years (1981 to 2020). Then, by applying the 10th percentile threshold and 3-day sequence on the minimum daily temperature data, cold waves were identified and their frequency of occurrence was counted with 3, 6, 9 until 30 day sequence. In this regard, spatial statistics indices such as global and local Moran's I and single-sample t-test were used to identify the type of pattern and their temporal and spatial behavior. The results showed that the general pattern of the frequency of occurrence of cold waves in all wavelengths is of a cluster type and non-random behavior dominates them. Also, the results of local Moran's I statistic indicate that HH (high-high) and LL (low-low) patterns exist in most cold waves with sequences of 3 to n days, and the number of zones containing the above patterns in short-term waves is more than Waves are long term. In other words, the spatial pattern of cold waves in longer wavelengths is also homogeneous and the whole province has a random behavior in terms of the frequency of their occurrence. Also, the single-sample t-test of the frequency of cold waves shows the predominant non-random behavior in short-term sequences and random behavior in long-term sequences.

1. Introduction

Heat and cold waves are part of atmospheric extreme events that cause severe damage to human life and destroy the environment. A wave is a period that lasts for several days to several weeks. Heat and cold waves are considered extreme events that occur with increasing or decreasing temperature in cold and heat periods. Since temperature is one of the basic elements of climate, its sudden or short-term and long-term variations can change the climate structure of any place. Climatic hazards such as hot and cold waves, heavy snow, lightning, hail, heavy showers, floods and droughts threaten local people and travelers in

Gilan province. Therefore, more detailed studies for the purpose of identification, monitoring, classification and spatial distribution of atmospheric hazards in this area are of great importance and it seems necessary to do it.

2. Methodology

In order to investigate the cold waves of Gilan province, the minimum daily temperature for 40 years (1980 to 2020) has been used. The minimum temperature data were obtained from the website of the European center for medium-range weather prediction under ERA5 version for $48^{\circ} 32'$ to $50^{\circ} 36'$ east longitude and $36^{\circ} 33'$ to $38^{\circ} 27'$ north

*Corresponding Author.

Email Addresses: tala.seydgarg@gmail.com (S. Sayedgar), bigdely_atoosa@yahoo.com (A. bigdely), rezaei@iaurasht.ac.ir (P. Rezaei).

To cite this article:

Sayedgar, S., bigdely, A., Rezaei, P. (2024). Spatial Pattern Analysis of Cold Waves in Guilan Province. Journal of Geographical Studies of Mountainous Areas, 5 (18), 151-172.

latitude. The size of each cell is $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ and a matrix of 10 x 10 rows and columns was formed, which covers 100 cells in each measurement. In this research, the temperature threshold for detecting cold waves was the 10th percentile of the maximum daily temperature of each cell during 40 years. Based on this, 100 temperature thresholds were identified for 100 cells using the 40-year daily temperature time series. In this regard, two global and local Moran's I statistics were used to analyze the spatial pattern of cold waves.

3. Results

The results obtained from the calculation of global Moran's I index on the frequency of occurrence of cold waves in different months of the year in Gilan province show a cluster pattern in all months and intervals. As a result, the behavior of the frequency of occurrence of cold waves in the area of Gilan province is non-random, and the assumption of randomness of the pattern is also rejected and its non-randomness is confirmed. It should be noted that the cluster pattern of the occurrence of cold waves in different months of the year is established in all three levels of 90, 95 and 99%, and the null hypothesis that the frequency pattern of cold waves is random is rejected and the null hypothesis based on the cluster pattern is accepted. In this regard, the results obtained from the local Moran's I statistic (Anselin) on the sequence of cold waves of 3 to 30 days showed that the high-high cluster pattern (HH) and the low-low cluster pattern (LL), in the form of small areas and large are distributed in Gilan province from the coast to the mountains. Of course, the above pattern in long-term cold wave sequences also have random behavior and the entire province is known as a homogeneous unit. In the case of short-term waves, this issue also indicates the establishment of a non-random and non-homogeneous pattern in Gilan province. Also, the important point that was observed in the

single-sample t-test of the frequency of cold waves was that non-random behavior in short-term cold waves turns into non-random behavior towards long-term cold waves. This means that the heterogeneity in the frequency of occurrence of cold waves in shorter wavelengths is greater than in longer wavelengths, and in longer waves the whole area of the province becomes a more homogeneous area.

4. Discussion & Conclusion

Heat and cold waves are among the risks that have different effects depending on their duration, magnitude and frequency as well as the exposure of people, goods and the vulnerability of the territory in different climates. In this research, the calculation of global Moran's I index of the frequency of cold waves showed that in different months of the year, a cluster pattern dominates the frequency of cold waves. According to the calculated Z score values and comparing it with the standard Z score values at the confidence level of 90, 95 and 99 or the significance level of 0.1, 0.05 and 0.01, the cluster pattern is proven at all levels. The calculation of the local Moran's I statistic of the frequency of cold waves in different months of the year showed that the cluster pattern of LL and HH is established spatially and temporally in the area of Gilan province. As a result, it should be said that non-random behavior in short-term cold waves has turned into non-random behavior in the direction of long-term warm and cold waves, and the heterogeneity in the frequency of occurrence of cold waves is greater in shorter wavelengths than in longer wavelengths.

Acknowledgments

This article is taken from the doctoral dissertation of Sharareh seydggar, Department of Natural Geography, Islamic Azad University, Rasht branch, and has no financial sponsor.



تحلیل الگوی فضایی امواج سرد در استان گیلان

شراره صیدگر^۱؛ آنوسا بیگدلی^{۲*}؛ پرویز رضایی^۳

^۱ دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، واحد رشت، دانشگاه آزاد اسلامی، رشت، ایران.

^{۲*} استادیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، واحد رشت، دانشگاه آزاد اسلامی، رشت، ایران.

^۳ دانشیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، واحد رشت، دانشگاه آزاد اسلامی، رشت، ایران.

اطلاعات مقاله

دریافت مقاله:

۱۴۰۲/۰۲/۱۳

پذیرش نهایی:

۱۴۰۲/۰۶/۲۱

تاریخ انتشار:

۱۴۰۳/۰۵/۲۸

چکیده

امواج گرم و سرد، رخداد‌های فرین دمایی با پتانسیل بالا برای ایجاد اثرات منفی بر سلامت انسان و سیستم‌های طبیعی و اجتماعی-اقتصادی بسته به مدت و شدت آنها هستند. استان گیلان هر ساله امواج گرم و سرد با شرایط آب و هوایی مختلف را تجربه می‌کند. از این رو، در این پژوهش با ارائه تعریف مشخص از آستانه موج سرد، الگوی مکانی و رفتار فضایی آنها در پهنه استان مورد بررسی قرار گرفت. داده‌های مورد نیاز دمای حداقل از تارنمای ECMWF با قدرت تفکیک مکانی $25^\circ \times 25^\circ$ در مقیاس روزانه بمدت ۴۰ سال (۱۹۸۱ تا ۲۰۲۰) تهیه گردید. سپس با اعمال آستانه صدک ۱۱۰ام و توالی ۳ روزه بر روی داده‌های دمای حداقل روزانه، امواج سرد شناسایی و شمارش فراوانی رخداد آنها با توالی ۳، ۶، ۹ تا ۳۰ روزه انجام شد. در این راستا، از شاخص‌های آمار مکانی اعم از I موران جهانی و محلی و آزمون t تک نمونه‌ای برای شناسایی نوع الگو و رفتار زمانی و مکانی آنها استفاده شد. نتایج نشان داد الگوی کلی فراوانی رخداد امواج سرد در تمامی طول موج‌ها از نوع خوشه‌ای بوده و رفتار غیر تصادفی بر آنها حاکم است. همچنین نتایج آماره I موران محلی بیانگر آن است که الگوی HH (بالا-بالا) و LL (پایین-پایین) در بیشتر امواج سرد با توالی‌های ۳ تا n روزه وجود دارد و تعداد پهنه‌های حاوی الگوهای فوق در امواج کوتاه‌مدت بیشتر از امواج بلندمدت هستند. به عبارت دیگر، الگوی مکانی امواج سرد در طول موج‌های بلندتر نیز همگن بوده و کل استان از لحاظ فراوانی رخداد آنها دارای رفتار تصادفی می‌باشد. همچنین آزمون t تک نمونه‌ای فراوانی رخداد امواج سرد نشان‌دهنده رفتار غالب غیر تصادفی در توالی‌های کوتاه‌مدت و رفتار تصادفی در توالی‌های بلندمدت است.

واژگان کلیدی:

امواج سرد، آستانه موج، I

موران جهانی و محلی،

الگوی فضایی، استان گیلان.

۱. مقدمه

تخریب می‌کنند. یک موج دوره‌ای است که دوام و پایداری آن چند روز تا چند هفته طول کشیده و ممکن است با رطوبت شدید همراه باشد. موج‌های گرم و سرد جزء رخداد‌های فرین محسوب

امواج گرم و سرد بخشی از رخداد‌های حدی جو هستند که باعث صدمات شدیدی در زندگی بشر شده و محیط‌زیست را

* نویسنده مسئول:

پست الکترونیک نویسندگان: tala.seydgarg@gmail.com (ش، صیدگر)؛ bigdeli_atoosa@yahoo.com (آ، بیگدلی)؛ rezaei@iaurasht.ac.ir (پ، رضایی).

نحوه استنادی به مقاله: صیدگر، شراره، بیگدلی، آنوسا، رضایی، پرویز. (۱۴۰۳). تحلیل الگوی فضایی امواج سرد در استان گیلان. فصلنامه مطالعات جغرافیایی مناطق کوهستانی. سال پنجم، شماره ۲ (۱۸)، صص ۱۷۲-۱۵۱.

می‌شوند که با روند افزایشی یا کاهش دما در دوره سرد و گرم اتفاق می‌افتند. از آنجا که دما از عناصر اساسی اقلیم است لذا تغییرات ناگهانی یا کوتاه مدت و بلندمدت آن می‌تواند ساختار آب و هوای هر محل را دگرگون سازد. با توجه به پیشنهادات ارائه شده در گزارش‌های IPCC، وقتی رفتار مقادیر متوسط متغیرهای اقلیمی در دو دهه گذشته مورد بررسی قرار می‌گیرد، مشخص می‌شود که بیشتر مطالعات بر رفتار مقادیر شدید متغیرها متمرکز شده است. بطوریکه بسیاری از مناطق جهان با افزایش دما و تغییر شرایط شدید آب و هوایی مانند امواج گرم یا سرد دست و پنجه نرم می‌کنند و احتمال تجربه این امواج گرم و سرد در آینده نزدیک امری بدیهی است. از اینرو، تغییرپذیری و تغییر در رژیم‌های دمایی شدید یک چالش قابل توجه برای اکثر مناطق دنیا محسوب می‌شود. با این وصف، تصویر کامل همراه با ارزیابی قوی از رژیم‌های شدید دما می‌تواند اطلاعات مهمی از خطرات مربوط به آب و هوا که جامعه با آن روبرو است فراهم کند. زیرا در دهه‌های آینده، تغییرات آب و هوایی صدها میلیون نفر را در معرض اثرات آن قرار خواهد داد.

استان گیلان بعنوان یکی از استان‌های سواحل جنوبی دریای خزر، از جمله قطب‌های اصلی تولیدات کشاورزی و دامی و همچنین قطب اصلی جذب گردشگری بعلاوه شرایط آب و هوایی، سواحل، کوهستان، جنگل‌ها و مراتع سرسبز است. از دیگر ویژگی‌های انسانی که باعث شده این منطقه از کشور از بازدیدکنندگان بی‌شمار برخوردار باشد سرعت دسترسی از پایتخت و کلان‌شهرهای مجاور به این ناحیه است. در این ناحیه مخاطرات اقلیمی از جمله موج‌های گرم و سرد، برف‌های سنگین، آتش‌سوزی جنگل‌ها در اثر باد گرم (فون)، رعد و برق، تگرگ، رگبارهای شدید، سیلاب‌ها و خشکسالی‌ها، افراد بومی و مسافران را تهدید می‌کند. این مخاطرات به همراه خود افزایش مصرف منابع آب و برق و گاز، شیوع بیماری‌ها و آفت‌های گیاهی، کاهش درآمد و به دنبال آن مهاجرت افراد از روستاها به شهرهای اطراف و کلان‌شهرها خواهد شد. از اینرو مطالعات دقیق‌تر به منظور شناسایی، پایش، طبقه‌بندی و توزیع مکانی مخاطرات جوی در این ناحیه از اهمیت زیادی برخوردار بوده و انجام آن ضروری بنظر می‌رسد.

مطالعات زیادی در زمینه شناسایی امواج گرم و سرد، تغییرات مکانی و زمانی و همچنین الگوی فضایی آن انجام شده است که در ادامه به برخی از آنها اشاره خواهد شد. علیجانی و همکاران در طبقه‌بندی امواج گرم استان گیلان نشان دادند که ارتفاع، رطوبت و ویژگی‌های سواحل در پراکندگی مکانی روزهای تنش گرما و موج گرما تاثیر زیادی دارند، بطوریکه ایستگاه‌های نزدیک به ساحل و کم ارتفاع (به غیر از انزلی) دارای بالاترین روزهای استرس و موج گرما بوده و ایستگاه‌های نواحی کوهستانی و دور از سواحل مرطوب (غیر از منجیل) دارای کمترین فراوانی موج گرم بوده‌اند. همینطور رده پنجم موج گرم (فرین) دارای بالاترین فراوانی موج گرم و به دنبال آن رده‌های سوم، دوم، چهارم و در نهایت رده اول قرار می‌گیرند (Alijani et al, 2013). اسماعیل‌نژاد با بررسی موج‌های گرمایی در خراسان جنوبی نشان داد مهم‌ترین کانون رخداد امواج گرمایی استان، جنوب و جنوب غرب و قطب گرمایی دیگر استان، بشرویه و سه قلعه است. همچنین او معتقد است شناسایی کانون‌های بحران امواج گرم در استان می‌تواند به برنامه‌ریزی و مدیریت بحران در جوامع انسانی کمک کند (Esmailnejad, 2014). خورشید دوست و همکاران با تحلیل همدیدی مخاطره امواج گرما در شمال غرب ایران نشان دادند قرارگیری پشته حاصل از مراکز واپرخندی بر روی نیمه غربی ایران در روزه‌های موج گرم و با همگرا شدن هوا سبب فرونشینی و نشست هوا و در نهایت گرم شدن آن به صورت آدیاباتیک می‌شود. بررسی موج گرم از ۴۸ ساعت قبل از شروع آن تا پایان موج و گذشتن از روی منطقه نشان می‌دهد که مراکز پرفشار جنب حاره ابتدا بر روی عربستان و شمال شرق آفریقا بسته می‌شوند و از روی دریای سرخ و عربستان عبور کرده و تا پایان موج گرما از شرق ایران گذشته و بعد از آن ضعیف شده و به عرض‌های پایین جابجا می‌شوند (Khorshiddoust et al, 2017). اسماعیل‌نژاد با تحلیل مکانی امواج گرم جنوب شرق ایران با استفاده از صدک ۹۰ام نشان داد دو کانون با فراوانی بالا HWS (بیش از ۲ روز در سال) در طی آوریل تا اکتبر در منطقه جلگه‌ای جازموریان و نواحی شمالی سیستان و بلوچستان وجود دارد. HWS بطور معنی‌داری در طی دوره مورد مطالعه در بیشتر مناطق استان بویژه در نواحی شمال غربی و غرب سیستان و بلوچستان افزایش یافته است. همچنین روند

افزایشی HWs بعد از سال ۲۰۰۵ در کل منطقه و بطور خاص در سیستان و بلوچستان شمالی و جنوب شرقی ناحیه ساحلی رخ داده است (Esmailnejad, 2016). روشن و همکاران با تحلیل مکانی و زمانی آسایش حرارتی انسان در فضای باز، هنگام امواج گرم و سرما در ایران نشان دادند براساس سه آستانه بدست آمده از روش-های مختلف، هیچ موج سردی (CW) در جنوب غربی ایران و ایستگاه‌های نوار ساحلی خلیج فارس و دریای عمان مشاهده نمی-گردد. اما فراوان‌ترین رخداد موج سرد در نواحی مرتفع شمال غرب، شمال شرق و سلسله ارتفاعات زاگرس اتفاق افتاده است. در مقایسه با امواج سرد، امواج گرم در سرتاسر کشور قابل شناسایی هستند. با وجود اینکه آستانه حداکثر رخداد این مخاطره اقلیمی در ساحل جنوبی ایران رخ می‌دهد اما بیشترین رخداد آن در نواحی مرزی ایران شرقی مشاهده می‌شود (Roshan et al, 2018). چانگنون و همکاران توزیع زمانی میزان بخار آب سطحی جو را به هنگام وقوع گرمای فرین در شیکاگو بررسی و گرمای فرین را معادل حداقل سه روز متوالی با دمای حداقل بیش از ۲۴ درجه سانتی‌گراد و دمای حداکثر بیشتر از ۳۵ درجه سانتی‌گراد تعریف کردند. نتایج نشان داد میانگین نقطه شبنم در هر رخداد گرم بطور قابل توجهی در طی زمان نوسان می‌کند، اما در مجموع افزایش می‌یابد. همینطور میانگین ساعتی مقدار نقطه شبنم تا قبل از ۱۹۸۰ پایین‌تر از ۲۱ درجه سانتی‌گراد بود که به ۲۴ درجه سانتی‌گراد در اواسط ۱۹۹۰ افزایش یافت (Changnon et al, 2003). دومونکوس و همکاران با بررسی تغییرپذیری رخدادهای دمای فرین با استفاده از آزمون من-کندال و ویل کوکسی در مرکز و جنوب اروپا در طی قرن ۱۲۰ام نتیجه گرفتند که نوسانات طولانی-مدت شدید در فراوانی‌های هر دو رخداد فرین سرد زمستانه و گرم تابستانه در طی قرن ۱۲۰ام وجود داشته است. تغییرات منظم مربوط به کل دوره نشان‌دهنده تمایل کم به گرم شدن است، اما فقط برخی از تغییرات، عمدتاً در شمالی‌ترین ایستگاه‌ها، از نظر آماری معنی-دار بوده است (Domonkos et al, 2003). بل و همکاران تغییرات منطقه‌ای رخدادهای حد اقلیمی را تحت سناریوی اقلیم آینده بررسی و نشان دادند ایالت کالیفرنیا منطقه اقلیمی پیچیده‌ای است که نسبت به تغییرات منابع آب آسیب‌پذیر است. آنها معتقدند با افزایش دو برابری غلظت دی اکسید کربن جو، از نظر آماری افزایش قابل توجهی در حداقل و حداکثر دما رخ می‌دهد. همچنین

افزایش دمای روزانه منجر به افزایش امواج گرمایی طولانی‌مدت و طول فصل رشد می‌شود (Bell et al, 2004). بنیستون با بررسی موج گرم سال ۲۰۰۳ اروپا نشان داد که این موج از ماه ژوئن تا سپتامبر طول کشیده و نتایج مدل نشان‌دهنده آن است که در ازای افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای جو، دمای تابستان بطور متوسط در حدود ۴ درجه سانتی‌گراد افزایش و در پی آن فراوانی امواج گرم فرین افزایش می‌یابد (Beniston, 2004). هررا و همکاران دمای فرین تابستانه شبه جزیره ایبری و اثر آن بر مرگ و میر روزانه دو شهر بزرگ لیسبون و مادرید را بر مبنای مدل باکس-جنکینز تحلیل و نشان دادند که در هر دو مورد اثر تحریک کننده دمای حداکثر روزانه بیش از آستانه معین (۳۴ درجه در لیسبون و ۳۶ درجه در مادرید) بر روی مرگ و میر امری واضح بوده و اثر شدیدترین رخدادهای گرم با تعداد مرگ و میر در طی سه روز متوالی با دمای بالای سطح آستانه در هر دو شهر خیلی مشابه هستند. بنابراین شهر لیسبون با ۳۱ درصد، تاثیر بیشتری را در مقایسه با مادرید (۲۱ درصد) نشان می‌دهد. این تفاوت را می‌توان به عوامل جمعیتی و اقتصادی-اجتماعی نسبت داد (Herrera et al, 2005). بارنت و همکاران با مطالعه موج‌های گرم و سرد ایالات متحده آمریکا نشان دادند به طور کلی افزایش مرگ و میر ناشی از امواج سرد کوچک بوده و از لحاظ آماری معنی‌دار نیست و حتی شواهدی از کاهش خطر در سردترین امواج وجود دارد. همچنین امواج گرم به ویژه برای گرم‌ترین آستانه گرما، خطر مرگ را افزایش داده، و امواج سرد با شدت بالا خطرناک نبودند. امواج سرد قبل از شروع فصل سرد و امواج گرم قبل از شروع فصل گرم بیشتر خطرناک بودند (Barnett et al, 2012). داساری و همکاران برای شبیه‌سازی اقلیم منطقه‌ای اروپا بمدت ۶۰ سال (۱۹۵۰ تا ۲۰۱۰) از مدل WRF و داده‌های ۲/۵ درجه‌ای NCEP لایه مرزی دمای هوا و رخدادهای حد موج گرم و سرد استفاده کردند. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد WRF می‌تواند روندهای دما (اعم از میانگین، حداکثر، حداقل، حداکثر و حداقل فصلی) را در اکثر بخش‌های اروپا به استثناء شبه جزیره ایبری، مدیترانه و مناطق ساحلی شبیه‌سازی کند. همچنین این مدل کاهش آرام دما از ۱۹۵۰ تا ۱۹۷۰ و افزایش پیوسته دما از ۱۹۷۰ تا ۲۰۱۰ را بر روی اروپا شبیه‌سازی کرده است. شبیه‌سازی‌ها نشان می‌دهد وقوع حدود ۸۰ درصد کل موج‌های گرم در دوره ۱۹۷۰ تا ۲۰۱۰ به

تغییرات دمای روزانه شده است. در همین زمان، متوسط دمای سالانه (TM) افزایش معنی داری را در ناحیه مورد مطالعه نشان می دهد. همچنین افزایش رخداد فرین های گرم در نواحی جنوبی و فرین های سرد در نواحی مرکزی و شمال شرقی این ناحیه مشاهده شده و رخداد شرایط موج سرد در مقایسه با شرایط موج گرم نیز افزایش سریع تری داشته است (Dhorde et al, 2017). سفیکا و همکاران آستانه صدک ۹۰ام دمای حداکثر و توالی حداقل سه روزه را برای شناسایی امواج گرم در نظر گرفتند. بدین ترتیب با واکاوی همدیدی ۱۱۱ موج گرم و ۴۲۳ دوره گرم، دو تیپ اصلی (۱) امواج و دوره های گرم تابشی (تیپ A) که از طریق گرم شدن توده هوا در اثر مقدار بالای تابش ایجاد شده و در فصل گرم نیز غالب است، و (۲) امواج و دوره های گرم همرفتی (تیپ B) که عمدتاً از طریق همرفت هوای گرم در فصول زمستان و انتقالی ایجاد می شود (Sfica et al, 2017). گیرینهاس و همکاران ویژگی های اقلیمی و همدیدی امواج گرم برزیل را مورد بررسی قرار داده و معتقدند وجود روند مثبت و معنی دار در فراوانی HW از سال ۱۹۸۰ بویژه در شهرهای ساو پائولو، مانائوس^۵ و رسیف^۶ قابل اثبات بوده و در آخرین دهه، شهر برازیلیا^۷ بیشترین تعداد روزه های سال همراه با رژیم HW را در مقایسه با شهر ریو دو ژانیرو^۸ با کمترین تعداد رژیم HW نشان می دهد (Geirinhas et al, 2017). کیم و همکاران نشان دادند سه مدل گردش عمومی جو (AGCMs) بطور پیوسته نقش مهمی در رخداد گرم فرین کره زمین داشته اند. افزایش احتمال وقوع گرمای فرین در تابستان ۲۰۱۳ در حدود ۲۰ بار مشاهده شده است که نتایج بدست آمده از فاز ۵ مدل زوجی مقایسه ای GCM زوجی را پشتیبانی می کند (Kim et al, 2018). دیپتری و مک فارسون با بررسی مخاطرات آب و هوایی ۱۴۰ ساله شهر نیویورک نتیجه گرفتند که مخاطرات به طور سیستماتیک با امواج گرم به عنوان مرگبارترین و طوفان ها به عنوان هزینه برترین حوادث بر شهر تاثیر گذاشته اند. همچنین وقایع حد سیلابی و امواج گرم به طور منظم بر روی شهر در گذشته تاثیر داشته و روند افزایشی در متوسط تعداد مخاطرات در هر دهه مشاهده می شود (Depietri & McPhearson et al, 2019). سیموز دوس ریس و همکاران نیز ۵۴ و ۳۴ موج گرم را به ترتیب

همراه حداکثر تعداد دوره های موج گرم/سرد بر روی اروپای شرقی و مرکزی، هماهنگی خوبی با مشاهدات دارد. همچنین همبستگی نسبتاً ضعیف و تورش بالا برای دوره های موج گرم/سرد بر روی نواحی توپوگرافیکی پیچیده منطقه ایبری و مدیترانه، جایی که فرایندهای سطحی زمین نقش مهمی در اقلیم محلی بازی می کنند مشاهده می گردد (Dasari et al, 2014). اسپینونی و همکاران برای بررسی امواج گرم و سرد منطقه کارپات^۱ ایتالیا، دمای بالای صدک ۹۰ام و دمای پایین صدک ۱۰ام را با توالی حداقل ۵ روزه به ترتیب برای موج گرم و سرد تعریف کردند. الگوهای مختلف مکانی برای امواج گرم و سرد در منطقه کارپات شناسایی و رخداد موج گرم بیانگر افزایش کلی در همه پارامترهای مورد بررسی است، در حالیکه رخداد موج سرد نشان دهنده کاهش همه متغیرها در غرب منطقه کارپات و افزایش در شمال-شرق منطقه کارپات می باشد (Spinoni et al, 2015). سسی هرنی و همکاران با بررسی اندازه و فرکانس امواج گرم و سرد دهه های اخیر در آمریکای جنوبی نشان دادند که افزایش در شدت و فراوانی امواج گرم رخ داده است. در مقابل تغییرات معنی داری در امواج سرد مشاهده نشده است. علاوه بر این، روند دامنه تغییرات سالانه ($\bar{T}_{max} - \bar{T}_{min}$) بیشتر از ۱ درجه سانتی گراد در دهه در منطقه برون حاره، مثبت بوده و بیشتر از ۰/۵ درجه سانتی گراد در دهه در منطقه حاره ای، منفی بوده است (Ceccherini et al, 2016). مهدی و دکاله اقلیم شناسی طولانی مدت و روند امواج گرم و سرد در بیهار جنوبی^۲ هند را بررسی و نشان دادند که فرین های دمایی با فراوانی زیاد به ترتیب به میزان ۰/۱۵ و ۰/۱۷ با سطح معنی داری ۹۵ درصد در سال کاهش می یابند. نتایج نشان داد فراوان ترین امواج گرم در منطقه IIIA و IIIB به ترتیب در ماه می و ژوئن نیز داغ تر و طولانی تر از سایر ماه های دوره هستند، اما امواج سرد ماه ژانویه در هر دو منطقه نیز از فراوانی بیشتر و مدت طولانی تر برخوردار می باشند (Mahdi and Dhekale, 2016). زورد و همکاران با بررسی توزیع مکانی روند دما و فرین های ایالت مهاراشترا و کارناتا کای^۳ هند نشان دادند که در طی ۳۸ سال (۱۹۶۹ تا ۲۰۰۶)، افزایش در T_{max} و T_{min} رخ داده است. در اکثر مناطق افزایش T_{max} سریع تر از T_{min} بوده و باعث افزایش دامنه

استان ۸/۳ روز در سال بوده است که بیشترین تعداد رخداد در ماه فوریه و سپس دسامبر و ژانویه و موج سرد بهاری بیشتر در ماه مارس رخ داده است. در این راستا، مناطق با خطر بالای موج سرد عمدتاً در شهر سپینگ^۲، چانگچون^۳، لیاویان^۴، جیلین^۵، شهر شمالی تونگ هوا^۶ و بیشتر در شهر بایشان^۷ متمرکز شده‌اند. مناطق با خطر کم موج سرد عمدتاً در شهرهای بایچینگ^۸، سونگ یوان^۹ و استان یانبیان^{۱۰} قرار دارند و سایر مناطق با خطر متوسط موج سرد روبرو هستند (Xu et al, 2018). ونلان و همکاران با بررسی امواج سرد در چین شمالی نشان دادند که فراوانی رخداد سالانه امواج سرد کاهش یافته و مدت‌شان نیز کوتاه‌تر شده است. عبارتی زمان شروع‌شان دیرتر و زمان خاتمه آنها زودتر اتفاق می‌افتد. با این وجود دمای موج سرد سالانه و روندهای مکانی رخداد امواج سرد برحسب فراوانی و مدت افزایش یافته و متعاقب آن دمای موج سرد در اکثر مناطق چین شمالی افزایش نشان می‌دهد (Wenlan et al, 2019). بسون و همکاران با استفاده از روش رگرسیون کریگینگ شبکه منظم ۱ کیلومتری دمای حد روزانه (امواج گرم و سرد) نشان دادند که مدت موج گرم سال ۲۰۰۶ نیز ۳ روز کوتاه‌تر از دوره مرجع بوده و آخرین و طولانی‌ترین موج گرم شرق فرانسه در سال ۲۰۱۸ اتفاق افتاده است. همچنین شمال شرق فرانسه و برخی کشورهای منطقه مدیترانه توسط موجی که دارای رتبه دو و سه برحسب شدت جهانی است متاثر شده و منطقه ساحلی اقیانوس اطلس کمتر از موج تاثیر پذیرفته است (Besson et al, 2019).

علیرغم اینکه امواج گرم و سرد یکی از رایج‌ترین خطرات طبیعی هستند، ولی هنوز تأثیرات متنوع آن در بخش‌های مختلف جامعه چندان قابل درک نیست. از لحاظ تاریخی، امواج گرم و سرد بیش از هر خطر طبیعی دیگر، افراد بشر را در معرض خطر مرگ و میر قرار می‌دهند. گرچه امواج گرم و سرد امری غیرمعمول نیستند، اما گرایش به سمت امواج گرم و سرد مکرر و شدیدتر، نگران‌کننده است. پیش‌بینی می‌شود تا سال ۲۰۵۰ تعداد مرگ و میرهای ناشی از امواج گرم و سرد به تبع افزایش فرکانس و شدت این امواج تحت تغییرات آب و هوای ناشی از گرم شدن کره زمین به میزان قابل توجهی افزایش یابد. اثرات امواج شدید گرم و سرد

در ناحیه اول و دوم منطقه جنب حاره‌ای با استفاده از روش صدک‌ها شناسایی کردند که بیشتر در زمستان و بهار و کمتر در تابستان رخ می‌دهند. همچنین رابطه نزدیکی بین نوسان دهه‌ای اقیانوس آرام^۱ و نوسان ال‌نینوی جنوبی^۲ مشاهده می‌شود که هر دوی آنها قادر به تعدیل امواج گرمایی در دو ناحیه هستند. در ناحیه اول بیشترین تعداد امواج گرم در طی فاز گرم (سرد) نوسان دهه‌ای اقیانوس آرام مشاهده شده و در مواقعی که انسو در فاز خنثی قرار دارد بیشترین امواج گرم در هر دو ناحیه اتفاق می‌افتد (Simoes dos Reis et al, 2019). ژانگ و همکاران معتقدند که اندازه فرین‌های گرمایی به طور قابل توجهی در مقیاس جهانی افزایش یافته است، این در حالی است که از فرین‌های سرد با سرعت بیشتری کاسته می‌شود. در نتیجه اقلیم غالب از فرین‌های سرد به سمت فرین‌های گرم تغییر کرده و در مجموع از اندازه فرین‌ها کاسته می‌شود. همچنین بیشترین روندها در مناطق گرمسیری و قطبی مشاهده شده و خاورمیانه، شمال آفریقا و بویژه منطقه مدیترانه به عنوان نقاط داغ تغییرات آب و هوایی شناسایی شدند (Zhang et al, 2022). لاوایس و همکاران در مقاله پیش‌بینی‌پذیری امواج گرم و سرد اروپا نشان دادند که امکان پیش‌بینی رخدادها در یک زمان ۲ هفته‌ای، اما با کاهش شدید پیش‌بینی‌پذیری در طول هفته اول پیش‌بینی‌ها وجود دارد. نمرات بدست آمده، دقت پیش‌بینی بالاتری را برای امواج سرد (در زمستان) نسبت به امواج گرما (در تابستان) نشان می‌دهد. همچنین شروع و خاتمه امواج، کمتر قابل پیش‌بینی بوده و به طور متوسط حدود ۳۵ درصد زمان شروع و خاتمه امواج گرم و سرد مشاهده شده با دقت زمانی ۵ روزه پیش‌بینی شده است (Lavaysse et al, 2019). اولدنبرگ و همکاران نشان دادند که امواج سرد در عرض‌های معتدله شمالی در حال ملایم‌تر شدن هستند. بعبارت دیگر، تجزیه و تحلیل مشاهدات عرض‌های معتدله شمالی، کاهش مداوم در شدت و فرکانس امواج سرد را در دهه‌های گذشته تأیید می‌کند (Oldenborgh et al, 2019). خو و همکاران با بررسی ویژگی‌های آب و هوای موج سرد و منطقه‌بندی خطر در استان جیلین نشان دادند که از سال ۱۹۶۱، میانگین تعداد رخداد موج سرد این

7Tonghua
8Baishan
9Baicheng
10Songyuan
11Yanbian

1Pacific Decadal Oscillation
2El Nino–Southern Oscillation (ENSO)
3Siping
4Changchun
5Liaoyuan
6Jilin

- شدت مقیاس دار زیرشاخه موج سرد: برای هر زیرشاخه موج سرد، شدت بی مقیاس شده به احتمالی که بین صفر تا ۱ متغیر است تبدیل می گردد.
- شدت موج سرد: شدت هر موج سرد بصورت جمع شدت های مقیاس دار X زیرشاخه موج سرد تعریف می شود.
- شاخص شدت موج سرد: به حداقل تمامی شدت های موج سرد در یک سال مفروض گفته می شود.

در همین راستا به منظور تحلیل الگوی فضایی امواج سرد از دو آماره I موران جهانی و محلی استفاده گردید. آماره I موران برای توصیف خودهمبستگی و الگوی فضایی مورد استفاده قرار گرفته و مقدار این آماره با رابطه زیر مشخص می شود.

$$I = \frac{n}{S_0} \times \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} (x_i - \bar{x})(x_j - \bar{x})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (1)$$

بطوریکه x_i و x_j مقادیر متغیر را در سلول i و j نشان می دهد. همچنین $\bar{x}$ میانگین ویژگی هر سلول را مشخص می کند. w_{ij} نیز مقدار وزن فضایی سلول های i و j می باشد. اگر i و j در همسایگی یکدیگر قرار گرفته باشند، مقدار w_{ij} برابر برابر با یک است. در غیر اینصورت، یعنی i و j در همسایگی یکدیگر نباشند، مقدار w_{ij} صفر خواهد شد. S_0 نیز مجموع تمام عناصر را نشان می دهد. دامنه تغییرات شاخص I موران بین -۱ تا +۱ است. اگر مقادیر موران معنی دار و بزرگتر از صفر باشد، همبستگی فضایی مثبت وجود داشته و متغیر حالت خوشه ای دارد، در غیر اینصورت همبستگی فضایی منفی بوده و متغیر پراکنده است. زمانی که $Z(I)$ صفر باشد، الگوی تصادفی در آن متغیر وجود دارد و همبستگی فضایی به مقادیر نمره Z وابسته است. حال اگر مقادیر نمره Z مثبت باشد، الگوی فضایی متغیر مورد نظر الگوی خوشه ای خواهد شد. همچنین معنی داری نمره Z زمانبست که مقادیر آن بزرگتر از مقدار مورد انتظار $1/96$ و یا بیش از $2/58$ باشد (Khosravi & Bahri, 2018).

تحلیل خوشه و ناخوشه نیز به شاخص I موران محلی (آنسلین) نیز معروف است، این شاخص الگوی بهینه برای نمایش توزیع آماری پدیده ها در فضا می باشد. برای تحلیل خوشه و ناخوشه، مقدار شاخص I موران محلی، نمره Z و P value که بیانگر معنی داری شاخص است، محاسبه می شود. این آماره براساس رابطه زیر محاسبه می شود.

در بسیاری از بخش های جامعه، از عموم مردم گرفته تا سازمان ها و صنایع دولتی، بهداشت، خدمات، تجارت، کشاورزی و زیرساخت ها متظاهر می شود. با توجه به آثار گسترده امواج سرد بر روی حیات طبیعی و انسانی و همچنین زیرساخت های ایجاد شده توسط انسان، لزوم مطالعه آنها با توجه به افزایش رخدادشان باید جزء ضرورت های مطالعات اقلیمی ناحیه جنوبی دریای خزر، بویژه استان گیلان در نظر گرفته شود.

۲. روش تحقیق

به منظور بررسی امواج سرد استان گیلان از دمای حداقل روزانه بمدت ۴۰ سال (۱۹۸۰ تا ۲۰۲۰) استفاده شده است. داده های دمای حداقل از سایت مرکز اروپایی پیش بینی میان مدت جو تحت نسخه ERA5 برای طول جغرافیایی 48° و $32'$ تا 50° و $36'$ طول شرقی و عرض جغرافیایی 36° و $33'$ تا 38° و $27'$ عرض شمالی تهیه گردید. اندازه هر یاخته نیز $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ بوده و ماتریسی به ابعاد 10×10 سطر و ستون تشکیل شد که ۱۰۰ یاخته را در هر بار اندازه گیری پوشش می دهد. در شکل ۱ موقعیت محدوده مورد مطالعه و شبکه بندی آن آورده شده است. در این پژوهش، آستانه دما برای شناسایی امواج سرد نیز صدک ۱۱۰ دمای حداقل روزانه هر یاخته در طی ۴۰ سال بوده است. بر این اساس، ۱۰۰ آستانه دمایی برای ۱۰۰ یاخته با استفاده از سری زمانی دمای روزانه ۴۰ ساله شناسایی شد. سپس مراحل زیر جهت تعیین یک موج گرم (HW) طی گردید:

- آستانه روزانه: برای هر روز سال، آستانه روزانه بصورت صدک ۱۱۰ دمای روزانه تعریف می شود که مرکز آن پنجره ۴۰ روزه برای یک دوره ۴۰ ساله است. با توجه به دوره آماری پنجره آن متغیر می باشد.

- انتخاب موج سرد: برای هر سال، همه موج های سرد با حداقل ۳ روز متوالی زیر دمای آستانه روزانه انتخاب می گردد.

- موج سرد به زیرشاخه های موج سرد: هر موج سرد به X زیر شاخه موج سرد تجزیه می شود، در اینجا یک زیرشاخه موج سرد نیز یک موج سرد ۳ روزه است.

- بی مقیاس کردن شدت زیرشاخه موج سرد: برای هر زیرشاخه موج سرد، شدت بی مقیاس شده بصورت جمع دماهای روزانه (سه روز متوالی) تعریف می گردد.

مورد نظر توسط سلول‌هایی که از لحاظ ارزشی اصلاً مشابهتی با یکدیگر ندارند احاطه شده است (بالا-پایین یا پایین-بالا)، که به اینگونه سلول‌ها، ناخوشه گفته می‌شود و وجود چنین سلول‌هایی حاکی از همبستگی فضایی منفی است (Alijani et al, 2015).

۱.۲. معرفی محدوده مورد مطالعه

در انتهای غربی رشته کوه البرز و بخش غربی جلگه‌های حاشیه دریای خزر، استان گیلان قرار دارد. مناطق کم‌ارتفاع ساحل دریای خزر به دلیل وضعیت توپوگرافیکی‌شان، دارای نوعی بسیار ویژه از آب و هوای هیرکانی هستند. کل استان گیلان متعلق به این منطقه بوده و به طور خاص مرطوب و سبز است. جریانات جوی غالب شمالی-جنوبی بر فراز دریا مرطوب شده و توسط ارتفاعات البرز مجبور به بالارفتن می‌شوند. در نتیجه بارندگی در تمام اوقات سال بر ناحیه جلگه‌ای، کوهپایه‌ای و کوهستانی استان می‌بارد. نظام بارش در پاییز وقتی که ناپایداری جوی در بالاترین نقطه خود است حداکثر بوده و در زمستان و اوایل بهار متوسط است. در مه تا اوت کمترین مقدار را دارد، ولی به حد کافی زیاد هست تا بالاتر از حد ماه‌های خشک بماند. وجود دمای مناسب و بارش کافی باعث شده پوشش گیاهی این ناحیه بسیار غنی باشد و این نیز از امتیازات اصلی اقلیم آن محسوب می‌شود. در شکل ۱ موقعیت محدوده مورد مطالعه نشان داده شده است.

$$I_i = \frac{x_i - \bar{x}}{S_i^2} \sum_{j=1, j \neq i}^n w_{ij} w_{ij}(x_i - \bar{x}) \quad (2)$$

در این رابطه، x_i ویژگی سلول i و $\bar{x}$ میانگین ویژگی مربوطه و w_{ij} وزن فضایی بین سلول i و j می‌باشد. مقدار S_i^2 از رابطه زیر بدست می‌آید.

$$S_i^2 = \frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n w_{ij}}{n-1} - \bar{x}^2 \quad (3)$$

در این رابطه n برابر با تعداد کل عوارض است. در این آماره امتیاز استاندارد Z محاسبه شده و در یک سطح اطمینان مورد آزمون قرار می‌گیرد. امتیاز استاندارد ZI_i به صورت زیر محاسبه می‌شود.

$$ZI_i = \frac{I_i - E[I_i]}{\sqrt{V[I_i]}} \quad (4)$$

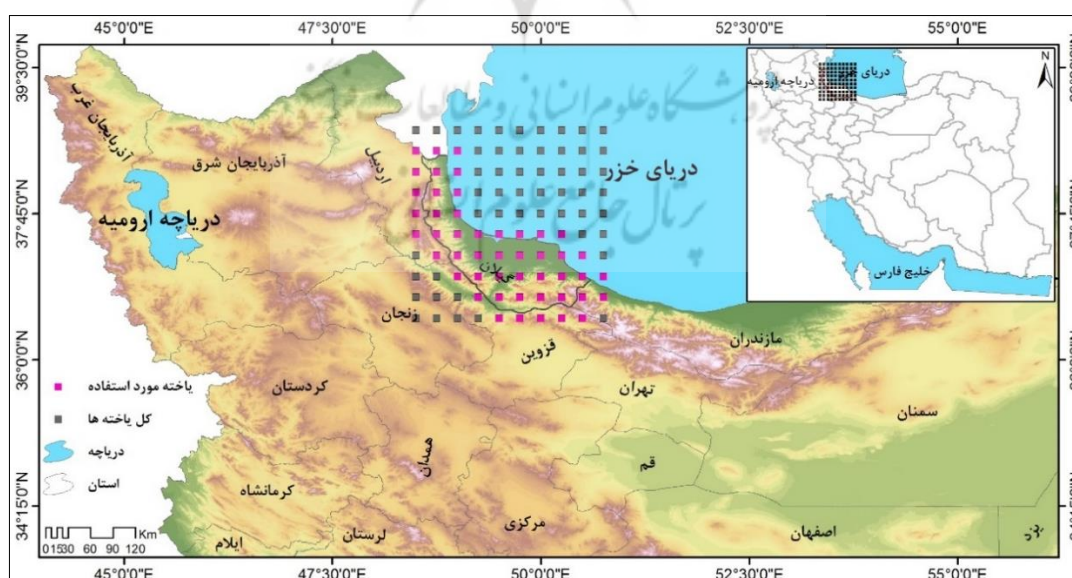
در این رابطه امید ریاضی $E[I_i]$ برابر با

$$E[I_i] = - \frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n w_{ij}}{n-1} \quad (5)$$

و واریانس $V[I_i]$ برابر با

$$V[I_i] = E[I^2] - E[I_i]^2 \quad (6)$$

در این تحلیل اگر مقدار I_i مثبت و معنی‌دار باشد بیانگر این است که سلول‌های موجود توسط سلول‌های مشابه خود محاصره شده‌اند. مقادیر مثبت I_i نشان‌دهنده این است که سلول مورد نظر با مقادیر مشخص توسط سلول‌هایی با مقادیر مشابه احاطه شده است (بالا-بالا یا پایین-پایین)، و به اینگونه سلول‌ها خوشه گفته می‌شود. از طرف دیگر مقادیر منفی و معنی‌دار I_i بیانگر آن است که سلول



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه، منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

در جداول ۱ تا ۱۲ محاسبات شاخص I موران فراوانی امواج سرد به همراه سایر ویژگی‌های این آماره یعنی شاخص مورد

۳. یافته‌های پژوهش

سرد این ماه مثبت بوده و مثبت بودن این مقدار بیانگر بزرگتر یا کوچکتر بودن مقدار فراوانی موج هر یاخته از مقدار متوسط فراوانی رخداد آن است. در همین راستا نتایج بدست آمده از محاسبه شاخص I موران جهانی بر روی فراوانی رخداد امواج سرد سایر ماه‌های سال در استان گیلان نشان‌دهنده الگوی خوشه‌ای در تمامی ماه‌ها و بازه‌ها است. در نتیجه رفتار فراوانی رخداد امواج سرد در پهنه استان گیلان از نوع غیرتصادفی است و فرض تصادفی بودن الگو نیز رد و غیر تصادفی بودن آن تایید می‌شود. لازم به ذکر است که الگوی خوشه‌ای فراوانی رخداد امواج سرد ماه‌های مختلف سال در هر سه سطح ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد برقرار است و فرض صفر مبنی بر تصادفی بودن الگوی فراوانی امواج سرد رد شده و فرض خلاف صفر مبنی بر الگوی خوشه‌ای پذیرفته می‌شود. با توجه به رفتار غیرتصادفی امواج سرد، تابعی که در بخش تحلیل الگو بدان اشاره شده است، آماره عمومی I موران است که به دنبال پاسخ به این سؤال می‌باشد که آیا تراکم یا پراکندگی مکانی معنی‌داری بین داده‌ها وجود دارد یا خیر؟

انتظار، واریانس، نمره Z، P value، روش فاصله و نوع الگو آورده شده است. در اینجا برای اندازه‌گیری فاصله از روش فاصله اقلیدوسی استفاده شده است. این روش که با استفاده از رابطه $D_{euc} = (\sum_{i=1}^p (x_i - y_i)^2)^{1/2}$ محاسبه می‌شود، x و y دو نقطه یا یاخته با p مولفه هستند. نتایج بدست آمده از محاسبه این شاخص بر روی فراوانی رخداد امواج سرد ۳۵۵۸ یاخته (1.2×1.2) دقیقه‌ای حاصل از میانبایی ۴۸ یاخته اصلی با ابعاد 0.5×0.5 درجه نشان می‌دهد که در ماه ژانویه الگوی خوشه‌ای بر فراوانی امواج سرد با طول موج‌های ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۵، ۱۸ و ۲۱ حاکم می‌باشد. با توجه به مقادیر نمره Z محاسبه شده و مقایسه آن با مقادیر نمره Z استاندارد در سطح اطمینان ۹۰، ۹۵ و ۹۹ یا سطح معنی‌داری 0.1، 0.05 و 0.01، الگوی خوشه‌ای در تمامی سطوح اثبات می‌گردد. در نتیجه فرض صفر H_0 مبنی بر عدم معنی‌داری الگوی خوشه‌ای یا پراکنده در فراوانی رخداد امواج سرد ماه ژانویه در تمامی بازه‌ها رد شده و فرض خلاف صفر H_1 مبنی بر معنی‌داری الگوی خوشه‌ای تایید می‌گردد. مقدار شاخص I موران فراوانی امواج

جدول ۱. شاخص I موران جهانی امواج سرد با طول موج‌های مختلف ماه ژانویه

نوع الگو	روش فاصله	P Value	نمره Z	واریانس	شاخص مورد انتظار	شاخص I موران	طول موج
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۲/۳۷۹	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۹۷۰	۳ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۰/۸۱۱	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۷۸۱	۶ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۵۹۲	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۸۷۴	۹ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۹۶۸	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۹۲۱	۱۲ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۴/۲۲۸	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۱/۰۱۸۴	۱۵ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۶۳۷	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۸۸۱	۱۸ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۹/۸۶۳	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۶۵۹	۲۱ روزه

منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

جدول ۲. شاخص I موران جهانی امواج سرد با طول موج‌های مختلف ماه فوریه

نوع الگو	روش فاصله	P Value	نمره Z	واریانس	شاخص مورد انتظار	شاخص I موران	طول موج
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۳۷۵	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۸۴۸	۳ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۴۷۸	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۸۶۱	۶ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۸۷۱	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۹۰۸	۹ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۹/۰۲۵	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۵۵۶	۱۲ روزه

منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

جدول ۳. شاخص I موران جهانی امواج سرد با طول موج‌های مختلف ماه مارس

نوع الگو	روش فاصله	P Value	نمره Z	واریانس	شاخص مورد انتظار	شاخص I موران	طول موج
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۰/۷۴۶	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۷۷۳	۳ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۰/۷۴۹	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۷۷۳	۶ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۹/۵۱۹	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۶۲۳	۹ روزه

خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۲/۷۲۶	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۱/۰۰۱۲	۱۵ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۲/۹۴۲	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۱/۰۰۳۹	۱۸ روزه

منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

جدول ۴. شاخص I موران جهانی امواج سرد با طول موج‌های مختلف ماه آوریل

نوع الگو	روش فاصله	P Value	نمره Z	واریانس	شاخص مورد انتظار	شاخص I موران	طول موج
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۲۱۷	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۸۲۹	۳ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۳/۵۰۹	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۱/۰۱۰۸	۶ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۹/۹۲۹	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۶۷۲	۹ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۴/۸۴۸	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۰۲۹	۱۲ روزه

منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

جدول ۵. شاخص I موران جهانی امواج سرد با طول موج‌های مختلف ماه می

نوع الگو	روش فاصله	P Value	نمره Z	واریانس	شاخص مورد انتظار	شاخص I موران	طول موج
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۰/۴۸۶	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۷۳۹	۳ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۹/۵۳۱	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۶۲۵	۶ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۲/۵۳۱	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۹۸۹	۹ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۱/۰۶۶	۰/۰۰۰۱۴۵	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۸۵۴۱	۱۲ روزه

منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

جدول ۶. شاخص I موران جهانی امواج سرد با طول موج‌های مختلف ماه ژوئن

نوع الگو	روش فاصله	P Value	نمره Z	واریانس	شاخص مورد انتظار	شاخص I موران	طول موج
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۲/۹۲۱	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۱/۰۰۳۵	۳ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۰/۴۷۳	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۷۳۸	۶ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۰/۵۲۹	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۷۴۶	۹ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۰۹۴	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۸۰۸	۱۲ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۲/۱۳۸	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۹۴۲	۱۵ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۸/۶۴۸	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۴۸۵	۱۸ روزه

منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

جدول ۷. شاخص I موران جهانی امواج سرد با طول موج‌های مختلف ماه ژوئیه

نوع الگو	روش فاصله	P Value	نمره Z	واریانس	شاخص مورد انتظار	شاخص I موران	طول موج
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۰/۸۷۲	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۷۸۸	۳ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۹۸۲	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۹۲۰	۶ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۳/۱۱۱	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۱/۰۰۵۸	۹ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۶۸۷	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۸۸۸	۱۲ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۸/۵۰۷	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۴۶۸	۱۵ روزه

منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

جدول ۸. شاخص I موران جهانی امواج سرد با طول موج‌های مختلف ماه آگوست

نوع الگو	روش فاصله	P Value	نمره Z	واریانس	شاخص مورد انتظار	شاخص I موران	طول موج
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۵۷۵	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۸۷۳	۶ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۲۰۱	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۸۲۸	۹ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۹/۷۱۳	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۶۴۰	۱۲ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۲/۱۶۲	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۹۴۱	۱۵ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۹۷۳	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۹۲۰	۱۸ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۸/۰۹۲	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۴۲۲	۲۱ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۹/۱۳۹	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۵۷۵	۲۴ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۵/۹۷۹	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۱۷۵	۳۰ روزه

منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

جدول ۹. شاخص I موران جهانی امواج سرد با طول موج‌های مختلف ماه سپتامبر

نوع الگو	روش فاصله	P Value	نمره Z	واریانس	شاخص مورد انتظار	شاخص I موران	طول موج
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۹/۶۹۹	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۶۴۵	۳ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۰/۶۵۴	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۷۶۰	۶ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۱۵۰	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۸۲۱	۹ روزه

منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

جدول ۱۰. شاخص I موران جهانی امواج سرد با طول موج‌های مختلف ماه اکتبر

نوع الگو	روش فاصله	P Value	نمره Z	واریانس	شاخص مورد انتظار	شاخص I موران	طول موج
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۲۳۶	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۸۳۱	۳ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۹/۵۲۳	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۶۲۳	۶ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۹/۱۷۵	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۵۷۸	۹ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۸/۸۲۳	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۵۳۹	۱۲ روزه

منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

جدول ۱۱. شاخص I موران جهانی امواج سرد با طول موج‌های مختلف ماه نوامبر

نوع الگو	روش فاصله	P Value	نمره Z	واریانس	شاخص مورد انتظار	شاخص I موران	طول موج
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۰/۱۶۰۸	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۷۰۱	۳ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۰/۱۵۸۷	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۷۰۱	۶ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۲۲۹۶	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۸۳۲	۹ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۱۹۸۵	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۸۲۴	۱۲ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۰/۸۶۷۹	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۷۵۹	۱۵ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۲/۶۶۷۹	۰/۰۰۰۱۴۵	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۸۷۴۷	۱۸ روزه

منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

جدول ۱۲. شاخص I موران جهانی امواج سرد با طول موج‌های مختلف ماه دسامبر

نوع الگو	روش فاصله	P Value	نمره Z	واریانس	شاخص مورد انتظار	شاخص I موران	طول موج
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۰/۳۳۶	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۷۲۲	۳ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۰/۴۱۸	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۷۳۱	۶ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۹/۹۸۷	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۶۷۹	۹ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۸۱/۳۰۷	۰/۰۰۰۱۴۷	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۸۳۹	۱۲ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۷۷/۲۹۱	۰/۰۰۰۱۴۶	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۹۳۴۱	۱۵ روزه
خوشه‌ای	اقلیدسی	۰/۰۰۰	۶۸/۶۱۶	۰/۰۰۰۱۴۴	-۰/۰۰۰۲۸۱	۰/۸۲۳۳	۳۱ روزه

منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

محل ۱۲ ماه سال برای طول موج‌های مختلف امواج سرد آورده شده است که به ترتیب مورد بررسی قرار می‌گیرد:

ژانویه: در شکل ۲ نتایج محاسبه شاخص I موران محلی فراوانی رخداد امواج سرد ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۵، ۱۸ و ۲۱ روزه ماه ژانویه استان گیلان بمدت ۴۰ سال (۱۹۸۱ تا ۲۰۲۰) نشان داده شده است. الگوی خوشه‌ای بالا-بالا (HH) فراوانی امواج سرد ۳ روزه نیز در شرق استان از جلگه تا کوهستان مشاهده می‌شود. همچنین الگوی پایین-پایین (LL) نیز در جلگه مرکزی، ارتفاعات جنوبی و ماسوله بصورت پهنه‌های مجزا شکل گرفته و در سایر نواحی استان الگوی خاصی شکل نگرفته و از الگوی تصادفی پیروی می‌کنند. الگوی خوشه‌ای HH فراوانی امواج

اما یکی از سوالات مهم در مورد شاخص I موران این است که این شاخص فقط قادر به شناسایی الگوی کلی حاکم بر فراوانی امواج سرد است، در حالی که در آمار مکانی تعیین الگوهای محلی فراوانی رخداد موج‌های سرد بسیار مهم‌تر می‌باشد. زیرا با بکارگیری آماره‌های محلی و شناسایی خوشه‌ها و ناخوشه‌ها می‌توان تشخیص داد در کجاها محدودیت مورد مطالعه خوشه‌بندی‌ها در حال شکل‌گیری بوده و مرزهای محدوده‌های آنها کجاست. تحلیل خوشه و ناخوشه که به شاخص I موران محلی آنسلین نیز مشهور است، الگویی بهینه از توزیع آماری فراوانی امواج سرد در فضای مورد مطالعه به نمایش می‌گذارد. در شکل ۲ و ۳ نتایج محاسبه آماره I موران

از الگوی خوشه‌ای LL این امواج در ناحیه مورد مطالعه وجود ندارد.

مارس: در شکل ۲ محاسبات مربوط به شاخص I موران محلی فراوانی امواج سرد ۳، ۶، ۹، ۱۵ و ۱۸ روزه ماه مارس نشان می‌دهد که فراوانی امواج سرد ۳ روزه این ماه بصورت ۵ پهنه جدا از هم در مناطق کوهستانی استان با الگوی بالا-بالا (HH) و در جلگه مرکزی آن با الگوی پایین-پایین (LL) توزیع شده‌اند. الگوی فراوانی امواج سرد ۶ روزه در ناحیه شمالی، ساحلی و جلگه‌ای شهرستان‌های آستانه، رشت، انزلی و هشپیر و رضوانشهر و همچنین ارتفاعات غربی شهرستان رودبار و جنوب شرق رودسر از نوع خوشه‌ای HH و در بخش مهمی از ارتفاعات جنوبی استان و ماسوله از نوع LL می‌باشد. در همین راستا الگوی فراوانی امواج سرد ۹ روزه ماه مارس استان نشان می‌دهد که هر دو الگوی HH و LL بصورت پهنه منفک جدا از هم در مناطق استان تشکیل شده‌اند. همچنین الگوی فراوانی امواج سرد ۱۵ روزه در جلگه مرکزی تا ارتفاعات این محدوده از نوع HH و شهرستان تالش از ساحل تا مناطق کوهستانی آن از نوع LL هستند. در نهایت الگوی فراوانی امواج سرد ۱۸ روزه در جلگه مرکزی استان همانند الگوی ۱۵ روزه از نوع HH و پهنه‌های کوچک واقع در شرق و غرب جلگه مرکزی از نوع LL می‌باشند. لازم به ذکر است که از تعداد پهنه‌های الگوهای خوشه‌ای HH و LL فراوانی رخداد امواج سرد استان گیلان در ماه مارس با افزایش طول موج آنها کاسته شده و پهنه‌ها بزرگتر می‌شوند. در نتیجه فرض صفر (H_0) مبنی بر تصادفی بودن الگوی فراوانی رخداد امواج سرد ماه مارس در بازه‌های مختلف رد می‌شود و فرض خلاف صفر (H_1) مبنی بر غیر تصادفی بودن الگوی فراوانی رخداد امواج سرد این ماه مورد تایید قرار می‌گیرد. بعبارت دیگر وجود الگوی خوشه‌ای از نوع بالا-بالا (HH) و پایین-پایین (LL) برای همه طول موج‌ها اثبات می‌گردد.

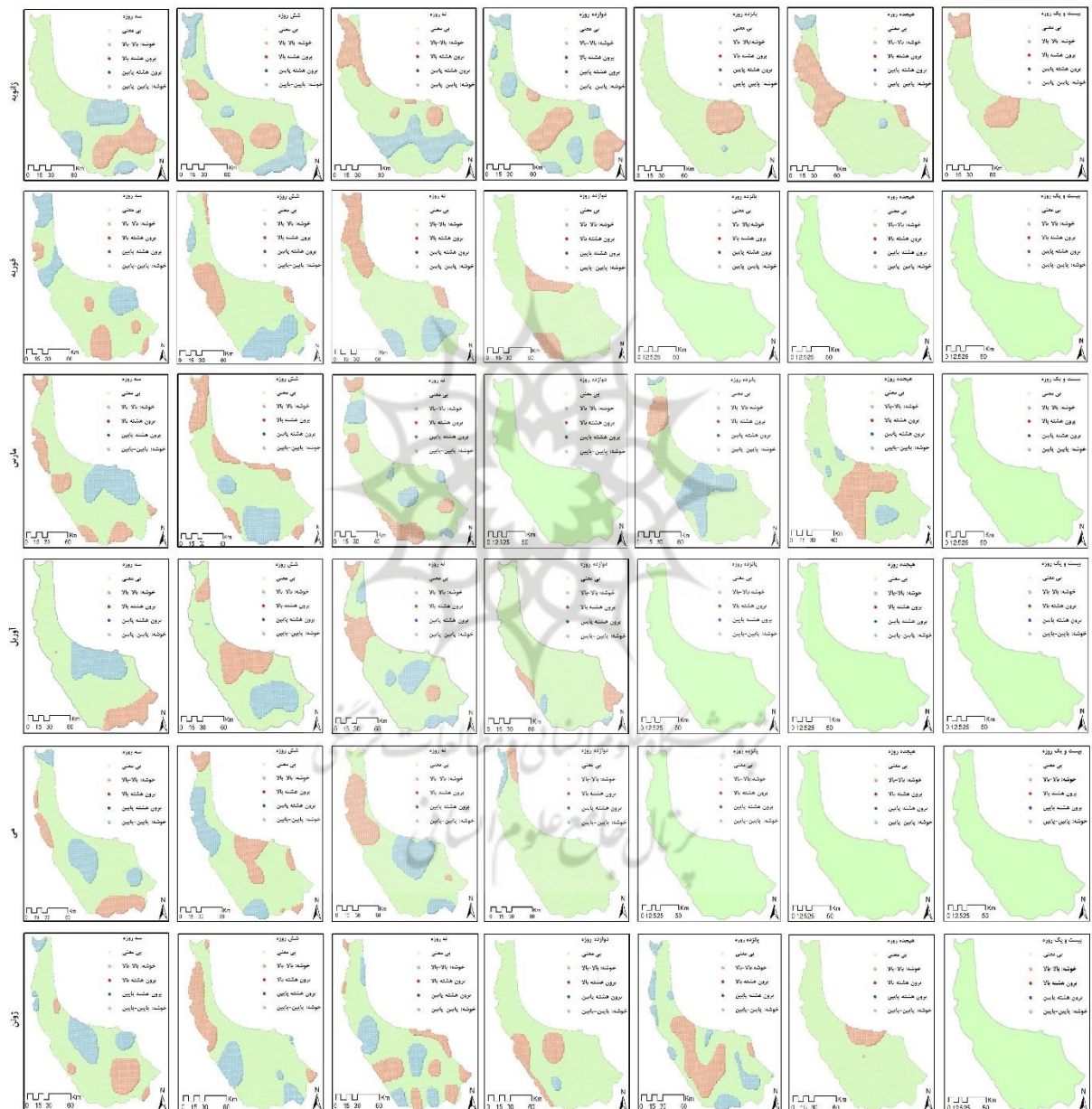
آوریل: در شکل ۲ نتایج محاسبات شاخص I موران محلی فراوانی امواج سرد ماه آوریل برای طول موج‌های ۳، ۶، ۹ و ۱۲ روزه نشان داده شده است. همانگونه که مشاهده می‌شود در این ماه الگوی خوشه‌ای بالا-بالا (HH) و پایین-پایین

سرد ۶ روزه در جلگه مرکزی، ارتفاعات غرب شهرستان رودبار و ماسوله و همچنین ارتفاعات هشپیر و الگوی خوشه‌ای LL در نواحی شمال غرب، جنوب و جنوب شرق استان قابل شناسایی هستند. در همین راستا الگوی امواج سرد ۹ روزه در سه شهرستان شمالی استان (آستارا، تالش و رضوانشهر) و محدوده شرقی دلتای سفیدرود از نوع HH و یک نوار ممتد از ناحیه جلگه‌ای شهرستان رودسر تا ارتفاعات ماسوله با جهت شمال شرق-جنوب غرب از نوع LL هستند. همچنین الگوی HH فراوانی امواج سرد ۱۲ روزه در شرق و مرکز استان و الگوی LL بصورت پهنه‌های متعدد و پراکنده در تمامی نواحی استان مشاهده می‌شوند. مهم‌ترین الگوی شناسایی شده برای امواج سرد ۱۵، ۱۸ و ۲۱ روزه از نوع بالا-بالا بوده و به ترتیب جلگه مرکزی، نواحی غربی و مرکز و شمال محدوده مورد مطالعه را تحت پوشش قرار می‌دهند. در همین راستا باید گفت که الگوی خوشه‌ای LL در نواحی شمالی استان (آستارا) برای امواج سرد ۱۸ روزه شکل گرفته و از مساحت قابل توجهی برخوردار است.

فوریه: شاخص I موران محلی فراوانی رخداد امواج سرد ۳ روزه ماه فوریه استان گیلان نشان می‌دهد که الگوی خوشه‌ای HH بصورت پهنه‌های متعدد جدا از هم در شرق، مرکز و غرب استان و همچنین الگوی خوشه‌ای LL در بخش ساحلی و جلگه‌ای شهرستان لاهیجان، آستانه، رضوانشهر و شمال استان شکل گرفته است. در همین راستا فراوانی امواج سرد ۶ روزه این ماه دارای الگوی LL در ناحیه جلگه‌ای تا کوهستانی شرق استان و شمال غرب آن و همچنین الگوی HH در ناحیه غربی، شمال و شرقی است. الگوی فراوانی امواج گرم ۹ روزه نشان می‌دهد که شهرستان‌های رضوانشهر، تالش و آستارا و بخش کوچک واقع در ناحیه جلگه‌ای شهرستان‌های لنگرود و لاهیجان دارای الگوی HH و مناطق واقع در ناحیه جلگه‌ای، کوهپایه‌ای و کوهستانی شرق استان و ارتفاعات غربی شهرستان رودبار دارای الگوی LL هستند. در نهایت در بخش ساحلی و تاحدودی ناحیه جلگه‌ای سه شهرستان رشت، انزلی، هشپیر و ارتفاعات مرکزی و غربی شهرستان رودبار، الگوی HH بر روی فراوانی امواج سرد ۱۲ روزه شکل گرفته و اثری

شهرستان هشتر، رضوانشهر و آستارا و الگوی LL آن بصورت ۳ پهنه جدا از هم در جنوب شرق، جلگه مرکزی و شمال استان شکل گرفته است. همچنین الگوی HH فراوانی امواج سرد ۱۲ روزه در شرق استان و ارتفاعات ماسوله و الگوی LL بصورت دو هسته کوچک در مجاورت آنها قرار گرفتند.

(LL) فراوانی رخداد امواج سرد ۳ روزه بصورت دو پهنه نسبتاً بزرگ در شرق و بخش شمالی جلگه مرکزی آن مشخص می‌باشند. الگوی بدست آمده از این شاخص برای فراوانی امواج سرد ۶ روزه بیانگر وجود الگوی خوشه‌ای LL در بخش شمالی جلگه مرکزی و الگوی خوشه‌ای HH در نواحی جلگه‌ای، کوهپایه‌ای و کوهستانی شرق آن است. الگوی HH فراوانی امواج سرد ۹ روزه بصورت هسته کوچکی در شرق،



شکل ۲. شاخص I موران محلی فراوانی امواج سرد با طول موج‌های مختلف در شش ماه اول سال، منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

مشاهده می‌شود. الگوی خوشه‌ای LL آن بصورت سه پهنه جدا از هم در شرق، مرکز و شمال استان شکل گرفته است. در

می: در ماه می الگوی خوشه‌ای HH شاخص I موران محلی فراوانی امواج ۳ روزه در ارتفاعات جنوبی و غربی استان

موج‌های مختلف رد و فرض خلاف آن مورد تایید قرار می‌گیرد (شکل ۲).

ژولای: در شکل ۳ نتایج محاسبه شاخص I موران محلی فراوانی امواج سرد ۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۱۵ روزه ماه ژولای استان گیلان نشان داده شده است. چنانچه مشاهده می‌شود الگوی خوشه‌ای HH فراوانی امواج سرد ۳ روزه در جلگه مرکزی و نواحی کوهستانی این بخش از استان و همچنین بصورت باریکه‌ای در ناحیه جلگه‌ای شهرستان‌های شمالی آن و الگوی خوشه‌ای LL این امواج نیز در جنوب غرب شهرستان رودبار، شرق و غرب استان مشاهده می‌شود. در این راستا الگوی HH فراوانی امواج سرد ۶ روزه در ناحیه جلگه‌ای شرق و شمال استان و الگوی LL نیز بصورت دو پهنه جدا از هم در جلگه مرکزی آن شکل گرفته است. شاخص I موران محلی فراوانی رخداد امواج سرد ۹ روز نشان از تشکیل الگوی HH در نواحی جلگه‌ای و کوهپایه‌ای و الگوی LL در ارتفاعات جنوبی، ماسوله و شهرستان رضوانشهر دارد. الگوی LL فراوانی امواج سرد ۱۲ روزه به صورت پهنه‌های کوچک در شرق، جنوب غرب و غرب جلگه مرکزی نمایان شده و الگوی HH بصورت یک پهنه بزرگ، جلگه مرکزی استان تا ارتفاعات جنوبی آن را در بر می‌گیرد. در نهایت الگوی HH و LL فراوانی امواج ۱۵ روزه با یک پهنه کوچک در ناحیه جلگه‌ای شرق استان و دو پهنه بسیار کوچک بی‌اهمیت در مجاورت آن مشخص می‌شود. در نتیجه فرض صفر مبنی بر تصادفی بودن فراوانی رخداد امواج سرد ماه ژولای در طول موج‌های مختلف رد و فرض خلاف آن مورد تایید قرار می‌گیرد.

آگوست: فراوانی رخداد امواج سرد ماه آگوست نشان می‌دهد که در این ماه امواج سرد در ۸ طول موج ۶، ۹، ۱۲، ۱۵، ۱۸، ۲۱، ۲۴ و ۳۰ روزه در طی ۴۰ سال (۱۹۸۱ تا ۲۰۲۰) رخ داده است. نتایج بدست آمده از محاسبات انجام شده بر روی فراوانی امواج سرد با بکارگیری شاخص I موران محلی جهت شناسایی الگوهای خوشه‌ای نشان داد که الگوی HH فراوانی امواج ۶ روزه بصورت پهنه‌های کوچک و بزرگ در گستره استان توزیع شده‌اند. این در حالی است که الگوی LL محدود به جلگه مرکزی استان بوده و همچنین پهنه کوچکی در غرب

همین راستا نتایج شاخص I موران محلی فراوانی امواج سرد ۶ روزه نشان از تشکیل الگوی خوشه‌ای بالا-بالا در شمال، مرکز و دو هسته کوچک در شرق و همچنین دو الگوی خوشه‌ای پایین-پایین در ارتفاعات جنوب و غرب استان دارد. الگوی HH امواج سرد ۹ روزه نیز در غرب استان و الگوی LL آن نیز در ارتفاعات جنوب شرق و جلگه مرکزی قابل مشاهده است. همچنین الگوی خوشه‌ای HH و LL فراوانی امواج سرد ۱۲ روزه نیز در مجاورت هم و در راستای شمالی-جنوبی در شمال استان قرار دارند. در نتیجه فرض صفر مبنی بر تصادفی بودن الگوی فراوانی رخداد امواج سرد رد و فرض خلاف آن تایید می‌شود (شکل ۲).

ژوئن: در ماه ژوئن امواج سرد با طول موج‌های ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۵ و ۱۸ در محدوده مورد مطالعه رخ داده است. نتایج بدست آمده از شاخص I موران محلی فراوانی امواج سرد ۳ روزه نشان‌دهنده تشکیل الگوی HH در شرق استان و الگوی LL در شهرستان آستانه، جلگه مرکزی، غرب و شمال آن است. الگوی HH فراوانی امواج سرد ۶ روزه نیز در غرب استان در راستای شمالی-جنوبی و هسته کوچکی در انتهای شرقی آن و الگوی LL نیز در ارتفاعات شرقی و مرکزی استان گیلان قابل مشاهده است. در همین راستا الگوی HH و LL فراوانی امواج سرد ۹ روزه در تمام مناطق استان بصورت پهنه‌های کوچک و بزرگ از جلگه تا کوهستان وجود دارند. پهنه در بر گیرنده الگوی HH فراوانی امواج سرد ۱۲ روزه محدود به ناحیه مرکزی و ارتفاعات غربی شهرستان رودبار و ماسوله بوده و پهنه اختصاص یافته به الگوی LL در این طول موج از اهمیت چندانی برخوردار نیست. در این راستا پهنه الگوی HH فراوانی امواج سرد ۱۵ روزه نیز پهنه وسیعی را در مرکز استان در بر می‌گیرد که این مهم برای الگوی LL نشان‌دهنده شکل‌گیری تعداد زیادی پهنه کوچک و بزرگ در گستره استان است. در نهایت الگوی بالا-بالا فراوانی امواج سرد ۱۸ روزه در شمالی جلگه مرکزی استان شکل گرفته و اثری از شکل‌گیری پهنه‌های الگوی خوشه‌ای پایین-پایین فراوانی امواج سرد ۱۸ روزه در استان نیست. در نتیجه فرض صفر مبنی بر عدم معنی-داری الگوی خوشه‌ای فراوانی رخداد امواج سرد در طول

خوشه‌ای HH در ارتفاعات شرقی، جلگه مرکزی و ارتفاعات غربی استان بوده و الگوی خوشه‌ای LL نیز در نواحی ساحلی و جلگه‌ای شرق، مرکز و شمال استان و دره مرکزی آن شکل گرفته است. در نهایت الگوی HH و LL نیز بر فراوانی رخداد امواج سرد ۹ روزه حاکم بوده و الگوی خوشه‌ای HH در مناطق جلگه‌ای، کوهپایه‌ای و کوهستانی شرق و شمال استان و الگوی خوشه‌ای LL نیز بصورت دو پهنه قابل توجه، ارتفاعات جنوبی و شرقی آن را در بر گرفته‌اند. با توجه به نتایج بدست آمده می‌توان گفت فرض صفر مبنی بر تصادفی بودن الگوی فراوانی رخداد امواج سرد ماه سپتامبر در سه طول موج مورد بررسی رد و فرض خلاف صفر مبنی بر رفتار غیر تصادفی و وجود الگو در فراوانی رخداد امواج سرد ماه سپتامبر هر سه طول موج تایید می‌شود.

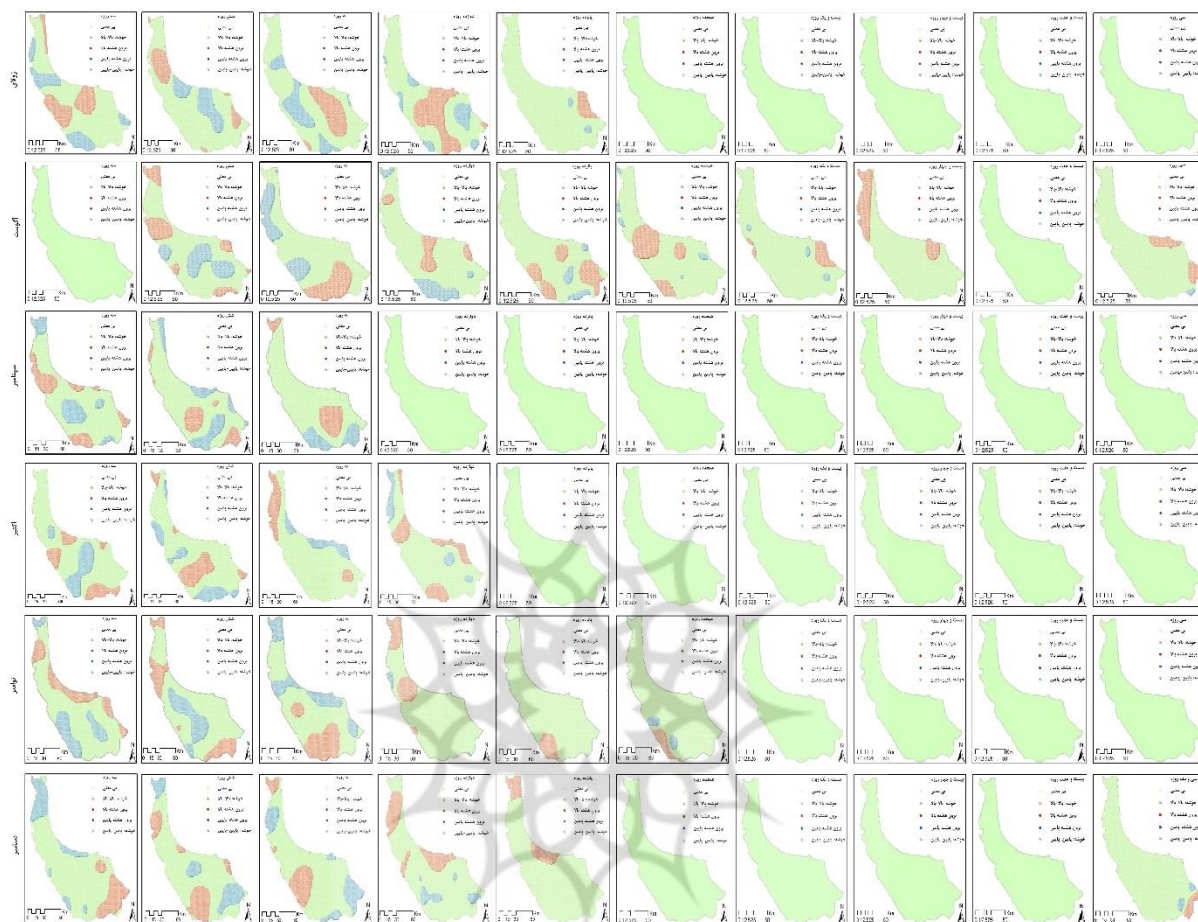
اکتبر: نتایج محاسبه شاخص I موران محلی فراوانی رخداد امواج سرد با طول موج‌های ۳، ۶، ۹ و ۱۲ روزه ماه اکتبر استان گیلان نشان می‌دهد که فراوانی امواج سرد ۳ روزه در ارتفاعات جنوبی استان، مناطق کوهستانی ماسوله و محدوده شهرستان انزلی و آستانه از الگوی خوشه‌ای HH و مناطق واقع در دو طرف دره سفیدرود تا نزدیکی دلتای آن و همچنین ناحیه کوچک واقع در شهرستان هشتر از الگوی LL پیروی می‌کنند. در همین راستا فراوانی رخداد امواج ۶ روزه نشان می‌دهد که الگوی خوشه‌ای بالا-بالا بصورت سه پهنه کوچک در شرق، شمال و غرب شهرستان انزلی و یک پهنه نسبتاً بزرگ در مرکز آن و الگوی خوشه‌ای پایین-پایین در ارتفاعات جنوبی و غربی و همچنین ناحیه ساحلی شهرستان تالش شکل گرفته است. الگوی فراوانی رخداد امواج سرد ۹ روزه در ارتفاعات غربی تالش در راستای شمالی-جنوبی و یک پهنه کوچک در شرق استان از نوع HH و در ناحیه ساحلی و جلگه‌ای شهرستان‌های لاهیجان، آستانه، رشت تا جنوب شهرستان رضوانشهر از نوع LL هستند. در نهایت الگوی فراوانی امواج سرد ۱۲ روزه حاکی از آن است که الگوی خوشه‌ای HH در ارتفاعات شهرستان رودبار، ناحیه ساحلی شهرستان‌های آستارا و تالش، ناحیه ساحلی و جلگه‌ای شهرستان‌های لنگرود، لاهیجان، آستانه و رشت و همچنین

آن از این الگو پیروی می‌کند. الگوی فراوانی امواج سرد ۹ روزه نشان از تشکیل الگوی HH در مناطق جنوبی استان و الگوی LL در ارتفاعات ماسوله و تالش دارد. در این راستا الگوی HH فراوانی امواج سرد ۱۲ روزه نیز جلگه مرکزی و دو پهنه کوچک در شرق و غرب را در بر گرفته و الگوی LL نیز محدود به ارتفاعات جنوبی و محدوده کوچکی در شمال است. الگوی HH و LL فراوانی امواج سرد ۱۵ روزه نیز بصورت پهنه‌های کوچک و بزرگ در جلگه مرکزی، شرقی و نواحی کوهپایه‌ای و کوهستانی شرق استان مشاهده می‌شوند. فراوانی امواج سرد ۱۸ روزه دارای الگوی HH در مرکز، جنوب و غرب جلگه مرکزی و الگوهای متعدد و کوچک الگوی LL در ارتفاعات غربی و جلگه مرکزی هستند. همچنین فراوانی امواج سرد ۲۱ روز دارای یک پهنه مهم با الگوی HH در شرق استان بوده و سایر الگوهای کوچک اعم از الگوی LL و HH به علت وسعت کم از اهمیت چندانی برخوردار نیستند (شکل ۳). همانطوری که قبلاً گفته شد با افزایش طول موج فراوانی امواج سرد از وسعت الگوهای خوشه‌ای کاسته می‌شود، اما در این ماه الگوی HH بر فراوانی رخداد امواج سرد ۲۴ و ۳۰ روزه حاکم بوده و اثری از الگوی خوشه‌ای LL در این ماه نیست. همچنین از جمله موارد مهم امواج سرد ماه آگوست نسبت به سایر ماه‌های سال این است که اثری از رخداد امواج سرد ۳ روزه در پهنه استان وجود ندارد. بنابراین فرض صفر مبنی بر تصادفی بودن الگوی فراوانی رخداد امواج سرد ماه آگوست در تمامی طول موج‌ها رد شده و فرض خلاف آن مبنی بر غیر تصادفی بودن و وجود الگو در آنها به اثبات می‌رسد.

سپتامبر: در شکل ۳ نتایج محاسبه شاخص I موران محلی فراوانی رخداد امواج سرد ماه سپتامبر استان گیلان با طول موج‌های ۳، ۶ و ۹ روزه نشان داده شده است. بطوریکه الگوی خوشه‌ای بالا-بالا (HH) فراوانی امواج سرد ۳ روزه در شرق، جنوب، غرب و حول و حوش دلتای سفیدرود و شهرستان انزلی و الگوی خوشه‌ای پایین-پایین (LL) در جنوب شرق، جلگه مرکزی و شمال استان قابل شناسایی هستند. در این راستا الگوی فراوانی امواج سرد ۶ روزه بیانگر تشکیل الگوی

ناحیه ساحلی، کوهپایه‌ای و کوهستانی شهرستان هشتر شکل گرفته است. همچنین الگوی خوشه‌ای LL فراوانی امواج سرد ۱۲ روزه به صورت دو پهنه کوچک در ناحیه جلگه‌ای شرق استان و نوار کوهستانی شهرستان‌های آستارا و تالش قابل

مشاهده هستند. بنابراین فرض صفر مبنی بر الگوی تصادفی فراوانی رخداد امواج سرد ۳ تا ۱۲ روزه ماه اکتبر استان رد و فرض خلاف صفر مبنی بر رفتار غیر تصادفی و وجود الگوی خوشه‌ای HH و LL مورد تایید قرار می‌گیرد.



شکل ۳. شاخص I موران محلی فراوانی امواج سرد با طول موج‌های مختلف در شش ماه دوم سال، منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

نوامبر: نتایج محاسبه شاخص I موران محلی فراوانی رخداد امواج سرد ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۵ و ۱۸ روزه ماه نوامبر استان گیلان نشان می‌دهد که الگوی فراوانی امواج سرد ۳ روزه این ماه در نواحی ساحلی و جلگه‌ای شرق تا غرب استان و ارتفاعات تالش از نوع خوشه‌ای HH و نواحی کوهستانی غرب شهرستان رودبار و ارتفاعات ماسوله و همچنین مناطق کوهپایه‌ای و کوهستانی شهرستان تالش از نوع خوشه‌ای LL هستند. در همین راستا فراوانی امواج سرد ۶ روزه این ماه در ارتفاعات جنوب شرق استان، شهرستان آستارا و ارتفاعات غربی آن از الگوی خوشه‌ای HH و در جلگه مرکزی و غرب آن از الگوی خوشه‌ای LL پیروی می‌کند. همچنین الگوی HH فراوانی رخداد امواج سرد ۹ روزه بر نواحی جلگه‌ای، کوهپایه‌ای و

کوهستانی جنوب استان و پهنه کوچکی واقع در شهرستان صومعه‌سرا و الگوی LL بر نواحی جلگه‌ای شهرستان رودسر، لاهیجان، آستانه، رشت، انزلی، شهرستان هشتر و نواحی شمالی سیطره دارد. در همین ماه، الگوی فراوانی امواج سرد ۱۲ روزه نشان از شکل‌گیری الگوی خوشه‌ای HH در شهرستان‌های نواحی شمالی، هشتر و رضوانشهر داشته و الگوی خوشه‌ای LL محدود به ناحیه کوچکی واقع در ارتفاعات غربی استان است. الگوی فراوانی امواج سرد ۱۵ روزه در گستره استان از نوع خوشه‌ای HH بوده و در مناطق کوهستانی غرب شهرستان رودبار شکل گرفته است و اثری از الگوی خوشه‌ای LL برای این طول موج سرد وجود ندارد. در نهایت الگوی HH و LL فراوانی رخداد امواج سرد ۱۸ روزه

الگوی خوشه‌ای HH بر فراوانی امواج سرد ۱۲ روزه در ناحیه شمالی استان و شهرستان‌های هشتر و رضوانشهر حاکم بوده و الگوی خوشه‌ای LL بصورت یک پهنه بسیار کوچک در غرب آن مشاهده می‌شود. در نهایت الگوی HH فراوانی امواج سرد ۱۵ و ۱۸ روزه محدود به ارتفاعات غربی شهرستان رودبار بوده و الگوی LL در فراوانی امواج سرد ۱۵ روزه وجود نداشته و در امواج سرد ۱۸ روزه بصورت دو پهنه کوچک در مجاورت الگوی HH قرار گرفته‌اند. بنابراین فرض صفر (H_0) مبنی بر تصادفی بودن و عدم وجود الگو در فراوانی رخداد امواج سرد ماه دسامبر در تمامی طول موج‌ها رد و فرض خلاف صفر (H_1) مبنی بر وجود الگو و رفتار غیرتصادفی در آنها تایید می‌شود.

در جدول ۱۳ نتایج محاسبه آزمون t تک نمونه‌ای فراوانی رخداد امواج سرد با طول موج‌های مختلف آورده شده است. چنانچه مشاهده می‌شود فراوانی رخداد امواج سرد ۳، ۶ و ۹ روزه در گستره استان دارای رفتار غیرتصادفی بوده و فرض صفر مبنی بر عدم تفاوت معنی‌دار بین فراوانی رخداد امواج سرد در این طول موج‌ها رد و فرض خلاف آن پذیرفته می‌شود. اما در امواج بلندتر یعنی امواج سرد ۱۲، ۱۵، ۱۸، ۲۱، ۲۴، ۲۷ و ۳۰ روزه، رفتار تصادفی در برخی طول موج‌های امواج سرد مشاهده می‌شود. بعنوان مثال در امواج سرد ۱۲ روزه ماه می رفتار تصادفی و در سایر ماه‌ها رفتار غیرتصادفی حاکم است.

جدول ۱۳. آزمون t فراوانی امواج سرد با طول موج‌های مختلف در سطح استان گیلان

ماه	امواج سرد ۳ روزه			ماه	امواج سرد ۶ روزه		
	t	df	Sig. (2-tailed)		t	df	Sig. (2-tailed)
۳ روزه ژانویه	۲۰/۱۷۳	۴۷	۰/۰۰۰	۶ روزه ژانویه	۱۵/۶۴۳	۴۷	۰/۰۰۰
۳ روزه فوریه	۲۵/۶۵۲	۴۷	۰/۰۰۰	۶ روزه فوریه	۲۶/۶۱۱	۴۷	۰/۰۰۰
۳ روزه مارس	۲۴/۰۶۷	۴۷	۰/۰۰۰	۶ روزه مارس	۲۵	۴۷	۰/۰۰۰
۳ روزه آوریل	۲۱/۲۹۶	۴۷	۰/۰۰۰	۶ روزه آوریل	۳۱/۱۳۵	۴۷	۰/۰۰۰
۳ روزه می	۲۸/۳۷۶	۴۷	۰/۰۰۰	۶ روزه می	۳۳/۴۵۷	۴۷	۰/۰۰۰
۳ روزه ژوئن	۲۰/۷۰۱	۴۷	۰/۰۰۰	۶ روزه ژوئن	۳۵/۵۰۴	۴۷	۰/۰۰۰
۳ روزه ژوئیه	۲۶/۸۸۶	۴۷	۰/۰۰۰	۶ روزه ژوئیه	۲۶/۶۴۳	۴۷	۰/۰۰۰
۳ روزه سپتامبر	۲۵/۲۵۱	۴۷	۰/۰۰۰	۶ روزه اگوست	۲۹/۰۳۲	۴۷	۰/۰۰۰
۳ روزه اکتبر	۲۹/۶۷۶	۴۷	۰/۰۰۰	۶ روزه سپتامبر	۲۶/۹۳۲	۴۷	۰/۰۰۰
۳ روزه نوامبر	۱۷/۹۲۶	۴۷	۰/۰۰۰	۶ روزه اکتبر	۳۵/۸۵۷	۴۷	۰/۰۰۰
۳ روزه دسامبر	۲۳/۲۷۱	۴۷	۰/۰۰۰	۶ روزه نوامبر	۲۹/۳۶۲	۴۷	۰/۰۰۰
				۶ روزه دسامبر	۲۷/۶۰۱	۴۷	۰/۰۰۰
ماه	امواج سرد ۹ روزه			ماه	امواج سرد ۱۲ روزه		
	t	df	Sig. (2-tailed)		t	df	Sig. (2-tailed)
۹ روزه ژانویه	۷/۱۴۰	۴۷	۰/۰۰۰	۱۲ روزه ژانویه	۵/۶۹۳	۴۷	۰/۰۰۰

در مجاورت هم در نواحی کوهستانی جنوب غرب استان قابل شناسایی هستند. بنابراین باید گفت فراوانی رخداد امواج سرد ماه نوامبر در تمامی طول موج‌ها از الگوی خوشه‌ای پیروی کرده و فرض خلاف صفر مبنی بر عدم تصادفی بودن آنها نیز تایید می‌گردد.

دسامبر: در نهایت نتایج شاخص I موران محلی فراوانی رخداد امواج سرد ۳ تا ۱۸ روزه ماه دسامبر نشان می‌دهد که در ناحیه ساحلی و جلگه‌ای شهرستان‌های رودسر، لنگرود، لاهیجان، آستانه رشت، انزلی، هشتر و رضوانشهر و مناطق کوهپایه‌ای و کوهستانی شهرستان تالش الگوی HH و در بخش شمالی استان، جلگه مرکزی و شرق آن و همچنین ارتفاعات غرب شهرستان رودبار و ماسوله الگوی LL بر فراوانی امواج سرد ۳ روزه حاکم است. در همین راستا، فراوانی امواج سرد ۶ روزه این ماه در ارتفاعات جنوب شرقی و غربی استان و شمال آن از الگوی خوشه‌ای HH و نواحی مرکزی و غربی جلگه مرکزی و ارتفاعات غربی شهرستان رودبار از الگوی خوشه‌ای LL پیروی می‌کنند. همچنین الگوی مشاهده شده برای فراوانی امواج سرد ۹ روزه در مناطق کوهپایه‌ای و کوهستانی شرق استان و پهنه کوچک واقع در غرب شهرستان رشت از نوع HH و در ناحیه جلگه‌ای شرق، مرکز، غرب و شمال آن از نوع LL هستند. همانگونه که از شکل ۳ پیداست با افزایش طول موج فراوانی رخداد امواج سرد، از وسعت الگوی خوشه‌ای HH و LL کاسته می‌شود. در این راستا،

۹ روزه فوریه	۹/۱۹۲	۴۷	۰/۰۰۰	۱۲ روزه فوریه	۳/۰۶۶	۴۷	۰/۰۰۴
۹ روزه مارس	۱۱/۴۰۵	۴۷	۰/۰۰۰	۱۲ روزه آوریل	۲/۸۳۳	۴۷	۰/۰۰۷
۹ روزه آوریل	۱۱/۵۷۵	۴۷	۰/۰۰۰	۱۲ روزه می	۱/۴۳۰	۴۷	۰/۱۵۹
۹ روزه می	۱۳/۵۰۴	۴۷	۰/۰۰۰	۱۲ روزه ژوئن	۳/۰۶۶	۴۷	۰/۰۰۴
۹ روزه ژوئن	۸/۷۵۸	۴۷	۰/۰۰۰	۱۲ روزه ژوئای	۴/۷۷۹	۴۷	۰/۰۰۰
۹ روزه ژوئای	۷/۵۰۴	۴۷	۰/۰۰۰	۱۲ روزه آگوست	۱۵/۶۷۲	۴۷	۰/۰۰۰
۹ روزه آگوست	۱۶/۴۸۳	۴۷	۰/۰۰۰	۱۲ روزه اکتبر	۵/۰۶۳	۴۷	۰/۰۰۰
۹ روزه سپتامبر	۱۲/۶۴۳	۴۷	۰/۰۰۰	۱۲ روزه نوامبر	۳/۹۵۸	۴۷	۰/۰۰۰
۹ روزه اکتبر	۱۰/۴۱۹	۴۷	۰/۰۰۰	۱۲ روزه دسامبر	۵/۴۷۵	۴۷	۰/۰۰۰
۹ روزه نوامبر	۱۵/۶۳۶	۴۷	۰/۰۰۰				
۹ روزه دسامبر	۱۱/۶۵۶	۴۷	۰/۰۰۰				
ماه	امواج سرد ۱۵ روزه			ماه	امواج سرد ۱۸ روزه		
	t	df	Sig. (2-tailed)		t	df	Sig. (2-tailed)
۱۵ روزه ژانویه	۱/۳۵۳	۴۷	۰/۱۸۲	۱۸ روزه ژانویه	۳/۷۳۸	۴۷	۰/۰۰۱
۱۵ روزه مارس	۱۱/۱۸۲	۴۷	۰/۰۰۰	۱۸ روزه مارس	۳/۷۳۸	۴۷	۰/۰۰۱
۱۵ روزه ژوئن	۳/۵۱۷	۴۷	۰/۰۰۱	۱۸ روزه ژوئن	۱/۴۳۰	۴۷	۰/۱۵۹
۱۵ روزه ژوئای	۱	۴۷	۰/۳۲۲	۱۸ روزه آگوست	۳/۹۲۳	۴۷	۰/۰۰۰
۱۵ روزه آگوست	۳/۲۹۳	۴۷	۰/۰۰۲	۱۸ روزه نوامبر	۱/۴۳۰	۴۷	۰/۱۵۹
۱۵ روزه اکتبر	۱	۴۷	۰/۳۲۲				
۱۵ روزه نوامبر	۱/۷۷۰	۴۷	۰/۰۸۳				
۱۵ روزه دسامبر	۲/۴۵۲	۴۷	۰/۰۱۸				
ماه	امواج سرد ۲۱ روزه			ماه	امواج سرد ۲۴ روزه		
	t	df	Sig. (2-tailed)		t	df	Sig. (2-tailed)
۲۱ روزه ژانویه	۲/۸۳۳	۴۷	۰/۰۰۷	۲۴ روزه آگوست	۴/۶۲۲	۴۷	۰/۰۰۰
۲۱ روزه آگوست	۲/۴۲۴	۴۷	۰/۰۱۹				
ماه	امواج سرد ۳۰ روزه			ماه	امواج سرد ۳۰ روزه		
	t	df	Sig. (2-tailed)		t	df	Sig. (2-tailed)
۳۰ روزه آگوست	۱/۷۷۰	۴۷	۰/۰۸۳				

منبع: نگارندگان، ۱۴۰۲

۴. بحث و نتیجه‌گیری

دماهای شدید نه تنها به عنوان رخداد‌های کوتاه‌مدت، بلکه در دوره‌های چند روزه اتفاق می‌افتند، و اثرات ترکیبی بر سلامت انسان و سیستم‌های محیطی و اجتماعی، مانند منابع آب، عملکرد محصول، یا مصرف برق و غیره دارند. امواج گرم و سرد از جمله مخاطراتی هستند که بسته به مدت، بزرگی و فراوانی آن‌ها و همچنین در معرض قرار گرفتن افراد، کالاها و آسیب‌پذیری قلمرو در اقلیم مختلف، اثرات متفاوتی دارند. به همین دلیل، درک اینکه چگونه امواج گرم و سرد می‌توانند بر آب و هوای مختلف تاثیر بگذارند و پیش‌بینی بالقوه این امواج بر اساس دانش کافی از منشاء و رفتارهای رایج آنها بسیار مهم است. با توجه به اهمیت موضوع، در این پژوهش اقدام به تحلیل فضایی امواج سرد در پهنه استان گیلان شده است. بدین منظور در ابتدا داده‌های دمای حداقل پهنه استان از آخرین مجموعه داده‌های بازتحلیل سایت ECMWF نیز تحت عنوان ERA5 بمدت ۴۰ سال دانلود گردید. در این راستا از آستانه صدک ۱۰ام برای تعیین موج سرد استفاده شد. در مرحله بعد با کدنویسی اقدام به جداسازی و شمارش فراوانی امواج سرد با توالی‌های ۳، ۶، ۹ تا n روزه گردید. نتایج بدست آمده از محاسبه

در همین راستا، بررسی مقدار آزمون t امواج سرد ۱۵ روزه و مقایسه سطح معنی‌داری بدست آمده از آزمون با $\alpha = 0.05$ نشان می‌دهد در ماه‌های ژانویه، ژوئای، اکتبر و نوامبر رفتار تصادفی در فراوانی امواج سرد و در ماه‌های مارس، ژوئن، آگوست و دسامبر رفتار غیر تصادفی در فراوانی رخداد این امواج مشاهده می‌شود. در امواج سرد ۱۸ روزه هم رفتار تصادفی و غیرتصادفی قابل مشاهده است بطوریکه در ماه‌های ژوئن و نوامبر رفتار تصادفی و در ماه‌های ژانویه، مارس و آگوست رفتار غیر تصادفی وجود دارد. همین‌طور امواج سرد ۲۴ روزه ماه آگوست از رفتار غیر تصادفی و امواج سرد ۳۰ روزه این ماه نیز از رفتار تصادفی پیروی می‌کنند. نکته مهمی که در آزمون t تک نمونه‌ای فراوانی رخداد امواج سرد قابل مشاهده است این است که رفتار غیر تصادفی در امواج سرد کوتاه‌مدت به سمت امواج سرد بلندمدت به رفتار غیر تصادفی تبدیل می‌شود. این بدین معنی است که ناهمگنی در فراوانی رخداد امواج سرد در طول موج‌های کوتاه‌تر بیشتر از طول موج‌های بلندتر بوده و در امواج بلندتر کل پهنه استان تبدیل به ناحیه همگن‌تری می‌شود.

نشان‌دهنده رفتار غیرتصادفی در آنها بوده و فرض صفر خلاف صفر مبنی بر وجود تفاوت معنی‌دار بین فراوانی رخداد امواج سرد در این طول موج‌ها پذیرفته می‌شود. اما در امواج بلندتر یعنی امواج سرد ۱۲، ۱۵، ۱۸، ۲۱، ۲۴، ۲۷ و ۳۰ روزه، رفتار تصادفی در برخی از ماه‌ها و رفتار غیر تصادفی در ماه‌های دیگر مشاهده می‌شود. در نتیجه باید گفت رفتار غیر تصادفی در امواج سرد کوتاه‌مدت به سمت امواج گرم و سرد بلندمدت به رفتار غیر تصادفی تبدیل شده و ناهمگنی در فراوانی رخداد امواج سرد در طول موج‌های کوتاه‌تر بیشتر از طول موج‌های بلندتر است. بعبارت دیگر استان گیلان در امواج سرد بلندتر به یک ناحیه نسبتاً همگن تبدیل شده و نشان از فراگیری امواج سرد با طول موج بلندتر در سیطره استان دارد.

تقدیر و سپاسگزاری

این مقاله برگرفته از رساله دکتری شراره صیدگر، گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه آزاد اسلامی واحد رشت است و فاقد حامی مالی می‌باشد.

فهرست منابع

- Alijani, B., Doostkamian, M., Ashrafi, S., & Shakeri, F., (2015). Review the Changes of Spatial Autocorrelation Patterns within a Decade of Precipitation over the Last Half-Century in Iran, *Geography and Territorial Spatial Arrangement*, 5 (14); 71-88, [Doi: 10.22111/gaij.2015.1914](https://doi.org/10.22111/gaij.2015.1914). [In Persian].
- Alijani, B., Tharvati, M. R., Alizadeh Vilni, I., (2013). Heat wave classification in Guilan province, *Natural Geography Quarterly*, 6 (19); 1-16. [In Persian].
- Barnett, A. G., Hajat, S., Gasparrini, A., & Rocklöv, J., (2012). Cold and heat waves in the United States, *Environmental Research*, 112; 218-224. [DOI: 10.1016/j.envres.2011.12.010](https://doi.org/10.1016/j.envres.2011.12.010).
- Bell, J. L., Sloan, L. C., Snyder, M. A., (2004). Regional Changes in Extreme Climatic Events: A Future Climate Scenario, *Journal of Climate*, 17; 81-87, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0081:RCIECE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0081:RCIECE>2.0.CO;2).
- Beniston, M., (2004). The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations, *Geophysical research letters*, 31(2): 1-4, [Doi:10.1029/2003GL018857](https://doi.org/10.1029/2003GL018857).
- Besson, F., Dubuisson, B., Etchevers, P., Gibelin, A. L., Lassegues, P., Schneider, M., & Vincendon, B., (2019). Climate monitoring and heat and cold waves detection over France using a new spatialization of daily temperature extremes from 1947 to present, *Advances in Science & Research*, 16; 149-156, doi.org/10.5194/asr-16-149-2019.
- Ceccherini, G., Russo, S., Ameztoy, I., Romero, C. P., & Carmona-Moreno, C., (2015). Magnitude and frequency of heat and cold waves in recent decades: the case of South America, *Natural Hazards Earth System Science*, 3; 7379-7409. [Doi: 10.5194/nhessd-3-7379-2015](https://doi.org/10.5194/nhessd-3-7379-2015).
- Changnon, D., Sandstorm, M., and Schaffer, C., (2003). Relating changes in agricultural practices to increasing dew points in extreme Chicago heat waves, *Climate Research*, 24; 243-254. [DOI: 10.3354/cr024243](https://doi.org/10.3354/cr024243).
- Dasari, H. P., Salgado, R., Perdigao, J., & Challa, V. S., (2014). A Regional Climate Simulation Study Using WRF-ARW Model over Europe and Evaluation for Extreme Temperature Weather Events, *International Journal of Atmospheric Sciences*, 2014; 1-22, doi.org/10.1155/2014/704079.
- Depietri, Y., & McPhearson, T., (2019). Changing urban risk: 140 years of climatic hazards in New York City, *Climatic Change*, 148 (1); 95-108, doi.org/10.1007/s10584-018-2194-2.
- Dhorde, A. G., Korade, M. S., & Dhorde, A. A., (2017). Spatial distribution of temperature trends and extremes over Maharashtra and Karnataka

- States of India, *Theor Appl Climatol*, 130:191–204, doi.org/10.1007/s00704-016-1876-9.
- Domonkos, P., Kysely, J., Piotrowicz, K., Petrovic, P., & Likso, T., (2003). Variability of extreme temperature events in south-central Europe during the 20th century and its relationship with large-scale circulation, *International journal of climatology*, 23; 987–1010, DOI: [10.1002/joc.929](https://doi.org/10.1002/joc.929).
- Esmailnejad, M., (2014). Climatic risks and security, heat waves in South Khorasan, *South Khorasan Police Science Quarterly*, 2 (9); 34-39, [In Persian].
- Esmailnejad, M., (2016), the spatial analysis of heat waves in south east of Iran a case study: Sistan and Baluchestan province, *Geographia Technica*, 11 (2); 50-60, DOI: [10.21163/GT_2016.112.05](https://doi.org/10.21163/GT_2016.112.05).
- Esmailnejad, M., (2106). The spatial analysis of heat waves in south east of Iran a case study: Sistan and Baluchestan province, *Geographia Technica*, 11 (2); 50-60. DOI: [10.21163/GT_2016.112.05](https://doi.org/10.21163/GT_2016.112.05).
- Geirinhas, J. L., Trigo, R. M., Libonati, R., Coelho, C. A. S., & Palmeira, A. C., (2017). Climatic and synoptic characterization of heat waves in Brazil, *International journal of climatology*, 33 (4); 1760-1776, doi.org/10.1002/joc.5294.
- Herrera, R. G., Diaz, J., Trigo, R. M., & Hernandez, E., (2005). Extreme summer temperatures in Iberia: health impacts and associated synoptic conditions, *Annales Geophysicae*, 23; 239-251. doi.org/10.5194/angeo-23-239-2005.
- Khorshiddoust, A. M., Zanganeh, S., Zarei, Y., & Mahmoudi, S., (2017). Synoptic analysis of heat wave Hazard in northwest Iran, *Physical Geography Quarterly*, 10 (37); 1-14, [In Persian].
- Khosravi, Y., & Bahri, A., (2018). Use of spatial statistics techniques in order to spatio-temporal variations of chlorophyll a concentration in the Persian Gulf, 10 (1); 33-46, [In Persian].
- Kim, Y. H., Min, S. K., Stone, D. A., Shiogama, H., & Wolski, P., (2018). Multi-model event attribution of the summer 2013 heat wave in Korea, *Weather and Climate Extremes*, 20; 33-44, doi.org/10.1016/j.wace.2018.03.004.
- Lavaysse, C., Naumann, G., Alferi, L., Salamon, P., & Vogt, J., (2019). Predictability of the European heat and cold waves, *Climate Dynamics*, 52; 2481–2495, doi.org/10.1007/s00382-018-4273-5.
- Mahdi, S. S., & Dhekale, B. S., (2016). Long term climatology and trends of heat and cold waves over southern Bihar, India, *Journal of Earth System Science*, 125 (8); 1557–1567, DOI [10.1007/s12040-016-0762-2](https://doi.org/10.1007/s12040-016-0762-2).
- Oldenborgh, G. J. V., Larson, E. M., Vecchi, G. A., Vries, H. D., Vautard, R., & Otto, F., (2019). Cold waves are getting milder in the northern midlatitudes, *Environmental Research Letter*, 14, doi.org/10.1088/1748-9326/ab4867.
- Roshan, GH. R., Ghanghermeh, A. A., & Kong, Q. (2018). Spatial and temporal analysis of outdoor human thermal comfort during heat and cold waves in Iran, *Weather and Climate Extremes*, 19; 58-67. DOI: [10.1016/j.wace.2018.01.005](https://doi.org/10.1016/j.wace.2018.01.005).
- Sfica, L., Croitoru, A. E., Iordache, I., & Ciupertea, A. F., (2017). Synoptic Conditions Generating Heat Waves and Warm Spells in Romania, *Atmosphere*, 8 (3); 1-22, doi.org/10.3390/atmos8030050.
- Simões dos Reis, N. C., Boiaski, N. T., & Ferraz, S. E. T., (2019). Characterization and Spatial Coverage of Heat Waves in Subtropical Brazil, *Atmosphere*, 10 (5); 284-299. DOI: [10.3390/atmos10050284](https://doi.org/10.3390/atmos10050284).
- Spinoni, J., Lakatos, M., Szentimrey, T., Bihari, Z., Szala, S., Vogt, J., & Antofie, T., (2015). Heat and cold waves trends in the Carpathian Region from 1961 to 2010, *International journal of climatology*, 35; 4197–4209. DOI: [10.1002/joc.4279](https://doi.org/10.1002/joc.4279).
- Wenlan, G., Keqin, D., & Shuang, L., (2019). Spatial-temporal variations in cold surge events in northern China during the period 1960–2016, *Journal of Geographical Sciences*, 29 (6); 971-983, DOI: [10.1007/s11442-019-1668-0](https://doi.org/10.1007/s11442-019-1668-0).
- Xu, S., Yang, X., Sun, R., Fu, Sh., Liang, H., & Chen, L., (2018). Cold Wave Climate Characteristics and Risk Zoning in Jilin Province, *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 6; 38-51, DOI: [10.4236/gep.2018.68004](https://doi.org/10.4236/gep.2018.68004).
- Zhang, Y., Li, Q., Ge, Y., Du, X., & Wang, H., (2022). Growing prevalence of heat over cold extremes with overall milder extremes and multiple successive events, *Communications Earth & Environment*, 3; 73, doi.org/10.1038/s43247-022-00404-x.