نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال دهم، شماره ۲، تابستان ۱۴۰۲

صفحات ۹۷ - ۱۱۴

بررسی توفان‌های تندری در ایران

پوپک دانانیانی؛ کارشناس ارشد اقلیم شناسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران.

احسان سوره؛ کارشناس ارشد اقلیم شناسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران.

بختیار محمدی[1]؛ دانشیار اقلیم شناسی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران.

دریافت مقاله :۱۴۰۱/۱۰/۱۴ پذیرش نهایی:۱۴۰۲/۰۳/۳۰

چکیده

توفان‌های تندری یکی از پدیده‌های جوی هستند که در زمان رخداد آنها، اغلب بادهای شدید، همراه با بارش‌های سنگین و رعد و برق گزارش می‌شود. رخداد آنها در بسیاری از موارد همراه با خسارت‌های فراوان مالی و جانی است. این پژوهش با هدف بررسی مکانی- زمانی توفان‌های تندری و شناخت روند آنها در ایران انجام شد. بدین منظور از داده‌های ماهانه تعداد روزهای توفان‌های تندری ۲۰۱ ایستگاه همدید ایران از بدو تأسیس تا سال ۲۰۱۰ استفاده گردید. ابتدا فراوانی رخداد ماهانه و سالانه توفان‌های تندری ایستگاههای همدید در گستره ایران محاسبه شد. همچنین روند توفان‌های تندری براساس آزمون ناپارامتری من-کندال بررسی و مقدار کاهش یا افزایش این پدیده به کمک آزمون برآورد کننده شیب سن مشخص شد. نتایج این پژوهش نشان داد که توفان‌های تندری از نظر مکانی در تمام گستره ایران رخ می‌دهند. با این حال فراوانی این پدیده در شمال غرب، جنوب غرب و جنوب شرق ایران بیش از سایر بخش‌های دیگر است. از نظر زمانی نیز در هر ماه از سال بخشی(هایی) از ایران به عنوان کانون بیشینه رخداد توفان‌های تندری است. به عنوان مثال در زمستان مناطق جنوب غرب، جنوب و جنوب شرق ایران، در اوایل فصل بهار، غرب و شمال غرب ایران، و در اواخر بهار جنوب شرق کشور، کانون اصلی رخداد این پدیده بوده است. در تابستان شمال غرب تا شمال شرق ایران و همچنین جنوب شرق و جنوب استان فارس مراکز اصلی شکل‌گیری توفان‌های تندری هستند. در آغاز فصل پاییز سواحل دریای خزر تا شمال خلیج فارس و به سمت شمال غرب ایران و در نوامبر و دسامبر نیز جنوب غرب و غرب ایران محل اصلی رخداد این پدیده جوی بوده است. نتایج دیگر این پژوهش نشان داد که روند توفان‌های تندری نیز در گستره ایران مشابه نبوده است. این پدیده در شمال غرب، جنوب غرب و نیمه جنوبی استان کرمان روند افزایشی معنی داری(بیش از ۱ روز در سال) را در سطح اطمینان ۹۹٪ را نشان داد. همچنین در جنوب شرق و بخش وسیعی از ایران مرکزی کاهش معنی‌دار(۰/۷ روز در سال) برآورد گردید. در سایر بخش‌های ایران کاهش یا افزایش توفان‌های تندری به صورت پراکنده مشاهده شده است که البته مقدار آن در سطوح اطمینان ۹۹٪، ۹۵٪ و ۹۰٪ معنی‌دار نبوده است.

واژه‌های کلیدی: توفان تندری، همرفت، فراوانی، روند، ایران.

[1] .نویسنده مسئول: Email: b.mohammadi@uok.ac.ir

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]

[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]

مقدمه

توفان‌های تندری به‌عنوان یکی از مهمترین عناصر چرخهٔ آب و الکتریسیته محسوب می‌شوند، که جزو پدیده‌های مخرب آب‌وهوایی به‌شمار می‌رود و سالانه خسارات بسیاری را به‌شکل بارش‌های سیل‌آسا، تگرگ و رعدوبرق به منازل، مزارع و تاسیسات وارد می‌کند(لشگری و آقاسی، ۱۳۹۱). این توفان‌ها اغلب به دلیل گرم شدن سطح زمین و صعود سریع توده‌های هوای فوقانی و یا در امتداد و به‌همراه جبهه‌های هوا، بویژه در جبهه‌های سرد نمایان می‌شوند(کاویانی و علیجانی، ۱۳۹۷). شرط اولیهٔ تشکیل توفان‌های تندری، دمای بالا، وجود رطوبت زیاد، جو ناپایدار، و مکانیسم‌های صعود برای تحریک فعالیت همرفتی است(رسولی، ۲۰۰۴). وقوع این پدیده می‌تواند تهدید بزرگی برای بخش‌های تحت تاثیر آن باشد، چون رخداد پدیده‌هایی مانند توفان و حوادث مربوط به آن مانند تگرگ و بارش‌های سنگین، منجر به حسارات بسیاری در حوزهٔ کشاورزی، امکانات و تاسیسات و ساختمان‌های شود کانز و همکاران (Kunz et al., ۲۰۰۹) لذا بررسی و تجزیه و تحلیل خصوصیات این پدیده می‌تواند خسارات ناشی از آن را، کاهش دهد.

در یکی از مطالعات انجام شده، وان دلدن(Van Delden, ۲۰۰۱) فراوانی رخداد توفان‌های تندری در غرب اروپا را بررسی کرد. نتایج این پژوهش نشان داد که دامنه های آلپ یکی از مناطق مستعد برای رخداد این پدیده است. در این مناطق پتانسیل بالایی در ناپایداری ترازهای فوقانی جو وجود دارد و همچنین پوشش زمین، نسیم دریا و حرکت آن به سمت دامنه‌های مرتفع، در شکل‌دهی توفان‌های تندری نقش مهمی برعهده دارد. همچنین لین لین و همکاران (Lin-Lin et al, ۲۰۱۰) با استفاده از داده‌های ۵۱۷ ایستگاه همدید توزیع زمانی و مکانی توفان‌های تندری را در چین و در مقیاس‌های فصلی، سالانه و ده ساله بررسی کردند. نتایج این پژوهش نشان داد که در فصل‌های مختلف وضعیت توفان‌ها تفاوت آشکاری با همدیگر دارند. در ماه می فراوانی رخداد توفان‌های تندری در بخش‌های شمالی بیش از بخش‌های جنوبی کشور است و در سپتامبر مناطق جنوبی‌تر دارای فراوانی بیشتری هستند.

موهی و میلر(Mohee and Miller, ۲۰۱۰) ویژگی‌های اقلیم شناسی توفان‌های تندری داکوتای شمالی را مطالعه کردند. تجزیه و تحلیل چرخه عمر توفان‌های تندری طی سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۶ منطقه نشان داد که در ماههای ژوئن تا ژوئیه عمر کوتاه داشته و عمدتاً در اواخر بعدازظهر تا اوایل صبح شکل می‌گیرند. عمر متوسط این پدیده‌ها به طور متوسط حدود ۲۴ دقیقه است. با این حال متوسط عمر، سرعت و طول توفان‌ها در زمان‌های مختلف سال متفاوت است. کوهوت و همکاران (Cohuet et al, ۲۰۱۱) توفان‌های تندری حوضه دریای مدیترانه را بررسی کردند. در این پژوهش مشخص شد که شرایط محلی و توپوگرافی نقش مهمی در رخداد این پدیده ها دارد. در دامنه کوه‌ها رخداد این پدیده‌ها بیش از بخش‌های دیگر است و همچنین شرایط سینوپتیک و متوسط مقیاس در کنار عوامل محلی در ایجاد و تکامل این توفان‌ها نقش مهمی دارد. گالانکی (Galanaki et al, ۲۰۱۸) اقلیم‌شناسی توفان‌های تندری براساس مشاهدات ابرها و رخداد رعد و برق در مدیترانه را بررسی کردند. نتایج نشان داد که شرایط توپوگرافی محلی و چرخه روزانه تابش خورشید در رخداد توفان‌های تندری منطقه نقش اساسی را برعهده دارند. همچنین توفان‌های تندری زمستانی منطقه، عمر طولانی‌تری نسبت به توفان‌های تندری دارند. به طور کلی شدت توفان‌های تندری منطقه با بارش، رابطه خطی را نشان داد. باتاچاریا و چاکرابارتی (Bhattacharya and Chakrabarty, ۲۰۲۲)، توفان‌های شدید را با استفاده از تکنیک SVM در تصاویر ابری پیش‌بینی کردند. در این مطالعه با بکارگیری روش ماشین بردار پشتیبان (SVM) توفان‌های شدید مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد که استفاده از این روش، نتایج با دقتی را فراهم می‌آورد که برای نجات

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]

جامعه از ویرانی توسط توفان‌های تندی موثر واقع می‌شود. چانگ پنگ و همکاران(Chang peng et al., ۲۰۲۲)، سهم توفان‌های تندی در تغییرات بارندگی شدید ساعتی در چین از سال ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۱ را بررسی کردند. مطالعات قبلی نشان داد که تعدادتوفان‌ها در کل کشور چین کاهش یافته است ولی بارش شدید ساعتی در چندین منطقه افزایش داشته است. در این مطالعه جهت تجزیه و تحلیل توفان‌های تندری از رکوردهای پیوسته ۳۲ ساله بارشی و توفان و داده‌های مرکز اروپا استفاده شد. نتایج نشان داد که محیط‌های برشی توفان‌های تندی، و تغییرات آن در آب‌وهوای گرم‌تر، می‌تواند درک تغییرات بارش شدید ساعتی را بهبود بخشد. پیستلی و همکاران(Piscitelli et al., ۲۰۲۲)، طوفان‌های ابرسلولی را با استفاده از رادار در مرکز و شرق آرژانتین در طی نه سال ارزیابی کردند. در این پژوهش، از داده‌های رادار و تحلیل محیط ترمودینامیکی استفاده شد. نتایج نشان داد که محیط‌های پیش همرفتی مرتبط با ابرسلول‌ها، دارای مقادیر ناپایداری همرفتی و برش باد عمودی و پیچ خوردگی نسبی در لایه‌های پایین و میانی هستند. باندیوپادیای و موهاپاترا (Bondyopadhyay and Mohapatra, ۲۰۲۳)، در پژوهشی شاهخص‌های ترمودینامیکی مناسب و پیش‌بینی رویدادهای توفان‌های تندی را در شرق هند ارزیابی کردند. جهت انجام این پژوهش از داده‌های RSRW هوای فوقانی در طول فصل پیش از موسمی، یعنی از مارس تا می ۲۰۱۶ تا ۲۰۱۸، برای شش ایستگاه بهره گرفته شد. نتایج نشان داد که طرح پیشنهادی قادر است توفان‌های تندی را با دقت معمولی پیش‌بینی کند و از عملکرد مناسبی برخوردار است.
در مطالعات داخلی نیز، مسعودیان(۱۳۹۱) چهار ناحیه توفان تندری در ایران را مشخص کرد. براساس این پژوهش در فصل بهار بیشترین توفان تندری در ایران دیده می‌شود و علت رخداد این پدیده را افزایش گرمایش سطح زمین و همرفت محلی بیان کرده است. میراحمدی(۱۳۹۱) با شناسایی ویژگی‌های آماری توفان‌های تندری در کوهرنگ بختیاری نشان داد که بیشترین رخداد این توفان‌ها در فصل بهار و بویژه ماه آوریل است. بررسی روند توفان‌های تندری در این منطقه نشان داد که رخداد توفان‌های تندری در ایستگاه روند کاهشی است. رسولی و جوان(۱۳۹۱) تغییرات زمانی-مکانی وقوع رعد و برق را در نیمه غربی کشور با استفاده از مشاهدات ۱۷ ایستگاه هواشناسی بررسی کردند. نتایج نشان داد که نیمه غربی ایران در طول دوره آماری مورد مطالعه از لحاظ تعداد وقوع روزهای همراه با رعد و برق منطقه همگنی نبوده و در مقیاس سالانه از شمال به سمت جنوب کاهش می‌یابد. براساس پژوهش علیجانی(۱۳۹۲) حداکثر توفان‌های رعد و برق در شمال غربی ایران اتفاق می‌افتد. تعداد توفان‌ها در چاله‌های مرکزی بسیار ناچیز است. از نظر توزیع زمانی بیشترین فراوانی رعد و برق در ماه اردیبهشت در ارتفاعات آذربایجان، کردستان و خراسان رخ می‌دهد. تعداد آنها به طرف جنوب کاسته شده و به حداقل خود در سواحل جنوب و دشت لوت می‌رسد. همچنین توفان‌های تندری شهر بجنورد نیز توسط خیری و همکاران(۱۳۹۴) بررسی شد. نتایج این پژوهش نشان داد که توفان‌های تندری منطقه اغلب در فصل بهار بویژه ماه‌های آوریل و می رخ می‌دهند و همچنین رخداد آنها نیز دارای روند افزایشی است. دارند و همکاران(۱۳۹۴) تحلیل زمانی مکانی روند روزهای توفان‌های تندری در ایران را با استفاده از داده‌های ماهانه مربوط به ۵۰ ایستگاه همدید طی دوره زمانی از ۱۹۸۰/۱ تا ۲۰۱۰/۱۲ با روش آزمون ناپارامتریک من-کندال و تحلیل‌گر شیب سن انجام دادند. یافته‌های این پژوهش نشان داد که روزهای همراه با توفان تندری ایران در اغلب ماه‌های سال بر روی ایستگاه‌های همدید افزایش یافته است. روند افزایشی اغلب ایستگاه‌ها واقع در شمال‌غرب و غرب، شمال و شمال‌شرق با اطمینان ۹۵ درصد معنادار است و افزایش آن در فصل بهار نسبت به سایر فصول دیگر بیشتر است. مجرد و همکاران(۱۳۹۶) با استفاده از داده‌های بازتحلیل به ارزیابی توفان‌های تندری در ایران با دو شاخص CAPE و VWS پرداختند. آنها به بررسی فراوانی، روند و

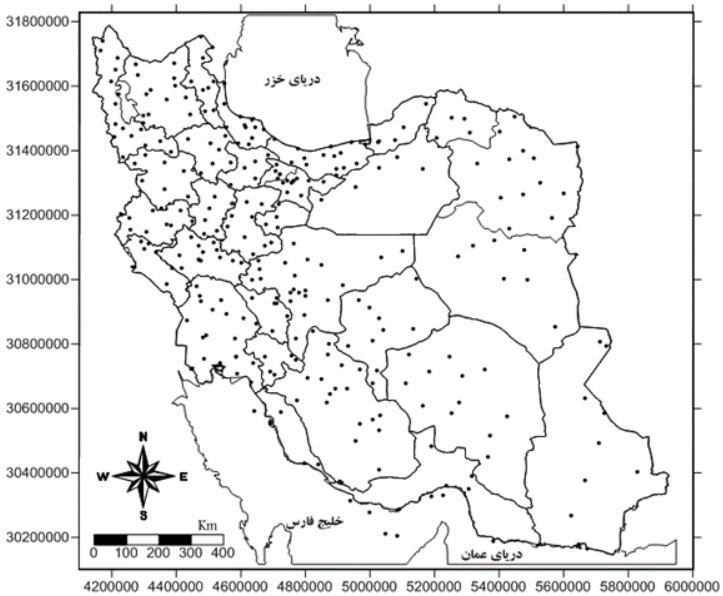
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]

ساعات وقوع توفان‌های تندری طی یک دوره ۳۷ ساله(۲۰۱۶-۱۹۸۰) پرداختند، و از داده‌های بازتحلیل شبکه‌ای ECMWF استفاده کردند. نتایج نشان داد که روند توفان‌های تندری در ایران رو به افزایش است. بیشترین وقوع مربوط به ماه می و ساعت ۲۰:۳۰ است. بیشترین میزان شاخص CAPE در استان‌های جنوبی و جنوب‌غربی سواحل خزر و بیشترین مقادیر شاخص VWS در سواحل خلیج‌فارس مشاهده می‌شود. نقش شاخص VWS در تعیین نوع توفان بیشتر بوده است. مجرد و همکاران(۱۳۹۸) تحلیل زمانی-مکانی توفان‌های تندری در ایران با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای، آزمون من‌کندال، رگرسیون خطی و تخمین‌گر شیب سن، را انجام دادند. نتایج نشان داد که بیشتری نوفان‌های تندری در شمال‌غرب و غرب کشور اتفاق می‌افتد. در مقیاس‌های فصلی و ماهانه، بیشترین میزان رخداد پدیده، به فصل بهار برمی‌گردد. فلک و همکاران(۱۴۰۰) در پژوهشی ترمودینامیک توفان‌های تندری در جنوب غربی ایران را بررسی کردند. این مطالعه با بکارگیری شاخص‌های ناپایداری طی دورهٔ آماری ۱۹۸۵-۲۰۱۵ انجام گرفت. نتایج نشان داد حرکت خلاف عقربه‌های ساعت کم فشار حاکم در شرق مدیترانه، با حرکت ساعتگرد پرفشار روی خلیج عدن، باعث ورود رطوبت در ترازهای ۸۵۰ تا ۷۰۰ به ناحیه شده است.

پژوهش حاضر نیز با هدف بررسی توفان‌های تندری ایران و شناخت رفتار زمانی مکانی آن‌ها انجام شد. علاوه بر این روند توفان‌های تندری در گستره ایران براساس مقیاس ماهانه، فصلی و سالانه بررسی شد. اگرچه مطالعاتی در ارتباط با توفان‌های تندری در گستره ایران انجام شده است اما استفاده از تعداد ایستگاه‌های بیشتر و همچنین دوره آماری طولانی‌تر مهم‌ترین ویژگی این پژوهش نسبت به سایر پژوهش‌های انجام گرفته در ایران است.

داده‌ها و روش کار

در این پژوهش از داده‌های ثبت شده تعداد توفان‌های تندری۲۰۱ ایستگاه‌های همدید ایران استفاده شد. طول دوره آماری ایستگاه‌های مورد مطالعه برابر و یکسان نبود. برخی از ایستگاه‌ها آمار نسبتاً بلندمدت(۱۹۵۱ تا ۲۰۱۰) و برخی نیز آمار کوتاه مدتی(۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰) داشتند. بهرحال برای بررسی توفان‌های تندری ایران از داده‌های ماهانه تعداد توفان‌های تندری ۲۰۱ ایستگاه همدید از بدو تأسیس تا سال ۲۰۱۰ استفاده شد(شکل۱).



شکل ۱. توزیع جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]

در گزارش‌های هواشناسی توفان‌های تندری با کدهای متفاوتی ثبت می‌شوند. در واقع براساس ویژگی‌های توفان‌ها، این کدها به توفان‌های تندری داده می‌شود. براساس جدول ۱ می‌توان توفان‌های تندری و ویژگی‌های این پدیده را کدبندی نمود.

جدول ۱. توفان‌های تندری و کدبندی آنها براساس ویژگی‌های این پدیده

ویژگی توفان های تندری	کد مربوطه
توفان تندری بدون بارش	۱۷
توفان تندری همراه با بارش و گاهی‌بدون بارش	۲۹
توفان تندری ملایم و آرام و بدون تگرگ، اما در برخی از اوقات همراه با برف و باران	۹۵
توفان تندری ملایم و آرام همراه با تگرگ	۹۶
توفان تندری متلاطم، بدون تگرگ، اما همراه با برف و باران	۹۷
توفان تندری همراه با شن و گردوغبار	۹۸
توفان تندری سنگین همراه با تگرگ	۹۹

با توجه به این که داده‌های اخذ شده از سازمان هواشناسی کشور به صورت کلی بوده است و توفان‌های تندری به صورت تفکیکی (کدبندی شده) در اختیار نبود، در این پژوهش توفان تندری شامل تمامی حالت‌هایی است که در جدول ۱ آورده شده است. بنابراین برای هر ایستگاه همدید (۲۰۱ ایستگاه همدید در ایران) داده‌های مربوط به تعداد توفان‌های تندری ماهانه مورد استفاده قرار گرفت. در این پژوهش توفان‌های تندری در چند بخش تحلیل شدند. در مرحله اول با استفاده از داده‌های ماهانه تعداد توفان‌های تندری در ایستگاه‌های همدید ایران، نقشه‌های مربوط به وضعیت توفان‌های تندری در مقیاس ماهانه و سالانه ترسیم گردید. از این نقشه‌ها برای آگاهی از توزیع زمانی و مکانی توفان‌های تندری در گستره ایران استفاده شد. برای ترسیم نقشه‌های یاد شده، با استفاده از داده‌های تعداد توفان‌های تندری ماهانه ایستگاه‌های همدید ایران، درون‌یابی توفان‌های تندری به روش گریگینگ در گستره ایران انجام شد. با توجه به این که پراکنش تعداد ایستگاه‌ها در گستره ایران بسیار نامنظم بود و بخش‌هایی از ایران فاقد داده‌های سنجش شده توفان‌های تندری بودند، برای تهیه نقشه‌های توفان‌های تندری، لازم بود با استفاده از روش میان‌یابی، داده‌ها درگستره ایران برآورد شود. روش‌های مختلفی برای انجام چنین درون‌یابی وجود دارد. ابتدا در میان روش‌های درون‌یابی، روش گریگینگ به سبب استفاده گسترده در مطالعات اقلیمی انتخاب شد. گریگینگ یک روش برآورد زمین آماری است که براساس متحرک وزن‌دار استوار است. می‌توان این روش درون‌یابی را مناسب‌ترین برآورد کننده خطب نااریب دانست (تقی زاده مهرجردی و همکاران،۱۳۸۷). سپس با استفاده از میانگین بلندمدت پارامترهای اقلیمی، درون‌یابی توفان‌های تندری در گستره ایران به روش گریگینگ معمولی انجام شد. در این روش، برای بیان تغییرات فضایی از پراش‌نگار استفاده می‌شود و خطای مقادیر پیش‌بینی شده را با توجه به توزیع فضایی داده‌های پیش‌بینی شده کمینه می‌کند. روش کلی محاسبه گریگینگ بر اساس رابطه ۱ است:

رابطه ۱:

$$Z_{۰}^{۱} = \sum_{i=۱}^{N} w_i z_i$$

در رابطه بالا، $Z_{۰}^{۱}$ مقادیر برآورد شده است؛

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]

w_i وزن یا مقدار کمیت وابسته به نقطه iام است و z_iمقادیر برآورد شده نمونه است. وزن نمونه‌ها به مقدار همبستگی بین نقاط نمونه و نقاط برآورد شده بستگی دارد. مجموع آنها همیشه ۱ خواهد بود.

در ادامه روند رخداد توفان‌های تندری در طول دوره آماری مورد مطالعه برای هر ایستگاه به صورت جداگانه بررسی شد. سپس نقشه روند این پدیده برای گستره ایران ترسیم شد. آزمون‌های آماری پارامتری و ناپارامتری زیادی در مطالعات اقلیمی مورد استفاده قرار می‌گیرد. زمانی که داده‌های مورد استفاده نرمال باشند از آزمون‌های پارامتری استفاده می‌شود و در صورتی که داده‌های مورد استفاده نرمال نباشند یا تردیدی در نرمال بودن آنها وجود داشته باشد، از آزمون‌های ناپارامتری آماری استفاده می‌شود. برای تشخیص نرمال بودن داده‌ها می‌توان از آزمون نیکویی برازش استفاده کرد یا اینکه از روش‌های ترسیمی (نمودار هیستوگرام همراه با منحنی نرمال، نمودار P-P، نمودار Q-Q) استفاده کرد. این آزمون‌ها حتی برای داده‌های اسمی و رتبه‌ای نیز مورد استفاده قرار می گیرند. در بررسی سری‌های زمانی متغیرهای اقلیمی که از چولگی و کشیدگی زیادی برخوردار هستند؛ روش‌های ناپارامتری کارایی بیشتری دارند. معمولاً این آزمون‌ها مستقل از توزیع جامعه عمل می‌کنند و اصطلاحاً به این نوع آزمون‌ها، آزمون‌های ناپارامتری یا توزیع آزاد نیز گفته می‌شود. در این پژوهش برای بررسی روند رخداد توفان‌های تندری در ایران از آزمون ناپارامتریک من- کندال استفاده شد. همچنین برآورد روند مقادیر توفان‌های تندری براساس روش برآورد شیب سن انجام شد. آزمون‌های یاد شده در سطح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد انجام شد.

آزمون من- کندال، در سال ۱۹۸۸ توسط سازمان جهانی هواشناسی پیشنهاد شد. از جمله مزیت‌های این روش نسبت به سایر روش‌های برآورد کننده روند، استفاده از رتبه داده‌ها در سری زمانی بدون در نظر داشتن مقدار متغییرها است که بدلیل وجود چنین خاصیتی می‌توان از این آزمون برای داده‌هایی که دارای چولگی زیادی هستند، استفاده کرد(مدرسی و همکاران، ۱۳۸۹، ۴۷۸). به طور کلی این آزمون یکی از روش‌های مهم برای شناخت روند سری‌های زمانی هیدرولوژیکی و هواشناسی محسوب می‌شود. این آزمون فرض تصادفی بودن توالی داده‌ها(قبول فرض H_0) را در مقابل وجود روند(قبول H_1) نشان داده و روش برآورد شیب سن نیز مقدار شیب خط روند را برآورد خواهد کرد:

رابطه ۲:

$$S = \sum_{k-1}^{n-1} \sum_{j-k+1}^{n} \mathrm{sgn}(x_j - x_k)$$

که با قبول فرض H_0 توزیع S در حد $n \to \infty$ نرمال است.

n، مدت سری زمانی داده‌ها؛

x_k و x_j نیز داده‌های متوالی kام و j ام سری است. در این رابطه $k, j \le n$ است و $k \ne j$ همچنین sgn، تابع علامت است؛ و تابع علامت نیز از رابطه ۳ مشخص می‌شود:

رابطه ۳:

$$\mathrm{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & if \quad (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & if \quad (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & if \quad (x_j - x_k) < 0 \end{cases}$$

آزمون آماره‌های S میانگین صفر دارد و واریانس آن نیز از رابطه ۴ محاسبه می‌شود:

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]

رابطه ۴:

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_t t(t-1)(2t+5)}{18}$$

در رابطه بالا t اندازه یک بازه زمانی در سری داده‌ها است و $\sum_t$ نیز مجموع بازه‌ها (سری زمانی داده‌ها) است. برای مواردی که مدت سری زمانی داده‌های بیشتر از ۱۰ باشد($n>10$) آماره Z استاندارد شده را باید به کمک رابطه زیر محاسبه کرد وی ویکان‌اندن(Vivekanandan, ۲۰۰۷):

رابطه ۵:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}} & if \quad S>0 \\ 0 \quad if & S=0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{Var(S)}} & if \quad S<0 \end{cases}$$

بنابراین در آزمون دو طرفه روند، اگر رابطه $|Z| \le Z_{\alpha/2}$در سطح اطمینان ۹۵٪ برقرار باشد، باید فرضیه H_0(قبول تصادفی بودن سری داده‌ها) را پذیرفت و در غیر این صورت باید فرضیه H_1(وجود روند) را قبول کرد. اگر معنی‌داری در سطح $\alpha = 0.01$(سطح ۹۹٪ اطمینان) آزمون شد فرضیه صفر H_0 در صورتی رد می‌شود که $|Z| > Z_{0.995} = 2.575$ برقرار باشد. مقادیر مثبت Zروند صعودی و مقادیر منفی Z روند نزولی سری داده‌ها را نشان می‌دهند وی ویکان‌اندن (Vivekanandan, ۲۰۰۷). اگر روند در سری داده‌ها مشاهده شد، شیب واقعی را می‌توان با استفاده از روش ناپارامتری ساده‌ای که توسط سن توسعه داده شده برآورد نمود. ابتدا باید شیب هر جفت داده متوالی سری را از رابطه زیر بدست آورد:

رابطه ۶:

$$Q_i = \frac{(x_j - x_k)}{j-k} \; for \; i = 1,2,....n$$

در رابطه ؛ x_j و x_k به ترتیب مقادیر داده‌ها در زمان‌های j و kاست که با هم یک واحد زمانی اختلاف دارند. Q_i مقدار میانه n برآورد شده شیب نمودار سن است. اگر n فرد باشد، برآورد کننده شیب سن به این صورت محاسبه خواهد شد:

رابطه ۷:

$$Q_{med} = Q_{(n+2)/2}$$

همچنین اگر n زوج باشد، برآوردکننده شیب سن از این رابطه بدست می‌آید:

رابطه ۸:

$$Q_{med} = \frac{(Q_{(n)/2} + Q_{(n+2)/2})}{2}$$

اگر مقدار Q_{med} را با آزمون دوطرفه در سطح اطمینان $100(1-\alpha)\%$ بررسی شود شیب واقعی نمودار روند را می‌توان بدست آورد. اگر عدد صفر در دامنه بین دو شیب استخراج شده قرار بگیرد فرض صفر تأیید شده و در نتیجه بر سری زمانی مورد آزمون نمی‌توان هیچ روندی را در سطح اطمینان مورد نظر نسبت داد. در غیر این صورت فرض صفر رد شده و می‌توان گفت که سری زمانی دارای روند معنی‌داری در سطح اطمینان مورد آزمون است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]

شرح و تفسیر نتایج

توزیع جغرافیایی رخداد توفان‌های تندر در ماه ژانویه بسیار نامنظم است. در این ماه از استان کردستان و در امتداد نوار غربی ایران تا جنوب شرق ایران رخداد توفان‌های تندری به طور متوسط بیش از ۲ روز در ماه بوده است. بیشینه رخداد این پدیده در استان بوشهر در حدود ۳/۸ روز است. پس از آن نیز در استان خوزستان تعداد رخداد توفان‌های تندری حدود ۳ روز گزارش شده است. در سایر بخش‌های ایران رخداد این پدیده به متوسط کمتر از ۱ روز بوده است و در ایران مرکزی به سمت شمال غربی و شمال شرق ایران و همچنین سواحل دریای خزر توفان تندری مشاهده نشده است(شکل ۲- ژانویه). در ماه فوریه، رخداد توفان‌های تندری نسبت به ژانویه در گستره ایران کاهش یافته است. بیشینه رخداد این پدیده در ایلام تا استان چهارمحال و بختیاری و کهکیلویه و بویر احمد حدود ۳ روز گزارش شده است. در میان ماههای سال، ماه فوریه از کمترین رخداد توفان‌های تندری برخوردار بوده است. به نظر می‌رسد کاهش رخداد این پدیده در فوریه در ارتباط با هوای بسیار سرد و سرمایش شدید سطح زمین است. در این ماه همچنان بخش‌های شمال غربی به سمت ایران مرکزی و سواحل دریای خزر از کمترین رخداد توفان‌های تندری برخوردارند(شکل ۲- فوریه). در ماه مارس بیشینه توفان‌های تندری در بخش‌های غربی و جنوب غربی ایران و به طور کلی در امتداد رشته کوههای زاگرس حدود ۴/۲ روز گزارش شده است. در این ماه همچنین در جنوب استان کرمان و شمال شرق ایران نیز رخداد ۱ تا ۲ روز توفان‌های تندری مشاهده شده است. سایر بخش‌های ایران(بویژه مناطق کم ارتفاع سواحل دریای خزر و ایران مرکزی) رخداد توفان‌های تندری به طور متوسط کمتر از ۱ روز در این ماه بوده است. رخداد این پدیده در ماه مارس به نسبت ماه فوریه کمی افزایش یافته است و البته این افزایش را هر چند اندک اما در تمام بخش‌های ایران می‌توان مشاهده کرد. به نظر می‌رسد کاهش سرمایش سطح زمین در ماه مارس می‌تواند یکی از دلایل افزایش توفان‌های تندری در ماه مارس باشد(شکل ۲- مارس).

در ماه آوریل افزایش رخداد توفان‌های تندری ادامه دارد. بیشینه رخداد این پدیده که در زمستان بر روی جنوب غربی و غرب ایران قرار داشت، در ماه آوریل بر روی شمال غربی ایران دیده می‌شود. رخداد توفان‌های تندری در شمال غربی ایران با ۶/۵ روز در ماه آوریل بیش از سایر مناطق ایران بوده است. همچنین شمال شرقی ایران نیز با ۳ تا ۴ روز به عنوان بیشینه دوم رخداد توفان‌های تندری مشخص است. در این ماه در نیمه جنوبی ایران رخداد این پدیده بسیار کم و نزدیک به صفر است اما در استان‌های چهارمحال و بختیاری، کهکیلویه و بویر احمد و شمال استان خوزستان هنوز در حدود ۲ روز در ماه توفان تندری گزارش شده است(شکل ۲- آوریل). در ماه می، رخداد توفان‌های تندری در تمام گستره ایران(به استثنای استان هرمزگان و جنوب استان فارس) افزایش بسیار زیادی را نسبت به ماههای قبل نشان داده است. در نیمه شمالی ایران رخداد این پدیده بیش از نیمه جنوبی ایران بوده است. در شمال غربی ایران بویژه در استان‌های آذربایجان غربی، آذربایجان شرقی، زنجان، همدان و کردستان رخداد ۱۰ تا ۱۳ توفان‌های تندری گزارش شده است. دو بیشینه دیگر اما با رخداد به مراتب کمتر را می‌توان در شمال شرقی و جنوب شرقی ایران به ترتیب با ۷ و ۳ روز در این ماه(ماه می) مشاهده کرد. به طور کلی ماه می را می‌توان به عنوان زمانی دانست که رخداد توفان‌های تندری در ایران بیش از هر زمان دیگری است و البته گستره مکانی رخداد آن هم به نسبت سایر ماههای سال بیشتر است(شکل ۲- می). بیشترین توفان‌های تندری در ماه ژوئن در شمال غرب ایران حدود ۱۳ روز گزارش شده است. پس از ماه می، این ماه بالاترین رخداد توفان تندری را دارد. البته تفاوت آشکاری میان ماههای ژوئن و می وجود دارد. در ماه ژوئن تنها

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]

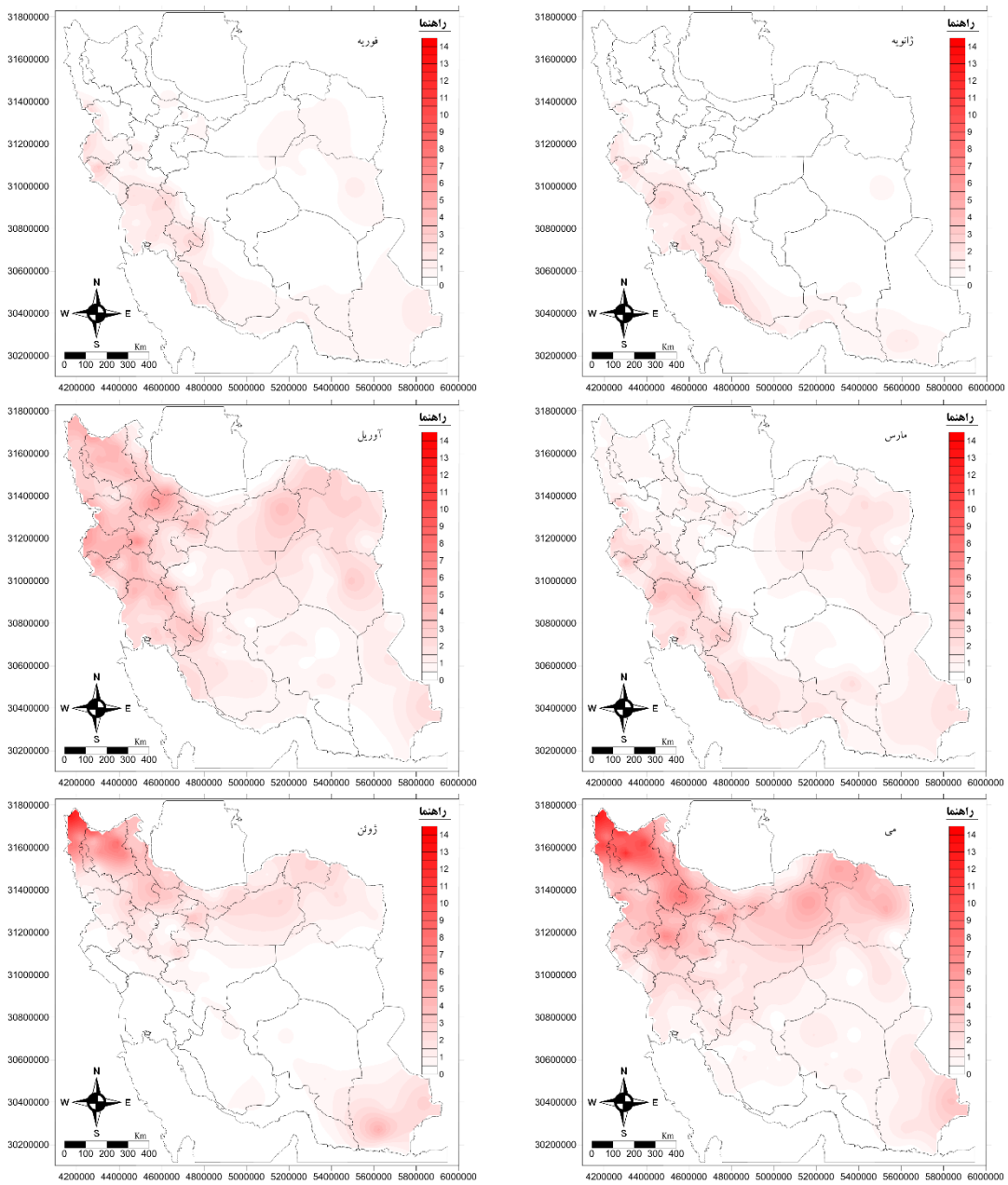
شمال غرب ایران از نظر تعداد رخداد توفان‌های تندری با ماه می برابری می‌کند و در سایر بخش‌های ایران این پدیده در روزهای کمتری تجربه شده است. در امتدا رشته کوههای البرز و جنوب شرقی ایران رخداد ۳ تا ۴ روز توفان‌های تندری گزارش شده است و در سایر بخش‌های ایران این پدیده دیده نشده یا کمتر از ۱ روز است. در حالی که در ماه می بخش‌های وسیعی از ایران تحت تاثیر توفان‌های تندری قرار داشت. به نظر می‌رسد استقرار پرفشار جنب حاره‌ای آزور بر بیشتر بخش‌های ایران منجر به پایداری شدیدی شده است و تنها مناطقی که خارج از قلمرو این پرفشار قرار دارند(شمال غرب ایران، شمال کوههای البرز و جنوب شرق ایران) امکان صعودهای شدید و رخداد توفان‌های تندری فراهم است(شکل ۲- ژوئن).

در ماه ژوئیه، کاهش ناگهانی رخداد توفان‌های تندری را می‌توان در تمام بخش‌های ایران مشاهده کرد. با این حال شمال غرب ایران همچنان نسبت به سایر بخش‌های دیگر، بالاترین تعداد روزهای توفان‌های تندری(۷/۵ روز در ماه ژوئن) را دارد. در امتداد رشته کوههای البرز و جنوب شرق ایران نیز ۳ تا ۴روز توفان‌های تندری گزارش شده است. در این ماه مناطق دیگر ایران تحت تاثیر توفان‌های تندری قرار ندارند. به نظر می‌رسد رخداد این پدیده در جنوب‌شرقی ایران همزمان است با ورود موسمی‌های جنوب شرق آسیا که از طریق کم‌فشار گنگ(کم فشار پاکستان) وارد ایران می‌شود. با توجه به گرمایش شدید سطح زمین و ورود جریانات گرم و مرطوب از جنوب شرق ایران، امکان صعودهای شدید و ایجاد توفان‌های تندری در مناطق یاد شده امکان‌پذیر است(شکل ۲- ژوئیه). آرایش تعداد روزهای توفان‌های تندری در ماه اوت بسیار شبیه به ماه ژوئیه است. بیشینه رخداد توفان‌های تندری در همان مناطق یاد شده است و البته رخداد آنها کاهش یافته است. رخداد توفان‌های تندری در شمال غرب ایران ۶/۵ روز، و در جنوب شرق ایران به کمتر از ۲ روز رسیده است. در سایر بخش‌های ایران نیز به سبب گسترش پرفشار جنب‌حاره‌ای آزور، شرایط لازم برای تشکیل این پدیده فراهم نیست(شکل ۲- اوت). روند کاهشی رخداد توفان‌های تندری در ماه سپتامبر نیز ادامه دارد. در این ماه استان‌های آذربایجان شرقی و غربی با حدود ۴/۲ روز و مناطق مرتفع ایران بویژه مناطقی که در امتداد رشته کوههای زاگرس و البرز قرار دارند، بیش از سایر مناطق ایران، رخداد این پدیده را تجربه کرده‌اند. در مناطق ایران مرکزی، همچنین جنوب غرب و سواحل جنوبی ایران توفان‌های تندری گزارش نشده است یا مقدار آن کمتر از ۱ روز در ماه بوده است(شکل ۲- سپتامبر).

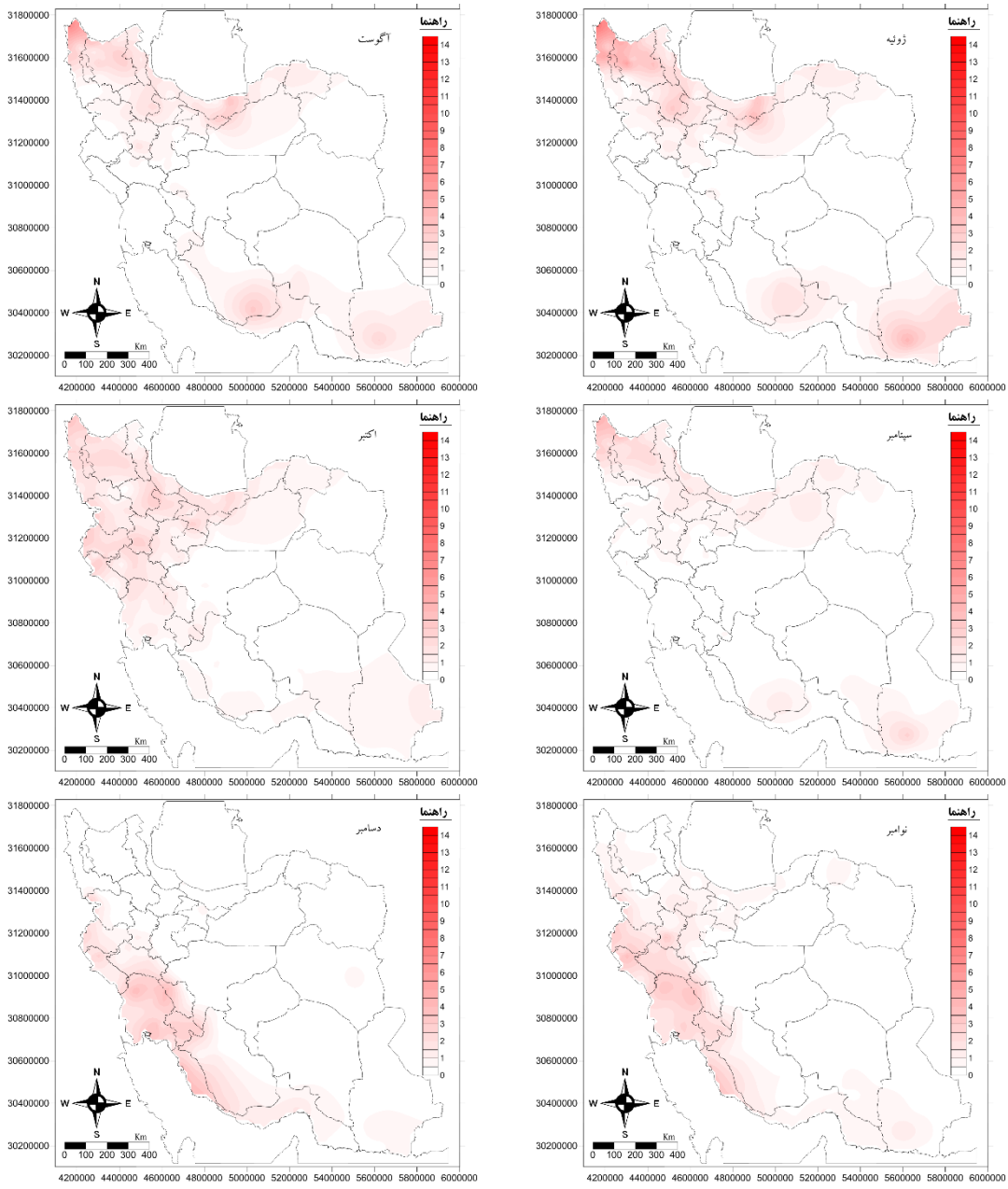
بیشینه رخداد توفان‌های تندری در ماه اکتبر کمتر از سپتامبر است. با این حال مقادیر بیشینه‌ای که در ماه سپتامبر گزارش شده بود مربوط به محدوده کوچکی در شمال غرب ایران بود(استان آذربایجان غربی). در ماه اکتبر گستره وسیعی از ایران تحت تاثیر توفان‌های تندری قرار دارد. سواحل دریای خزر، نواحی جنوب غربی، غرب و شمال غربی ایران به عنوان مناطق با بیشترین رخداد توفان تندری مشخص هستند. در این مناطق بیش از سه روز در ماه، توفان‌های تندری تجربه شده است. در این ماه در مناطقی همچون استان‌های یزد، بخش‌هایی از اصفهان، خراسان جنوبی، کرمان و فارس توفان‌های تندری در طول دوره مورد مطالعه رخ نداده است(شکل ۲- اکتبر). در ماه نوامبر بیشینه رخداد توفان‌های تندری(۳/۶ روز در ماه) به صورت کاملاً مشخصی بر روی منطقه وسیعی از جنوب همدان، کرمانشاه تا بوشهر قرار گرفته است. به نظر می‌رسد در نواحی شمال غربی ایران به سبب سرمایشی که در سطح زمین شکل گرفته است، رخداد توفان‌های تندری بسیار کم است و بیشینه این پدیده به سمت نوار غربی و جنوب غربی ایران جابجا شده است. در این ماه همچنان بخش‌های مرکزی ایران نیز خارج از قلمرو توفان های تندری هستند(شکل ۲- نوامبر). در ماه دسامبر توزیع

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]

مکانی توفان‌های تندری مشابه نوامبر است. در این ماه بیشینه ۴ روز رخداد توفان‌های تندری از کردستان تا بوشهر دیده می‌شود. البته کانون اصلی رخداد این پدیده استان‌های خورزستان، کهکیلویه و بویر احمد، چهارمحال و بختیاری و بوشهر است. با دور شدن از این مناطق رخداد توفان‌های تندری بسیار کاهش پیدا می کند و در سایر بخش‌های ایران این پدیده در کمتر از ۱ روز تجربه شده است. به طور مشخص در ماه دسامبر از شمال غربی به سمت جنوب شرق ایران و همچنین به سمت مناطق مرکزی ایران توفان‌های تندری پدیده‌ای نادر هستند(شکل ۲- دسامبر). به طور کلی این پدیده در تمام بخش‌های ایران مشاهده شده است اما دوره زمانی رخداد این پدیده در مناطق مختلف ایران متفاوت است. توزیع زمانی این پدیده را می‌توان در می‌توان در شکل ۲، مشاهده کرد.



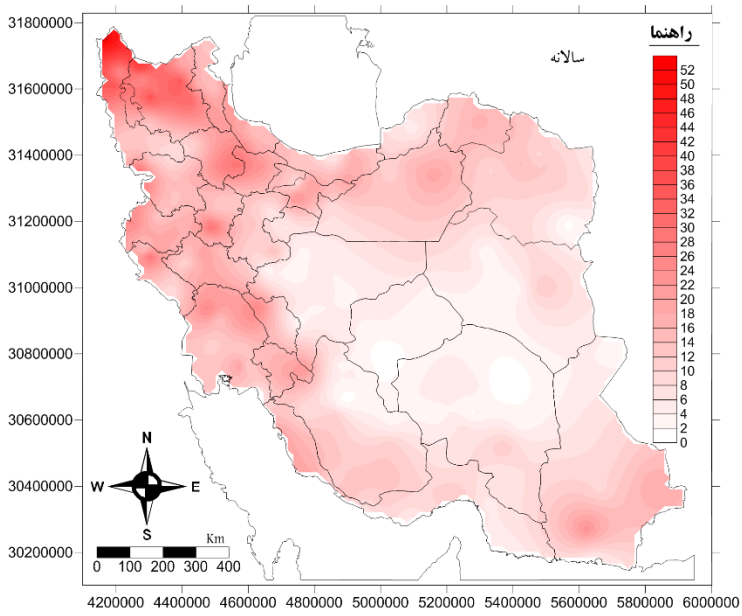
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]



شکل۲. فراوانی ماهانه رخداد توفان‌های تندری در گستره ایران

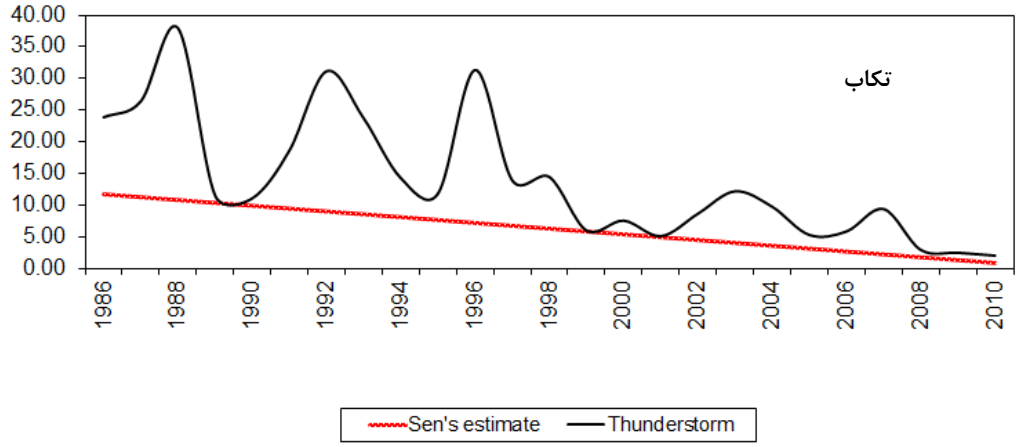
بررسی سالانه فراوانی رخداد توفان‌های تندری ایران نشان داد که این پدیده در تمام بخش‌های کشور با فراوانی‌های مختلف گزارش شده است. به طور کلی بخش‌های شمال‌غرب ایران با بیش از ۵۰ روز توفان تندری بالاترین رخداد را در سال دارد. در امتدادکوههای زاگرس و البرز و همچنین سایر مناطق مرتفع کشور به طور متوسط بیش از ۳۰ روز توفان تندری وجود دارد. به طور کلی مناطق مرتفع و همچنین عرض‌های شمالی‌تر بیش از سایر مناطق تحت تاثیر این پدیده بوده‌اند. با این حال جنوب شرق ایران نیز با فراوانی رخداد ۲۰ روز، به عنوان یک مرکز بیشنه توفان تندری مشخص است. در استان‌های یزد، خراسان جنوبی، کرمان و بخش‌هایی از استان فارس نسبت به سایر بخش‌های ایران کمترین توفان تندری را گزارش کرده‌اند(شکل ۳).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]

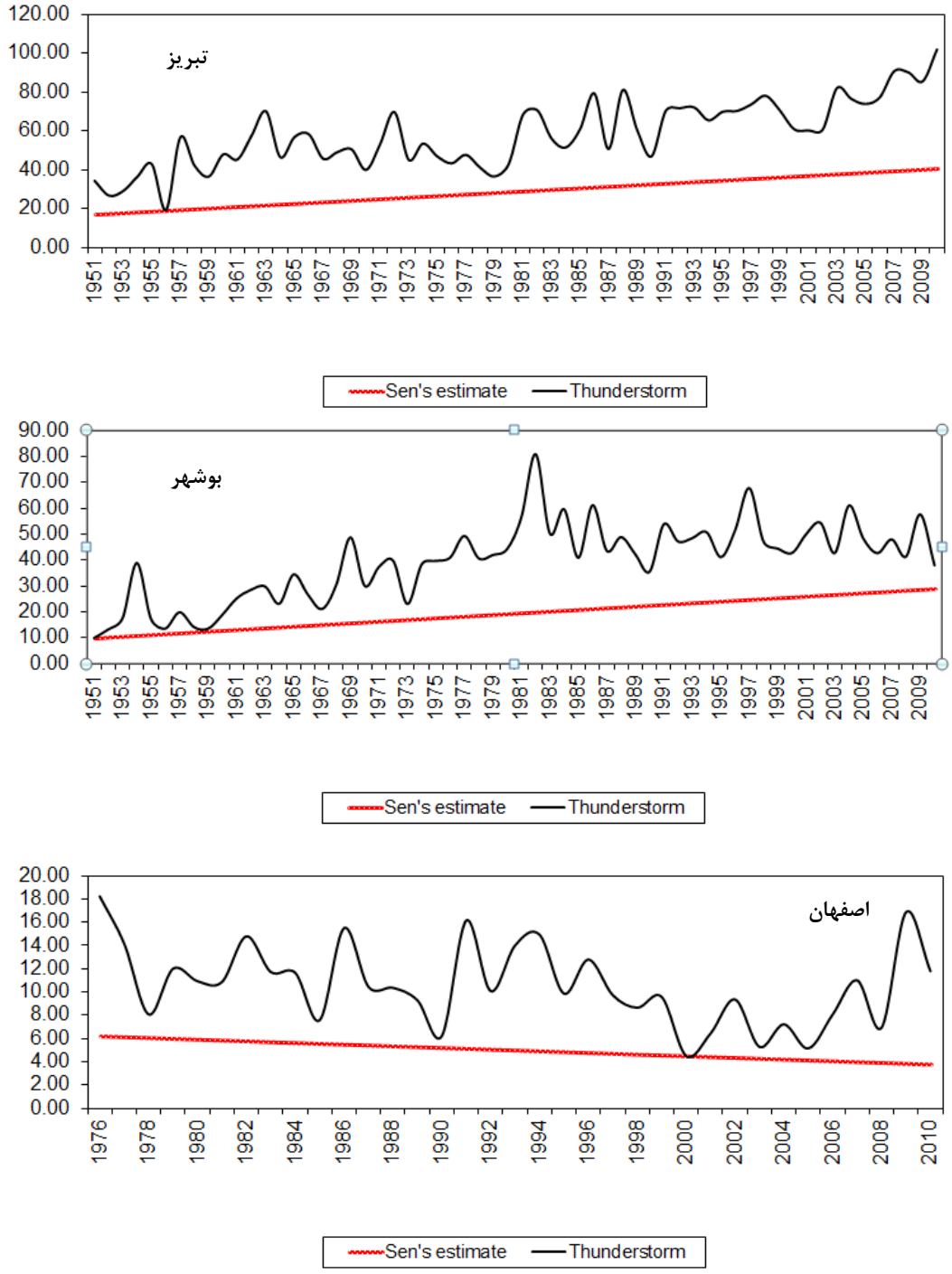


شکل ۳. فراوانی سالانه رخداد توفان‌های تندری در گستره ایران

بررسی روند توفان‌های تندری نشان داد که این پدیده جوی در گستره ایران وضعیت متفاوتی دارد. در بخش‌های وسیعی از ایران روند معنی‌داری در رخداد این پدیده مشاهده نشد ، با این حال در برخی از مناطق نیز روند معنی‌دار کاهشی و یا افزایشی برآورد شده است. در شکل ۴، برزاش خط سن بر سری زمانی توفان‌های تندری برخی از ایستگاههای نمونه نشان داده شد. به عنوان مثال در ایستگاههایی مانند تکاب و اصفهان روند کاهش رخداد توفان‌های تندری را می‌توان در طول دوره مورد مطالعه مشاهده کرد. در مقابل در ایستگاههایی مانند تبریز و بوشهر نیز افزایش رخداد این پدیده به وضوح مشخص است(شکل ۴).



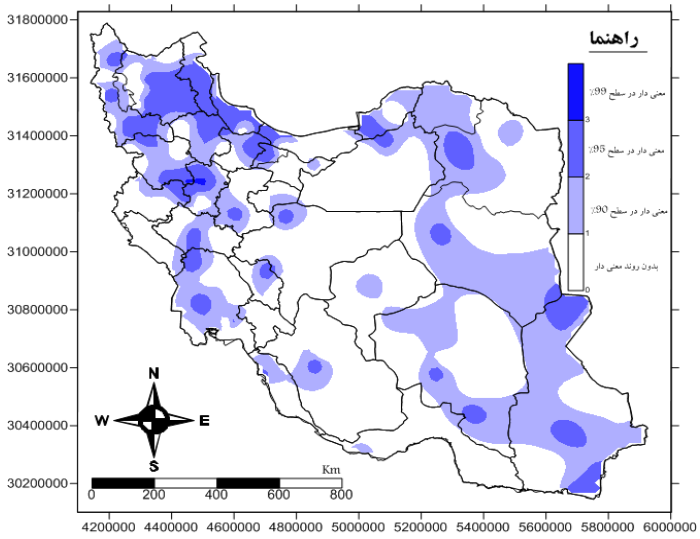
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]



شکل ۴. برازش خط سن بر سری زمانی داده‌های سالانه توفان‌های تندری در تعدادی از ایستگاههای نمونه

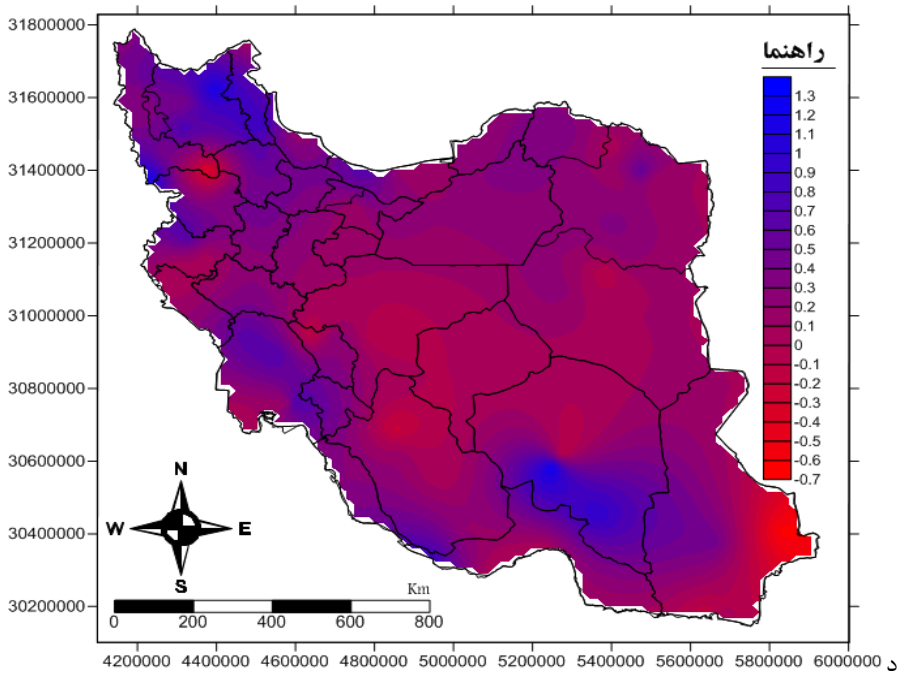
بررسی روند سالانه تعداد روزهای توفان‌های تندری در ایران نشان داد که در سطح اطمینان ۹۹٪، ۹۵٪ و ۹۰٪ این پدیده در بخش‌های وسیعی از ایران بدون روند معنی‌دار بوده است. به عبارت دیگر کاهش یا فزایش معنی‌داری در بیشتر بخش‌های ایران مشاهده نشد. به طور کلی بیشتر بخش‌های شمال غرب ایران و همچنین به صورت پراکنده مناطقی از غرب و جنوب غرب ایران، سواحل دریای خزر، استان‌های خراسان شمالی، رضوی و جنوبی، سیستان و بلوچستان و کرمان روند افزایشی معنی‌داری را نشان دادند(شکل ۵).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]



شکل ۵. روند سالانه توفان‌های تندری در سطح اطمینان ۹۹٪، ۹۵٪ و ۹۰٪ در گستره ایران

گستره ایران میزان کاهش یا افزایش برابری را در رخداد توفان‌های تندری تجربه نکرده است. به طور کلی مناطق مرتفع تر شامل مناطقی مانند شمال غرب، جنوب غرب، شمال شرق و در امتداد رشته های کوههای البرز و زاگرس و همچنین بخش های جنوبی استان کرمان افزایش رخداد بیش از ۱ روز در سال را دارند و به سمت مناطق کم ارتفاع و پست بویژه در ایران مرکزی، رخداد این پدیده کاهشی در حد۰/۵- تا ۰/۷- روز را نشان داده است. در سایر بخش های ایران روند کاهش یا افزایش معنی‌دار این پدیده مشاهده نشد (شکل ۶).



شکل ۶. برآورد میزان کاهش یا افزایش سالانه توفان‌های تندری در سطح اطمینان ۹۵٪ در گستره ایران

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]

نتیجه گیری

روزانه توفان‌های تندری زیادی در تمام نقاط دنیا به شکل‌های مختلف رخ می‌دهد. در گستره وسیع ایران نیز حالت‌های مختلف توفان‌های تندری دیده شده است. بررسی توفان‌های تندری به دلیل نقش آن در بارش‌های ایران و همچنین مخاطرات ناشی از آنها دارای اهمیت است. در این پژوهش توفان‌های تندری ایستگاه‌های همدید ایران(۲۰۱ ایستگاه در گستره ایران) طی بازه زمانی از بدو تأسیس تا سال ۲۰۱۰ مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج پژوهش نشان داد هر بخش از ایران در یک دوره زمانی خاصی به عنوان کانون بیشینه رخداد این پدیده بوده است. به عنوان مثال در ماه ژانویه، جنوب غرب ایران با بیش از ۳/۶ روز، بیش از سایر مناطق تحت تاثیر توفان‌های تندری بوده است. در ماه‌های فوریه و مارس نیز بیشترین رخداد این پدیده در جنوب‌غرب و غرب ایران به ترتیب با میانگین ۳ و ۴/۲ روز بوده است. به طور کلی در فصل زمستان فراوانی رخداد آن بویژه در مناطق مرتفع و عرض‌های شمالی تر ایران کمتر بوده است.

در ماه آوریل فراوانی رخداد این پدیده در گستره ایران افزایش محسوسی را نشان داده است. در این ماه، علاوه بر شمال‌غرب، غرب ایران شمال‌شرق کشور نیز با ثبت میانگین ۶/۵ روز بیش از سایر مناطق ایران توفان تندری را تجربه کرده اند. به طور کلی در ماههای مارس و آوریل بخش وسیعی از ایران متاثر از این پدیده است. در ماه می فراوانی رخداد این پدیده در شمال غرب ایران افزایش چشمگیری دارد. در این زمان شمال غرب ایران با ۱۳ روز، اختلاف بسیاری با سایر بخش های ایران دارد. اگرچه در ماه می رخداد توفان های تندری بیش از ماههای دیگر است، اما گستره رخداد این پدیده تقریباً به شمال غرب ایران محدود شده است و در سایر بخش‌های ایران بویژه کوهپایه های داخلی و ایران مرکزی رخداد توفان‌های تندری کمتر از ۱ روز است. شرایط مشابه مانند آنچه در ماه می در ایران رخداد است در ماه ژوئن نیز وجود دارد. با این حال فراوانی رخداد این پدیده کاهش محسوسی را در مناطقی از شمال غرب ایران نشان داده است. علاوه بر این شمال شرق و جنوب شرق ایران نیز در این زمان از سال به عنوان مناطقی با بیشینه رخداد توفان تندری آشکارند. در پایان فصل بهار نیز کاهش محسوسی در رخداد توفان‌های تندری در گستره ایران مشاهده شد. در ماه ژوئیه بیشتر مناطق کشور عاری از وقوع توفان‌های تندری است و بیشینه این پدیده در شمال‌غرب ایران(با میانگین ۷/۵ روز در ماه) قرار دارد. کاهش رخداد این پدیده در ماه‌های آگوست و سپتامبر ادامه دارد. در این ماهها، هم وسعت کمتری از ایران(بخش محدودی از شمال غرب و جنوب شرق ایران) تحت تاثیر توفان‌های تندری است و هم فراوانی رخداد آن کاهش پیدا کرده است. با آغاز فصل پاییز و در ماه اکتبر فراوانی رخداد توفان‌های تندری در بیشتر بخش‌های ایران افزایش پیدا می‌کند. در این ماه استان‌های شمال، شمال‌غرب، غرب و جنوب‌غرب کشور با میانگین ۱/۸ تا ۳/۴ روز در ماه بیشترین فراوانی رخداد توفان‌های تندری را دارند. در ماه‌های نوامبر و دسامبر نیز بیشینه این پدیده بر روی استان‌های جنوب‌غربی و غرب ایران با میانگین ۲ تا ۴ روز قرار دارد. بررسی سالانه توفان های تندری ایران نشان داد که شمال غرب ایران به طور متوسط در هر سال بیش از ۵۰ توفان تندری را دارد. همچنین جنوب شرق ایران و در امتداد رشته کوههای زاگرس و البرز نیز این پدیده در ۲۰ تا ۳۰ روز از سال دیده می شود. در سایر بخش های ایران و بویژه ایران مرکزی و مناطق کم ارتفاع و کوهپایه های داخلی ایران فراوانی آن بسیار کم است. در بخش دیگری از پژوهش روند رخداد این پدیده مطالعه شد. به طور کلی بررسی روند توفان‌های تندری در ایران نشان داد که در تمام گستره ایران روند مشابهی وجود ندارد. این پدیده در بخش‌هایی از ایران دارای روند معنی‌دار افزایشی در سطح اطمینان ۹۵ درصد(جنوب استان کرمان، بخش هایی از شمال غرب و جنوب غرب ایران)، است. در ادامه این پژوهش مشخص شد که در جنوب شرق و

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]

ایران مرکزی، توفان‌های تندری دارای روند معنی‌دار کاهشی است و البته در مناطق وسیعی نیز این پدیده هیچ روند معنی‌داری را در سطح اطمینان ۹۵ درصد نشان نداد.

منابع

تقی‌زاده مهرجردی، روح‌اله؛ مجتبی زارعیان‌جهرمی، شهلا محمودی، احمد حیدری، فریدون سرمدیان. ۱۳۸۷. بررسی روش‌های درون‌یابی مکانی جهت تعیین تغییرات مکانی ویژگی‌های کیفی آب‌های زیرزمینی دشت رفسنجان. مجله علمی پژوهشی-علوم مهندسی آبخیزداری ایران، **۵**: ۶۳-۷۰.

خیری، هوشنگ؛ غلامرضا مقامی‌مقیم، سید محمود حسینی مصدق. ۱۳۹۴. بررسی توفان‌های تندری شهر بجنورد. چهارمین همایش سراسری محیط زیست، انرژی و پدافند زیستی. تهران، موسسه آموزش عالی مهر اروند-گروه ترویجی دوستداران محیط زیست. https://civilica.com/doc/٤٤٦٢٨٦

دارند، محمد؛ شرمین نامداری، مهتاب نریمانی. ژیلا شریعتی. ۱۳۹۴. تحلیل زمانی مکانی و روند شمار روزهای توفان‌های تندری در ایران زمین. فصلنامه جغرافیا و مطالعات محیطی، سال ۴، **۱۵** : ۴۸-۳۵.

رسولی، علی اکبر؛ خدیجه جوان. ۱۳۹۰. تحلیل روند وقوع توفان‌های رعد و برقی در نیمه غربی ایران با کاربرد آزمون های ناپارامتری. فضای جغرافیایی، سال ۱۲، **۳۸**: ۱۱۱-۱۲۶.

طاوسی، تقی؛ محسن حمیدیان‌پور، راشد دهانی. ۱۳۹۶. بررسی تغییرات زمانی و تحلیل فضایی رخداد توفان‌های تندری و ارتباط آن با انسو مورد: استان سیستان و بلوچستان. نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال ۴، **۳**: ۱۷-۳۴.

علیجانی، بهلول. ۱۳۹۲. آب و هوای ایران. انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ دوازدهم، ۲۳۰.

فلک، عسل؛ رضا برنا، فریده اسدیان. ۱۴۰۰. بررسی ترمودینامیک توفان‌های تندری در جنوب غربی ایران. تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی (علوم جغرافیایی)، **۶۲**: ۴۳۵-۴۵۷.

کاویانی، محمدرضا ؛ بهلول علیجانی.۱۳۹۷. مبانی آب و هواشناسی. چاپ هفده هم، انتشارات سمت. ۵۹۲.

لشگری، حسن؛ نوشین آقاسی. ۱۳۹۲. تحلیل سینوپتیکی توفان‌های تندری تبریز در فاصله زمانی (۲۰۰۵ - ۱۹۹۶). جغرافیا و برنامه ریزی، ۱۷، ۴۵: ۲۰۳-۲۳۴.

مجرد، فیروز؛ جعفر معصوم پور، سمیرا کوشکی، مرتضی میری. ۱۳۹۸. تحلیل زمانی- مکانی توفان های تندری در ایران. آمایش جغرافیایی فضا، **۳۲**: ۲۱۳-۲۳۲.

مدرسی، فرشته؛ شهاب عراقی نژاد، کیومرث ابراهیمی، مجید خلقی.۱۳۸۹. بررسی منطقه‌ای تغییر اقلیم با استفاده از آزمون‌های آماری، مطالعه موردی: حوضه آبریز گرگانرود- قره‌سو. نشریه آب و خاک، جلد ۲۴، **۳**: ۴۷۶-۴۸۹.

مسعودیان، سید ابوالفضل.۱۳۹۱. آب و هوای ایران. انتشارات شریعه توس مشهد، چاپ اول. ۲۸۸.

موسوی، سیده محبوبه؛ آذر زرین، عباس مفیدی، سیده فاطمه حسینی.۱۳۹۶. بررسی ارتباط بین فراوانی وقوع توفان‌های تندری و روند دما در شهر مشهد. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۳۲، **۳**: شماره پیاپی ۱۲۶. ۷۴-۸۷.

میراحمدی، اکبر. ۱۳۹۱. بررسی ویژگی‌های آماری توفان‌های تندری در کوهرنگ بختیاری. همایش ملی انتقال آب بین حوضه‌ای(چالش‌ها و فرصت‌ها). شهرکرد. https://civilica.com/doc/۱۵۳۳۶۰

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]

Bhattacharya, S., and Chakrabarty Bhattacharyya, H. ۲۰۲۳. Forecasting Severe Thunderstorm by Applying SVM Technique on Cloud Imageries. In International Conference on Data Management, Analytics & Innovation (pp. ۱۰۹-۱۱۹). Springer, Singapore.

Bondyopadhyay, S., and Mohapatra, M. ۲۰۲۳. Determination of suitable thermodynamic indices and prediction of thunderstorm events for Eastern India. Meteorology and Atmospheric Physics, ۱۳۵(۱), ٤.

Cohuet, J.B., Romero, R., Homar, V., Ducrocq, V. and Ramis, C. ۲۰۱۱. Initiation of a severe thunderstorm over the Mediterranean Sea. *Atmospheric research*, ۱۰۰(٤):٦۰۳-٦۲۰.

Piscitelli, F. M., Ruiz, J. J., Negri, P., & Salio, P. ۲۰۲۲. A multiyear radar-based climatology of supercell thunderstorms in central-eastern Argentina. *Atmospheric Research*, ۲۷۷, ۱۰٦۲۸۳.

Galanaki, E., Lagouvardos, K., Kotroni, V., Flaounas, E., & Argiriou, A. ۲۰۱۸. Thunderstorm climatology in the Mediterranean using cloud-to-ground lightning observations. *Atmospheric Research*, ۲۰۷, ۱۳٦-۱٤٤.

Kunz, M., Sander, J. and Kottmeier, Ch. ۲۰۰۹. Recent trends of thunderstorm and hailstorm frequency and their relation to atmospheric characteristics in southwest Germany, *Int. J. Climatol*, **۲۹**, ۲۲۸۳-۲۲۹۷.

Lin-Lin, Z., Jian-Hua, S. and Jie, W. ۲۰۱۰. Thunder events in China: ۱۹۸۰-۲۰۰۸. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, **۳(٤)**:۱۸۱-۱۸۸.

Litta, A.J., Mohanty, U.C., Das, S. and Idicula, S.M. ۲۰۱۲. Numerical simulation of severe local storms over east India using WRF-NMM mesoscale model. *Atmospheric research*, ۱۱٦:۱٦۱-۱۸٤.

Mohee, F. M., and Miller, C. ۲۰۱۰. Climatology of thunderstorms for North Dakota, ۲۰۰۲–۰٦. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **٤۹(۹)**:۱۸۸۱-۱۸۹۰.

Ng, C. P., Zhang, Q., Li, W., & Zhou, Z. ۲۰۲۲. Contribution of thunderstorms to changes in hourly extreme precipitation over China from ۱۹۸۰ to ۲۰۱۱. *Journal of Climate*, **۳۵(۱٤)**: ٤٤۸۵-٤٤۹۸.

Rasuly, A. A. ۲۰۰٤. The spatial variation and distribution of thunderstorm rainfall in the Greater Sydney Region. In Proceedings of the International Conference on Storms, Brisbane, Australia (pp. ٤-۹).

van Delden, A. ۲۰۰۱. The synoptic setting of thunderstorms in western Europe. *Atmospheric research*, **۵۶(۱–۴)**: ۸۹–۱۱۰.

Vivekanandan, N. ۲۰۰۷. Analysis of trend in rainfall using non parametric statistical methods. In AIP Conference Proceedings. **۹۲۳(۱)**: ۱۰۱-۱۱۳

Wapler, K. and James, P. ۲۰۱۵. Thunderstorm occurrence and characteristics in Central Europe under different synoptic conditions. Atmospheric Research, ۱۵۸:۲۳۱-۲٤٤.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1402.10.2.6.1]
[DOI: 10.61186/jsaeh.10.2.97]