

تحلیل طیفی سری‌های زمانی توفان‌های شمال غرب ایران

مسعود جلالی^۱

وهاب کمربان^۲

چکیده

بادهای شدید تحت عنوان توفان نامگذاری شده‌اند که به شکل‌های متفاوت و با سرعت زیاد برای مدتی کوتاه می‌وزند و معمولاً با هوای ناپایدار همراه هستند. اگر هوای پایدار رطوبت داشته باشد توفان تندی و اگر خشک باشد توفان گردوخاک ایجاد می‌شود. هدف از این مطالعه بررسی و تحلیل نوسان‌های زمانی توفان‌های تندی در شمال غرب ایران (استان‌های اردبیل، آذربایجان شرقی و آذربایجان غربی) با استفاده از تحلیل طیفی (تحلیل همسازها) می‌باشد. بدین منظور داده‌های روزانه ۱۶ ایستگاه همدید (در قالب داده‌های هوای حاضر)، از سازمان هواشناسی کشور طی دوره آماری ۱۹۸۸-۲۰۰۹ استفاده شد. در ادامه کدهای مربوط به توفان‌های تندی شامل کد ۱۷، ۲۹، ۹۱ تا ۹۹ استخراج گردید. سپس به منظور بررسی و تحلیل چرخه‌های توفان‌های تندی شمال غرب ایران از امکانات برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار Matlab و برای انجام عملیات ترسیمی از نرم‌افزار Surfer بهره گرفته شد. نتایج نشان داد که فراوانی چرخه‌های ۲ ساله بیش‌تر از بقیه حاکمیت دارد؛ بنابراین از نظر فراوانی تعداد چرخه‌های معنی‌دار، ۲ چرخه با فراوانی ۵ ایستگاه بیش‌ترین نسبت را به خود اختصاص داده است. ایستگاه‌های ماکو و خوی و نواحی مرکزی شامل ایستگاه‌های تبریز، مراغه، مهاباد و تکاب، چرخه‌های ۶-۲ ساله را به خود اختصاص داده‌اند و از حیث احتمال بیش‌ترین احتمال وقوع در این نواحی قرار گرفته است.

واژگان کلیدی: توفان تندی، تحلیل طیفی، سری‌های زمانی، شمال غرب ایران.

۱- استادیار اقلیم‌شناسی دانشگاه زنجان. Email:mjalali@znu.ac.ir

۲- دانش‌آموخته اقلیم‌شناسی سینوپتیک دانشگاه زنجان.

مقدمه

رویدادهای اقلیمی فرین، پدیده‌هایی هستند که از نظر شدت و فراوانی کمیاب‌اند، اما از آنجایی که اکوسیستم‌ها و ساختارهای فیزیکی جوامع انسانی با شرایط اقلیمی بهنجار تنظیم شده‌اند، در زمان رخداد این پدیده‌ها، به‌ندرت می‌توانند خود را تجهیز و آماده کنند، در نتیجه تغییر در زمان وقوع رویدادهای فرین اغلب می‌تواند آثار چشمگیری بر اکوسیستم‌ها و جامعه نسبت به تغییر در شرایط متوسط جوئی داشته باشد (تقوی و محمدی، ۱۳۹۰: ۱۱). توفان تندی از جمله پدیده‌های مهم اقلیمی است که همواره مورد توجه هواشناسان بوده است، باتوجه به این‌که توفان تندی باعث گردش آب در طبیعت، توازن انرژی حرارتی زمین و برقراری جریان الکتریکی بین اتمسفر و زمین می‌شود (چانگنون ۲۰۰۱، به نقل از لشکری، ۱۳۹۲: ۲۰۴) اما گاهی به‌دلیل توأم بودن با پدیده تگرگ، بارش‌های رگباری شدید و ایجاد سیل‌های ناگهانی، خسارات فراوانی بر محصولات زراعی وارد می‌آورد و در مواقعی نیز علت آتش‌سوزی بسیاری از مناطق جنگلی به‌حساب می‌آید (رورینگ و فرگوسن، ۱۹۹۹: ۱۵۷۳). رویدادهای فرین به‌علت اندر کنش‌های مولفه‌های گوناگون معمولاً با نوساناتی همراه است، از این رو نیاز به مدل‌های وجود دارد که ضمن این‌که نوسانات آشکار و نهان را به‌خوبی نشان دهد تفسیر آن‌ها را هم آسان کند. این مساله به‌کارگیری مدل‌های ریاضی را ضرورت می‌بخشد. در این میان تحلیل طیفی یا به‌عبارتی تحلیل سری‌های زمانی این قابلیت را دارد که ضمن آشکارسازی روند، چرخه‌ها یا دوره‌های تناوبی را به‌خوبی نشان می‌دهد. با این وجود کاربرد اصلی تحلیل طیفی شناسایی روند تغییرات و حالت‌های تناوبی سری‌های زمانی پیچیده و ممکن ساختن پیش‌بینی می‌باشد (تقوی و همکاران ۱۳۹۰: ۶-۸). تحلیل طیفی به روش‌های برآورد تابع چگالی طیفی یا طیف یک سری زمانی گفته می‌شود (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۵: ۲۱۹). یکی از ابزارهای مفید برای جستجو و ارزیابی نوسانات اقلیمی تحلیل طیف توان^۳ (تحلیل طیفی) است. تحلیل طیفی یکی از روش‌هایی است که در مطالعه سیستم‌های طبیعی و به‌طور گسترده در ژئوفیزیک، اقیانوس‌شناسی و هواشناسی

کاربرد فراوان دارد. این روش بر مبنای خود همبستگی بنا نهاده شده است. آن گونه که بارش و سایر عناصر اقلیمی مورد توجه دانشمندان قرار گرفته است، تحلیل طیفی توفان‌های تندری کم‌تر مورد توجه بوده است. از این رو بیشتر در زمینه تحلیل طیفی بارش در سراسر جهان مطالعات زیادی انجام شده است. دانشمندان زیادی هم‌چون، (Leon, 2008: 41-47; Gile et al, 2001: 1-41) سعی در معرفی روش‌های مختلف این تکنیک داشته‌اند. برای مثال (Lana and Burgueno, 2000: 6) الگوی آنومالی بارشی بارسلونا را با استفاده از تحلیل طیفی تعیین کردند و مشخص شد که الگوهای آنومالی بارشی در مقیاس فصلی به خوبی قابل مشاهده است. در مطالعه‌ای دیگر (Livado et al, 2008: 41-55) نیز به نتیجه مشابهی رسیده و وجود چرخه‌های ۳-۵ ساله را در بارش یونان آشکار ساختند. الفکی و همکاران، ۲۰۱۳ تغییرات اقلیمی بارش سالانه عربستان را با استفاده از تابع چگالی طیفی تحلیل کردند. و برای ایستگاه‌های مورد مطالعه چرخه‌های مشترک ۲۶ ساله استخراج نمودند چرخه‌های ۲۶ ساله روی تغییرات اقلیمی بارش جنوب غرب عربستان تأثیر شدیدی نشان داده است. جدای از چرخه‌های مشترک چرخه‌های ۱۳/۶۴ و ۱۰/۰۶ ساله نیز به دست آمد که آن را به چرخه خورشیدی مربوط ساختند. در همین راستا والگا و همکاران ۲۰۱۴ ویژگی‌های رخداد حوادث بارش فوق سنگین را در ناحیه کراکو لهستان با استفاده از تحلیل طیفی فوریه مطالعه کردند و از آن نمودند که حداکثر مقادیر بارش ۶۰ دقیقه‌ای هر ۹ سال رخ می‌دهد. رشمی و همکاران در بررسی تغییرات روزانه باد در اقیانوس هند در سال‌های ۲۰۱۲-۱۹۷۹ از تحلیل طیفی بهره بردند. نتایج نشان داد که سرعت باد در مقیاس سالانه از دریای عرب به طرف جنوب اقیانوس هند افزایش می‌یابد. در ایران با استفاده از این تکنیک مطالعات بیش‌تر در سطح ایستگاهی بوده است. برای مثال عساکره (۱۳۸۸) دمای سالانه شهر تبریز را در طول دوره آماری ۱۹۵۱-۲۰۰۵ و با استفاده از تحلیل طیفی مطالعه نمود. بر پایه یافته‌های حاصل از مطالعه ایشان، چرخه‌های ۲-۲/۶ ساله و ۴/۵-۵ ساله و نیز یک چرخه غیرسینوسی (روند) در سری زمانی دمای سالانه شهر تبریز مشاهده گردید. تقوی و همکاران (۱۳۹۰) الگوی رفتار مقادیر فرین بارش و دما را در ایران با استفاده از تحلیل طیفی مورد مطالعه و بررسی قراردادند و مشخصات طیفی آماره‌های اقلیمی از قبیل دامنه و

بسامد را محاسبه نموده و سپس با استفاده از تحلیل خوشه‌ای ایران را منطقه‌بندی نمودند. ایشان در این مطالعه به این نتیجه رسیدند که مشخصات فرین دما و بارش در ایران متنوع بوده و اذعان نمودند که لزوماً یک سامانه اقلیمی خاص بر مناطق هم رفتار حاکم نیست.

مقاله حاضر قصد دارد با استفاده از تحلیل طیفی ضمن بررسی سری‌های زمانی یکی از مخاطرات طبیعی، یعنی توفان‌های تندری منطقه شمال غرب کشور، چرخه‌های موجود در آن را استخراج و ارتباطش را با شاخص‌های اقلیمی ارزیابی کند. درحالی‌که مقالات پیشین بیش‌تر یکی از عناصر آب و هواشناسی و یا پدیده‌های طبیعی را با این روش مطالعه نموده بودند.

مواد و روش‌ها

هدف از این مطالعه بررسی و تحلیل چرخه‌های توفان‌های تندری در شمال غرب ایران می‌باشد. بدین منظور داده‌های روزانه برای ۱۶ ایستگاه هم‌دید کشور که دارای آمار بیش از ۲۲ سال (۱۹۸۸-۲۰۰۹) بودند جهت استخراج کدهای مربوط به توفان‌های تندری شامل کد ۱۷، ۲۹ و ۹۱ تا ۹۹ به کار گرفته شد (جدول ۱).

جدول (۱) جزئیات کدهای هوای فعلی و گذشته مربوط به توفان تندری

توصیف شرایط جوی	کد هوای فعلی (تندر شنیده می‌شود)	توصیف شرایط جوی	کد هوای گذشته (تندر شنیده شده)
توفان تندری بدون بارش	۱۷	توفان تندری همراه یا بدون بارندگی	۹
توفان تندری سبک یا متوسط همراه با باران	۹۵	برق دیده شده اما رعد شنیده نشده	۱۳
توفان تندری سبک یا متوسط همراه با نگرگ	۹۶	توفان تندری (رعد شنیده شد)	۲۹
توفان تندری سنگین همراه با باران	۹۷	باران سبک هنگام مشاهده	۹۱
توفان تندری همراه با گرد و غبار و توفان ماسه	۹۸	باران متوسط یا سنگین هنگام مشاهده	۹۲
توفان تندری سنگین همراه با نگرگ	۹۹	نگرگ سبک، متوسط یا سنگین هنگام مشاهده	۹۳ و ۹۴

سپس به منظور استخراج چرخه‌های توفان‌های تندری به روش تحلیل طیفی از امکانات برنامه‌نویسی در نرم‌افزار MATLAB بهره گرفته شد. در تحلیل طیفی همبستگی میان مشاهدات سری در حوزه زمان، جای خود را به بسامدهای متفاوت مشاهدات در حوزه فرکانس می‌دهد. روش‌های پرشمار و متنوعی برای تبدیل سری زمانی به فرکانس وجود دارد. یکی از این روش‌ها، روش همسازها و به کارگیری مدل فوریه (فرمول ۱) است.

$$X_t = \bar{X} + \sum_{t=1}^q [a_t \cos \frac{2\pi}{T} it + b_t \sin \frac{2\pi}{T} it] \quad (1)$$

در این رابطه $q = \frac{n}{2}$ است. برای مثال در یک سری ماهانه، شش همساز مورد استفاده قرار می‌گیرند که a_i و b_i ضرایب i امین همساز و با استفاده از فراوانی سالانه توفان‌های تندری X_t t امین سال از a مشاهده و به شکل روابط ۲ و ۳، به دست می‌آیند (وایلکس، ۲۰۰۶، ۳۷۹):

$$a_i = \frac{2}{n} \sum_{i=0}^{n-1} X_i \cos \left(\frac{2\pi}{12} it \right), i = 1, 2, \dots, \frac{n}{2} \quad (2)$$

$$b_i = \frac{2}{n} \sum_{i=0}^{n-1} X_i \sin \left(\frac{2\pi}{12} it \right), i = 1, 2, \dots, \frac{n}{2} \quad (3)$$

باید توجه داشت که فرکانس‌های فوریه به طول سری بستگی دارد. پراش برای فرکانس f_i و طول دوره آماری فرد به شرح زیر به دست می‌آید (عساکره، ۱۳۸۸: ۴۷).

$$I(f_i) = \frac{n}{2} (a_i^2 + b_i^2) \quad i = 1, 2, \dots, q \quad q = \frac{(n-1)}{2} \quad (4)$$

در این جا $I(f)$ واریانس در بسامد f است؛ به عبارت دیگر $I(f)$ واریانس مربوط به فرکانس در بازه (f و ۰) است. اگر طول دوره آماری (n) زوج باشد، آن گاه واریانس فرکانس

بر اساس $q = \frac{n}{2}$ محاسبه می‌گردد. روش مذکور مزایای متعددی دارد که به‌واسطه آن‌ها قادر است قدرت تفکیک مناسبی از دامنه مؤلفه‌های فرکانسی ارائه و استخراج نماید و نیز می‌تواند رابطه بین سری‌ها و رابطه غیرخطی بین مؤلفه‌های فرکانس و بین سری‌ها را نمایش دهد. تحلیل طیفی به‌لحاظ محاسباتی بسیار مؤثر، مقاوم و با نتایج قابل اعتمادی همراه بوده و برای انواع متعددی از سری‌های زمانی قابل کاربرد است. شکلی که مقادیر $I(f_i)$ را در مقابل i نشان دهد، دوره‌نگار^۵ نامیده می‌شود. باید در نظر داشت که تنها نصف سری‌های فوریه برای محاسبه دوره‌نگار مورد استفاده قرار می‌گیرد (عساکره، ۱۳۸۸: ۴۷). دوره‌نگار ابزاری اساسی در تحلیل طیفی سری‌های زمانی به‌شمار می‌آید. به‌طوری که یکی از ابزارهای شناسایی مدل‌ها در تحلیل طیفی، دوره‌نگار می‌باشد. برای آزمون طیف می-بایست آزمون فرض صفر را شکل داد. فرض صفر در تحلیل طیف این است که در یک فرکانس معین، طیف با صفر تفاوت نداشته باشد. اگر خودهمبستگی مرتبه اول r_1 سری زمانی از لحاظ آماری تفاوت معنی‌داری با صفر نداشته باشد، می‌بایست سری بدون روند در نظر گرفته شود. غالباً در سری‌های زمانی اقلیمی r_1 به‌طور معنی‌داری مخالف صفر بوده و در تأخیرهای بالاتر به‌صورت توانی یا تقریبی از آن نزول می‌کند. در این حالت فرض صفر یک نوفه قرمز^۶ به‌حساب آمده و شکل آن بسته به ضریب همبستگی و براساس شماره همساز $i (i \leq 0 \leq q)$ با تقریب زیر قابل بررسی است.

$$\lambda_k = \bar{s} \left[\frac{1 - r^2}{1 + r_1^2 - 2r_1 \cos \frac{\pi k}{q}} \right] \quad (5)$$

در این جا \bar{s} میانگین تمامی برآورد خام طیف‌ها به شرط معنی‌داری r_1 است. در نهایت برای آزمون معنی‌داری طیف برای مثال در سطح ۹۵ درصد اطمینان، مقادیر زیر در معرض توجه قرار می‌گیرد:

5- Periodogram

6- Red Noise

$$\lambda_k \frac{\chi_v^2(0.95)}{v} \leq \hat{I}(f) \leq \lambda_k \frac{\chi_v^2(0.05)}{v} \quad (۶)$$

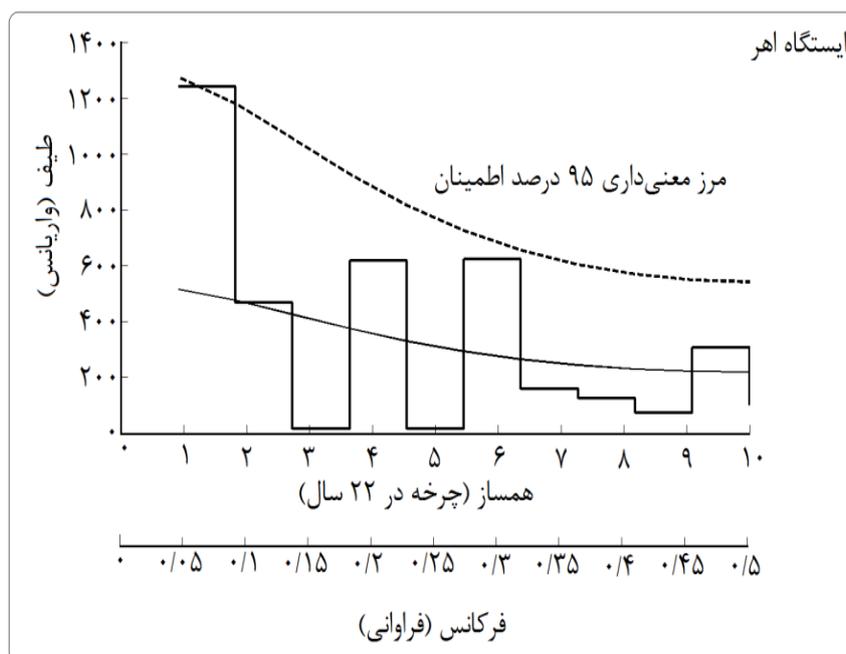
مقادیر برآورد شده در برابر فراوانی (چرخه در واحد زمان) و یا در برابر دوره ترسیم می‌شود. هرچرخه که به شکل قله در طیف ظاهر شود، واریانس مربوط به آن در فرکانس مربوط را نشان می‌دهد؛ بنابراین از شکل طیفی دو استنباط می‌توان حاصل نمود. یک استنباط مربوط به شکل طیف است و دیگری معنی‌داری آماری آن است. اگر سری زمانی، تصادفی باشد، شکل طیف یک خط افقی خواهد بود؛ یعنی تمامی برآوردهای طیف به یک مقدار ختم شده و فرکانس تمامی مقادیر یکسان است. وجود یک قله در طیف، سهم واریانس را از مؤلفه‌های فرکانس مزبور نشان می‌دهد. بدین ترتیب دامنه هر چرخه به وسیله برجستگی آن نمایان می‌شود. برای موج‌های سینوسی در سری زمانی، طیف مربوط حاوی یک اوج تیز در یک طول موج متناسب با طول موج سینوسی خواهد بود. اگر یک دوره منظم اما غیر سینوسی در سری زمانی باشد، طیف نه تنها یک اوج در طول موج پایه‌اش خواهد داشت بلکه اوج‌های دیگری در یک یا چند همساز بالاتر طول موج‌های پایه‌ای نشان خواهد داد. با ترسیم برآورد هر طیف $\hat{I}(f)$ ، مقدار λ_k متناظر (فرض صفر) و فاصله اطمینان مربوط می‌توان دریافت که طیف در سطح اعتماد مورد نظر و در فرکانس مربوط معنی‌دار است یا خیر. توضیح این که اگر طیف داده‌ها از فاصله اطمینان λ_k عدول کند، فرض صفر واریانس نوسانات مشاهده شده حاصل یک فرایند تصادفی است) رد می‌شود.

یافته‌ها و بحث

در شکل (۲) نمودار دوره‌نگار ایستگاه اهر نشان داده شده است. در این نمودار محور افقی پایین فراوانی (احتمال یا بسامد) وقوع چرخه‌ها، محور عمودی واریانس هر یک از چرخه‌ها (همسازها) را نشان می‌دهد. خطوط شکسته مستطیلی شکل چرخه‌ها (همسازها) می‌باشند. ارتفاع (دامنه) این همسازها که با یک مقدار از محور عمودی نظیر هستند در واقع همان مقدار واریانس چرخه‌هاست. در نمودار دوره‌نگار ایستگاه اهر فقط همساز اول معنی‌دار است (شکل ۲). اگر در نمودار دوره‌نگار همساز اول معنی‌دار باشد دوره بازگشتی برابر با طول

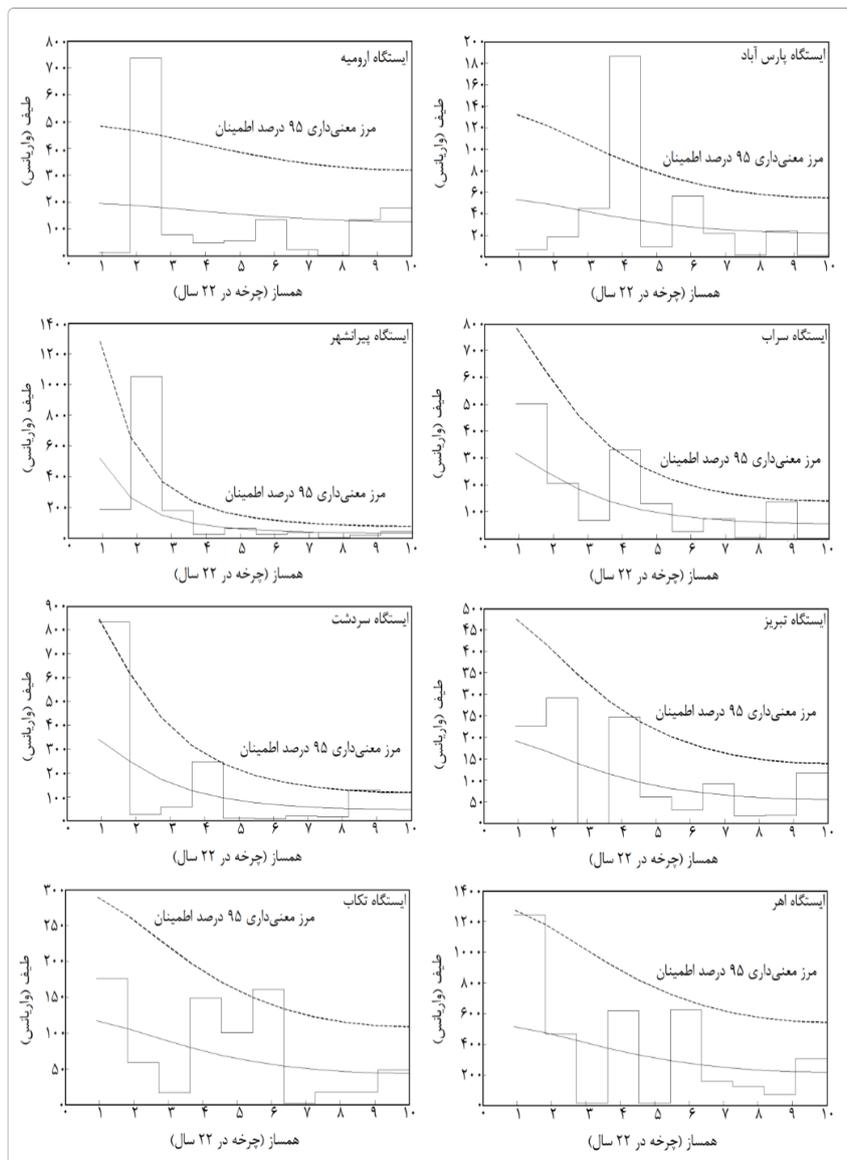
دوره آماری خواهد داشت. معنی‌داری همساز اول حاکی از وجود روند در داده‌هاست. در نتیجه در ایستگاه اهر الگوی چرخه‌ای خاصی مشاهده نمی‌شود و چرخه‌های توفان‌های تندری در اینجا معنی‌دار نبوده و تصادفی هستند. شکل ۳ و ۴، نمودارهای دوره‌نگار مربوط به فراوانی توفان‌های تندری در ایستگاه‌های سینوپتیک شمال غرب ایران را نشان می‌دهد. افت و خیزهای متعددی در طیف ایستگاه‌ها مشاهده می‌شود. در برخی از نمودارها مانند نمودارهای دوره‌نگار ارومیه، پارس‌آباد و پیرانشهر چرخه‌های متعددی دارای دامنه بلند می‌باشند و سهم بیشتری از واریانس کل طیف‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. در برخی دیگر نیز، مانند ایستگاه سردشت یکی یا دو چرخه دارای دامنه بلند بوده و بقیه هم‌سازها سهم کمتری از کل واریانس بسامد را دارا می‌باشند. در بین ایستگاه‌های مورد مطالعه، همان‌طور که در جدول (۱) مشخص است، فراوانی توفان‌های تندری در ایستگاه‌های مهاباد، ماکو، تبریز، فاقد هرگونه چرخه غالب و معنی‌دار می‌باشد. به عبارت دیگر در سری زمانی فراوانی تندرهای در این ایستگاه‌ها واریانس طیف‌ها در بین تمام هم‌سازها به نسبت تقریباً برابر توزیع شده است و در سطح اطمینان ۹۵ درصد چرخه معنی‌داری مشاهده نمی‌شود. طرف دیگر فراوانی تندرهای در ایستگاه سراب دارای ۲ چرخه معنی‌دار می‌باشد که در بین ایستگاه‌های مورد مطالعه بیش‌ترین چرخه معنی‌دار را به خود اختصاص داده است.

همان‌طور که مشاهده می‌شود فراوانی چرخه‌های ۲ ساله بیش‌تر از بقیه (شکل ۵) حاکمیت دارد؛ بنابراین از نظر فراوانی تعداد چرخه‌های معنی‌دار، ۲ چرخه با فراوانی ۵ ایستگاه بیش‌ترین نسبت را به خود اختصاص داده است.

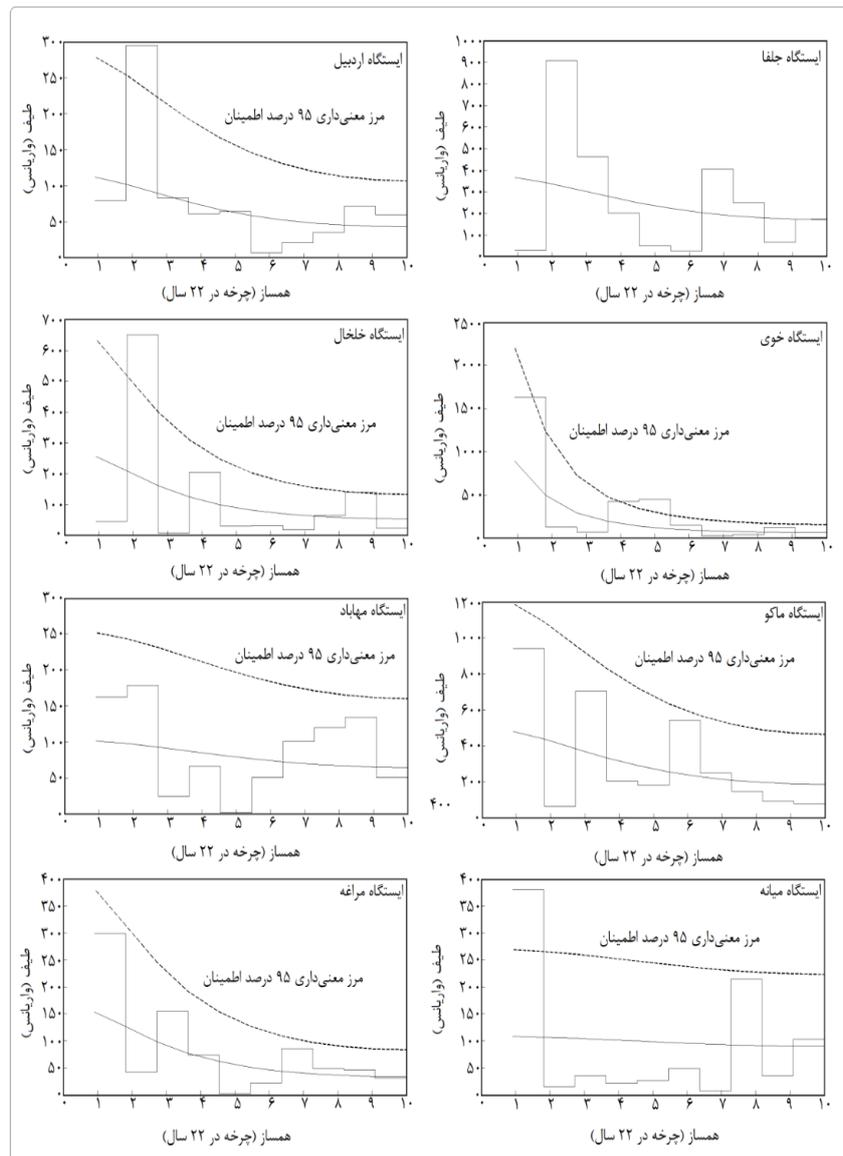


شکل (۲) دوره نگار، و مرز معنی‌داری توفان‌های تندری در ایستگاه اهر

همان‌طور که در شکل (۵) نیز مشاهده می‌شود و بر اساس نتایج به‌دست آمده، نواحی شمال غرب که ایستگاه‌های ماکو و خوی و نواحی مرکزی شامل ایستگاه‌های تبریز، مراغه، مهاباد و تکاب، چرخه‌های ۲-۶ ساله را به‌خود اختصاص داده‌اند که به‌نوعی بیش‌ترین پراکندگی چرخه‌ها را شامل می‌شوند و از حیث احتمال وقوع نیز بیش‌ترین احتمال در این نواحی قرار گرفته است.



شکل (۳) نمودارهای دوره نگار، طیف و مرز معنی‌داری سری زمانی توفان‌های تندری در شمال غرب ایران



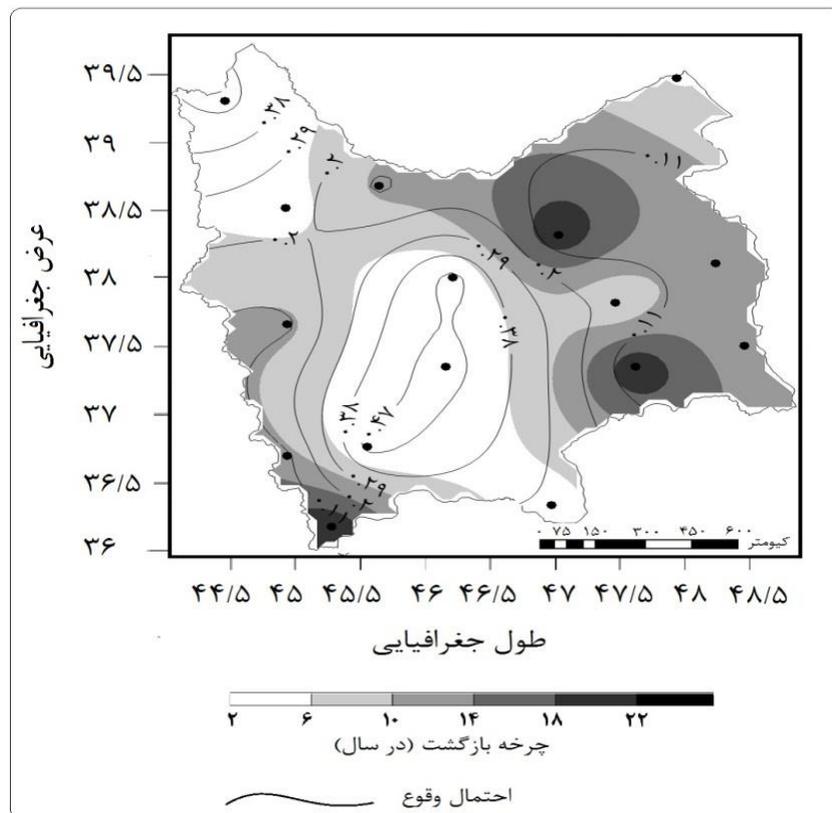
شکل (۴) نمودارهای دوره نگار، طیف و مرز معنی‌داری سری زمانی توفان‌های تندری در شمال غرب ایران

جدول (۲) مشخصات آماری چرخه‌های توفان‌های تندری در ایستگاه‌های مورد مطالعه

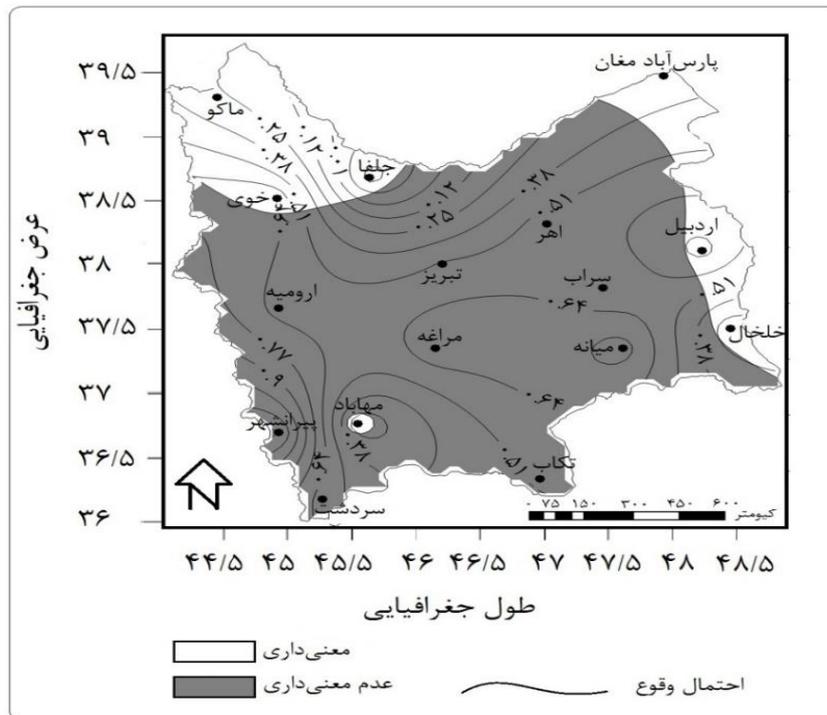
ایستگاه	شماره چرخه‌های معنادار	واریانس	احتمال وقوع	دوره بازگشت
اهر	۱	۱۳۴۱/۳۴	۰/۰۴۶	۲۱/۷
اردبیل	۲	۲۹۵/۵۴	۰/۰۹۱	۱۱
جلفا	۲	۹۰۸/۰۹	۰/۰۹۱	۱۱
خلخال	۲	۶۵۰/۵۶	۰/۰۹۱	۱۱
خوی	۵	۴۴۹/۳۷	۰/۲۲۷	۴/۴
مهاباد	۰	۰	۰	۰
ماکو	۰	۰	۰	۰
میانه	۱	۳۸۰/۴۱	۰/۰۴۶	۲۱/۷
ارومیه	۲	۷۳۷/۳۱	۰/۰۹۱	۱۱
پارس‌آباد	۴	۱۸۶/۳۴	۰/۱۸۲	۵/۵
سراب	۴	۳۳۰/۳۶	۰/۱۸۲	۵/۵
تبریز	۰	۰	۰	۰
تکاب	۶	۱۶۰/۹۴	۰/۲۷۳	۳/۷
مراغه	۰	۰	۰	۰
پیرانشهر	۲	۱۰۵۰/۸۷	۰/۰۹۱	۱۱
سردشت	۱	۸۳۳/۳۸	۰/۰۴۶	۲۱/۷
	۹	۱۲۹/۰۱	۰/۴۱	۲/۴

نواحی غرب و جنوب غرب، شمال شرق و شرق محدوده مورد بررسی که دیگر ایستگاه-ها در این نواحی واقع شده‌اند چرخه‌های بازگشت بین ۶-۱۰، ۱۰-۱۴ و ۱۴-۱۶ سال را به-خود اختصاص داده‌اند. با این وجود مشاهده می‌شود که توفان‌های تندری رخ داده در محدوده ایستگاه‌های اهر، میانه و سردشت دارای روند می‌باشند (شکل ۶). روند رخداد توفان‌های تندری به‌صورت منحنی‌های تراز و معنی‌داری یا عدم معنی‌داری به‌صورت طیف مشکی و سفید به‌صورت توأم آورده شده است. همانطور که ملاحظه می‌گردد نواحی شمال غرب و شمال شرق به‌صورت نوار باریکی تا شرق منطقه، عمدتاً دارای عدم روند معنی‌دار می‌باشند که ایستگاه‌های خلخال، اردبیل، پارس‌آباد مغان، جلفا، ماکو، خوی و مهاباد در این نواحی قرار گرفته‌اند. این نواحی عمدتاً دارای چرخه‌های ۲-۶ و ۶-۱۰ و ۱۰-۱۴ سال بوده

است. ولی در سایر نواحی که چرخه‌های بازگشت توفان‌های تندری بین ۱۴-۱۸، ۱۸-۲۲ بوده است، روند معنادار و افزایشی وجود داشته است.



شکل (۵) چرخه‌های بازگشت توفان‌های تندری به همراه احتمال وقوع آن



شکل (۶) روند معنی‌داری و عدم معنی‌داری به همراه احتمال وقوع توفان‌های تندی

نتیجه‌گیری

کشف دوره‌های تناوبی و چرخه‌های آشکار و نهان در سری‌های زمانی اقلیمی می‌تواند نقش مهمی در پیش‌بینی‌های اقلیمی و در نتیجه مدیریت بحران و برنامه‌ریزی‌های بهینه محیطی داشته باشد. تکنیک تحلیل طیفی یکی از روش‌های استخراج چنین چرخه‌هایی است. در این تحقیق چرخه‌های نهان حاکم بر توفان‌های تندی ۱۶ ایستگاه همدید منطقه شمال-غرب ایران که پراکنش نسبتاً خوبی در سطح منطقه داشتند با استفاده از تحلیل طیفی مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد که فراوانی چرخه‌های ۲ ساله بیش‌تر از بقیه حاکمیت دارد؛ بنابراین از نظر فراوانی تعداد چرخه‌های معنی‌دار، ۲ چرخه با فراوانی ۵

ایستگاه بیش‌ترین نسبت را به‌خود اختصاص داده است. نواحی غرب و جنوب غرب، شمال شرق و شرق محدوده مورد بررسی که دیگر ایستگاه‌ها در این نواحی واقع شده‌اند چرخه‌های بازگشت بین ۶-۱۰، ۱۰-۱۴ و ۱۴-۱۶ سال را به‌خود اختصاص داده‌اند. چرخه‌های ۱۰ تا ۱۱/۸ ساله را به فعالیت لکه‌های خورشیدی نسبت دادند تورنس و وبستر (۱۹۹۹، ۲۶۹۰-۲۶۷۹). چرخه‌هایی که دوره بازگشت آن‌ها معادل با طول دوره آماری می‌باشد بیانگر وجود روند در رخداد توفان‌های تندری می‌باشند. با این وجود مشاهده می‌شود که توفان‌های تندری رخ داده در محدوده ایستگاه‌های اهر، میانه و سردشت دارای روند می‌باشند. در نواحی شمال غرب و شمال شرق به‌صورت نوار باریکی تا شرق منطقه، عمدتاً دارای عدم روند معنی‌دار می‌باشند که ایستگاه‌های خلخال، اردبیل، پارس‌آباد مغان، جلفا، ماکو، خوی و مهاباد در این نواحی قرار گرفته‌اند. این نواحی عمدتاً دارای چرخه‌های ۲-۶، ۶-۱۰ و ۱۰-۱۴ سال بوده است. ولی در سایر نواحی که چرخه‌های بازگشت توفان‌های تندری بین ۱۴-۱۸، ۱۸-۲۲ بوده است، روند معنادار و افزایشی وجود داشته است.

منابع

- تقوی، فرحناز و حسین محمدی (۱۳۹۰)، «بررسی دوره‌ی بازگشت رویدادهای اقلیمی حدی به منظور شناخت پیامدهای زیست محیطی»، *محیط‌شناسی*، شماره ۴۳، صص ۱۱-۲۰
- تقوی، فرحناز؛ ناصری، محسن؛ بیات، بردیا؛ متولیان، سیدساجد و داود آزادی‌فرد (۱۳۹۰)، «تعیین الگوهای رفتار اقلیم در مناطق مختلف ایران بر اساس تحلیل طیفی و خوشه‌بندی مقادیر حدی بارش و دما»، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، شماره ۷۷: ۱۲۴-۱۰۹.
- جهانبخش‌اصل، سعید و حسن ذوالفقاری (۱۳۸۱)، «بررسی الگوهای سینوپتیک بارش‌های روزانه در غرب ایران»، *تحقیقات جغرافیایی*، شماره پیاپی ۶۴-۶۳، صص ۲۵۹-۲۳۴.
- رسولی‌علی‌اکبر (۱۳۸۰)، «مدل‌سازی از عناصر اقلیمی شمال‌غرب کشور، پیش‌بینی مقادیر درجه حرارت ماهانه شهر تبریز به روش مدل آریمما»، *نشریه دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز*، شماره پیاپی ۶۴-۶۳، صص ۲۳۳-۲۱۳.
- رسولی‌علی‌اکبر (۱۳۸۴)، «مدل‌سازی بارش‌های رعد و برقی شهر تبریز از دیدگاه ریسک وقوع سیلاب»، *کنفرانس بین‌المللی بلایای طبیعی ۷-۵*، ۱۳۸۳ دانشگاه تبریز.
- عساکره، حسین (۱۳۸۸)، «تحلیل طیفی سری‌های زمانی دمای سالانه تبریز»، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۹۴: ۵۰-۳۳.
- علیجانی، بهلول؛ بیات، علی؛ دوستکامیان، مهدی و یدالله بلیانی (۱۳۹۵)، «تحلیل طیفی سری‌های زمانی بارش سالانه ایران»، *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، شماره ۵۷، صص ۲۳۶-۲۱۷.
- لشکری، حسن و نوشین آقاسی (۱۳۹۲)، «تحلیل سینوپتیکی توفان‌های تندری تبریز در فاصله زمانی ۱۹۹۶-۲۰۰۵»، *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، شماره ۴۵، صص ۲۰۳-۲۳۴
- Azad, Sarita and T.S. Vigneshb and R. Narasimha, (2009), "Periodicities in Indian Monsoon Rainfall over Spectrally Homogeneous Regions", *Int. J. Climatol*, DOI: 10.1002/joc.2045.
- Arrigo. R.D, R. Vilallba, G. wiles. (2001), "Tree-Ring Estimates of Pacific Decadal Climate Variability", *Climate Dynamics*, 18:219-224.

- Earle M.D, K.E. Steele, D.W.C. Wang (1999), Use of Advanced Directional Wave Spectra Analysis Methods, *Ocean Engineering*, 26, 1421–1434.
- Elfeki A., N. Al-amri and J. Bahrawi. (2013), “Analysis of Annual Rainfall Climate Variability in Saudi Arabia by Using Spectral Density Function”, *International Journal of Water Resources and Arid Environments*, 2(4): PP. 205-212,
- Ghil. M, M.R. Allen, M.D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M E. Mann, A.W. Robertson, Saunders, Y. Tian, F. Varadi, and P. Yiou (2001), Advanced Spectral Methods for Climatic Time Series, *Reviews of Geophysics*, 40, 1, PP. 1-1–1-41.
- Lana.x and A. Burgueno (2000), “Statistical Distribution and Spectral Analysis of Rainfall Anomalies for Barcelona (NE Spain). Theor. Appl., *Climatology*, 66, PP. 211-227.
- Livada, I., Charalambous, M. and Asimakopoulos, N. (2008), “Spatial and Temporal Study of Precipitation Characteristics over Greece”, *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 93, PP. 45-55.
- Olsen Lena Ringstad, Probal Chaudhuri, Fred Godtlielsen (2008), “Multistage Spectral Analysis for Detecting Short and Long Range Change Points in Time Series”, *Computational Statistics and Data Analysis*, 52, PP. 3310–3330.
- Rashmi R., S.V. Samiksha, V. Polnikov, F. Pogarskii, K. Sudheesh & p. Vethmony. (2014), Spectral analysis of wind field in the Indian Ocean, *Indian journal of marine sciences*, Vol. 43, No. 7.
- Roaring, L.M. and Ferguson, A.S. (1999), “Characteristics of Lightning and Wild Land Fire Ignition in the Pacific Northwest,” *Journal of Applied Meteorology*, No. 38, PP. 1565-1575.
- Schickedanz, Paul T. and Bowen. E.G. (1977), “The Computation of Climatological Power Spectra”, *Journal of Applied Meteorology*, No. 16, PP. 359-367.

- Wilks (2006), “Statistical methods in the atmospheric sciences, second edition”, Vol. 91, *International geophysics series*, P. 649.
- Walega, A. & B. Michalec (2014), “Characteristics of Extreme Heavy Precipitation Events Occurring in the Area of Cracow (Poland)”, *Soil & Water Res.*, 9, (4): PP.182–191.