نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال چهارم، شماره ۳، پاییز ۱۳۹٦
صفحات ۳٤- ۱۷

# بررسی تغییرات زمانی و تحلیل فضایی رخداد توفان‌های تندری و ارتباط آن با انسو مورد: استان سیستان و بلوچستان

**تقی طاوسی[1]، استاد اقلیم‌شناسی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، زاهدان، ایران.**

**محسن حمیدیان پور، استادیار اقلیم‌شناسی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، زاهدان، ایران.**

**راشد دهانی، دانشجوی کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، زاهدان، ایران.**

**دریافت مقاله : ۱۳۹۵/۱۱/۲۱ پذیرش نهایی: ۱۳۹۶/۰۵/۰۵**

**چکیده**

**هدف این پژوهش شناسایی تغییرات زمانی و پراکندگی فضایی رخداد توفان‌های تندری گستره استان سیستان و بلوچستان، در مقیاس ساعتی، ماهانه، فصلی و سالانه، در دوره آماری سی ساله (۲۰۱۶ -۱۹۸۷) می‌باشد. بدین منظور از داده‌های ساعتی هوای حاضر (ww) ۷ ایستگاه همدید استان سیستان و بلوچستان استفاده گردید. جهت بررسی تغییرات زمانی این رویداد از روش ناپارامتریک من‌کندال و شیب سن استفاده شد. ضمن اینکه ارتباط این پدیده با انسو و همچنین پراکندگی مکانی آن مورد بررسی قرار گرفت. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد که در مقیاس ساعتی بیشترین توفان‌های تندری در ساعات ۱۲ و ۱۵ بعد از ظهر رخ داده است و به ندرت در شب رخ می‌دهند. به لحاظ ماهانه بیشترین بسامد توفان‌های تندری متعلق به ماه مارس و می می‌باشد. در بین فصول، فصل بهار با ۷۵۶ (۱۷/۵٪) رخداد بیشترین و پاییز (۱۷/۵٪) و تابستان (۱۷٪) کمترین فراوانی را دارند و همچنین در دوره‌ی آماری مورد مطالعه سال ۱۹۹۷ با ۱۹۵ و سال ۱۹۸۵ با ۱۲ رخداد به ترتیب بیشترین و کمترین فراوانی را داشته است. بررسی روند تغییرات توفان‌های تندری در ایستگاه های منتخب نشان می‌دهد که توفان‌های تندری در تمامی ایستگاه‌ها به جز ایستگاه سراوان روند افزایشی دارند. این روند کاهشی در سطح ۹۵٪ معنی‌دار است. از دیگر نتایج این پژوهش این است که حدود ۷۲ درصد توفان-های تندری در فاز گرم انسو (النینو) رخ می‌دهد و نوسانات سالانه این پدیده مرتبط به تغییر الگوهای جوی در طی النینو می‌باشد. به لحاظ آرایش مکانی بیشترین توفان‌های تندری در تمامی فصول در شرق استان با مرکزیت ایستگاه‌های ایرانشهر و سراوان رخ می‌دهد. این آرایش فضایی در مقیاس فصلی بدین صورت است که بیشترین توفان‌های تندری تابستانه و پاییزه با منشاء حاره‌ای از مرکزیت شهر ایرانشهر برخوردار است ولی در طی فصول زمستان و بهاره با منشاء برون‌حاره‌ای با مرکزیت شهر سراوان می‌باشد.**

**واژگان کلیدی: رعد و برق، توفان‌های تندری، النینو، تغییرات زمانی و مکانی**

**۱. نویسنده مسئول: Email: mhamidianpour@gep.usb.ac.ir**

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

**مقدمه**

توفان‌های تندری از مهم‌ترین، فراوان‌ترین و شدیدترین مخاطرات جوی هستند که هرساله علاوه بر نابود کردن مقدار زیادی از محصولات کشاورزی و تأسیسات عمرانی موجب تلفات انسانی بسیاری در نقاط مختلف جهان می‌شوند (ایران‌پور و همکاران، ۱۳۹۴). به ویژه وقتی این پدیده با پدیده‌های همچون بادهای شدید، باران‌های رگباری و تگرگ ( Puranik and Karekar ۲۰۰۴) رعد و برق (Nath et al, ۲۰۰۹) همراه است. بنا بر تعریف؛ توفان تندری ماشین ترمودینامیکی محسوب می‌گردد که در آن انرژی پتانسیل از گرمای نهان حاصل از تراکم در شرایط رطوبتی یا ناپایداری جابجایی قائم هوا به سرعت به انرژی جنبشی از جریانات شدید قائم هوا تبدیل می‌شود (جعفرپور، ۱۳۸۵، ۱۲۷). توفان تندری از بارزترین اشکال ناپایداری مشروط جوی است. که با صعود توده هوا شکل می‌گیرد (آرنس، ۲۰۰۹، ۴۷۰). رخداد آن در ابرهای کومولونیمبوس بوده و با پدیده‌های مستعد خطر همچون آذرخش، بادهای شدید، باران سنگین همراه با دانه‌های ریز تگرگ یا برف همراه است. توفان‌های تندری، به منزله جزیی لاینفک از اقلیم، از شدیدترین مخاطرات اقلیمی محسوب می‌شوند و عنصر مهم چرخه آب و الکتریسیته نیوار (جو) هستند. توفان‌های تندری و پدیده‌های ناشی از آن همچون تگرگ، باد شدید، آذرخش، بارش سنگین و سیل آسا از مهم‌ترین مخاطرات اقلیم شناختی هستند که بخش وسیعی از تحقیقات آب و هواشناسی دنیا را به خود اختصاص دادند (قویدل رحیمی و همکاران، ۱۳۹۳). توفان‌های تندری را از لحاظ پیدایش و توسعه، شدت و ساختار، محل پیدایش و پارامترهای محیطی موثر به طور کلی به دو دسته توفان‌های تندری توده هوایی و جبهه‌ای (شدید) تقسیم می‌کنند (جعفرپور، ۱۳۸۵، ۱۲۸) توفان تندری توده هوایی تمام مراحل آن در داخل یک توده هوا رخ می‌دهد و با جبهه‌های جوی در ارتباط نمی‌باشد. به عبارت دیگر، تندرهای توده هوایی یا حرارتی اغلب از نوع همرفتی بوده و دور از هرگونه جبهه یا اغتشاش‌های جوی مشخص به وجود می‌آیند (جعفرپور، ۱۳۸۵، ۱۲۸). تداوم این گونه تندرها کوتاه و بارشهای ناشی از آن به طور محلی ناهمگن (در زمان و مکان) و شدیداً تحت تأثیر توپوگرافی محلی می‌باشد Gupta (et, ۲۰۰۲) به تبع پیش بینی زمانی و مکانی وقوع توفان تندری توده هوایی مشکل است(Ackerman & Knox, ۲۰۰۳ .) تمام خصوصیات بارز یک توفان تندری مانند: رویت برق، صدای رعد، وزش باد شدید، نزول تگرگ و بارش‌های رگباری خفیف تا بسیار شدید تماماً حاصل تولید و چرخه حیات سلول‌های همرفتی کوچک و بزرگ در جو زمین است (رسولی و جوان، ۱۳۹۰).

توفان‌های رعد و برق جبهه‌ای، گروه مهمی از توفان‌های رعد و برقی هستند و در هوای گرمی که بر روی شیب جبهه سرد صعود می‌کند، تشکیل می‌شوند. اگر هوا در ابتدا ناپایدار باشد، ممکن است باعث شود که هوا تا ارتفاع زیادی بالا رود. توفان‌های جبهه‌ای ممکن است در هر زمان و هر فصلی اتفاق بیفتند، اما در بعد از ظهرهای تابستان، که گرم شدن شدید هوا سبب ناپایداری هوای گرم در جلوی جبهه سرد می‌شود، معمول‌تر هستند (فرج زاده، ۱۳۹۲). برای رخ داد توفان رعد و برق، باید توده هوای گرم و مرطوب با رطوبت نسبی بیش از ۷۵ درصد و ناپایداری کافی وجود داشته باشد که ضخامت لایه ابر به بیش از ۳۰۰۰ متر برسد (کاویانی و علیجانی: ۱۳۸۵). این توفان‌ها هر روز ۵۰۰۰۰ هزار بار در سراسر جهان رخ می-دهند و سالانه عددی حدود ۱۸۰۰۰۰۰۰ را به خود اختصاص می‌دهند (آرنس، ۲۰۰۹). به دلیل ناگهانی بودن رخداد این پدیده، آسیب‌های جبران ناپذیری جانی و مالی در زمینه‌ی مناطق مسکونی، ساخت و سازها، محصولات کشاورزی، مناطق جنگلی، دامپروری و حیات وحش وارد می‌کند توفان‌های تندری از فراوان‌ترین و شدیدترین مخاطرات اقلیمی هستند که هرساله، علاوه بر نابود کردن مقدار زیادی از محصولات کشاورزی و تأسیسات عمرانی، موجب تلفات زیادی در نقاط مختلف دنیا می‌شوند. تنها بین سالهای ۱۹۵۳ تا ۱۹۵۷ در امریکا، خساراتهای مالی ناشی از توفان تندری بالغ بر ۳/۶ میلیارد دلار شده و توفان‌های تندری بعد از دیو بادها در رده دوم بلایای طبیعی از نظر میزان خسارات وارده به اقتصاد امریکا قرار

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

گرفته است (Changnon, ۲۰۰۱). آسیب‌های ناشی از توفان‌های تندری در استان خوزستان در دوره آماری (۲۰۰۶ – ۲۰۰۱) مرگ ۲۳ نفر بوده است (عسگری و محبی، ۱۳۸۹). توفان‌های تندری در طی سال‌های ۱۳۷۵ تا ۱۳۸۴ بالغ بر ۲۸ میلیارد ریال به اقتصاد کشاورزی شهر اهر و روستاهای تابعه خسارت وارد کرده است (جلالی و همکاران، ۱۳۸۵). با توجه به اهمیتی که این پدیده‌ای اقلیمی دارد مطالعات گسترده‌ای در سطح جهان و کشور انجام شده است. والاس (۱۹۹۵) فراوانی رعد و برق‌های کشور ایالات متحده را با استفاده از ۱۰۰ ایستگاه بررسی کرد و به این نتیجه رسید که حداکثر فراوانی رگبارهای همرفتی در اوایل شب و حداقل در نیمه شب اتفاق می‌افتد. ایسترلینگ (۲۰۰۳) از توفان‌های تندری به عنوان معضل مهم آمریکا در قرن بیستم یاد کرد و پیامدهای محیطی و اقتصادی ناشی از توفان تندری و پدیده‌های مربوط به آن را (همچون سیل، تگرگ و بارش شدید) بر اقتصاد کشاورزان آمریکا، بسیار خانمان سوز دانسته است. کالادو و پاسکال (۲۰۰۵)، با استفاده از مدل‌ها و طرح‌ها به بررسی توفان همرفتی بر روی دریای مدیترانه پرداختند. فراوانی توفان تندری را در منطقه کاتولونیا در اواخر بهار و تابستان به کوهستان محلی و تأثیرات دریایی نسبت دادند. نتایج بررسی‌های انجام شده بر روی محیط‌های مساعد وقوع رعد و برق‌های شدید استرالیا با تمرکز ویژه بر نفوذ النینو نوسان جنوبی نشان داد، درحالی که انسو تأثیر عمده‌ای در توزیع فضایی محیط‌های رعد و برق پر شدت در سراسر این قاره دارد، در ارتباط با فرکانس نامشخص است (Allen and Karoly, ۲۰۱۳). تجزیه و تحلیل اولیه ارائه شده بر روی تغییرات وقت صاعقه های ثبت شده در یونان در دوره‌ی بین ژانویه ۲۰۰۸ تا دسامبر ۲۰۰۹ مشخص نمود که از نظر زمانی در طی فصل پاییز و بعد از آن نیز، فصل‌های تابستان و بهار از نظر مکانی در دریای یونان و آگیان فعالیت صاعقه‌ها در بالاترین حد است ( Nastos et al, ۲۰۱۴) بررسی اقلیم شناختی توفان‌های تندری برزیل و ارتباط آن با انسو اطلس حاره‌ای نشان داد که افزایش ۷۹ درصد توفان‌های تندری مرتبط با افزایش شهرنشینی بوده است. همچنین، نتایج بررسی پیوند از دور مشخص کرد که تمایل النینو برای افزایش فعالیت توفان تندری در مناطق جنوب (فقط در بهار و تابستان)، جنوب شرقی، شمال شرقی و شمال (فقط در پاییز و زمستان) مشهود است (Pinto, ۲۰۱۵). سلیمانی و همکاران (۱۳۹۰) به بررسی و شناخت سازوکار همدید بارش‌های تندری استان کردستان پرداختند و به این نتیجه رسیدند که عامل اصلی ایجاد بارش‌های تندری، استقرار فرود عمیقی بر روی دریای مدیترانه است. به نظر می‌رسد رطوبت مورد نیاز این بارش‌ها از طریق نیمه شرقی فرود به منطقه کشیده شده است. علاوه بر این شرایط محلی نیز نقش چشمگیری در ایجاد این رویدادها دارد. میر احمدی (۱۳۹۱) به بررسی ویژگی‌های آماری توفان‌های تندری در کوهرنگ پرداخته و به این نتیجه رسیده است که بیشترین وقوع توفان تندری در ایستگاه سینوپتیک کوهرنگ در فصل بهار و ماه آوریل رخ می‌دهد. برنا و فاخر نسب (۱۳۹۱) به بررسی شاخص-های ناپایداری Li و LCL و K در وقوع توفان تندری در ایستگاه دزفول پرداختند که نتایج حاصله ایجاد شرایط ناپایداری قابل قبول در ایستگاه دزفول و وقوع توفان تندری را تایید نمود. محمدی و همکاران (۱۳۹۱) به بررسی توفان‌های تندری غرب کشور با رویکرد کاهش خسارات محصولات کشاورزی پرداختند که نتایج این پژوهش نشان داد که در کرمانشاه تعداد توفان‌ها تندری در سال‌های اخیر روند افزایشی داشته و ماه‌های فروردین و اردیبهشت بیشترین احتمال وقوع را دارند. صالحی و همکاران (۱۳۹۳) در پژوهشی با استفاده از داده‌های جو بالای مشهد به بررسی شاخص‌های ناپایداری هنگام وقوع ناپایداری‌های شدید می‌پردازند و نتیجه می‌گیرند که ترکیب شاخص صعود (Li) و انرژی پتانسیل (CAPE) و همچنین شاخص صعود و سطح تعادل، بهترین شاخص‌های ترکیبی برای مشخص کردن توفان‌های تندری شدید هستند.

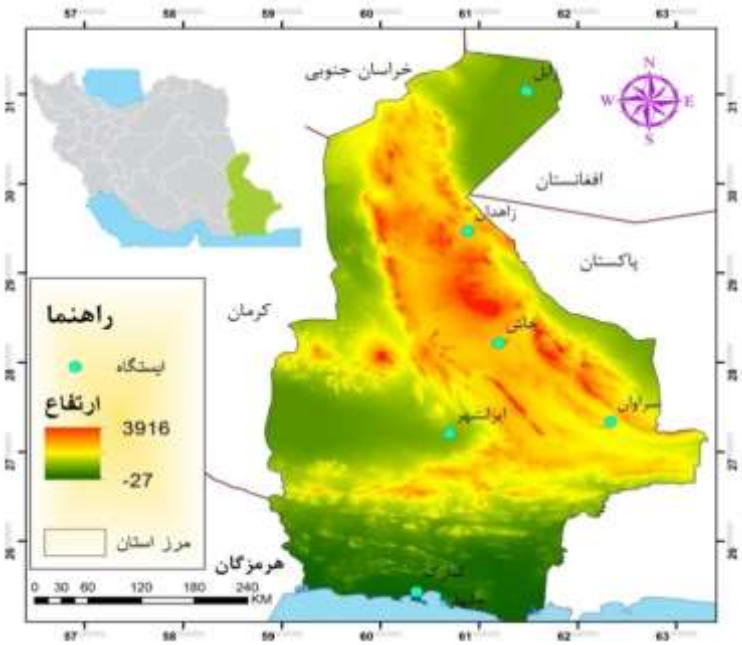
استان سیستان و بلوچستان به دلیل دارا بودن ویژگی‌های خاص طبیعی از جمله قرارگیری در مسیر حرکت سیستم‌های سینوپتیک حاره و برون‌حاره‌ای جو و همچنین تنوع توپوگرافیک این منطقه، هر ساله شاهد انواع سامانه‌های تندری و بارش‌های حاصل از آن است که خسارات زیادی از پدیده های حاصل از توفان‌های تندری متحمل می‌شود در واقع این

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

استان همواره در کمین مخاطرات طبیعی همچون توفان‌های تندری قرار دارد. هدف اصلی این پژوهش تحلیل فضایی و بررسی فراوانی رخداد توفان‌های تندری در مقیاس‌های زمانی متفاوت و همچنین بررسی تغییرات زمانی و روند این پدیده می‌باشد. علاوه بر آن به سؤالات فرعی دیگر مانند اینکه توفان‌های تندری در چه ساعاتی از روز بیشترین بسامد را دارا است؟ توفان‌های تندری به صورت کدهای مختلف به ثبت می‌رسد حال در این میان کدام یک از این کدها بیشترین رخداد را دارا می‌باشد؟ و به لحاظ مکانی نیز در کدام ایستگاه‌ها بیشترین و کمترین توفان‌های تندری رخ می‌دهد.؟ پاسخ داده خواهد شد.

## داده ها و روش کار

استان سیستان و بلوچستان با مساحتی حدود ۱۸۷۵۰۲ کیلومتر مربع، معادل ۱۱/۴ درصد از کل مساحت داده و از پهناورترین استان‌های کشور می‌باشد. این استان در حد فاصل بین عرض‌های جغرافیایی ۲۵ درجه و ۳ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۲۹ دقیقه شمالی و به لحاظ طول جغرافیایی بین ۵۸ درجه و ۵۰ دقیقه تا ۶۳ درجه و ۲۱ دقیقه قرار گرفته است. این استان در جنوب شرقی کشور ایران و در کرانه دریای عمان و همسایگی پاکستان و افغانستان قرار داشته و دارای ۳۰۰ کیلومتر مرز آبی با دریای عمان در جنوب و ۱۱۰۰ کیلومتر مرز خاکی با کشورهای پاکستان و افغانستان در شرق و نیز استان‌های خراسان (در شمال)، کرمان و هرمزگان (در غرب) می‌باشد (ابراهیم زاده، ۱۳۸۸).




**شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه و پراکندگی ایستگاه‌های سینوپتیک مورد استفاده در پژوهش**

به منظور بررسی آماری توفان‌های تندری در این پژوهش از داده‌های بلند مدت در مقیاس ۳ ساعته استفاده شده است. پدیده‌های هواشناسی مانند توفان‌های تندری به صورت کدهای هوای حاضر (WW) (جدول ۱) در ایستگاه‌های سینوپتیک متعلق به سازمان هواشناسی ثبت می‌شوند. در این مطالعه از ۷ ایستگاه همدید استان که دارای مشاهدات نرمال سی ساله (۲۰۱۶ – ۱۹۸۷) بوده‌اند استفاده شده است (شکل ۱).

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

**جدول ۱: شرح کدهای مربوط به توفان‌های تندری**

| کد | شرح |
|---|---|
| ۱۳ | برق دیده شده ولی صدای رعد به گوش نرسد |
| ۱۷ | رعد و برق - بدون بارندگی در ساعت دیده بانی |
| ۲۹ | رعد و برق - با بارندگی و یا بدون بارندگی - طی ساعت گذشته |
| ۹۵ | رعد و برق ملایم یا متوسط توام با باران یا برف و یا مختلط برف و باران در وقت دیده بانی (بدون |
| ۹۶ | رعد و برق ملایم یا متوسط توام با تگرگ در وقت دیده بانی |
| ۹۷ | رعد و برق شدید توام با باران یا برف و یا مخلوط برف و باران در وقت دیده بانی (بدون تگرگ). |
| ۹۸ | رعد و برق توام با طوفان گرد و خاک و یا طوفان شن در هنگام دیده بانی |
| ۹۹ | رعد و برق شدید توام با تگرگ در وقت دیده بانی |

پس از دریافت داده‌ها از سازمان زیربط و رمزگشایی آن، به منطور بررسی فراوانی زمانی و مکانی این پدیده، داده‌ها وارد محیط اکسل شده و با ماکرو نویسی در این محیط به استخراج زمان‌های همراه با توفان‌های تندری اقدام شد. یکی از اهداف این پژوهش بررسی تغییرات زمانی این پدیده در طول دوره‌ی آماری بوده است. بدین منظور از روش‌های پرکاربرد ناپارامتریک من‌کندال و تخمین‌گر شیب سن استفاده شد.

**- آزمون من‌کندال**

آزمون من-کندال یک آزمون ناپارامتریک است، به منظور آشکار کردن هر گونه روند یا جهش ناگهانی در رفتار یک سری زمانی می‌توان از آزمون گرافیکی و ناپارامتریک من‌کندال استفاده نمود (Sueyers, ۱۹۹۰). ویژگی این روش در این است که سری زمانی نیاز به تبعیت از توزیع نرمال ندارند و همچنین مزیت دیگر این آزمون، عدم حساسیت به جهش‌های ناگهانی در اثر ناهمگنی سری زمانی است (Jaagus, ۲۰۰۶). در یک سری زمانی با طول n (i=۱،۲,….,n)، داده‌ها با رتبه‌هایشان، به ترتیب روند افزایشی، جایگزین خواهند شد. که $t_i$ برای اعداد $x_j<x_i$ به طوری که $j<i$ است شمرده می‌شود. برای هر $x_i$ آماره U به روش آماره‌ی زیر محاسبه می‌گردد.

$$U = \frac{\sum t_i - E}{\sqrt{V}}$$

که E و V به ترتیب برابر متوسط و واریانس سری می‌باشند.

$$E = \frac{n_i(n_i - ۱)}{۴} \qquad V = \frac{n_i(n_i - ۱)(۲n_i + ۵)}{۷۲}$$

دیگر مولفه مورد نیاز مقدار 'U است که معادل عکس U می‌باشد:

$$U' = \frac{\sum t_i' - E'}{\sqrt{V'}}$$

که 'E و 'V به ترتیب برابر متوسط و واریانس سری معکوس می‌باشند.

$$E' = \frac{n_i(n_i - ۱)}{۴} \qquad V' = \frac{n_i(n_i - ۱)(۲n_i + ۵)}{\sqrt{V'}}$$

که N تعداد کل سری زمانی می‌باشد. پس از محاسبات بالا و ترسیم نمودارهای مربوط هرگاه روند معنی‌داری در داده‌ها وجود داشته باشد، خطوط منحنی 'U و U همدیگر را قطع می‌کنند. اگر خطوط مذکور در داخل محدوده‌ی بحرانی ( ±۱/۹۶ ) همدیگر را قطع کنند نشانه زمان آغاز تغییر ناگهانی و در صورتیکه خارج از محدوده بحرانی همدیگر را قطع کنند بیانگر وجود روند در سری‌های زمانی است (Sueyers, ۱۹۹۰).

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

**- تخمین‌گر شیب سن**[۲]

در صورت وجود روند خطی در سری زمانی، شیب خط این سری زمانی را می‌توان با استفاده از روش ساده و ناپارامتریک سن (۱۹۶۸) محاسبه نمود. روش سن جهت تخمین شیب خط روند (Qi)، نخست می‌بایست شیب بین هر جفت داده‌ی مشاهداتی (N) را در طول زمان با استفاده از معادله زیر محاسبه نماید.

$$Q_i = median[\frac{x_j - x_k}{j-k}] \quad for \quad j = ۱, \dots, N$$

که Qi شیب خط بین نقاط xj و xk می‌باشد و xj و xk به ترتیب مقادیر مشاهداتی در زمان‌های j و k هستند (j>k). میانه تخمین‌های شامل تخمین‌گر شیب سنس است. مقادیر محاسبه شده مثبت نشان از روند افزایشی و مقادیر منفی نمایشگر روند کاهشی است (Sen, ۱۹۶۸).

در پایان به منظور تعیین آرایش و تحلیل فضایی این پدیده در سطح استان پس از خلاصه‌سازی داده‌ها در مقیاس ساعتی، رزوانه، ماهانه و فصلی به ترسیم نقشه‌های پهنه‌بندی مذکور پرداخته شد. بدین منظور از روش پهنه‌بندی کریجینگ استفاده گردید. لازم به ذکر است که از آنجاییکه شرق استان از پراکندگی مناسب ایتسگاه‌های هواشناسی برخودار نمی‌باشد. برای رفع این نقیصه از داده‌های ایستگاه‌های دیگر همچون نهبندان (استان خراسان جنوبی)، کرمان، بم (استان کرمان) و همچنین جاسک و میناب استفاده شده است و چون این پژوهش به بررسی توفان‌های تندری استان سیستان و بلوچستان می‌پردازد از ذکر نتایج این ایستگاه خودداری شده است.

## شرح و تفسیر نتایج

همانطور که در روش پژوهش تشریح گردید این پژوهش دارای ۳ هدف؛ بررسی آماری فراوانی بسامد این پدیده طی مقیاس‌های زمانی مختلف، بررسی تغییرات زمانی آن و در نهایت تحلیل فضایی توفان‌های تندری در استان سیستان و بلوچستان می‌باشد که به ترتیب در قسمت‌های مختلف به آن اشاره خواهد شد.

**- بررسی ساعتی فراوانی پدیده توفان تندری**

جدول شماره (۲) خلاصه فراوانی رخدادهای توفان‌های تندری را بر حسب کد مورد مطالعه و ساعت رخداد آن نمایش می‌دهد. همانطور که ملاحظه می‌گردد؛ در طی دوره آماری ۳۰ ساله (۲۰۱۶ – ۱۹۸۷) در مجموع ۲۰۰۵ بار پدیده توفان تندری طی ساعت‌های مختلف رخ داده است که از این تعداد توفان تندری کد ۱۳ (مشاهده فقط برق) بیشترین بسامد و کد ۹۹ (رعد و برق شدید توام با تگرگ) کمترین بسامد را دارا بوده‌اند. به لحاظ ساعتی بیشترین توفان‌های تندری طی ساعات گرم روز یعنی ساعت‌های ۱۲ و ۱۵ به ترتیب با تعداد ۵۰۱ و ۴۶۶ مورد توفان تندری به وقوع پیوسته است و کمترین تعداد متعلق به ساعت صفر به وقت گرینویچ می‌باشد. شایان به ذکر است که توفان‌های تندری شدید همراه با تگرگ که با کد ۹۹ به ثبت رسیده است در طول دوره‌ی نرمال موردد مطالعه دارای ۵ رخداد بوده است که ۲ رخداد آن در ایستگاه ایرانشهر و شهرهای زاهدان، خاش و چابهار هر کدام یک بار این پدیده را تجربه نموده‌اند.

۲ -The Sen's Estimator of Slope

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

**جدول ۲: فراوانی کدهای مربوط به توفان‌های تندری استان سیستان و بلوچستان**

| ساعت | کد ۱۳ | کد ۱۷ | کد ۲۹ | کد ۹۵ | کد ۹۶ | کد ۹۷ | کد ۹۸ | کد ۹۹ | جمع |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ۰ | ۱۵ | ۲۴ | ۱۴ | ۲۱ | ۲ | ۵ | ۰ | ۰ | ۸۱ |
| ۳ | ۳ | ۳۲ | ۲۶ | ۴۴ | ۷ | ۲ | ۰ | ۲ | ۱۱۶ |
| ۶ | ۱۸ | ۸۲ | ۴۰ | ۴۲ | ۴ | ۳ | ۱ | ۰ | ۱۹۰ |
| ۹ | ۳۳ | ۱۲۱ | ۶۹ | ۶۶ | ۵ | ۶ | ۸ | ۰ | ۳۰۸ |
| ۱۲ | ۱۶۹ | ۱۲۵ | ۸۵ | ۹۷ | ۲ | ۱۲ | ۱۰ | ۱ | ۵۰۱ |
| ۱۵ | ۲۴۴ | ۹۷ | ۶۱ | ۴۸ | ۰ | ۱۴ | ۱ | ۱ | ۴۶۶ |
| ۱۸ | ۹۳ | ۵۳ | ۴۲ | ۳۱ | ۰ | ۵ | ۰ | ۱ | ۲۲۵ |
| ۲۱ | ۳۰ | ۳۷ | ۱۹ | ۲۷ | ۱ | ۴ | ۰ | ۰ | ۱۱۸ |
| مجموع | ۶۰۵ | ۵۷۱ | ۳۵۶ | ۳۷۶ | ۲۱ | ۵۱ | ۲۰ | ۵ | ۲۰۰۵ |

**- بررسی ماهانه و فصلی فراوانی پدیده توفان تندری**

تحلیل‌های آماری و توزیع ماهانه و فصلی توفان‌های تندری در استان سیستان و بلوچستان در جدول (۳) نشان داده شده است. بر اساس این جدول فصل بهار با ۳۷/۷ درصد بیشترین سهم تعداد توفان‌های تندری را به خود اختصاص داده است و فصل تابستان و پاییز به ترتیب با میزان ۱۷ و ۱۷/۵ درصد تعداد کمینه را تجربه می‌کند. در واقع فعالیت این توفان‌ها از اوایل فصل زمستان (ژانویه) روند افزایشی می‌گیرد به طوری که بیشترین رخداد آن در اواخر فصل زمستان و فصل بهار هنگام گذر توده‌های هوایی و به طور دقیق‌تر ماه‌های مارس، آوریل و می به ترتیب با تعداد ۳۲۲، ۲۶۷ و ۳۱۷ مورد به وقوع می‌پیوندد. پس از این فصل از تعداد رخداد توفان‌های تندری کاسته می‌شود ولی پس از آن مجدداً در ماه اکتبر تعداد رخدادهای تندری افزوده می‌گردد. کاندال‌کانگار[۳] و همکاران (۲۰۱۰) پس از بررسی فراوانی توفان‌های تندری در منطقه دریای عرب به این نتیجه می‌رسند که فراوانی توفان‌های تندری در این منطقه از دو نقطه بیشینه زمانی یعنی آوریل و نوامبر برخوردار می‌باشد. این نتایج در مشاهدات کول‌کارنی[۴] و همکاران (۲۰۱۳) نیز دیده می‌شود. شایان به ذکر است که استان سیستان و بلوچستان با توجه به موقعیت جغرافیای خود یعنی قرار گرفتن در محدوده جنب‌حاره‌ای و تاثیرپذیری از سامانه‌های حاره‌ای یعنی سامانه‌های موسمی؛ از رویدادهای توفان‌های تندری در فصل تابستان هر چند با فراوانی‌تر کمتر نسبت به زمستان بی‌بهره نمی‌باشد. تعداد توفان‌های تندری این استان در فصل تابستان بیش از ۳۴۰ مورد است که در هر سه ماه گرم یعنی (ژوئیه، اوت و سپتامبر) به وقوع پیوسته است. بیشترین تعداد این رویداد در ماه اکتبر رخ داده است (جدول ۳).

۳ - Kandalgaonkar

۴ - Kulkarni

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

**جدول ۳. فراوانی ماهانه و فصلی کدهای مربوط به توفان‌های تندری استان سیستان و بلوچستان**

| فصل | ماه | کد ۱۳ | کد ۱۷ | کد ۲۹ | کد ۹۵ | کد ۹۶ | کد ۹۷ | کد ۹۸ | کد ۹۹ | جمع | تعداد | درصد |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| زمستان | ژانویه | ۱۵ | ۱۳ | ۸ | ۱۷ | ۳ | ۹ | ۰ | ۰ | ۶۵ | ۵۵۹ | ۲۷/۹ |
| | فوریه | ۶۰ | ۳۴ | ۳۶ | ۳۴ | ۲ | ۶ | ۰ | ۰ | ۱۷۲ | | |
| | مارس | ۹۱ | ۷۳ | ۵۷ | ۸۰ | ۶ | ۱۱ | ۲ | ۲ | ۳۲۲ | | |
| بهار | آوریل | ۶۳ | ۷۲ | ۷۲ | ۴۸ | ۴ | ۵ | ۲ | ۱ | ۲۶۷ | ۷۵۶ | ۳۷/۷ |
| | می | ۹۶ | ۹۹ | ۶۱ | ۵۳ | ۴ | ۳ | ۱ | ۰ | ۳۱۷ | | |
| | ژوئن | ۶۴ | ۶۰ | ۱۶ | ۲۴ | ۰ | ۳ | ۵ | ۰ | ۱۷۲ | | |
| تابستان | ژوئیه | ۵۴ | ۶۳ | ۲۶ | ۲۱ | ۰ | ۲ | ۴ | ۱ | ۱۷۱ | ۳۴۰ | ۱۷/۰ |
| | اوت | ۳۰ | ۳۸ | ۲۰ | ۲۱ | ۱ | ۰ | ۴ | ۰ | ۱۱۴ | | |
| | سپتامبر | ۲۱ | ۱۶ | ۱۰ | ۷ | ۰ | ۰ | ۱ | ۰ | ۵۵ | | |
| پاییز | اکتبر | ۶۵ | ۵۸ | ۲۲ | ۲۸ | ۰ | ۳ | ۱ | ۰ | ۱۷۷ | ۳۵۰ | ۱۷/۵ |
| | نوامبر | ۲۱ | ۲۱ | ۱۵ | ۱۵ | ۰ | ۲ | ۰ | ۰ | ۷۴ | | |
| | دسامبر | ۲۵ | ۲۴ | ۱۳ | ۲۸ | ۱ | ۷ | ۰ | ۱ | ۹۹ | | |
| | سالانه | ۶۰۵ | ۵۷۱ | ۳۵۶ | ۳۷۶ | ۲۱ | ۵۱ | ۲۰ | ۵ | ۲۰۰۵ | ۲۰۰۵ | ۱۰۰ |

**- بررسی تغییرات زمانی ماهانه، فصلی و سالانه توفان تندری**

**الف) تغییرات ماهانه توفان‌های تندری**

پدیده توفان‌های تندری از پدیده‌های تقریبا کم‌بسامد است. یعنی می‌توان آن در شرایط و زمان‌های خاص و در صورت وقوع ناپایداری مشروط مشادهده نمود. بر این اساس در بیشتر ماه‌ها این رویداد یا اتفاق نمی‌افتد یا اینکه از تعداد کمی برخوردار است. همین امر منجر می‌شود که قادر به بررسی روند این پدیده در تمامی ماه‌ها ممکن نگردد در واقع تعداد بسیاری از ماه‌ها به اندازه لازم برای محاسبه روندیابی نیست. جدول شماره ۴ نتایج آزمون‌های ناپارمتریک را آورده است. بر این اساس در برخی از ماه‌ها مانند ژانویه، ژوئن تا دسامبر امکان بررسی تغییرات زمانی ماهانه برای اغلب ایستگاه‌های مورد مطالعه مقدور نمی‌باشد. در این میان ایستگاه‌های سراوان، خاش و ایرانشهر نسبت به دیگر ایستگاه‌ها به سبب شرایط توپوگرافی و برخورداری از اقلیم موسمی آن و تاثیر پذیری از سامانه‌های تابستانه پدیده توفان‌های تندری مشهودتر است. ایستگاه‌های مانند چابهار و کنارک هر چند از عرض پایین‌تر برخودار هستند اما توفان‌های تندری به دلیل نزدیکی به آب-های آزاد بسیار کمتر از ایستگاه‌های دیگر رخ داده است. به طوری کلی نتایج نشان می‌دهد که توفان‌های تندری در ایستگاه سراوان که به عنوان یکی از قطب‌های اصلی توفان‌های تندری در شرق ایران محسوب می‌شود در ماه‌های مارس، ژوئن، ژولای و آگوست روندی کاهشی دارد و این روند کاهشی نیز در سطح ۹۵ درصد معنی‌دار است در طی ماه‌های فوریه، آوریل و اکتبر از روند افزایشی برخوردار است. بر خلاف ایستگاه سراوان فراوانی توفان‌های تندری در ایستگاه‌های خاش، زابل و ایرانشهر در بیشتر ماه‌ها (به جز یک مورد در ماه ژولای در ایستگاه زابل) روند افزایشی داشته است و در برخی از ماه‌ها این روند در سطح ۹۰ درصد نیز معنی‌دار بوده است. به طور کلی جدول شماره ۴ خلاصه‌ای از نتایج آزمون‌های ناپارمتریک را نمایش می دهد.

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

**جدول ۴. نتایج آزمون‌های روند بر روی فراوانی رویدادهای توفان‌های تندری در مقیاس ماهانه**

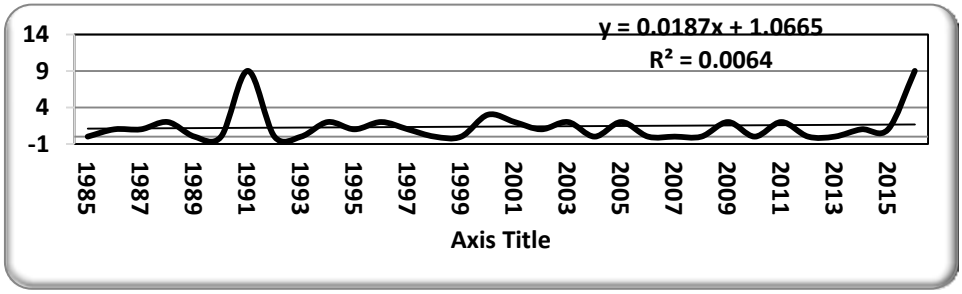
| نام ایستگاه | jan | feb | mar | apr | may | jun | jul | aug | sep | oct | nov | dec |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| زاهدان | | ↑ | ↑ | ↑ | ↑ | | | | | ↑ | | |
| زابل | | ↑ | ↑ | ↑ | ↑ | | | | | | | |
| سراوان | | ↑ | ↓ | ↑ | ↑ | *↓ | *↓ | *↓ | | ↑ | | |
| کنارک | | | +↓ | | | | | | | | | |
| خاش | | ↑ | ↑ | ↑ | ↑ | ↑ | ↓ | ↑ | | ↑ | | |
| ایرانشهر | | ↑ | ↑ | +↑ | ↑ | ↑ | ↑ | ↑ | | +↑ | | |
| چابهار | +↑ | | ↑ | | | | | | | | | ↑ |

***معنی‌داری در سطح ۹۵ درصد، + معنی داری در سطح ۹۰ درصد**

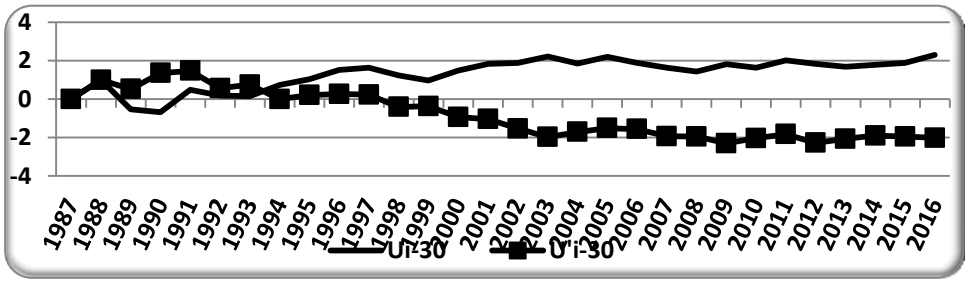
**↑ روند مثبت (افزایشی) ↓ روند منفی (کاهشی)**

**بدون علامت (عدم کفایت داده‌ها در تعداد رویدادها)**

با توجه به تمرکز ماهانه وقوع توفان‌های تندری در ماه مارس و پرهیز از ارائه نمودارهای متعدد و افزایش متن مقاله، نمودار روند تغییرات ایستگاه زاهدان در شکل (۲) نمایش داده شده است. روند کلی این شکل حاکی از یک روند افزایشی می‌باشد. شکل ۳ نمودار محاسباتی حاصل از روش من کندال است بر اساس خطوط U و 'U مشخص می‌گردد؛ فراوانی توفان‌های تندری با دو جهش در ابتدای دوره مورد مطالعه روبرو بوده و در ادامه دارای یک روند افزایشی معناداری تا پایان دوره می‌باشد. شایان به ذکر است که سال ۱۶-۲۰۱۵ و سال ۹۲-۱۹۹۱ بیشترین توفان‌های تندری در تمام ایستگاه‌های مورد مطالعه رخ داده است که می‌توان عامل این افزایش را بی ارتباط با پدیده النینو ندانست چرا که در این سال به نوبه‌ی خود یکی از قوی‌ترین النینوهای کره زمین به وقوع پیوسته است به طوری که در این دو سال مقدار شاخص ONI[۵] به ترتیب به میزان ۲/۳ و ۱/۴ رسیده است. در ادامه در این خصوص بیشتر بحث خواهد شد.




**شکل ۲: تغییرات بلند مدت توفان‌های تندری ایستگاه زاهدان- ماه مارس**




**شکل ۳: نمودار من کندال توفان‌های تندری ماه مارس ایستگاه زاهدان**

۵ - the Oceanic Niño Index (ONI)

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

**ب) تغییرات فصلی توفان‌های تندری**

در این پژوهش روند تغییرات پدیده توفان‌های تندری برای کلیه ایستگاه‌های مورد مطالعه توسط دو آماره آزمون ناپارامتری من–کندال و تخمینگر شیب سن در سری‌های زمانی فصلی محاسبه گردید و سپس معناداری نتایج این آماره‌ها در سطح اطمینان محتلف ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد مورد آزمون قرار گرفت (جدول ۵). بر اساس این جدول بیشترین روند کاهشی مربوط به ایستگاه سراوان است و بیشترین روند افزایشی نیز مربوط به ایستگاه ایرانشهر است. ایستگاه سراوان در تمامی فصول از روند کاهشی برخوردار است و این روند در فصل زمستان در سطح ۹۰ درصد معنی‌دار است. ایستگاه زاهدان در تمامی فصول دارای روند افزایشی است و این روند در تمامی ماه‌ها دارای سطح معنی‌داری کمتر از ۹۰ درصد است. تعداد توفان‌های تندری در فصول مختلف در ایستگاه ایرانشهر روند افزایشی را نشان می‌دهد.

**جدول ۵: نتایج حاصل از آزمون من-کندال و شاخص سن در سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد در مقیاس فصلی**

| فصل | نام ایستگاه | من کندال | | شیب سن | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Test Z | Signific. | Q | Qmin۹۹ | Qmax۹۹ | Qmin۹۵ | Qmax۹۵ | B | Bmin۹۹ | Bmax۹۹ | Bmin۹۵ | Bmax۹۵ |
| زمستان | زاهدان | ۰,۵۵ | | ۰ | -۰,۰۶ | ۰,۰۹ | ۰ | ۰,۰۷ | ۱,۵ | ۲,۵۶ | ۰,۱۴ | ۱,۵ | ۰,۳۶ |
| | زابل | -۰,۵۸ | | ۰ | -۰,۱۷ | ۰,۰۹ | -۰,۱۲ | ۰,۰۵ | ۲ | ۴,۷۵ | ۰,۵ | ۴,۰۶ | ۰,۸۷ |
| | سراوان | -۰,۶۲ | | ۰ | -۰,۲۳ | ۰,۱۳ | -۰,۱۹ | ۰,۰۸ | ۴ | ۷,۴۱ | ۱,۵۶ | ۶,۸۶ | ۲,۲۳ |
| | کنارک | -۱,۷۶ | + | ۰ | -۰,۱۱ | ۰ | -۰,۰۸ | ۰ | ۰ | ۲,۸۹ | ۰ | ۲,۳۹ | ۰ |
| | خاش | ۰,۸۳ | | ۰ | -۰,۰۵ | ۰,۱۲ | ۰ | ۰,۱ | ۱ | ۲,۲ | -۰,۱۲ | ۱ | ۰,۱ |
| | ایرانشهر | ۲,۰۹ | * | ۰,۱۱ | ۰ | ۰,۲۴ | ۰ | ۰,۲ | ۱,۳۹ | ۳ | -۰,۱۶ | ۳ | ۰,۵ |
| | چابهار | ۰,۵۷ | | ۰ | -۰,۰۷ | ۰,۱۴ | ۰ | ۰,۱۱ | ۱ | ۲,۷۵ | -۰,۳۶ | ۱ | ۰,۰۸ |
| بهار | زاهدان | ۰,۷۴ | | ۰ | -۰,۱۴ | ۰,۲۵ | -۰,۰۸ | ۰,۱۸ | ۳,۵ | ۴,۸۹ | -۰,۲۵ | ۴,۴ | ۰,۰۹ |
| | زابل | ۰,۹۹ | | ۰ | ۰ | ۰,۱۳ | ۰ | ۰,۱ | ۱ | ۱ | -۰,۳ | ۱ | -۰,۱۵ |
| | سراوان | -۰,۶۵ | | -۰,۰۷ | -۰,۳۹ | ۰.۲ | -۰,۳۳ | ۰,۱۲ | ۹,۱۱ | ۱۳,۷۸ | ۳,۵ | ۱۳,۱۷ | ۵,۴۴ |
| | خاش | -۰,۴۸ | | ۰ | -۰,۱۸ | ۰,۱۱ | -۰,۱۳ | ۰,۰۸ | ۲ | ۵,۲۷ | ۰,۹۱ | ۴,۲۵ | ۱,۴۴ |
| | ایرانشهر | ۰,۶۷ | | ۰ | -۰,۱۴ | ۰,۲۳ | -۰,۰۹ | ۰,۱۸ | ۳,۵ | ۵,۶ | ۰,۶۲ | ۴,۸۴ | ۱,۲۹ |
| تابستان | زاهدان | ۰,۷ | | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ |
| | سراوان | -۲,۱۵ | * | -۰,۱ | -۰,۲۵ | ۰ | -۰,۲ | ۰ | ۴,۳۵ | ۷,۱۳ | ۳ | ۶,۱ | ۳ |
| | خاش | -۰,۰۸ | | ۰ | -۰,۰۸ | ۰,۰۷ | -۰,۰۶ | ۰,۰۵ | ۱ | ۲,۴۶ | ۰,۰۴ | ۲,۱۴ | ۰,۶۱ |
| | ایرانشهر | ۱,۱ | | ۰,۰۴ | -۰,۰۷ | ۰,۳ | ۰ | ۰,۲۱ | ۱,۷ | ۳,۹۶ | -۰,۴ | ۲,۵ | -۰,۱۲ |
| پاییز | زاهدان | ۰,۰۹ | | ۰ | -۰,۰۵ | ۰,۰۵ | ۰ | ۰ | ۱ | ۱,۷۴ | -۰,۰۵ | ۱ | ۱ |
| | زابل | ۲,۲ | * | ۰ | ۰ | ۰,۱ | ۰ | ۰,۰۸ | ۰ | ۰ | -۰,۴ | ۰ | -۰,۲۵ |
| | سراوان | -۰,۷۷ | | ۰ | -۰,۰۴ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰.۹۹ | ۰ | ۰ | ۰ |
| | کنارک | -۲,۴۸ | * | ۰ | -۰,۰۴ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۱,۰۲ | ۰ | ۰ | ۰ |
| | خاش | -۰,۲۳ | | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ |
| | ایرانشهر | ۰,۰۸ | | ۰ | -۰,۱ | ۰,۰۸ | -۰,۰۵ | ۰,۰۶ | ۱,۵ | ۲,۹۴ | -۰,۲۱ | ۲,۱۵ | ۰,۳۵ |
| | چابهار | ۱,۰۵ | | ۰ | ۰ | ۰,۱ | ۰ | ۰,۰۶ | ۰,۵ | ۰,۵ | -۰,۳ | ۰,۵ | -۰,۰۹ |

***معنی‌داری در سطح ۹۵ درصد، + معنی داری در سطح ۹۰ درصد**

**بدون علامت معنی داری کمتر از ۹۰ درصد**

**نام ایستگاه‌های که داده ها توفان‌های تندری به کفایت لازم نرسید از فهرست این جدول حذف شده‌اند.**

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

**ج) بررسی تغییرات سالانه توفان‌های تندری**

جدول شماره ۶ نتایج بررسی تغییرات زمانی توفان‌های تندری در مقیاس سالانه را نمایش می‌دهد. بر اساس این جدول روند فراوانی توفان‌های تندری در دو ایستگاه سراوان و کنارک کاهشی می‌باشد. ضمن اینکه روند کاهشی در ایستگاه کنارک در سطح معنی‌داری ۹۵ درصد مورد پذیرش است. دیگر ایستگاه‌های باقیمانده روند فراوانی رخداد توفان‌های تندری را روندی افزایشی نشان می‌دهند. بیشترین شیب روند کاهشی متعلق به ایستگاه کنارک است و بیشترین شیب تغییرات افزایشی متعلق به ایستگاه زابل می‌باشد.

**جدول ۶: نتایج حاصل از آزمون من-کندال و شاخص سن در سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد در مقیاس سالانه**

| من کندال | | | شیب سن | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| نام ایستگاه | Test Z | Signific. | Q | Qmin۹۹ | Qmax۹۹ | Qmin۹۵ | Qmax۹۵ | B | Bmin۹۹ | Bmax۹۹ | Bmin۹۵ | Bmax۹۵ |
| زاهدان | ۱,۲۲ | | ۰,۱۳ | -۰,۱۷ | ۰,۳۹ | -۰,۰۸ | ۰,۲۹ | ۴,۸۳ | ۱۰,۱۷ | ۱,۳۲ | ۸,۸۶ | ۱,۸۶ |
| زابل | ۱,۵۶ | | ۰,۱ | -۰,۱۱ | ۰,۲۸ | ۰ | ۰,۲۳ | ۳,۲۱ | ۶,۸۲ | ۰ | ۵ | ۰,۸ |
| سراوان | -۱,۴۱ | | -۰,۳ | -۰,۹۴ | ۰,۲۳ | -۰,۷۱ | ۰,۱۱ | ۲۰,۸۵ | ۳۲,۵۶ | ۱۰,۲۳ | ۲۷,۵۷ | ۱۲.۶۱ |
| کنارک | -۲,۸۳ | ** | -۰,۱۴ | -۰,۲۵ | ۰ | -۰,۲۴ | ۰ | ۴,۳۶ | ۶,۵ | ۲ | ۶,۳۷ | ۲ |
| خاش | ۰,۱۸ | | ۰ | -۰,۲۸ | ۰,۳۳ | -۰,۲۱ | ۰,۲۵ | ۷,۵ | ۱۲,۱۴ | ۲ | ۱۱,۶۶ | ۳,۲۳ |
| ایرانشهر | ۱,۶۱ | | ۰,۲۵ | -۰,۱۹ | ۰,۷ | -۰,۰۴ | ۰,۵۸ | ۹,۸۸ | ۱۶,۴۵ | ۴,۴۴ | ۱۳,۵۶ | ۶,۴۲ |
| چابهار | ۰,۸۷ | | ۰,۰۵ | -۰,۱۳ | ۰,۲۵ | -۰,۰۸ | ۰,۱۹ | ۳,۵۳ | ۵,۳۱ | ۰,۶۶ | ۴,۸۳ | ۱,۳۷ |

****معنی‌داری در سطح ۹۹ درصد، * معنی‌داری در سطح ۹۵ درصد + معنی داری در سطح ۹۰ درصد**

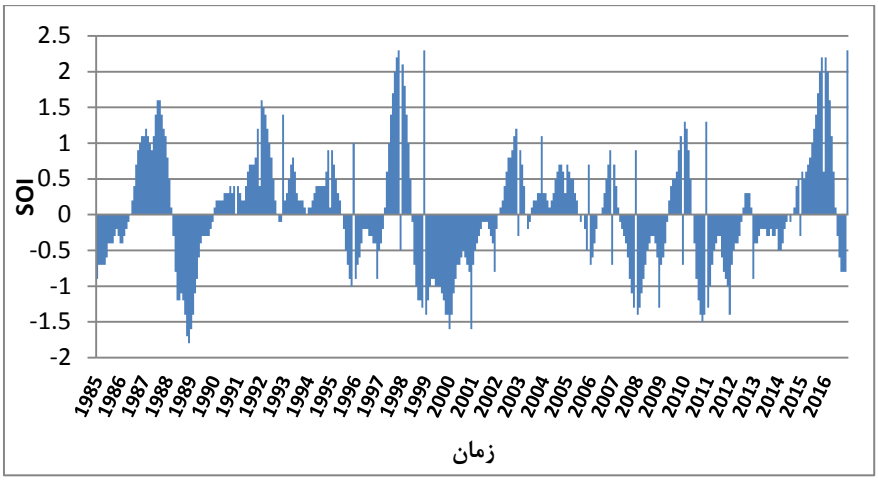
**بدون علامت معنی داری کمتر از ۹۰ درصد**

**نام ایستگاه‌های که داده ها توفان‌های تندری به کفایت لازم نرسید از فهرست این جدول حذف شده‌اند.**

**- ارتباط توفان‌های تندری با النینو**

همانطور که ملاحظه گردید توفان‌های تندری از نوسانات و افت و خیزهای سالانه و همچنین فصلی برخوردار بودند و بر اساس نتایج روندیابی مشاهده شد که روند معنی‌دار خاصی در فراوانی توفان‌های تندری طی دوره آماری مورد مطالعه مشاهده نشده است. بنابراین می‌توان این نوسانات را به دیگر موضوعات مانند تغییر در الگوهای کلان مقیاس جوی بی ارتباط ندانست. توفان‌های تندری همانطور که بیان شد یکی از رویدادهای نادر اقلیم‌شناسی است. اما همین پدیده در برخی مواقع با شکل‌گیری الگوهای جوی ویژه امکان رخداد آن با بسامد بیشتر ممکن می‌گردد. یکی از پدیده‌های که به صورت دوره‌ای رخ می‌دهد و قادر به تاثیرگذاری در مقیاس جهانی است (Kulkarni et al, ۲۰۱۳) رویداد انسو با فازهای مختلف گرم (النینو) و سرد (لانینا) می‌باشد (علیجانی، ۱۳۸۱). شکل ۴ آهنگ تغییرات شاخص ONI مربوط به فازهای گرم و سرد انسو را نمایش می‌دهد. همانطور که ملاحظه می‌گردد طی سال‌های مختلف انسو دارای فازهای متفاوت است. چنین رفتار مشابهی نیز در سری زمانی توفان‌های تندری نیز مشاهده می‌گردد؛ بدین معنی که توفان‌های تندری نیز از نوسانات درون سالی برخوردار است که می‌توان علت آن را مرتبط به تغییرات الگوهای جوی در طی فازهای مختلف انسو دانست. بیشترین توفان‌های تندری در طی ۳۰ سال مورد مطالعه در سال‌های ۱۹۸۷، ۱۹۹۱، ۱۹۹۷، ۲۰۰۳، ۲۰۰۵، ۲۰۰۷، ۲۰۱۵ مشاهده شده است که در بیشتر سال‌های مذکور شاخص انسو، فاز گرم را نشان می‌دهد. در واقع در فاز گرم انسو (النینو) رویدادهای بیشتری از توفان‌های تندری قابل تصور است. اما بر عکس در فاز سرد شاهد رخداد کمتری از توفان‌های تندری در منطقه می‌باشیم.

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

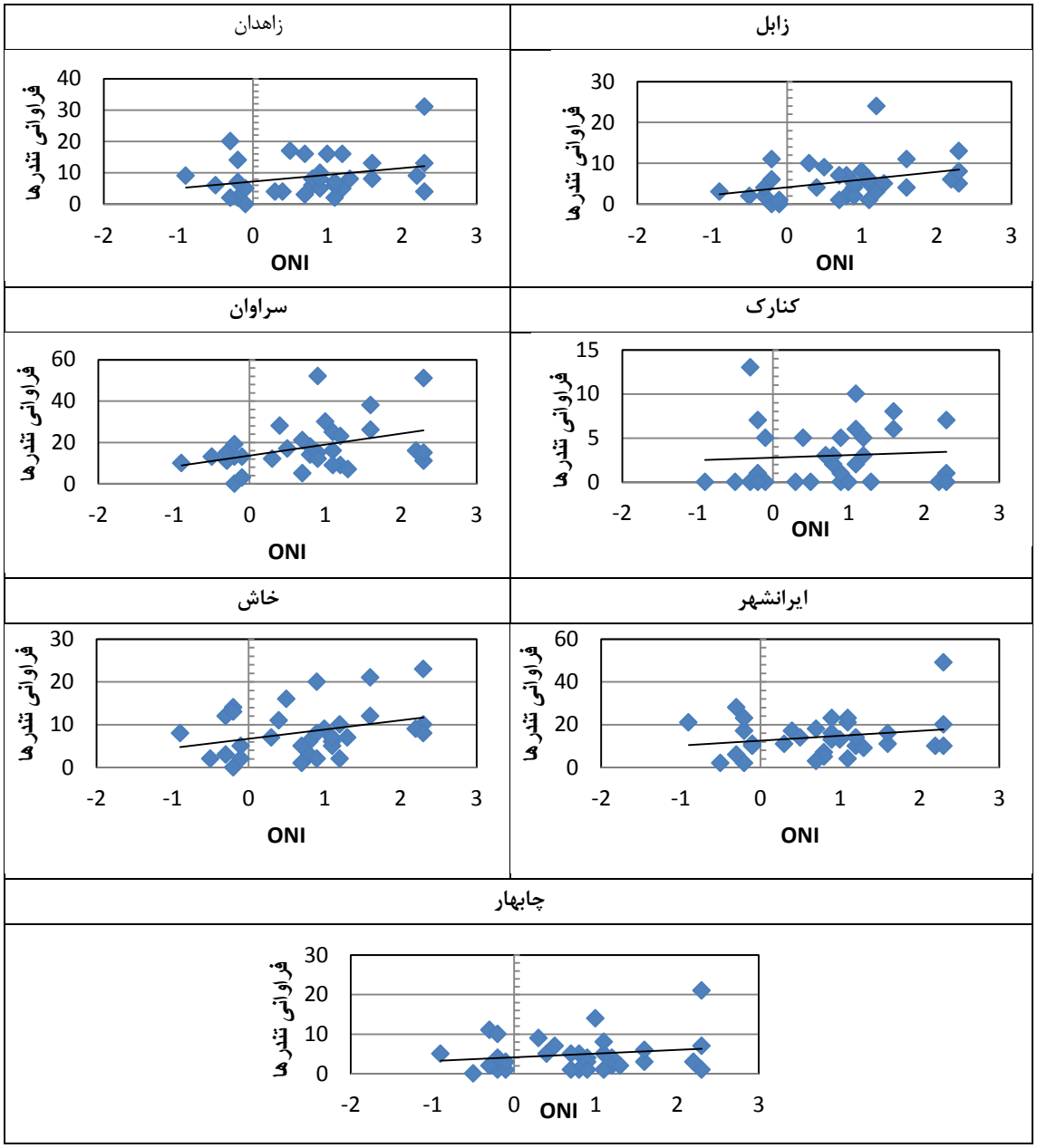



**شکل ۴ : آهنگ تغییرات شاخص ONI طی سال‌های ۱۹۸۵ تا ۲۰۱۶**

شکل ۵ رابطه‌ی بین فراوانی توفان‌های تندری را با شاخص الگوهای پیوند از دور ONI نمایش می‌دهد. اعداد منفی نمایش دهنده فاز سرد انسو (لانینو) و اعداد مثبت نمودار نمایش دهنده فاز گرم انسو (النینو) است. به عنوان نمونه بیش از ۷۲ درصد رویدادهای توفان‌های تندری در طی رویداد گرم (النینو) یعنی زمانی که آب‌های سواحل غربی آمریکای جنوبی گرم-تر از معمول است رخ می‌دهد. این رابطه بیان دارد که فاز گرم النینو با فراوانی بیشتر تندرها در استان سیستان و بلوچستان همراه است. بر خلاف آن حدود ۲۸ درصد توفان‌های تندری در طی فاز سرد (لانینا) روی می‌دهند. در واقع بر اساس شیب خط محرز می‌باشد که با افزایش شدت شاخص مد نظر بر تعداد رویدادهای توفان‌های تندری افزوده شده است. در واقع پدیده انسو باعث تغییر الگوهای گردش عمومی در سطح جهان و همچنین منطقه مورد مطالعه می‌گردد. چنین نتیجه‌ای مشابهی در مطالعات گذشته نیز در اقصی نقاط جهان مشاهده شده است ( Satori et al, ۲۰۰۹; Kandalgaonkar et al, ۲۰۱۰; Kulkarni et al, ۲۰۱۳) به عنوان نمونه کاندال‌کانگار و همکاران (۲۰۱۰) پس از مطالعه رخداد توفان‌های تندری به این نتیجه رسیده‌اند که حدود ۱۸٪ بر فراوانی توفان‌های تندری در هنگام رخداد توفان‌های تندری افزوده می‌گردد. کومار و کامرا[۶] (۲۰۱۲) نشان دادند که هر چند ارتباط منفی بین بارش‌های موسمی و فازهای مختلف انسو دارد اما فعالیت‌های رعد و برق به فعالیت‌های انسو حساس است. به طوری که در طی فاز گرم انسو (النینو) بر تعداد رعد و برق‌ها افزوده می‌گردد. مطالعه ساتوری و همکاران (۲۰۰۹) نشان داد که انسو بر موقعیت و شدت رعد و برق تاثیر می‌گذارد همچنین آنها نشان دادند که فراوانی تغییرات زیادی در هنگام فاز گرم و سرد به وجود می‌آید و رعد و برق بیشتری در هنگام فاز گرم (النینو) رخ می‌دهد. شایان به ذکر است که مطالعات آنها در مقیاس جهانی انجام شده است. این بحث بسیار مهم و تاثیرگذار در پیش‌بینی‌های توفان‌های تندری است و طی فازهای گرم (النینو) می‌بایست شرایط پیش-آگاهی را داشته باشیم.

۶ - Kumar and kamra

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]




**شکل ۵. نمودار پراکنش شاخص ONI و فراوانی سالانه تندرها به تفکیک ایستگاه‌های مورد مطالعه**

**- تحلیل فضایی توفان‌های تندری**

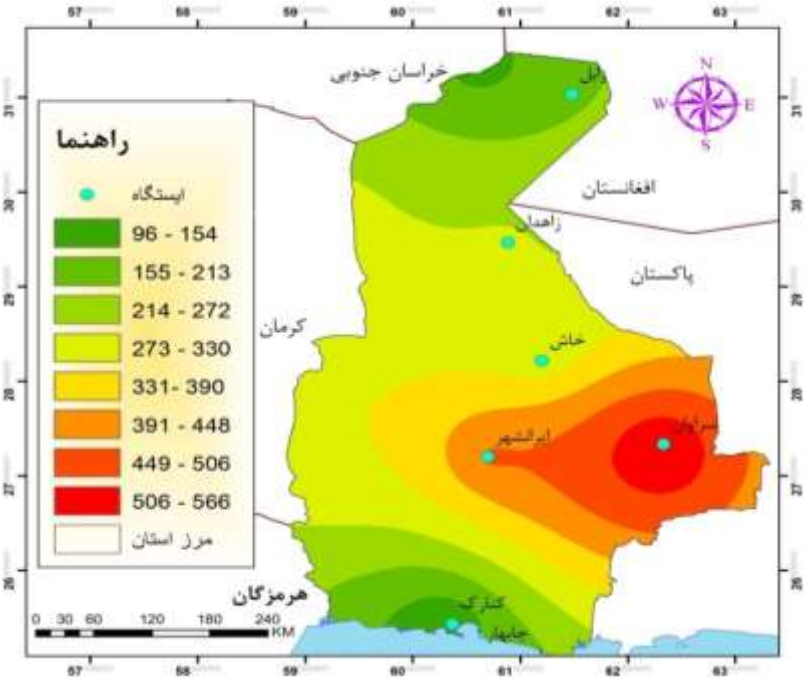
از نظر بعد مکانی بیشینه فراوانی رعد و برق در قسمت جنوب‌شرق منطقه مورد مطالعه و کمینه آن مربوط به خط ساحلی استان (کنارک و چابهار) است به طور دقیق‌تر ایستگاه سراوان با ۵۶۷ رعد و برق بیشترین فراوانی را دارد و کنارک با ۹۶ رخداد کمترین فراوانی را در دوره آماری ۳۰ ساله مورد مطالعه دارند. به منظور تبیین بهتر از آرایش فضایی توفان‌های تندری در استان سیستان و بلوچستان اقدام به پهنه‌بندی فراوانی توفان‌های تندری پرداخته شده است. لازم به ذکر است که به منظور نتایج بهتر و پوشش دادن مناطق فاقد ایستگاه از ایستگاه‌های همجوار همچون، نهبندان، کرمان، بم، جاسک نیز بهره برده شده است. همانطور که ملاحظه می‌گردد بیشترین فراوانی سالانه توفان‌های تندری در ایستگاه سراوان است (شکل ۶) و بیشترین فراوانی توفان‌های تندری در طی فصول مختلف از دو مرکز با مرکزیت سراوان و ایرانشهر برخوردار می‌گردد به طوری که طی فصل تابستان و پاییز تعداد توفان‌های تندری ایستگاه ایران‌شهر از ایستگاه سراوان بیشتر است و

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

بالعکس در طی فصول زمستان و بهار که عامل این گونه توفان‌های منشاء برون‌حاره‌ای دارد در ایستگاه سراوان نسبت به ایستگاه ایرانشهر بیشتر است (شکل ۷). در واقع با توجه به عرض جغرافیایی پایین ایستگاه‌های سراوان و ایرانشهر به دیگر ایستگاه‌ها و سهم‌گیری این دو ایستگاه از سامانه‌های تابستانی باعث می‌گردد که بر شمار رخداد توفان‌های تندری این دو شهر افزوده گردد. البته نیاز به ذکر است که دو ایستگاه چابهار و کنارک با توجه به موقعیت جغرافیایی خود یعنی نزدیکی به سواحل دریای عمان موجب می‌شود که پدیده‌های توفان‌های تندری در این منطقه تعدیل یابند و از فراوانی بسیار کمتری نسبت به دیگر ایستگاه برخوردار باشند.

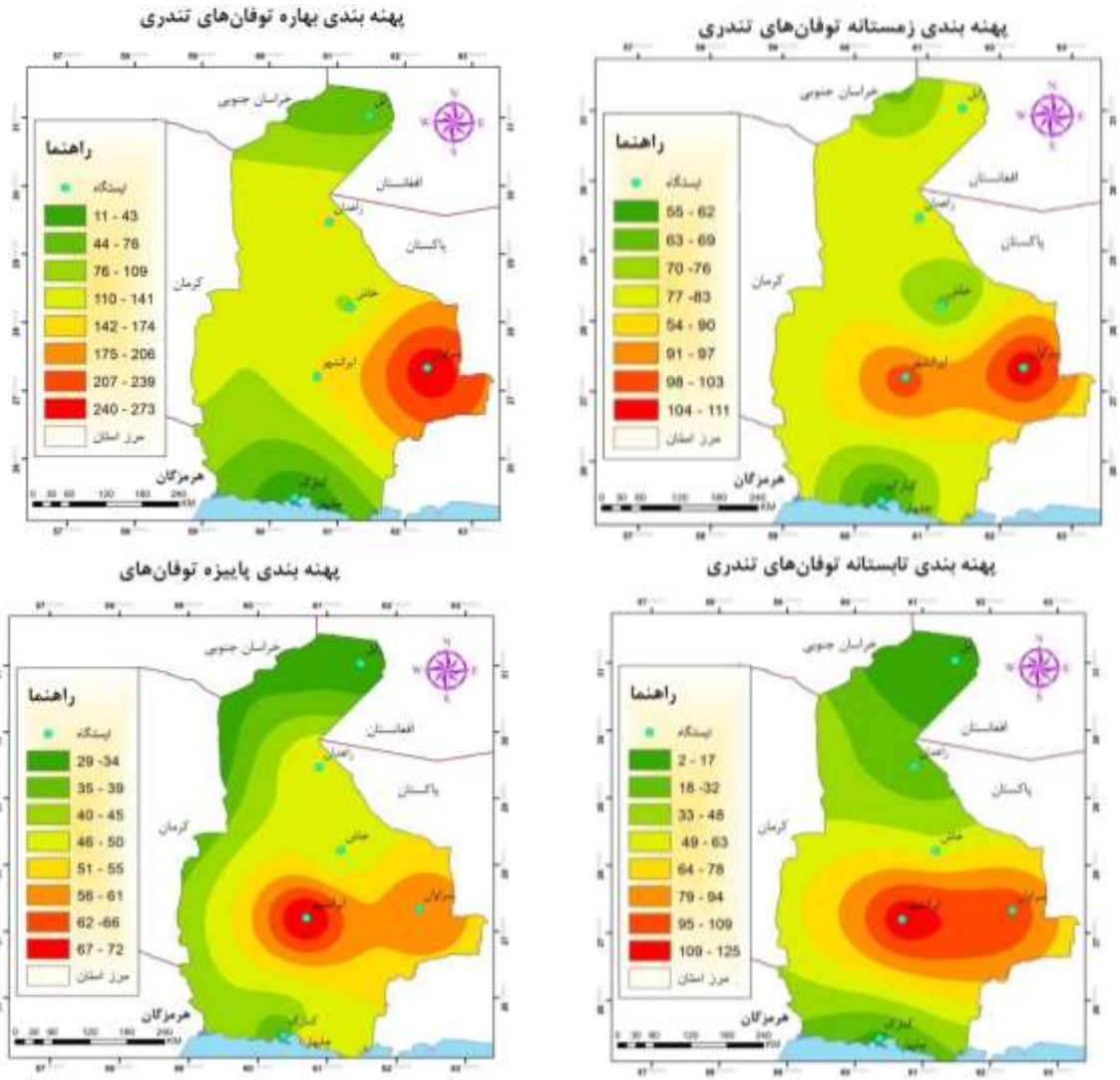
**جدول ۷: توزیع مکانی کدهای مربوط به توفان‌های تندری استان سیستان و بلوچستان**

| ایستگاه | کد ۱۳ | کد ۱۷ | کد ۲۹ | کد ۹۵ | کد ۹۶ | کد ۹۷ | کد ۹۸ | کد ۹۹ | جمع |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| زابل | ۵۹ | ۴۷ | ۴۰ | ۲۸ | ۱ | ۳ | ۱ | ۰ | ۱۷۹ |
| زاهدان | ۴۱ | ۸۵ | ۷۱ | ۷۵ | ۸ | ۳ | ۰ | ۱ | ۲۸۴ |
| ایرانشهر | ۱۹۰ | ۱۲۷ | ۳۴ | ۶۹ | ۱ | ۱۶ | ۱۸ | ۲ | ۴۵۷ |
| خاش | ۴۲ | ۸۵ | ۶۹ | ۵۸ | ۵ | ۷ | ۰ | ۱ | ۲۸۷ |
| سراوان | ۲۱۳ | ۱۴۲ | ۱۱۶ | ۸۷ | ۵ | ۳ | ۱ | ۰ | ۵۶۷ |
| چابهار | ۲۷ | ۶۳ | ۱۹ | ۳۱ | ۱ | ۱۳ | ۰ | ۱ | ۱۵۵ |
| کنارک | ۳۳ | ۲۲ | ۷ | ۲۸ | ۰ | ۶ | ۰ | ۰ | ۹۶ |




**شکل ۶: پهنه بندی فراوانی سالانه توفان‌های تندری**

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]




**شکل ۷: پهنه بندی توفان‌های تندری در فصول مختلف سال**

## نتیجه‌گیری

در این پژوهش فراوانی رخداد کدهای مربوط به توفان‌های تندری استان سیستان و بلوچستان در مقیاس‌های ساعتی، ماهانه، فصلی و سالانه مطالعه گردید؛ همچنین روند تغییرات زمانی - مکانی دراز مدت آنها در یک دوره آماری ۳۰ ساله (۲۰۱۶ – ۱۹۸۷) با استفاده از آزمون‌های من- کندال و شاخص سن مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور از داده‌های ۷ ایستگاه همدید استان که دارای آمار مشترک بودند استفاده شد. نتایج حاصل از بررسی‌های ساعتی رخداد توفان‌های تندری نشان داد که بیشتر توفان‌های تندری در ساعات ۱۲ و ۱۵ بعد از ظهر اتفاق افتاده است و کدهای ۱۳ و ۱۷ به ترتیب با ۶۰۵ و ۵۷۱ رخ داد بیشترین و کد ۹۹ با ۵ رویداد کمترین فراوانی را دارند. همین بررسی نیز در مقیاس ماهانه انجام شد که نشان می‌دهد ماه‌های مارس و می به ترتیب با ۳۲۲ و ۳۱۷ بیشترین و ماه سپتامبر با ۵۵ رخداد کمترین فراوانی را به خود اختصاص داده‌اند. به لحاظ فصلی مشخص گردید که فصل بهار فصل با ۷۵۶ رخداد بالاترین سهم از تعداد توفان‌های تندری را دارد و بعد از آن فصل زمستان با ۵۵۹ رخداد قرار می‌گیرد. علت فراوانی بالای فصل بهار را می-توان بیان داشت که این بهار فصل گذر توده‌های هوایی برون‌حاره‌ای می‌باشد که این منطقه نیز از آن بی‌بهره نیست. فصل تابستان که فصل استیلای سامانه‌ی پرفشار جنب حاره است با ۳۴۰ رویداد رعد و برق کمترین فراوانی را دارد. البته این

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

تعداد از توفان‌های نیز بیشتر در دو ایستگاه ایرانشهر و سراوان رخ می‌دهد که این موضوع در تحلیل فضایی مشخص گردید. علت افزایش تابستانه این رویداد مرتبط به متاثر شدن این منطقه از سامانه‌های موسمی می‌باشد که موجبات رخداد این پدیده در این زمان مهیا می‌کنند. با توجه به بررسی تغییرات زمانی در مقیاس‌های مختلف ماهانه، فصلی و سالانه مشخص گردید که تغییرات معنی‌داری در روند فراوانی توفان‌های تندری وجود ندارد و این پدیده در طول زمان از افت و خیزهای زیادی برخوردار است و این نوسانات را می‌توان به تغییرات پیچیده‌ای که در الگوی‌های کلان اقلیم رخ می‌دهد مرتبط دانست. شاید یکی از این عوامل موثر رخداد فاز گرم و سرد انسو یعنی به ترتیب النینو و لانینو می‌باشد. بر اساس این مطالعه مشخص گردید که حدود ۷۲ درصد توفان‌های تندری در ارتباط با رخداد النینو رخ می‌دهد. به بیانی در هنگام رخداد فاز گرم انسو (النینو) توفان‌های تندری بیشتری رخ خواهد داد.

## منابع


آرنس، دونالد. ۲۰۰۹. *هواشناسی نوین مقدمه‌ای بر هوا، اقلیم و محیط*. ترجمه محمدرضا بابایی ویرایش هشتم، انتشارات آییژ.

ابراهیم زاده، عیسی. ۱۳۸۸. *بنیان‌های جغرافیایی جنوب شرق ایران*. چاپ اول، زاهدان، انتشارات دانشگاه سیستان و بلوچستان.

ایران‌پور، فخرالدین؛ حجت الله یزدان پناه و علی حنفی. ۱۳۹۴. تحلیل همدیدی و ترمودینامیکی توفان‌های تندری در ایستگاه هواشناسی همدان. *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، **۱۳**: ۱۳۱ – ۱۱۵.

برنا، رضا و احمد فاخر نسب.۱۳۹۱. بررسی شاخص‌های ناپایداری L.C.L، L، Li و k در وقوع توفان‌های تندری در ایستگاه دزفول. *اولین همایش ملی جغرافیا، مخاطرات محیطی و توسعه پایدار*، دانشگاه آزاد اسلامی اهواز، صص ۴۲ - ۳۳.

جعفرپور، ابراهیم. ۱۳۸۵. *مبانی اقلیم شناسی*. چاپ چهارم، انتشارات دانشگاه تهران.

جلالی، اروج؛ علی اکبر رسولی و بهروز ساری صراف. ۱۳۸۵. توفانهای تندری و بارشهای ناشی از آن در محدوده شهر اهر. *مجله جغرافیا و برنامه ریزی*، **۲۴**: ۳۳ – ۱۸.

رسولی، علی اکبر و خدیجه جوان. ۱۳۹۱. تحلیل روند وقوع توفان‌های رعد و برقی در نیمه غربی ایران با کاربرد آزمون‌های ناپارامتری. *فصل نامه علمی – پژوهشی فضای جغرافیا*، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر، **۳۱**: ۱۱۱-۱۲۶.

سلیمانی، مختار؛ مرتضی عبدالمالکی و شیما رضایی. ۱۳۹۰. شناخت سازوکار همدید ایجاد بارش‌های تندری استان کردستان (مطالعه موردی:۲۷ - ۲۹ اردیبهشت ماه ۱۳۹۰ ). *اولین همایش ملی جغرافیا مخاطرات محیطی و توسعه پایدار*، اهواز دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز، صص ۹- ۱.

صالحی، حسن؛ حسین ثنایی نژاد و محمد موسوی بایگی. ۱۳۹۳. بررسی شاخص‌های ناپایداری هنگام وقوع پدیده های آب و هوایی مخرب در مشهد. *جغرافیا و مخاطرات محیطی*. **۹**: ۱۱۳ – ۱۲۳.

علیجانی، بهلول. ۱۳۸۱. اقلیم‌شناسی سینوپتیک. انتشارات سمت. تهران.

عسگری، احمد و فرشته محبی.۱۳۸۹. مطالعه آماری - همدیدی توفان‌های تندری در استان خوزستان. *چهارمین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم*، صص ۱۱۹ – ۱۱۱.

فرج زاده، منوچهر. ۱۳۹۲. *مخاطرات اقلیمی ایران*. چاپ اول، تهران: انتشارات سمت.

قویدل رحیمی، یوسف؛ پرستو باغبانان و منوچهر فرج زاده اصل. ۱۳۹۳. تحلیل فضایی مخاطره‌ی توفان‌های تندری بهاره‌ی ایران. *نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*، **۳**: ۷۰ – ۵۹.

کاویانی، محمدرضا و بهلول علیجانی. ۱۳۸۵. *مبانی آب و هواشناسی*. چاپ دوازدهم، تهران، انتشارات سمت.

میر احمدی، اکبر. ۱۳۹۱. بررسی ویژگی‌های آماری توفان‌های تندری در کوهرنگ بختیاری، *همایش ملی انتقال آب بین حوضه‌ای (چالش‌ها و فرصت‌ها)*. شهرکرد، دانشگاه آزاد اسلانی واحد شهرکرد.


[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

محمدی، فرشته؛ برومند صلاحی و رسول همتی. ۱۳۹۱. بررسی توفان‌های تندری غرب کشور با رویکرد کاهش خسارات محصولات کشاورزی. *اولین همایش ملی توسعه پایدار در مناطق خشک و نیمه خشک*، ابر کوه، ایران.

Ackerman, A.S.; Knox, A.J. ۲۰۰۳. *Meteorology Understanding the Atmosphere*. Toronto, Ontario, Canada. Page: ۴۶۷.

Allen, j.t. and karoly, d.j. ۲۰۱۳. A climatology of Australian severe thunderstorm environments ۱۹۷۹–۲۰۱۱: inter-annual variability and ENSO influence. *International Journal of Climatology*, **۳۴**: ۸۱-۹۷. **DOI**: ۱۰,۱۰۰۲/joc.۳۶۶۷.

Changnon S. A. ۲۰۰۱. Thunderstorm rainfall in the conterminous United States, Bull. *Amer. Meteor. Soc*, **۸۲**: ۱۹۲۵-۱۹۴۰. **DOI**:org/۱۰۱۱۷۵/۱۵۲۰-۰۴۷۷.

Easterling, D.R. ۲۰۰۳. Trend in U.S. Climate during the Twentieth Century, *consequences*, **۲**: ۳-۱۲.

Gupta, H., Sorooshian, S.; Gao, X.; Iman, B.; Hsu, k.l.; Bastidas, L.; Li, j. and Mahani, S. ۲۰۰۲. The challenge of predicting flash floods from thunderstorm rainfall, *The Royal society*. **۳۶۰**: ۱۳۶۳-۱۳۷۱.

Kallo, A and pascual, R. ۲۰۰۵. Diagnosis and modeling of a summer condition storm Mediterranean pyrencs. *Advances in Geosciences*, **۲**: ۲۷۳-۲۷۷. **DOI**=۱۰,۱,۱,۳۸۹,۱۲۰۷.

Kandalgaonkar, S.S.; Kulkarni, J.R.; Tinmakerand, M.I.R. and Kulkarni, M.K. ۲۰۱۰. Land-ocean contrasts in lightning activity over the Indian region. *International Journal of Climatology*. **۳۰**:۱۳۷–۱۴۵.

Kendall, M.G. ۱۹۷۰. Rank Correlation Methods, ۲nd Ed., New York: Hafner. Mann, H.B. ۱۹۴۵. nonparametric tests against trend, *Econometric*a, **۱۳**: ۲۴۵-۲۵۹.

Kulkarni, M.K.; Revadekar, J.V. and Varikoden, H. ۲۰۱۳. About the variability in thunderstorm and rainfall activity over India and its association with El Nino and La Nina. *Nat. Hazards.* **۶۹**: ۲۰۰۵–۲۰۱۹. **DOI** ۱۰,۱۰۰۷/s۱۱۰۶۹-۰۱۳-۰۷۹۰-z

Kumar, P.R. and Kamra, A.K. ۲۰۱۲. Variability of lightning activity in South/South east Asia during ۱۹۹۷–۹۸ and ۲۰۰۲–۰۳ El Nino/La Nina events. *Atmospheric Research*. **۱۱۸**: ۸۴–۱۰۲

Nastos, P.T.; Matsangouras, I.T. and Chronis, T.G. ۲۰۱۴. Spatio-temporal analysis of lightning activity over Greece - Preliminary results derived from the recent state precision lightning network. *Atmospheric Research*, **۱۴۴**: ۲۰۷-۲۱۷.

Nath, A.; Manohar, G.K.; Dani, K.K. and Devra, P.C.S. ۲۰۰۹. Study of lightning activity over land and oceanic regions of India .*J Earth Syst Sci*. **۱۱۸**: ۴۶۷–۴۸۱

Osmar Pinto, Jr. ۲۰۱۵. Thunderstorm climatology of Brazil: Enso and Tropical Atlantic. *International journal of climatology*, **۳۵**:۸۷۱-۸۷۸. DOI: ۱۰,۱۰۰۲/joc.۴۰۲۲.

Pinto, O. Jr. ۲۰۱۵. Thunderstorms Climatology of Brazil: ENSO and Tropical Atlantic connections. *International Journal of Climatology*, **۳۵**: ۸۷۱-۸۷۸ **DOI**:۱۰,۱۰۰۲/jec.۴۰۲۲.

Puranik, D.M. and Karekar, R.N., ۲۰۰۴. Classification of thunderstorms over India using multiscale analysis of AMSU-B images. *J Appl Meteorol*. **۴۳**: ۵۹۵–۶۱۱

Sátori, G.; Williams, E. and Lemperger, I. ۲۰۰۹. Variability of global lightning activity on the ENSO timescale. *Atmospheric Research*. **۹۱**: ۵۰۰–۵۰۷.

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

Wallace, M.J. ۱۹۹۵. Diurnal Variations in Precipitation and Thunderstorm Frequency. *American meteorology society*. **۱۰۳**: ۴۰۶-۴۱۹. **DOI**.org/۱۰,۱۱۷۵/۱۵۲۰-۰۴۹۳.

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]