مجله علمی‌پژوهشی مهندسی اکوسیستم بیابان
سال هفتم، شماره بیست‌ویکم، زمستان ۱۳۹۷، صفحه ۱۳ـ۳۲

تأثیر نوسانات اقلیمی بر فراوانی طوفان‌های گردوغبار در ایران

شهاب عراقی‌نژاد[۱*]، محمد انصاری قوجقار[۲]، مسعود پورغلام آمیجی[۳]، عبدالمجید لیاقت[۴]، جواد بذرافشان[۵]

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۶/۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۰/۹

چکیده

مناطق مختلف، استعدادهای متفاوتی در تولید گردوغبار دارند و افزایش طوفان‌های گردوغبار نشان‌دهندهٔ حاکمیت اکوسیستم بیابانی در هر منطقه است. بدین منظور، داده‌های ساعتی گردوغبار و داده‌های ماهانهٔ هواشناسی و اقلیمی شامل دمای بیشینه، دمای کمینه، دمای متوسط، سرعت بیشینهٔ باد، مجموع بارش و دمای خاک در اعماق مختلف (۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰ و ۵۰ سانتی‌متر) در ۳۷ ایستگاه سینوپتیک کشور با طول دورهٔ آماری ۲۵ساله (۱۹۹۰ـ۲۰۱۴) گردآوری، و روند آن‌ها توسط آماره‌های ناپارامتری من–کندال و سنس استیمیتور محاسبه شد. همچنین برای بررسی تأثیرپذیری طوفان‌های گردوغبار از نوسانات اقلیمی علاوه بر متغیرهای مذکور، شاخص خشکسالی بارش–تبخیر و تعرق پتانسیل استاندارد (SPEI) نیز در بازهٔ زمانی فصلی محاسبه و سپس برای تحلیل همبستگی عناصر اقلیمی و طوفان‌های گردوغبار، از روش اسپیرمن استفاده شد. نتایج فراوانی روزهای گردوغباری در این بازهٔ ۲۵ساله نشان می‌دهد که زابل، آبادان و اهواز رکورددار بیشترین روزهای همراه با طوفان‌های گردوغباری، به‌ترتیب با ۷۱۱، ۴۰۱ و ۳۲۱ روز بوده‌اند. نتایج آزمون من–کندال نشان داد که از ۳۷ ایستگاه هواشناسی مورد بررسی، ۶ ایستگاه اردبیل، بیرجند، مشهد، سبزوار، یزد و سمنان دارای روند نزولی، ۵ ایستگاه دارای روند افزایشی معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۵٪ و ۲۱ ایستگاه دارای روند افزایشی معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۹٪ بوده‌اند. نتیجهٔ آزمون سنس استیمیتور نشان داد که ۶ ایستگاهی که در روش من–کندال دارای روند نزولی بودند، در این روش بدون روند هستند و به‌ترتیب ۱۱، ۱۰ و ۱۰ ایستگاه دارای روند افزایشی، افزایشی معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۵٪ و افزایشی معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۹٪ هستند؛ به‌طور کلی در اکثر موارد نتایج دو آزمون در سطوح اطمینان مورد نظر مشابهت دارد. نتایج همبستگی اسپیرمن در کشور نشان می‌دهد که فراوانی روزهای گردوغباری با سرعت بیشینهٔ باد، شاخص SPEI و دمای بیشینه از بین پارامترهای اقلیمی گفته‌شده، به‌ترتیب با ضرایب ۰/۷۴، ۰/۵۷– و ۰/۴۸ بیشترین همبستگی را داشته و همگی در سطح اطمینان ۹۹٪ معنی‌دار شده‌اند. ضمن اینکه دمای عمق ۵ سانتی‌متر خاک نسبت به دیگر اعماق، بیشترین همبستگی را با طوفان گردوغبار داشته و با ضریب ۰/۳۹ در سطح ۹۵٪ معنی‌دار شده است. به‌طور کلی، نتایج آزمون‌های انجام‌شده بیانگر افزایش روند طوفان‌های گردوغبار در غرب و جنوب غرب، قسمت‌هایی از شمال غرب و جنوب شرق کشور است. نتایج این مطالعه می‌تواند در شناخت اثرات نوسانات اقلیمی بر فراوانی طوفان گردوغبار و مهار بیابان‌زایی ایران مفید باشد.

واژه‌های کلیدی: آزمون من–کندال، پارامترهای اقلیمی، طوفان‌های گردوغبار، شاخص خشکسالی SPEI، همبستگی اسپیرمن.

۱. دانشیار مهندسی منابع آب، گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، دانشگاه تهران، نویسنده مسئول؛ Araghinejad@ut.ac.ir
۲. دانشجوی دکتری مهندسی منابع آب، گروه مهندسی آبیاری و آبادانی ، دانشگاه تهران
۳. دانشجوی دکتری مهندسی آبیاری و زهکشی، گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، دانشگاه تهران
۴. استاد مهندسی آبیاری و زهکشی، گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، دانشگاه تهران
۵. دانشیار هواشناسی، گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، دانشگاه تهران

DOI: 10.22052/deej.2018.7.21.11

مقدمه

هوای پاک و عاری از آلودگی یکی از حیاتی‌ترین نیازهای انسان است و گردوغبار یکی از منابع آلوده‌کنندهٔ آن به شمار می‌رود. ذرات ریز گردوغبار تحت‌تأثیر عوامل گوناگونی از جمله شرایط جوی (باد، بارش و دما)، مشخصات سطح زمین (توپوگرافی، رطوبت سطح، طول زبری و پوشش گیاهی) و ویژگی‌های خاک (بافت، تراکم، ترکیب و کاربری اراضی) وارد جو می‌شوند (کارگر و همکاران، ۲۰۱۷). همچنین منابع انتشار ذرات گردوغبار به دو دستهٔ طبیعی و انسانی تقسیم می‌شوند که گردوغبار بیشتر از منابع طبیعی آن واقع در نواحی بیابانی، در شرایط ناپایدار و خشک توأم با باد رخ می‌دهد (علیزاده چوباری و همکاران، ۲۰۱۴). طوفان گردوغبار از خطرات طبیعی است که هرساله تقریباً ۲۰۰۰ میلیون تن خاک به اتمسفر وارد می‌کند که ۷۵درصد آن در زمین و ۲۵درصد آن در اقیانوس ترسیب می‌شود (شائو[1] و همکاران، ۲۰۱۱). حجم فراوان ذرات گردوغبار حمل‌شده به تروپوسفر، بیلان انرژی و در پی آن اقلیم آب‌وهوایی ناحیه را تحت‌تأثیر قرار می‌دهد (کیم[2] و همکاران، ۲۰۱۷). این ذرات، روی اقلیم جوی، تولیدات کشاورزی و سلامت انسان و اکوسیستم اثر می‌گذارد (هاننبرگر[3] و همکاران، ۲۰۱۴). به‌طور کلی، سیکل جهانی گردوغبار شامل سه مرحلهٔ فیزیکی جدایش ذرات گردوغبار از منطقهٔ منبع، انتقال ذرات در اتمسفر و ترکیب این ذرات در محل رسوب است؛ هریک از این فرایندها می‌توانند خصوصیات فیزیکی و شیمیایی گردوغبار را تغییر دهند (اوزان[4] و همکاران، ۲۰۱۸). بر اساس تعریف سازمان جهانی هواشناسی[5]، شدت گردوغبار از نظر میدان دید افقی به چهار طبقه تقسیم‌بندی می‌شود که عبارت‌اند از: گردوغبار ضعیف با میدان دید افقی بیشتر از ۱۰ کیلومتر، گردوغبار متوسط با میدان دید بین ۱ تا ۱۰ کیلومتر، طوفان شدید با میدان دید بین ۲۰۰ تا ۱۰۰۰ متر و طوفان خیلی شدید با میدان دید کمتر از ۲۰۰ متر (تان[6] و همکاران، ۲۰۱۴).

ایران به‌علت قرار گرفتن در کمربند خشک و نیمه‌خشک، در معرض سیستم‌های متعدد گردوغبار محلی و فرامنطقه‌ای است (گادی[7] و همکاران، ۲۰۱۴). همچنین نیمهٔ شرقی کشور به‌دلیل وجود عرصه‌های بیابانی و بادهای منطقه‌ای، هرساله آسیب‌های زیادی از پدیدهٔ گردوغبار را تجربه می‌کند (حمزه و همکاران، ۲۰۱۶). مطالعات متنوعی دربارهٔ شناخت ابعاد مختلف پدیدهٔ گردوغبار در ایران و مناطق مختلف جهان انجام شده است. از جمله تحقیقاتی که توسط محققان داخلی و خارجی در زمینهٔ گردوغبار صورت گرفته است، می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

در بین متغیرهای اقلیمی، بارش و دما از اهمیت بسزایی برخوردارند و شبیه‌سازی دقیق بارش و دما و ارتباط آن با گردوغبار در مطالعات هواشناسی و کشاورزی، اهمیت فراوانی دارد. با وجود این، شبیه‌سازی بارش و دما به‌دلیل وجود همبستگی درونی بین آن‌ها مشکل است (تانارته[8] و همکاران، ۲۰۱۲). نتایج علمی مشابهی توسط هرویجر[9] و همکاران (۲۰۱۳) و هاننبرگر و نیکول[10] (۲۰۱۴) گزارش شده است که نشان دادند با افزایش دما، تعداد وقوع طوفان‌های گردوغبار نیز افزایش می‌یابد. نتایج این تحقیق در خصوص همبستگی پارامترهای اقلیمی با طوفان‌های گردوغبار، با نتایج مطالعات زینگ‌هویی[11] و همکاران (۲۰۰۶) و آمگالان[12] و همکاران (۲۰۱۷) که افزایش دما، افزایش سرعت باد و کاهش بارندگی را از مهم‌ترین دلایل افزایش رخداد پدیدهٔ گردوغبار معرفی کرده‌اند، همسو است.

وانگ تیانمینگ[13] (۲۰۰۹) با بررسی ارتباط گرمایش جهانی و تغییرات طوفان‌های گردوغباری چین، به این نتیجه رسید که گرمایش جهان، سبب کاهش شیب عرضی دما و در نتیجه، کاهش شدت باد می‌شود. کانگ[14] و همکاران (۲۰۱۶) با

1. Shao
2. Kim
3. Hahnenberger
4. Uzan
5. World Meteorlogical Organization (WMO)
6. Tan
7. Goudie
8. Tanarhte
9. Herweijer
10. Hahnenberger & Nicoll
11. Xingkui
12. Amgalan
13. Wang Tianming
14. Kang

مطالعهٔ روند طوفان‌های گردوغبار فلات تبت بـه ایـن نتیجـه دست یافتند که طوفان‌هـای گردوغبـار از دهـهٔ ۱۹۷۰ رونـد کاهشی داشته و کاهش سرعت بادهای سـطح زمـین، عامـل مهمـی در کـاهش وقـوع گردوغبـار در منطقـه بـوده اسـت. محمدخان (۲۰۱۷) وضعیت و رونـد تغییـرات طوفـان‌هـای گردوغبار ایـران را در دورهٔ زمـانی ۱۳۶۴ تـا ۱۳۸۴ در ۱۱۲ ایستگاه هواشناسـی بررسـی کـرد. وی تعـداد روزهـای کـل غبارنـاکی را بـا اسـتفاده از روش خوشـه‌بنـدی K-means و نـرم‌افـزار SPSS بـه پـنج دسـته تقسـیم کـرد. خوشـه‌هـای به‌دست‌آمده با تبخیر و تعرق، دما، بـارش، ژئومورفولـوژی و ارتفاع مقایسه شدند. نتایج نشان داد که تعـداد روزهـای کـل غبارناکی به‌ترتیـب بـا تبخیـر و تعـرق، دمـا و بـارش دارای همبستگی هستند، ولی با ژئومورفولوژی و ارتفاع همبسـتگی ندارند. دلیل این امر را می‌توان در منشأ خـارجی ریزگردهـا، ارتفاع بالای حرکت آن‌ها و نقش رطوبـت در نشسـت آن‌هـا جست‌وجو کرد. یارمرادی و همکاران (۲۰۱۸) روند فراوانـی روزهای گردوغباری در ارتباط بـا نوسـانات اقلیمـی در نیمـهٔ شرقی ایران را بررسی کردند. بـدین منظـور داده‌هـای تعـداد روزهای گردوغباری، دما، بارش و سـرعت بـاد ۳۱ ایسـتگاه هواشناسی را گردآوری، و برای تعیین روند آن از آزمون‌های ناپارامتری من-کندال و سنس استیمیتور استفاده کردند. نتایج نشان داد که فراوانی طوفان‌های گردوغبـار در ایسـتگاه‌هـای جنوب شرقی همچون زابل، زهک و کنارک و زاهدان به‌ترتیب با میـانگین ۱۶۵، ۱۴۹، ۱۴۲ و ۷۸ روز بـه‌طـور چشـمگیری بیشتر از مناطق میانی و شمالی است. همچنین نتایج همبستگی حاکی از آن است که فراوانی روزهای گردوغباری با بارش، دما و سرعت باد به‌ترتیب در ۹، ۱۰ و ۱۷ ایستگاه معنی‌دار است و ضریب همبستگی پارامترهای ذکرشدهٔ بالا با ۰/۳۶-، ۰/۴۳ و ۰/۷۳ در سطح اطمینـان ۹۹٪ معنـی‌دار شـده اسـت. زینـالی (۲۰۱۶) و ساری‌صراف و همکاران (۲۰۱۶) با بررسی رونـد طولانی‌مدت روزهای گردوغباری غرب ایران، به ایـن نتیجـه دست یافتند که فراوانی روزهای گردوغبار از شمال به جنوب و از شرق به غرب ایران افزایش یافته است. انصاری قوجقار و عراقی‌نژاد (۲۰۱۸) تأثیر سرعت بیشینهٔ باد و بارش بـر رونـد فراوانی روزهای همراه با طوفـان‌هـای گردوغبـاری در دورهٔ آماری مشترک ۱۵ساله (۲۰۰۰ـ۲۰۱۴) در اسـتان لرسـتان را بررسی کردند. نتایج این تحقیق نشان داد کـه از مجمـوع ۱۰ سری داده‌های فصلی، ایستگاه‌های ازنا، الیگودرز و کوهدشت به‌ترتیب با ضرایب همبستگی ۰/۵۵، ۰/۵۹ و ۰/۸۲، بیشترین همبستگی را بین متغیر سرعت بیشینهٔ باد و پدیدهٔ گردوغبـار داشتند. همچنین ایشان به این نتیجه دست یافتند که بین بارش و طوفان‌های گردوغبار رابطهٔ معکوس وجود دارد. شناخت و بررسی روند طوفان‌های گردوغبار در کشور و میزان ارتباط آن با نوسانات اقلیمی، یکـی از مهـم‌تـرین راهکارهـای کـاهش خسارت ناشی از این پدیده است؛ زیرا مـی‌توانـد عـلاوه بـر مشخص کردن میزان سـهم هریـک از متغیرهـای اقلیمـی در تشدید این وضـعیت، در اولویـت‌هـا و سیاسـت‌هـای کـلان مدیریتی و قوانین بالادستی برای جلوگیری و کنترل ریزگرد، نقش بسزایی داشته باشد. در مطالعات و پژوهش‌های داخلی، تحقیقات بسیار محدودی دربارهٔ تأثیرپذیری پدیـدهٔ فراوانـی روزهای همراه با طوفان‌های گردوغبار از نوسانات اقلیمـی و هواشناسی و همچنین تحلیل روند گردوغبـار در کـل کشـور صورت گرفته است. بیشتر مطالعات داخلی مربوط بـه رونـد پدیده‌هـای گردوغبـار در محـدوده‌هـای کوچـک، مطالعـات سینوپتیکی و ماهواره‌ای آن است. از طرفی دیگر با توجه بـه اینکه این پدیده آثار نامطلوب و پیامدهای منفی در زمینه‌های اجتماعی، اقتصادی و سلامت مردم دارد، مطالعهٔ آن ضروری است.

مواد و روش

منطقهٔ مورد مطالعه

به‌منظور انجام پژوهش حاضر، از داده‌های ساعتی قدرت دید افقی، کدهای سازمان جهانی هواشناسی و همچنین داده‌هـای ماهانه شامل دمای بیشینه، دمای کمینه، دمای متوسط، سرعت بیشینهٔ باد، بارش و شاخص بارش-تبخیـر و تعـرق پتانسـیل استاندارد (SPEI) در بازهٔ زمانی فصلی و دمای اعماق مختلف خاک (۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰ و ۵۰ سـانتی‌متـر) بـرای ۳۷ ایسـتگاه هواشناسی کشور با طول دورهٔ آماری ۲۵ سال (۱۹۹۰ـ۲۰۱۴) استفاده شـد. شـکل (۱) پـراکنش ایسـتگاه‌هـای سـینوپتیک

به‌کاررفته در این مطالعه را نشان می‌دهد. مشاهدات پدیده‌های هواشناسی به فاصلهٔ ۳ ساعت یک بار و در مجموع ۸ بار در شبانه‌روز ثبت می‌شود. در این مشاهدات، پدیده‌های بصری آب‌وهوا بر اساس دستورالعمل سازمان جهانی هواشناسی در ۱۰۰ کد (۰۰ـ۹۹) تعریف شده است؛ از بین این ۱۰۰ کد به‌طور کلی، به‌منظور ثبت و گزارش پدیدهٔ گردوغبار در ایستگاه‌های مختلف هواشناسی از ۱۱ کد استفاده می‌شود (اولوینگ‌سای[1] و همکاران، ۲۰۱۴). کدهای مربوط به طوفان‌های گردوغبار در جدول (۱) ارائه شده است. با توجه به اینکه داده‌های گردوغبار به‌صورت تفکیک‌نشده از سایر پدیده‌های هواشناسی از سازمان هواشناسی در اختیار قرار می‌گیرد، در وهلهٔ اول، کدهای مربوط به گردوغبار از سایر پدیده‌های اقلیمی در ساعات مختلف سینوپتیکی جدا شد (گودی و میدلتون[2]، ۲۰۰۶). بر اساس تعریف سازمان جهانی هواشناسی، روزهای همراه با طوفان‌های گردوغبار به روزهایی گفته می‌شود که حداقل در یکی از هشت سینوپ (گزارش‌های سه‌ساعتهٔ دیده‌بانی)، یکی از کدهای مربوط به گردوغبار (۰۶، ۰۷، ۰۸، ۰۹، ۳۰ تا ۳۵ و ۹۸) در بخش هوای حاضر گزارش شده باشد. البته به‌شرط اینکه داده‌های قدرت دید افقی متناظر با آن کد گردوغبار کمتر از ۱۰۰۰ متر به ثبت رسیده باشد (محمدی، ۲۰۱۵). در این مطالعه برای تشخیص طوفان‌های گردوغباری، از فاکتور قدرت دید افقی ۱۰۰۰≤ متر برای همهٔ کدهای هواشناسی گردوغبار استفاده شده است. پس از بررسی و کنترل کیفی آمار ایستگاه‌ها و رفع نواقص آماری، همگنی داده‌ها با استفاده از آزمون Run Test ارزیابی و تصادفی بودن داده‌ها در سطح اطمینان ۹۵٪ پذیرفته شد. همچنین با توجه به اینکه خودهمبستگی، روی روند محاسبه‌شده در روش من-کندال تأثیر می‌گذارد و احتمال رد فرض صفر، یعنی عدم وجود روند در سری داده‌ها را افزایش می‌دهد و باعث بروز خطا در تشخیص روند می‌شود، وجود آن نیز بررسی شد؛ نتایج مؤید عدم این ساختار در سری زمانی مورد مطالعه بود (حامد و رائو[3]، ۱۹۹۸). برای تشخیص وجود روند در سری داده‌های آب‌وهوایی، روش‌های پارامتری و ناپارامتری به کار می‌رود؛ هرچند به‌دلیل رفتار غیرخطی متغیرهای آب‌وهوایی، اغلب از روش‌های ناپارامتری برای تشخیص روند استفاده می‌شود. با توجه به توانایی روش ناپارامتری، به استفاده از داده‌های پرت و اینکه این روش به سری‌های زمانی با توزیع نرمال به‌عنوان ورودی نیاز ندارد، کارایی آن‌ها قابل توجه است (رفیعی مجومرد و همکاران، ۲۰۱۷). در انجام این تحقیق از دو روش ناپارامتری من-کندال[4] و سنس استیمیتور[5] استفاده شد. مطالعهٔ طوفان‌های گردوغبار در دهه‌های اخیر نشان می‌دهد که مناطق مختلف، استعدادهای متفاوتی دارند. در بعضی مناطق مانند شمال آفریقا و غرب و جنوب غرب آسیا، یکی از اصلی‌ترین دلایل افزایش روند فراوانی روزهای همراه با طوفان‌های گردوغبار طبق مطالعات گودی و میدلتون (۲۰۰۶)، وقوع خشکسالی‌ها یا ترکیب آن با تغییر در سرعت باد است. بنابراین در این مطالعه برای تحلیل مناسب و توأمان نوسانات اقلیمی، شاخص خشکسالی اقلیمی بارش-تبخیر و تعرق پتانسیل استاندارد[6] (SPEI) در بازهٔ زمانی فصلی محاسبه شد تا بتوان ارتباط‌سنجی دقیق‌تری بین متغیرهای اقلیمی و فراوانی روزهای همراه با طوفان‌های گردوغباری داشت. همچنین برای بررسی رابطه و همبستگی بین نوسانات عناصر اقلیمی با طوفان‌های گردوغبار، از روش همبستگی غیرخطی اسپیرمن[7] استفاده شد. اغلب برای ارتباط‌سنجی پدیده‌های بصری آب‌وهوایی از روابط غیرخطی استفاده می‌کنند؛ روش همبستگی اسپیرمن یکی از روابط غیرخطی برای تحلیل پدیده‌های اقلیمی است (عراقی‌نژاد، ۲۰۱۳). اما با توجه به اینکه متغیر فراوانی روزهای همراه با طوفان گردوغبار پدیده‌ای گسسته است، از یکی از روش‌های غیرخطی رتبه‌ای (در این پژوهش روش اسپیرمن) استفاده شد.

1. O'Loingsigh
2. Goudie & Middleton
3. Hamed & Rao
4. Mann–Kendall
5. Sen's Estimator
6. Standardized Precipitation minus Evapotranspiration Index
7. Spearman

جدول (۱): کدهای سازمان جهانی هواشناسی مرتبط با فرسایش بادی و پدیده‌های گردوغبار (اولوینگ‌سای و همکاران، ۲۰۱۴)

Table (1): World Meteorological Organization Codes related to dust storm phenomena (O'Loingsigh et al., 2014)

کد	توضیح
۰۶	گردوغبار
۰۷	گردوغبار یا شن بلندشده به هوا
۰۸	گردوغبار به‌صورت گردباد و پراکنده
۰۹	طوفان گردوغبار در ساعت دیده‌بانی در اطراف ایستگاه
۳۰	طوفان ملایم یا متوسط گردوغبار یا شن که از شدت آن کاسته شده با دید افقی کمتر از ۱۰۰۰ متر اما بیشتر از ۲۰۰ متر
۳۱	طوفان ملایم یا متوسط گردوغبار یا شن با دید افقی کمتر از ۱۰۰۰ متر اما بیشتر از ۲۰۰ متر
۳۲	طوفان ملایم یا متوسط گردوغبار یا شن که بر شدت آن افزوده شده با دید افقی کمتر از ۱۰۰۰ متر اما بیشتر از ۲۰۰ متر
۳۳	طوفان شدید گردوغبار که از شدت آن کاسته شده با دید افقی کمتر از ۲۰۰ متر
۳۴	طوفان شدید گردوغبار در حالت پایدار با دید افقی کمتر از ۲۰۰ متر
۳۵	طوفان شدید گردوغبار که بر شدت آن افزوده شده با دید افقی کمتر از ۲۰۰ متر
۹۸	رعدوبرق همراه با طوفان گردوغبار یا شن

شکل (۱): معرفی ایستگاه‌های مورد مطالعه در پژوهش حاضر

Figure (1): Introducing under study stations in the present study

شاخص بارش-تبخیر و تعرق پتانسیل استاندارد

شاخص بارش-تبخیر و تعرق پتانسیل استاندارد را ویسنته-سرانو[1] (۲۰۱۰) به‌عنوان یک شاخص اقلیمی معرفی و ارائه کرد. این شاخص مبتنی بر محاسبهٔ ترازمندی آب اقلیمی[2] است و برای محاسبه به داده‌های ماهانهٔ بارندگی و دمای هوا نیاز دارد. معادلهٔ ترازمندی آب اقلیمی به‌صورت زیر تعریف شده است:

$$D_i = P_i - PET_i \quad (۱)$$

که P و PET به‌ترتیب بارندگی و تبخیر و تعرق پتانسیل، D اختلاف آن‌ها و i شمارهٔ ماه مورد نظر است. معادلات مختلفی برای محاسبهٔ PET وجود دارد که در استفاده از هریک از آن‌ها محدودیتی برای SPEI وجود ندارد. در نسخهٔ نخست SPEI از

1. Vicente-serrano
2. Climatic Water Balance

روش سادهٔ تورنت‌وایت[1] (۱۹۴۸) استفاده شد اما در نسخهٔ دوم آن (در صورت عدم محدودیت داده) توصیه شده از روش پنمن-مانتیث آلن[2] و همکاران (۱۹۹۸) استفاده شود.

پس از محاسبهٔ مقادیر D، از رهیافتی همانند شاخص بارش استاندارد (SPI) برای محاسبهٔ SPEI استفاده می‌شود. برای این منظور، ابتدا مجموع مقادیر متوالی سری D در پنجره‌های زمانی مختلف محاسبه می‌شود. اگر X سری تجمعی D در پنجره زمانی معین باشد، در مرحلهٔ بعد، یک توزیع نرمال مناسب بر سری X برازش می‌یابد. طبق بررسی‌های ویسنته-سرانو (۲۰۱۰) توزیع لوگ-لوجستیک[3] سه‌پارامتری، کارایی مناسبی در مدل‌سازی سری X دارد. فرم تابع چگالی احتمال توزیع مذکور به‌صورت زیر بیان شده است:

$$f(x)=\frac{\beta}{\alpha}\left(\frac{x-\gamma}{\alpha}\right)^{\beta-1}\left[1+\left(\frac{x-\gamma}{\alpha}\right)^{\beta}\right]^{-2} \quad (۲)$$

که در آن α، β و γ به‌ترتیب پارامترهای مقیاس، شکل و مبدأ و X سری تجمعی مقادیر D در پنجرهٔ زمانی معین است. پارامترهای این تابع با استفاده از روش L-گشتاور (هاسکینگ[4]، ۱۹۹۰) از معادلات زیر به دست می‌آیند:

$$\beta=\frac{2w_1-w_0}{6w_1-w_0-6w_2} \quad (۳)$$

$$\alpha=\frac{(w_0-2w_1)\beta}{\Gamma(1+\frac{1}{\beta})\,\Gamma(1-\frac{1}{\beta})} \quad (۴)$$

$$\gamma=w_0-\alpha\Gamma(1+\frac{1}{\beta})\,\Gamma(1-\frac{1}{\beta}) \quad (۵)$$

Γ تابع گاما و w_0، w_1 و w_2 گشتاور وزنی احتمال هستند و از معادلهٔ زیر محاسبه می‌شوند:

$$W_s=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(1-F_i)^i D_i \quad (۶)$$

F تابع توزیع تجربی، N تعداد کل داده‌ها، i شماره‌های ردیف در داده‌های مرتب‌شدهٔ صعودی و s مرتبهٔ گشتاور است که در اینجا برابر صفر، ۱ و ۲ در نظر گرفته می‌شود. مقدار F از تابع تجربی هاسکینگ (۱۹۹۰) محاسبه می‌شود:

$$F_i=\frac{i-0.35}{N} \quad (۷)$$

پس از تعیین پارامترهای توزیع، نوبت به محاسبهٔ تابع توزیع تجمعی لوگ-لوجستیک X می‌رسد که فرم ریاضی آن به‌صورت زیر است:

$$F(x)=\left[1+\left(\frac{\alpha}{x-\gamma}\right)^{\beta}\right]^{-1} \quad (۸)$$

حال می‌توان هر مقدار تجمعی X را در سطوح هم‌احتمال از توزیع تجمعی لوگ-لوجستیک (F(X)) به توزیع نرمال استاندارد (با میانگین صفر و واریانس یک) تبدیل کرد. به‌کمک تقریب، معادلهٔ تبدیل‌کنندهٔ توزیع لوگ-لوجستیک به توزیع نرمال استاندارد (معادلهٔ SPEI) به‌صورت زیر خواهد بود:

$$SPEI=W-\frac{C_0-C_1W+C_2W^2}{1+d_1w-d_2W^2+d_3W^3} \quad (۹)$$

$W=\sqrt{-2\ln(p)}\ \ for\ p\le 0.5$ و p=1-F(x) اگر P>0.5 باشد، 1-P جایگزین P در معادلهٔ فوق می‌شود. در شاخص SPEI هرچه پنجرهٔ زمانی کوتاه‌تر در نظر گرفته شود، به تغییرات بارندگی و دمای ماهانه، سریع‌تر واکنش نشان می‌دهد و نوسانات خشکسالی را بهتر مشخص می‌کند. برای اینکه دوره‌های نرمال، ترسالی و خشکسالی در دورهٔ آماری مشترک (۱۹۹۰-۲۰۱۴) برای ۳۷ ایستگاه سینوپتیک کشور بهتر به نمایش گذشته شود، از شاخص SPEI استفاده شده است. دورهٔ خشکسالی هنگامی اتفاق می‌افتد که SPEI به‌طور مستمر منفی باشد و به مقدار ۱- یا کمتر برسد و هنگامی پایان می‌یابد که SPEI مثبت گردد (بذرافشان و خلیلی، ۲۰۱۳). کلاس‌های رطوبتی شاخص SPEI در جدول (۲) ارائه شده است.

جدول (۲): طبقه‌بندی خشکسالی بر اساس شاخص بارش استانداردشدهٔ SPEI (مک‌کی[5] و همکاران، ۱۹۹۳)

Table (2): Draught classification based on the standardized precipitation evapotranspiration index (McKee et al., 1993)

SPEI	Condition
≥2	very severe wet
1.5-1.99	severe wet
1-1.49	weak wet
-0.99-0.99	normal
-1- -1.49	weak drought
-1.5- -1.99	severe drought
≤-2	very severe drought

آزمون من-کندال

روش من-کندال توسط سازمان جهانی هواشناسی برای بررسی تصادفی بودن و روند سری زمانی داده‌های محیطی (یو[6] و همکاران، ۲۰۰۲) پیشنهاد شده است. از این روش به‌طور

1. Thornthwaite
2. Allen
3. Log-Logistic
4. Hosking
5. McKee
6. Yue

گسترده برای تشخیص روند آزمون‌های ناپارامتریک استفاده می‌شود (گوهاتاکورتا[1] و همکاران، ۲۰۱۰). این آزمون ابتدا توسط من[2] (۱۹۴۵) ارائه و سپس توسط کندال[3] (۱۹۷۵) بسط و توسعه یافت. این روش به‌طور متداول و گسترده‌ای در تحلیل روند سری‌های هیدرولوژیکی و هواشناسی به کار گرفته می‌شود و یکی از روش‌های مهم برای آزمون روند سری‌های زمانی محسوب می‌شود. از نقاط قوّت این روش می‌توان به مناسب بودن کاربرد آن برای سری‌های زمانی که از توزیع آماری خاصی پیروی نمی‌کنند، اشاره کرد. اثرپذیری ناچیز این روش از مقادیر حدی که در برخی از سری‌های زمانی مشاهده می‌شوند نیز از دیگر مزایای این روش است. مراحل محاسبهٔ مقدار آمارهٔ این آزمون به شرح زیر است:

الف. محاسبهٔ اختلاف بین تک‌تک مشاهدات با یکدیگر و اعمال تابع علامت و استخراج پارامتر S به شرح زیر:

$$S=\sum_{k=1}^{n-1}\sum_{j=k+1}^{n}(x_j-x_k) \qquad (۱۰)$$

n تعداد مشاهدات سری، x_j و x_k به‌ترتیب داده‌های jام وkام سری هستند. تابع علامت نیز به شرح زیر محاسبه می‌شود:

$$Sgn(x)=\begin{cases}+1 & \text{if } (X_j-X_k)>0\\ 0 & \text{if } (X_j-X_k)=0\\ -1 & \text{if } (X_j-X_k)<0\end{cases} \qquad (۱۱)$$

ب. محاسبهٔ واریانس

$$Var=\frac{n(n-1)(2n-5)-\sum_{i=1}^{m}ti(ti-1)(2ti+5)}{18} \qquad (۱۲)$$

n تعداد داده‌های مشاهده‌ای و m معرف تعداد سری‌هایی است که در آن‌ها حداقل یک دادهٔ تکراری وجود دارد. t نیز بیانگر فراوانی داده‌های با ارزش یکسان است.

پ. استخراج آمارهٔ Z به‌کمک یکی از روابط زیر:

$$Z=\begin{cases}\frac{S-1}{\sqrt{Var(s)}} & \text{if } S>0\\ 0 & \text{if } S=0\\ \frac{S+1}{\sqrt{Var(s)}} & \text{if } S<0\end{cases} \qquad (۱۳)$$

در یک آزمون دودامنه‌ای برای روندیابی سری داده‌ها، فرض صفر در حالتی پذیرفته می‌شود که رابطهٔ (۱۴) برقرار باشد:

$$|Z|\le Z_{\alpha/2} \qquad (۱۴)$$

که در آن، α سطح معنی‌داری است که برای آزمون در نظر گرفته می‌شود و Z_α آمارهٔ توزیع نرمال استاندارد در سطح معنی‌داری α می‌باشد که با توجه به دو دامنه بودن آزمون، از α/۲ استفاده شده است (عراقی‌نژاد، ۲۰۱۳). در مطالعهٔ حاضر، از سطح اعتماد ۹۵٪ برای این آزمون استفاده شد. در صورتی که آمارهٔ Z مثبت باشد، روند سری داده‌ها صعودی و در صورت منفی بودن آن، روند نزولی در نظر گرفته می‌شود.

آزمون سنس استیمیتور

در روش سنس استیمیتور نیز همانند روش من-کندال از تحلیل تفاوت بین مشاهدات یک سری زمانی بهره گرفته می‌شود. اساس این روش بر محاسبهٔ یک شیب میانه برای سری زمانی و قضاوت کردن دربارهٔ معنی‌داری شیب به‌دست‌آمده در سطوح اعتماد مختلف استوار است. مراحل کلی انجام این آزمون به شرح زیر است (جوراج[4] و همکاران، ۲۰۰۹):

الف. محاسبهٔ شیب بین هر جفت دادهٔ مشاهده‌ای با استفاده از رابطهٔ زیر محاسبه می‌شود:

$$Q=\frac{X_t-X_s}{t-s} \qquad (۱۵)$$

که در آن، X_t و X_s به‌ترتیب داده‌های مشاهده‌ای در زمان‌های t و s که t یک واحد زمانی بعد از زمان s است. با اعمال رابطهٔ (۱۵) برای هر جفت دادهٔ مشاهده‌ای، یک سری زمانی از شیب‌های محاسبه‌شده حاصل می‌شود که از محاسبهٔ این سری زمانی شیب خط روند (Q_{med}) به دست می‌آید. مقدار مثبت Q_{med} حاکی از روند صعودی و مقدار منفی آن دال بر نزولی بودن روند است.

ب. برای محاسبهٔ پارامتر C_a سطوح اعتماد مورد آزمون به‌کمک رابطهٔ زیر محاسبه می‌شود:

$$Ca=Z_{1-\frac{\alpha}{2}}*\sqrt{Var(s)} \qquad (۱۶)$$

که در آن، Z آمارهٔ توزیع نرمال استاندارد است و در یک آزمون دودامنه بسته به سطوح مورد اعتماد آزمون می‌تواند مقادیر مختلفی را به خود گیرد. این آماره برای سطوح اطمینان ۹۵٪ و ۹۹٪ به‌ترتیب برابر با ۱/۹۶ و ۲/۵۸ در نظر گرفته می‌شود.

1. Guhathakurta
2. Mann
3. Kendall
4. Juraj

ج. محاسبهٔ حدود اعتماد بالا و پایین (M_1 و M_2) از طریق رابطهٔ زیر به دست می‌آید:

$$M1=\frac{N-C_a}{2} \qquad M2=\frac{N+C_a}{2} \tag{۱۷}$$

که N تعداد شیب‌های محاسبه‌شده در بند الف است.

د: مرحلهٔ نهایی این روش، آزمون کردن حدود اطمینان محاسبه شده است. به این ترتیب که از بین شیب‌های محاسبه‌شده توسط رابطهٔ (۱۵)، M_1 امین و M_{2+1} امین شیب‌ها استخراج می‌شوند. در صورتی که عدد صفر در دامنهٔ بین دو شیب استخراج‌شده قرار بگیرد، فرض صفر پذیرفته می‌شود و بر سری زمانی مورد آزمون نمی‌توان هیچ‌گونه روندی را در سطح اعتماد به‌کارگرفته‌شده نسبت داد. در غیر این صورت فرض صفر رد می‌شود و می‌توان پذیرفت که سری زمانی دارای روند معنی‌داری در سطح اعتماد مورد آزمون است (کانارووزو[1] و همکاران، ۲۰۰۶).

آزمون ضریب همبستگی اسپیرمن

بعد از اعمال روش‌های آماری روی داده‌های گردوغبار، به‌منظور بررسی ارتباط پارامترهای اقلیمی دمای بیشینه، دمای کمینه، دمای متوسط، سرعت بیشینهٔ باد، بارش و شاخص SPEI و دمای اعماق مختلف خاک با میزان فراوانی طوفان‌های گردوغبار در منطقهٔ مورد مطالعه، از آزمون همبستگی اسپیرمن استفاده شد. این ضریب را چارلز اسپیرمن[2] در اوایل دههٔ ۱۹۰۰ ابداع کرد. ضریب همبستگی اسپیرمن که آن را با ρ نمایش می‌دهند، همواره بین ۱+ و ۱- در نوسان است و از لحاظ سطح سنجش نیز ترتیبی و از نوع متقارن است (شانگ چوک[3]، ۲۰۱۰).

$$\rho = 1 - \frac{6(\sum d_i^2)}{n\,(n^2 - 1)} \tag{۱۸}$$

که در آن، ρ ضریب همبستگی اسپیرمن، n تعداد مشاهده‌ها و $\sum d_i^2$ مجموع مجذور تفاوت دو رتبه است.

برای آزمون ضریب همبستگی اسپیرمن از رابطهٔ (۱۹)، آمارهٔ t محاسبه می‌شود که بعد از مقایسهٔ آن با t جدول با درجهٔ آزادی n-2 تصمیم‌گیری انجام می‌شود (پرس و توکولوسکی[4]، ۱۹۹۲).

$$t = \frac{\rho\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-\rho^2}} \tag{۱۹}$$

نتایج

فراوانی تعداد روزهای همراه با طوفان گردوغبار

بعد از انتخاب ایستگاه‌ها و بررسی داده‌ها در بازهٔ زمانی ۲۵ساله (۱۹۹۰ــ۲۰۱۴)، تعداد روزهای همراه با طوفان گردوغباری برای ۳۷ ایستگاه هواشناسی با استفاده از داده‌های دید افقی و کدهای سازمان هواشناسی محاسبه و در جدول (۳) نشان داده شده است. ضمن اینکه ایستگاه هواشناسی در استان مربوط، طول و عرض جغرافیایی و تعداد روزهای گردوغباری به‌ترتیب نزولی قابل مشاهده است. همان طور که مشخص است، ایستگاه زابل از استان سیستان‌وبلوچستان، ایستگاه آبادان و اهواز هر دو از استان خوزستان رکورددار بیشترین روزهای همراه با طوفان گردوغباری ثبت شده‌اند. مقدار عددی آن برای ایستگاه زابل، آبادان و اهواز به‌ترتیب با ۷۱۱، ۴۰۱ و ۳۲۱ روز در این بازهٔ ۲۵ساله به دست آمد. بر همین اساس، استان‌هایی که حداقل تعداد روزهای همراه با طوفان گردوغبار را هم داشته‌اند، ثبت شد. ایستگاه همدان (فرودگاه) در استان همدان، بروجن از استان چهارمحال و بختیاری و خوی از استان آذربایجان غربی به‌ترتیب با ۸، ۷ و ۲ روز کمترین فراوانی روزهای دارای گردوغبار را به خود اختصاص داده‌اند. بر اساس این توضیحات، به‌صورت جغرافیایی می‌توان بیان کرد که جنوب غرب و جنوب شرق کشور دارای بیشترین، و شمال و شمال غرب کشور دارای کمترین روزهای همراه با طوفان‌های گردوغبار هستند. در شکل (۲) این نکته به‌راحتی دیده می‌شود. اعداد روی نقشه بیانگر ایستگاه‌هایی هستند که نام آن‌ها در حاشیهٔ نقشه آورده شده است.

1. Cannarozzo
2. Charles Spearman
3. Shong Chok
4. Press & Teukolsky

جدول (۳): فراوانی روزهای همراه با طوفان‌های گردوغبار (۱۹۹۰ـ۲۰۱۴)

Table (3): Frequency of days with dust storms (1990-2014)

ردیف	ایستگاه	استان	عرض جغرافیایی (درجه)	طول جغرافیایی (درجه)	تعداد (روز)
۱	زابل	سیستان و بلوچستان	۳۱/۲۰	۶۱/۲۹	۷۱۱
۲	آبادان	خوزستان	۳۰/۳۸	۴۸/۲۱	۴۰۱
۳	اهواز	خوزستان	۳۱/۳۴	۴۸/۷۴	۳۲۱
۴	زاهدان	سیستان و بلوچستان	۲۹/۲۸	۶۰/۵۳	۳۱۴
۵	بستان	خوزستان	۳۱/۷۱	۴۸/۰۱	۲۸۲
۶	مسجدسلیمان	خوزستان	۳۱/۹۸	۴۹/۲۴	۲۶۸
۷	بندر ماهشهر	خوزستان	۳۰/۵۵	۴۹/۱۶	۲۵۹
۸	سرپل ذهاب	کرمانشاه	۳۴/۴۵	۴۵/۸۷	۲۴۱
۹	ایرانشهر	سیستان و بلوچستان	۲۷/۱۲	۶۰/۴۲	۲۱۱
۱۰	صفی‌آباد	خوزستان	۳۲/۲۵	۴۸/۴۳	۱۸۹
۱۱	خاش	سیستان و بلوچستان	۲۸/۱۳	۶۱/۱۲	۱۸۰
۱۲	دزفول	خوزستان	۳۲/۴۰	۴۸/۳۸	۱۶۸
۱۳	دهلران	ایلام	۳۲/۶۸	۴۷/۲۸	۱۵۶
۱۴	ایلام	ایلام	۳۳/۵۹	۴۶/۴۰	۱۲۳
۱۵	سراوان	سیستان و بلوچستان	۲۷/۲۰	۶۲/۲۰	۱۰۶
۱۶	کرمانشاه	کرمانشاه	۳۴/۳۵	۴۷/۱۵	۸۱
۱۷	اسلام‌آباد غرب	کرمانشاه	۳۴/۱۲	۴۶/۴۷	۷۲
۱۸	دوگنبدان	کهگیلویه و بویر احمد	۳۰/۲۰	۵۰/۴۹	۵۷
۱۹	خرم‌آباد	لرستان	۳۳/۴۴	۴۸/۲۸	۳۹
۲۰	بیرجند	خراسان جنوبی	۳۲//۵۲	۵۹/۱۲	۳۸
۲۱	سنندج	کردستان	۳۵/۲۰	۴۷/۰۰	۳۵
۲۲	بیجار	کردستان	۳۵/۵۳	۴۷/۳۷	۲۸
۲۳	یاسوج	کهگیلویه و بویر احمد	۳۰/۴۱	۵۱/۳۳	۲۳
۲۴	بم	کرمان	۲۹/۶۰	۵۸/۲۱	۲۳
۲۵	تبریز	آذربایجان شرقی	۳۸/۵۰	۴۶/۱۷	۲۰
۲۶	مشهد	خراسان رضوی	۳۶/۱۶	۵۹/۳۸	۱۹
۲۷	اردبیل	اردبیل	۳۸/۲۲	۴۸/۲۹	۱۷
۲۸	یزد	یزد	۳۱/۵۴	۵۴/۱۷	۱۷
۲۹	سمنان	سمنان	۳۵/۳۵	۵۳/۳۳	۱۶
۳۰	همدان (نوژه)	همدان	۳۵/۱۲	۴۸/۴۳	۱۴
۳۱	سبزوار	خراسان رضوی	۳۶/۱۲	۵۷/۴۳	۱۴
۳۲	ارومیه	آذربایجان غربی	۳۷/۴۰	۴۵/۳۰	۱۳
۳۳	الیگودرز	لرستان	۳۳/۴۱	۴۹/۷۰	۱۱
۳۴	اهر	آذربایجان شرقی	۳۸/۲۶	۴۷/۴۰	۱۰
۳۵	همدان (فرودگاه)	همدان	۳۴/۵۲	۴۸/۳۲	۸
۳۶	بروجن	چهارمحال و بختیاری	۳۱/۵۹	۵۱/۱۸	۷
۳۷	خوی	آذربایجان غربی	۳۸/۳۳	۴۴/۵۸	۲

شکل (۲): فراوانی روزهای همراه با طوفان‌های گردوغبار در ایران (۱۹۹۰ـ۲۰۱۴)

Figure (2): Frequency of days with dust storms across the Iran (1990-2014)

تعیین روند تغییرات روزهای همراه با طوفان گردوغبار

برای تعیین روند فراوانی روزهای همراه با طوفان گردوغبار، از آمارهٔ من-کندال و سنس استیمیتور استفاده شد که نتایج آن در جدول (۴) قابل مشاهده است. این جدول مشخص می‌کند در هر ایستگاه مورد مطالعه از مجموع ۳۷ ایستگاه هواشناسی، روند و آهنگ تغییرات روزهای همراه با گردوغبار به‌صورت افزایشی یا کاهشی است و معنی‌داری در سطح اطمینان ۹۵٪ و ۹۹٪ تأکیدی بر تعیین روند در همان ایستگاه است. از آنجایی که از دو آزمون و بازهٔ آماری درازمدت ۲۵ساله (۱۹۹۰ـ۲۰۱۴) برای تعیین روند استفاده شد، جدول (۴) می‌تواند در تصمیم‌گیری‌های آینده مفید واقع شود. از مجموع ۳۷ ایستگاه هواشناسی در نقاط مختلف کشور، نتایج آزمون من-کندال نشان می‌دهد که ۶ ایستگاه دارای روند کاهشی روزهای همراه با طوفان گردوغبار هستند؛ این ایستگاه‌ها به‌ترتیب شامل اردبیل، بیرجند، مشهد، سبزوار، یزد و سمنان است. با اینکه بیرجند در ردهٔ بیستم بیشترین تعداد روزهای همراه با طوفان گردوغباری را دارد، روند تغییرات آن به‌صورت کاهشی است. پنج ایستگاه خوی، بروجن، خاش، سراوان و بم دارای روند افزایشی بوده و ۲۱ ایستگاه از ۲۶ ایستگاه باقی‌مانده، با توجه به نتیجهٔ آزمون من-کندال دارای روند افزایشی معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۹٪ است. خوی و بروجن که کمترین روزهای همراه با طوفان گردوغباری را در بازهٔ مورد نظر ۲۵ساله (۱۹۹۰ـ۲۰۱۴) دارند، دارای روند افزایشی بوده و در حال تبدیل شدن به یک منبع ریزگرد هستند. به‌طور کلی، نتایج آزمون من-کندال بیانگر افزایش روند طوفان‌های گردوغبار در غرب و جنوب غرب، قسمت‌هایی از شمال غرب و جنوب شرق کشور است. نتیجهٔ آزمون سنس استیمیتور نیز حاکی از آن است که ایستگاه‌های اردبیل، بیرجند، مشهد، سبزوار، یزد و سمنان بدون روند هستند. با توجه به اینکه ایستگاه‌های مذکور از نظر فراوانی روزهای گردوغباری جزو ایستگاه‌های کم‌تعداد به شمار می‌روند، می‌توان به عدم توانایی کافی روش من-کندال برای ارائهٔ نتایج صحیح در ایستگاه‌هایی که داده‌های صفر زیادی دارند، اشاره کرد. در مابقی ایستگاه‌های موجود، روند افزایشی حاصل می‌شود و ایستگاه‌های تبریز، همدان (فرودگاه)، همدان (نوژه)، اسلام‌آباد غرب، کرمانشاه، اهواز، بندر ماهشهر، بستان، دزفول و مسجدسلیمان دارای روند افزایشی معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۵٪ هستند. شیب تغییرات فراوانی حاصل از آمارهٔ سنس استیمیتور در ایستگاه‌های

ارومیه، دهلران، ایلام، سرپل ذهاب، آبادان، ایرانشهر، خاش، سراوان، زابل و زاهدان نیز دارای روند افزایشی بوده و در سطح اطمینان ۹۹٪ معنی‌دار است. به‌طور کلی، در بیشترِ موارد نتایج دو آزمون مشابهت دارد.

جدول (۴): نتایج آمارهٔ من-کندال و سنس استیمیتور برای متغیر فراوانی روزهای همراه با طوفان‌های گردوغبار در مقیاس فصلی (۱۹۹۰ـ۲۰۱۴)

Table (4): Results of Mann-Kendall and Sen's Estimator tests for frequency variable of dusty days in seasonal index (1990-2014)

ردیف	ایستگاه	من-کندال	Q_{med}	Q_{min95}	Q_{max95}	Q_{min99}	Q_{max99}
۱	اردبیل	-۱/۱۹۴	۰	۰	۰	۰	۰
۲	خوی	۱/۱۵۲	۰/۱۷	۰	۰	۰	۰
۳	ارومیه	۳/۰۵۱**	۱/۶۵**	۰/۷۲	۳	۰/۴۴	۳/۳۰
۴	اهر	۲/۱۳۱*	۰/۲۲	۰	۰/۸۱	۰	۰/۹۵
۵	تبریز	۳/۲۸۰**	۱/۳۵*	۰/۰۴	۲/۴۰	-۰/۲۰	۳
۶	بروجن	۱/۳۱۶	۰/۱۹	۰	۰	۰	۰
۷	همدان (فرودگاه)	۲/۹۴۳**	۱*	۰/۱۴	۲	۰	۱/۷۸
۸	همدان (نوژه)	۲/۲۸۹*	۱/۰۲*	۰/۱۶	۲/۳	۰	۲
۹	دهلران	۳/۸۰۰**	۱/۶۰**	۰/۴۵	۳/۱۴	۰/۱۸	۳/۹۶
۱۰	ایلام	۳/۸۰۱**	۱/۵۰**	۰/۳۷	۲/۵۶	۰/۱۴	۳/۱۷
۱۱	اسلام‌آباد غرب	۳/۸۷۰**	۱/۳۷*	۰/۱۱	۰/۸۵	۰	۰/۹۰
۱۲	کرمانشاه	۲/۷۶۴**	۱/۳۸*	۰/۰۴	۰/۷۰	۰	۰/۶۳
۱۳	سرپل ذهاب	۳/۸۰۳**	۱/۵۱**	۰/۲۹	۳/۱۴	۰/۱۷	۴/۰۵
۱۴	آبادان	۳/۶۳۵**	۱/۴۳**	۰/۰۳	۲/۶۷	۰/۰۳	۳/۵۶
۱۵	اهواز	۳/۸۲۰**	۱/۱۴*	۰/۰۷	۲/۴۰	۰	۳
۱۶	بندر ماهشهر	۲/۷۱۸**	۱/۱۷*	۰/۰۳	۲	-۰/۱۸	۲/۳۵
۱۷	بستان	۳/۷۵۶**	۱/۲۵*	۰/۱۵	۲/۱۰	۰	۳/۳۰
۱۸	دزفول	۳/۵۵۰**	۱*	۰/۱۴	۲/۱۵	۰	۰/۷۱
۱۹	مسجدسلیمان	۳/۴۰۴**	۱*	۰/۱۰	۲/۴۰	-۱/۵۰	۳/۵۰
۲۰	صفی‌آباد	۳/۷۹۳**	۰/۸۵	-۰/۱۴	۲	۰	۲/۴۰
۲۱	دوگنبدان	۳/۸۲۳**	۰/۲۴	۰	۰/۴۵	۰	۰/۶۳
۲۲	یاسوج	۳/۱۱۹**	۰/۱۸	-۱/۲۲	۲/۳۷	-۲	۳/۰۲
۲۳	بیجار	۳/۹۶۲**	۰/۲۱	۰	۱/۵۰	۰	۲/۳۰
۲۴	سنندج	۲/۵۷۱**	۰/۱۹	۰	۱/۳۷	۰	۲/۰۵
۲۵	الیگودرز	۲/۶۰۲**	۰/۵۵	۰	۱/۰۷	۰	۲/۰۳
۲۶	خرم‌آباد	۳/۶۶۱**	۰/۸۰	۰	۰	۰	۰
۲۷	ایرانشهر	۱/۹۶۶*	۱/۴۴**	۰/۶۳	۳	۰/۵۰	۳/۵۰
۲۸	خاش	۱/۰۴۲	۱/۴۱**	۰/۴۲	۲/۵۰	۰/۴۳	۳/۱۲
۲۹	سراوان	۱/۶۵۸	۱/۵۲**	۰/۵۰	۲	۰/۴۵	۳
۳۰	زابل	۲/۳۲۶*	۱/۶۵**	۰/۷۱	۳/۱۱	۰/۴۰	۳/۳۰
۳۱	زاهدان	۲/۱۳۰*	۱/۶۴**	۰/۷۵	۳/۱۷	۰/۴۱	۳/۶۵
۳۲	بیرجند	-۱/۷۵۰	۰	۰	۰	۰	۰
۳۳	مشهد	-۰/۱۱۲	۰	۰	۰	۰	۰
۳۴	سبزوار	-۱/۷۸۰	۰	۰	۰	۰	۰
۳۵	بم	۱/۸۵۰	۰/۲۳	۰	۰	۰	۰
۳۶	یزد	-۱/۰۰۲	۰	۰	۰	۰	۰
۳۷	سمنان	-۰/۷۵۰	۰	۰	۰	۰	۰

** روند معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۹٪ و * روند معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۵٪

جدول (۵): نتایج همبستگی اسپیرمن برای متغیر فراوانی روزهای همراه با طوفان‌های گردوغبار و متغیرهای اقلیمی در مقیاس فصلی (۱۹۹۰ـ۲۰۱۴)

Table (5): Results of Spearman correlation for frequency variable of dusty days and climatic variables in seasonal index (1990-2014)

ردیف	ایستگاه	همبستگی دمای بیشینه با گردوغبار	همبستگی دمای متوسط با گردوغبار	همبستگی دمای کمینه با گردوغبار	همبستگی مجموع بارش با گردوغبار	همبستگی سرعت بیشینهٔ باد با گردوغبار	همبستگی شاخص SPEI با گردوغبار
۱	اردبیل	۰/۰۱۲	۰/۰۰۷	۰/۰۰۴	−۰/۱۱۰	۰/۲۶۰	−۰/۱۲۰
۲	خوی	۰/۰۴۰	−۰/۰۰۵	۰/۰۹۰	−۰/۱۷۰	۰/۱۷۰	−۰/۱۷۰
۳	ارومیه	۰/۲۸۰	۰/۱۲۰	۰/۲۳۰	−۰/۱۴۰	۰/۲۱۰	−۰/۲۳۰
۴	اهر	۰/۱۹۰	۰/۰۰۹	۰/۲۱۰	−۰/۱۹۰	۰/۲۴۰	−۰/۲۴۰
۵	تبریز	۰/۱۵۰	۰/۰۱۰	۰/۱۲۰	−۰/۰۰۵	۰/۲۹۰	−۰/۲۰۰
۶	بروجن	۰/۰۰۸	۰/۰۵۰	۰/۱۷۰	−۰/۰۰۷	۰/۲۱۰	−۰/۱۳۰
۷	همدان (فرودگاه)	۰/۱۷۰	۰/۱۰۰	۰/۵۱۰**	−۰/۰۴۰	۰/۲۳۰	−۰/۳۱۰*
۸	همدان (نوژه)	۰/۲۳۰	۰/۱۳۰	۰/۲۱۰	−۰/۰۹۰	۰/۲۴۰	−۰/۲۸۰
۹	دهلران	۰/۳۲۰*	۰/۲۰۰	۰/۳۷۰*	−۰/۱۱۰	۰/۲۱۰	−۰/۳۳۰*
۱۰	ایلام	۰/۳۱۰*	۰/۲۷۰	۰/۳۴۰*	−۰/۱۷۰	۰/۶۸۰**	−۰/۳۷۰*
۱۱	اسلام‌آباد غرب	۰/۴۳۰**	۰/۰۷۰	۰/۴۱۰**	−۰/۲۱۰	۰/۷۱۰**	−۰/۴۹۰**
۱۲	کرمانشاه	۰/۴۴۰**	۰/۲۱۰	۰/۳۹۰*	−۰/۱۹۰	۰/۵۹۰**	−۰/۵۱۰**
۱۳	سرپل ذهاب	۰/۴۹۰**	۰/۳۱۰*	۰/۲۷۰	−۰/۳۷۰*	۰/۵۱۰**	−۰/۴۳۰**
۱۴	آبادان	۰/۵۷۰**	۰/۳۳۰*	۰/۴۱۰**	−۰/۳۲۰*	۰/۴۸۰**	−۰/۶۲۰**
۱۵	اهواز	۰/۵۹۰**	۰/۳۰۰*	۰/۵۰۰**	−۰/۵۱۰**	۰/۵۳۰**	−۰/۶۵۰**
۱۶	بندرماهشهر	۰/۵۱۰**	۰/۲۳۰	۰/۴۲۰**	−۰/۲۷۰	۰/۵۰۰**	−۰/۴۷۰**
۱۷	بستان	۰/۵۳۰**	۰/۳۴۰*	۰/۴۸۰**	−۰/۱۴۰	۰/۴۲۰**	−۰/۵۰۰**
۱۸	دزفول	۰/۳۷۰*	۰/۳۹۰*	۰/۲۸۰	−۰/۲۱۰	۰/۴۶۰**	−۰/۳۴۰*
۱۹	مسجدسلیمان	۰/۳۲۰*	۰/۱۹۰	۰/۲۴۰	−۰/۱۹۰	۰/۴۴۰**	−۰/۴۰۰**
۲۰	صفی‌آباد	۰/۴۱۰**	۰/۱۱۰	۰/۳۳۰*	−۰/۲۱۰	۰/۳۹۰*	−۰/۳۵۰*
۲۱	دوگنبدان	۰/۳۲۰*	۰/۰۸۰	۰/۲۷۰	−۰/۳۱۰*	۰/۴۱۰**	−۰/۳۴۰*
۲۲	یاسوج	۰/۲۷۰	۰/۱۱۰	۰/۲۳۰	−۰/۰۹۰	۰/۳۸۰*	−۰/۳۸۰*
۲۳	بیجار	۰/۳۱۰*	۰/۱۲۰	۰/۲۸۰	−۰/۰۷۰	۰/۳۱۰*	−۰/۳۷۰*
۲۴	سنندج	۰/۳۷۰*	۰/۱۱۰	۰/۳۱۰*	−۰/۰۹۰	۰/۴۷۰**	−۰/۳۸۰*
۲۵	الیگودرز	۰/۲۴۰	۰/۰۹۰	۰/۱۱۰	−۰/۰۰۵	۰/۴۸۰**	−۰/۳۳۰*
۲۶	خرم‌آباد	۰/۲۷۰	۰/۰۷۰	۰/۱۳۰	−۰/۰۰۹	۰/۴۸۰**	−۰/۲۸۰
۲۷	ایرانشهر	۰/۶۱۰**	۰/۴۲۰**	۰/۵۰۰**	−۰/۴۱۰**	۰/۶۷۰**	−۰/۶۵۰**
۲۸	خاش	۰/۵۲۰**	۰/۳۱۰*	۰/۴۸۰**	−۰/۳۲۰*	۰/۶۴۰**	−۰/۵۹۰**
۲۹	سراوان	۰/۴۸۰**	۰/۳۴۰*	۰/۳۱۰*	−۰/۵۱۰**	۰/۶۳۰**	−۰/۶۰۰**
۳۰	زابل	۰/۷۱۰**	۰/۵۱۰**	۰/۶۸۰**	−۰/۵۱۰**	۰/۸۵۰**	−۰/۷۷۰**
۳۱	زاهدان	۰/۶۹۰**	۰/۴۸۰**	۰/۴۱۰*	−۰/۴۴۰**	۰/۷۸۰**	−۰/۷۰۰**
۳۲	بیرجند	۰/۳۲۰*	۰/۰۷۰	۰/۲۳۰	−۰/۱۴۰	۰/۴۱۰**	−۰/۴۲۰**
۳۳	مشهد	۰/۱۷۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰۴	−۰/۲۱۰	۰/۳۲۰*	−۰/۴۲۰**
۳۴	سبزوار	۰/۱۴۰	۰/۰۰۷	۰/۰۳۰	−۰/۱۱۰	۰/۳۱۰*	−۰/۴۷۰**
۳۵	بم	۰/۱۹۰	۰/۰۹۰	۰/۰۷۰	−۰/۱۸۰	۰/۲۴۰	−۰/۳۱۰*
۳۶	یزد	۰/۰۷۰	۰/۱۱۰	۰/۰۴۰	−۰/۳۱۰*	۰/۲۷۰	−۰/۳۶۰*
۳۷	سمنان	۰/۱۱۰	۰/۱۴۰	۰/۱۲۰	−۰/۰۰۷	۰/۱۱۰	−۰/۳۷۰*
۳۸	ایران	۰/۴۸۰**	۰/۳۱۰*	۰/۴۳۰**	−۰/۴۰۰**	۰/۷۴۰**	−۰/۵۷۰**

** روند معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۹٪ و * روند معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۵٪. ضمن اینکه واحد اندازه‌گیری دما، بارش و سرعت باد به‌ترتیب ^{o}c، mm و m/s است.

تعیین همبستگی بین متغیرهای اقلیمی و طوفان گردوغبار

میزان همبستگی میان پارامترهای اقلیمی دمای بیشینه، دمای کمینه، دمای متوسط، سرعت بیشینهٔ باد، مجموع بارش و شاخص SPEI با تعداد روزهای همراه با طوفان گردوغبار در جدول (۵) آورده شده است. بعد از بررسی داده‌های اقلیمی ۳۷ ایستگاه هواشناسی کشور در بازهٔ زمانی ۲۵ساله (۱۹۹۰ـ۲۰۱۴)، برای کل کشور (ردیف ۳۸) این نتیجه حاصل شده که بین وقوع پدیدهٔ گردوغبار با دمای بیشینه، دمای کمینه و سرعت بیشینهٔ باد همبستگی مثبت و معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۹٪ وجود دارد. بین میانگین دما و طوفان گردوغبار همبستگی مثبت در سطح اطمینان ۹۵٪ برقرار است. اما بین مجموع بارش و شاخص SPEI با وقوع پدیدهٔ گردوغبار رابطهٔ معکوسی حاکم است و همبستگی منفی در سطح اطمینان ۹۹٪ وجود دارد. نتایج آزمون اسپیرمن برای داده‌های طوفان‌های گردوغبار در جدول (۵) نشان می‌دهد که بین دمای بیشینه و وقوع پدیدهٔ گردوغبار در تمامی ۳۷ ایستگاه همبستگی مثبت وجود دارد. این همبستگی برای ایستگاه‌های دهلران، ایلام، دزفول، مسجدسلیمان، دوگنبدان، بیجار، سنندج و بیرجند در سطح اطمینان ۹۵٪ و در ایستگاه‌های اسلام‌آباد غرب، کرمانشاه، سرپل ذهاب، آبادان، اهواز، بندر ماهشهر، بستان، صفی‌آباد، ایرانشهر، خاش، سراوان، زابل و زاهدان در سطح ۹۹٪ معنی‌دار شده و رابطهٔ مستقیمی بین دمای بیشینه و وقوع روزهای گردوغباری وجود دارد. رابطهٔ بین دمای میانگین و وقوع پدیدهٔ گردوغبار به‌جز ایستگاه خوی، در تمامی ۳۶ ایستگاه باقی‌مانده دارای همبستگی مثبت بوده و رابطهٔ مستقیم وجود دارد. در ایستگاه‌های سرپل ذهاب، آبادان، اهواز، بستان، دزفول، خاش و سراوان همبستگی مثبت و در سطح معنی‌داری ۹۵٪ و در ایرانشهر، زابل و زاهدان همبستگی در سطح اطمینان ۹۹٪ وجود دارد. همین روند و همبستگی مثبت، برای دمای کمینه و سرعت بیشینهٔ باد وجود دارد. با توجه به جدول (۵) و توضیحات فوق، تفاسیر بیان‌شده برای مجموع بارش و شاخص بارش-تبخیر و تعرق پتانسیل استاندارد نیز صادق است. این همبستگی منفی، در شاخص SPEI ملموس‌تر بوده و در اکثر ایستگاه‌ها در سطح اطمینان ۹۵٪ و ۹۹٪ معنی‌دار شده است. بین این دو پارامتر و وقوع پدیدهٔ گردوغبار، همبستگی منفی وجود دارد و هرچه بارش در ایستگاه مدنظر بیشتر رخ دهد، باعث کاهش تعداد روزهای گردوغباری خواهد شد. درمجموع، بعد از بیشینهٔ سرعت باد، شاخص SPEI بیشترین همبستگی در کشور را داشته و توجیه بهتری برای بروز طوفان‌های گردوغبار فراهم می‌کند. در ردیف ۳۸، مقدار همبستگی بین ۶ پارامتر اقلیمی گفته‌شده و پدیدهٔ گردوغبار برای مجموع ایستگاه‌ها یا کل کشور نشان داده شده که بیانگر کل جامعهٔ آماری است. همبستگی‌های منفی و مثبت در این ردیف، نشانگر میانگین تأثیر هریک از متغیرهای اقلیمی به‌صورت جداگانه است.

جدول (۶) که در ادامهٔ جدول قبلی است، میزان همبستگی میان متغیر دماهای اعماق مختلف خاک (۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰ و ۵۰ سانتی‌متر) با تعداد روزهای همراه با طوفان گردوغبار را نشان می‌دهد. در یک نگاه کلی، کاملاً مشخص و آشکار است که بین هر ۶ متغیر و وقوع روزهای همراه با طوفان گردوغبار، رابطهٔ مستقیم و همبستگی مثبتی وجود دارد. با نگاه به ردیف ۳۸ که بیانگر تأثیر متغیرهای گفته‌شده و طوفان گردوغبار برای کل کشور با دادهٔ ۲۵ساله (۱۹۹۰ـ۲۰۱۴) است، درمی‌یابیم که بین تمامی دمای اعماق مختلف خاک و وقوع گردوغبار همبستگی مثبتی وجود دارد و حتی برای عمق ۵ سانتی‌متر خاک با ضریب همبستگی ۰/۳۹ در سطح ۹۵٪ معنی‌دار شده است. همان‌طور که گفته شده در تمامی ۳۷ ایستگاه مورد بررسی، بین دمای عمق ۵ سانتی‌متر خاک و وقوع روزهای همراه با گردوغبار همبستگی مثبتی وجود دارد؛ اما این همبستگی در بعضی ایستگاه‌ها شاخص‌تر بوده و برای مثال در سرپل ذهاب، دزفول، دوگنبدان، یاسوج، بیرجند، یزد و سمنان در سطح اطمینان ۹۵٪ و همین‌طور ایستگاه‌های آبادان، اهواز، بندرماهشهر، بستان، مسجدسلیمان، صفی‌آباد، ایرانشهر، خاش، سراوان، زابل و زهدان در سطح اطمینان ۹۹٪ معنی‌دار شده است. بین دمای عمق ۱۰ سانتی‌متر خاک و وقوع پدیده ریزگرد همبستگی مثبت برای تمامی ۳۷ ایستگاه موجود وجود داشته و همین روند نیز تکرار شده است. ضمن اینکه این همبستگی در ایستگاه‌های اهواز، بندر ماهشهر، بستان، دزفول،

مسجدسلیمان، صفی‌آباد، ایرانشهر، خاش، سراوان، بیرجند و سمنان دارای معنی‌داری در سطح اطمینان ۹۵٪ بوده و تنها ایستگاه موجود با همبستگی مثبت در سطح اطمینان ۹۹٪، ایستگاه هواشناسی زاهدان است. با توجه به جدول (۶)، درمی‌یابیم که بین بقیهٔ دمای اعماق مختلف خاک (۲۰، ۳۰ و ۵۰ سانتی‌متر) در تمامی ۳۷ ایستگاه مورد مطالعه با طوفان‌های گردوغبار، رابطهٔ مستقیمی وجود دارد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که دمای اعماق نزدیک به سطح خاک (۵ و ۱۰ سانتی‌متر) بیشترین تأثیر را در ایجاد و شکل‌دهی طوفان‌های گردوغبار در بین اعماق مختلف خاک در کشور دارند و به‌طور کلی، هرچه دمای خاک در منطقه‌ای بیشتر شود، باعث کاهش رطوبت و چسبندگی ذرات خاک می‌شود و به‌طور غیرمستقیم، پتانسیل ایجاد طوفان‌های گردوغباری را افزایش می‌دهد.

جدول (۶): نتایج همبستگی اسپیرمن بین متغیر فراوانی روزهای همراه با طوفان‌های گردوغبار و دمای خاک در مقیاس فصلی (۱۹۹۰ـ۲۰۱۴)

Table (6): Results of Spearman correlation with dusty days and soil temperature in seasonal index (1990-2014)

ردیف	ایستگاه	همبستگی دمای عمق ۵ سانتی متری با گردوغبار	همبستگی دمای عمق ۱۰ سانتی متری با گردوغبار	همبستگی دمای عمق ۲۰ سانتی متری با گردوغبار	همبستگی دمای عمق ۳۰ سانتی متری با گردوغبار	همبستگی دمای عمق ۵۰ سانتی متری با گردوغبار
۱	اردبیل	۰/۱۷۰	۰/۱۵۰	۰/۱۰۰	۰/۰۴۰	۰/۰۷۰
۲	خوی	۰/۱۹۰	۰/۱۰۰	۰/۰۸۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
۳	ارومیه	۰/۱۴۰	۰/۱۰۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۰۷
۴	اهر	۰/۱۳۰	۰/۰۹۰	۰/۰۹۰	۰/۰۳۰	۰/۰۰۴
۵	تبریز	۰/۲۱۰	۰/۰۰۷	۰/۰۷۰	۰/۰۹۰	۰/۰۰۳
۶	بروجن	۰/۱۷۰	۰/۰۴۰	۰/۰۲۰	۰/۰۴۰	۰/۰۰۳
۷	همدان (فرودگاه)	۰/۱۸۰	۰/۱۱۰	۰/۱۱۰	۰/۰۳۰	۰/۰۰۳
۸	همدان (نوژه)	۰/۲۱۰	۰/۱۳۰	۰/۱۳۰	۰/۰۱۲	۰/۰۱۲
۹	دهلران	۰/۲۷۰	۰/۱۷۰	۰/۱۱۰	۰/۰۱۷	۰/۰۱۵
۱۰	ایلام	۰/۱۳۰	۰/۱۹۰	۰/۱۴۰	۰/۰۱۵	۰/۰۱۴
۱۱	اسلام‌آباد غرب	۰/۲۴۰	۰/۱۵۰	۰/۰۱۷۰	۰/۱۱۰	۰/۰۱۰
۱۲	کرمانشاه	۰/۲۳۰	۰/۲۱۰	۰/۱۷۰	۰/۱۲۰	۰/۰۳۰
۱۳	سرپل ذهاب	۰/۳۲۰*	۰/۲۳۰	۰/۱۷۰	۰/۱۳۰	۰/۰۱۲
۱۴	آبادان	۰/۴۱۰**	۰/۱۹۰	۰/۱۹۰	۰/۱۱۰	۰/۰۴۰
۱۵	اهواز	۰/۵۲۰**	۰/۳۷۰*	۰/۲۱۰	۰/۰۱۷	۰/۰۳۰
۱۶	بندرماهشهر	۰/۴۸۰**	۰/۳۲۰*	۰/۱۱۰	۰/۰۱۷	۰/۰۱۰
۱۷	بستان	۰/۴۳۰**	۰/۳۰۰*	۰/۱۴۰	۰/۰۱۷	۰/۰۱۰
۱۸	دزفول	۰/۳۹۰*	۰/۳۷۰*	۰/۲۱۰	۰/۰۴۰	۰/۰۲۰
۱۹	مسجدسلیمان	۰/۵۱۰**	۰/۳۰۰*	۰/۲۴۰	۰/۰۹۰	۰/۰۱۲
۲۰	صفی‌آباد	۰/۴۶۰**	۰/۳۱۰*	۰/۲۰۰	۰/۱۱۰	۰/۰۱۴
۲۱	دوگنبدان	۰/۳۱۰*	۰/۲۳۰	۰/۱۷۰	۰/۰۵۰	۰/۱۱۰
۲۲	یاسوج	۰/۳۰۰*	۰/۲۲۰	۰/۱۷۰	۰/۰۰۶	۰/۰۱۵
۲۳	بیجار	۰/۲۷۰	۰/۱۷۰	۰/۱۴۰	۰/۰۰۷	۰/۰۱۴
۲۴	سنندج	۰/۲۰۰	۰/۱۴۰	۰/۱۴۰	۰/۰۰۴	۰/۰۱۱
۲۵	الیگودرز	۰/۲۳۰	۰/۱۷۰	۰/۱۳۰	۰/۰۰۳	۰/۰۱۰
۲۶	خرم‌آباد	۰/۲۴۰	۰/۱۹۰	۰/۱۷۰	۰/۱۱۰	۰/۰۰۹
۲۷	ایرانشهر	۰/۶۳۰**	۰/۳۴۰*	۰/۲۷۰	۰/۱۸۰	۰/۰۱۰
۲۸	خاش	۰/۶۰۰**	۰/۳۰۰*	۰/۲۴۰	۰/۱۸۰	۰/۰۳۰
۲۹	سراوان	۰/۴۸۰**	۰/۳۹۰*	۰/۲۴۰	۰/۱۴۰	۰/۰۲۰
۳۰	زابل	۰/۷۱۰**	۰/۳۰۰*	۰/۲۰۰	۰/۱۱۰	۰/۰۰۷
۳۱	زاهدان	۰/۷۰۰**	۰/۴۱۰**	۰/۱۹۰	۰/۰۷۰	۰/۰۰۲

ردیف	ایستگاه	همبستگی دمای عمق ۵ سانتی متری با گردوغبار	همبستگی دمای عمق ۱۰ سانتی متری با گردوغبار	همبستگی دمای عمق ۲۰ سانتی متری با گردوغبار	همبستگی دمای عمق ۳۰ سانتی متری با گردوغبار	همبستگی دمای عمق ۵۰ سانتی متری با گردوغبار
۳۲	بیرجند	۰/۳۲۰*	۰/۳۴۰*	۰/۰۰۷	۰/۰۰۴	۰/۰۵۰
۳۳	مشهد	۰/۲۳۰	۰/۱۷۰	۰/۰۵۰	۰/۰۰۳	۰/۰۶۰
۳۴	سبزوار	۰/۲۱۰	۰/۱۹۰	۰/۰۳۰	۰/۱۱۰	۰/۰۱۴
۳۵	بم	۰/۱۸۰	۰/۱۱۰	۰/۱۱۰	۰/۱۲۰	۰/۰۱۳
۳۶	یزد	۰/۳۰۰*	۰/۱۷۰	۰/۱۲۰	۰/۱۳۰	۰/۰۱۰
۳۷	سمنان	۰/۳۳۰*	۰/۳۱۰*	۰/۱۵۰	۰/۱۱۰	۰/۰۱۰
۳۸	ایران	۰/۳۹۰*	۰/۲۷۰	۰/۱۸۰	۰/۰۶۰	۰/۰۱۷

** روند معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۹٪ و * روند معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۵٪. منظور از 5 cm d temperature، دمای عمق ۵ سانتی‌متر خاک است.

شکل (۳): تأثیر متغیرهای اقلیمی بر تشکیل طوفان گردوغبار در سه ایستگاه (با بیشترین فراوانی طوفان‌های گردوغبار) و کل کشور (برحسب درصد)

Figure (3): Effect of climatic variables on dust storms shaping in three stations (with maximum frequency of dust storms and the whole country (based on percentage)

شکل (۳) تأثیرگذاری پارامترهای اقلیمی دمای بیشینه، دمای کمینه، دمای متوسط، سرعت بیشینهٔ باد، مجموع بارش، شاخص بارش-تبخیر و تعرق پتانسیل استاندارد و دماهای اعماق مختلف خاک (۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰ و ۵۰ سانتی‌متر) بر طوفان‌های گردوغباری برای نمونه در سه ایستگاه هواشناسی و کل کشور را نشان می‌دهد. ایستگاه‌های زابل، آبادان و اهواز

بدین دلیل انتخاب شدند که بیشترین فراوانی روزهای همراه با گردوغبار (با توجه به جدول ۳) را به‌ترتیب با ۷۱۱، ۴۰۱ و ۳۲۱ روز در بازهٔ زمانی ۲۵ساله (۱۹۹۰ـ۲۰۱۴) داشته‌اند. این شکل برای ۳۴ ایستگاه هواشناسی دیگر و کل کشور رسم شد تا اثرگذاری دقیق هریک از این پارامترها بر روزهای همراه با طوفان گردوغبار مشخص گردد، ولی به‌دلیل حجیم شدن مقاله از ارائهٔ آن‌ها خودداری شد. پارامترهایی که بیشترین و کمترین تأثیر را بر طوفان گردوغبار دارند، به‌راحتی قابل تشخیص است. یازده نوع پارامتر وجود دارد که سهم هریک از آن‌ها، با درصد مربوطه‌شان، روی قطاع دایره نشان داده شده است. در شکل (۳)، قطاع‌هایی که از دایره خارج شده‌اند، پارامتری هستند که بیشترین تأثیرگذاری را داشته‌اند. در ایستگاه زابل، بیشینهٔ سرعت باد با ۱۵/۸۳ درصد بیشترین و دمای عمق ۵۰ سانتی‌متر خاک با ۰/۱۳ درصد کمترین اثرگذاری را بر ایجاد و تشکیل طوفان‌های گردوغباری داشته‌اند. ضمن اینکه درصد تأثیر دمای بیشینه و شاخص SPEI تقریباً مشابه است. در ایستگاه آبادان، شاخص خشکسالی SPEI با ۱۶/۸۹درصد بیشترین و باز هم دمای عمق ۵۰ سانتی‌متر خاک با ۱/۰۹درصد کمترین اثرگذاری را داشته‌اند. دمای بیشینه و سرعت بیشینهٔ باد در ردهٔ بعدی بیشترین تأثیرگذاری هستند. برای اهواز نیز همین روند تکرار شده، اما دمای عمق ۳۰ سانتی‌متر خاک با ۰/۴۰ درصد کمترین تأثیر پارامتر اقلیمی بر تشکیل طوفان‌های گردوغباری در ایستگاه مدنظر را نشان می‌دهد. علت تأثیر قابل‌توجه شاخص SPEI بر طوفان‌های گردوغبار بدین دلیل است که این شاخص توأمان دو متغیر بارش و دما را در نظر گرفته و می‌تواند به‌طور دقیق‌تر نوسانات اقلیمی را نشان دهد. علامت منفی آن در تمامی ایستگاه‌های کشور بدین معنی است که با کاهش شاخص SPEI طبق جدول (۲)، به دورهٔ خشکی نزدیک می‌شویم و با استمرار خشکسالی شاهد افزایش فراوانی روزهای همراه با طوفان‌های گردوغبار در نقاط مختلف کشور خواهیم بود. اما به‌طور کلی، و برای کل کشور این نتیجه به دست آمده است که به‌طور میانگین، سرعت بیشینهٔ باد و شاخص SPEI به‌ترتیب با ۱۹/۲۴ و ۱۴/۸۲درصد، بیشترین و دمای عمق ۵۰ سانتی‌متر خاک با ۰/۴۴درصد، کمترین اثرگذاری را بر ایجاد طوفان ریزگرد در کل کشور در یک بازهٔ زمانی ۲۵ساله (۱۹۹۰ـ۲۰۱۴) داشته‌اند.

بحث و نتیجه‌گیری

نتایج این مطالعه نشان داد که استفاده از دو روش میانه‌ای من-کندال و سنس استیمیتور برای تحلیل آهنگ تغییرات بلندمدت طوفان‌های گردوغبار مؤثر شناخته شده و این با نتایج طاوسی و زهرایی (۲۰۱۴)، کائو[1] و همکاران (۲۰۱۴)، کولدیتز[2] و همکاران (۲۰۱۵)، ژیانگ[3] و همکاران (۲۰۱۵)، رفیعی مجومرد و همکاران (۲۰۱۷) و یارمرادی و همکاران (۲۰۱۸) مطابقت دارد. نتایج حاصل از بررسی روند طوفان‌های گردوغبار حاکی از آن است که روند افزایشی در اکثر مناطق کشور به چشم می‌خورد. ایستگاه‌های دهلران و اهواز در استان‌های ایلام و خوزستان با شیب بیشتری نسبت به نقاط دیگر کشور دارای روند افزایشی هستند؛ به‌طوری که ایستگاه اهواز با ۳۲۱ روز و ایستگاه دهلران با ۱۵۶ روز در طول مدت ۲۵سال (۱۹۹۰ـ۲۰۱۴) جزء مناطق مستعد طوفان‌های گردوغبار به شمار می‌روند که می‌توان بیابان‌زایی، خشک شدن تالاب‌های منطقه، تغییر اقلیم، عدم مدیریت صحیح منابع آب و جنگ‌ها و آشفتگی‌های کشورهای منطقه و عدم پیگیری و رسیدگی به مشکلات منطقه را از جمله عوامل آن برشمرد. نتایج این قسمت با مطالعات عزیزی و همکاران (۲۰۱۲)، کائو و همکاران (۲۰۱۴) و زینالی (۲۰۱۶) همخوانی دارد. همان‌طور که در قسمت نتایج اشاره شد، رکورددار فراوانی روزهای همراه با طوفان‌های گردوغباری کشور مربوط به ایستگاه زابل واقع در استان سیستان‌وبلوچستان واقع در جنوب شرق کشور است. با توجه به اینکه بادهای ۱۲۰روزه عامل اصلی وقوع طوفان‌های گردوغبار در دورهٔ گرم سال در منطقه‌اند، افزایش سرعت و گسترهٔ فعالیت بادهای منطقه‌ای سیستان از ۱۲۰ روز به ۱۶۵ روز را که در مطالعات فرج‌زاده و علیزاده (۲۰۱۱)، راشکی و همکاران (۲۰۱۳) و یارمرادی و همکاران (۲۰۱۸) بدان اشاره شده است، می‌توان دلیل مناسبی برای این موضوع دانست. همچنین در استان‌های غربی و جنوب غربی کشور،

1. Cao
2. Colditz
3. Jiang

به‌خصوص استان خوزستان، هرچه به‌سمت نقاط مرکزی و شرقی استان حرکت می‌کنیم، از فراوانی روزهای همراه با طوفان گردوغبار کاسته می‌شود؛ زیرا ایستگاه‌هایی که در نقاط غربی استان خوزستان واقع شده‌اند در مسیر ورودی طوفان‌هایی با منشأ عراق و عربستان هستند؛ درحالی‌که ایستگاه‌های شرقی استان فاصلهٔ بیشتری از این دو کشور دارند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت طوفان‌های گردوغبار از استان‌های غربی به‌سمت استان‌های مرکزی و شرقی کشور منشأ محلی پیدا می‌کنند؛ نتایج این قسمت با مطالعات مهرابی و همکاران (۲۰۱۵) مطابقت دارد. نتایج اجرای همبستگی بین عناصر اقلیمی و فراوانی روزهای همراه با طوفان‌های گردوغبار در کشور نشان داد که بیشترین همبستگی مربوط به متغیر سرعت بیشینهٔ باد با ضریب ۰/۷۴ به‌عنوان یک اهرم قدرتمند برای برخاستن گردوخاک است که با نتایج زنگنه (۲۰۱۴)، راشکی و همکاران (۲۰۱۵)، یارمرادی و همکاران (۲۰۱۸) و انصاری قوجقار و عراقی‌نژاد (۲۰۱۸) همسو است.

شاخص SPEI، دمای بیشینه، دمای کمینه، بارش و دمای متوسط به‌ترتیب با ضرایب ۰/۵۷-، ۰/۴۸، ۰/۴۳، ۰/۴۰- و ۰/۳۱ همبستگی ضعیف‌تری را نسبت به سرعت بیشینهٔ باد با طوفان‌های گردوغبار داشتند. همچنین نتایج نشان داد که هرچه از لایه‌های سطحی خاک به سمت لایه‌های عمیق پیش می‌رویم، از همبستگی دمای خاک و طوفان‌های گردوغبار کاسته می‌شود؛ به‌طوری که بیشترین و کمترین همبستگی را دمای خاک در عمق ۵ و ۵۰ سانتی‌متر با ضرایب ۰/۳۹ و ۰/۰۱۷ به ثبت رسانده‌اند. با توجه به افزایش شیب روند طوفان‌های گردوغبار در کشور، به‌ویژه در جنوب غرب و جنوب شرق کشور، ایجاد مانع در برابر جریان باد از طریق روش‌های مکانیکی مانند فنس‌ها و بادشکن‌ها و شخم‌های شیاری در اراضی شنی، تثبیت بستر دریاچه‌های خشک و احیای تالاب‌ها و همچنین اصلاح مدیریت اراضی از اقدامات ضروری برای کنترل طوفان‌های گردوغبار در کشور به شمار می‌رود.

منابع

1. Alizadeh-Choobari, O., Sturman, A., Zawar-Reza, P., 2014. A global satellite view of the seasonal distribution of mineral dust and its correlation with atmospheric circulation. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 68, 20-34.
2. Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. Fao, Rome, 300(9), D05109.
3. Amgalan, G., Liu, G-R., Lin, T-H., Kuo, T-H., 2017. Correlation between dust events in Mongolia and surface wind and precipitation, Terr. Journal of Atmospheric & Ocean Science 28 (1), 23-32.
4. Ansari Ghojghar, M. Araghinejad, Sh., 2018. Investigating the effect of wind speed on the frequency of days with dust storms (Case study: Lorestan province). The fourth national conference on wind erosion and dust storms. Yazd.
5. Araghinejad, S., 2013. Data-driven modeling: using MATLAB® in water resources and environmental engineering (Vol. 67). Springer Science & Business Media, 292 pp.
6. Azizi, Gh., Shamsipour, A. A., Miri, M., Safarrad, T., 2012. Dust analysis in southwestern Iran, Journal of Environmental Studies, 38(3), 123-134.
7. Bazrafshan, J., Khalili, A., 2013. Spatial analysis of drought over Iran during 1963-2003. Desert, 18, 63-71.
8. Cannarozzo, M., Noto, L. V., Viola, F., 2006. Spatial distribution of rainfall trends in Sicily (1921–2000). Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 31(18), 1201-1211.
9. Cao, R., Jiang, W., Yuan, L., Wang, W., Lv, Z., Chen, Z., 2014. Inter-annual variations in vegetation and their response to climatic factors in the upper catchments of the Yellow River from 2000 to 2010. Journal of Geographical Sciences, 24(6), 963-979.
10. Colditz, R. R., Ressl, R. A., Bonilla-Moheno, M., 2015. Trends in 15-year MODIS NDVI time series for Mexico. In analysis of multitemporal remote sensing images (Multi-Temp), 2015 8th International Workshop on the (pp. 1-4). IEEE.
11. Farajzadeh Asl, M., Alizadeh, Kh., 2011.

Spatial Analysis of Dust storm in Iran. The Journal of Spatial Planning 15 (1), 65-84. (In Persian)
12. Goudie, A. S., Middleton, N. J., 2006. Desert dust in the global system. Springer Science & Business Media.
13. Goudie, A., 2014. Review Desert dust and human health disorders. Journal of Environment International 63 (3), 101-113.
14. Guhathakurta, P., Menon, P., Mazumdar, A. B., Sreejith, O. P., 2010. Changes in extreme rainfall events and flood risk in India during the last century. National Climatic Centre, Research Report 3, 1-20.
15. Hahnenberger, M., Nikoul, K., 2014. Geomorphic and land cover identification of dust sources in the eastern Great Basin of Utah, U.S.A. Journal of Geomorphology 204 (2), 657-672.
16. Hamed, K. H., Rao, A. R., 1998. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. Journal of hydrology, 204(1-4), 182-196.
17. Hamzeh Hossein, N., Fattahi, I., Zoldehdi, M., Ghaffarian, P., Ranjbar, A., 2016. Synoptic and Dynamic Analysis of Dust and its Simulation in Southwest of Iran in the summer of 2005. Spatial Analysis of Environmental Hazards 1, 102-91. (in Persian)
18. Herweijer, C., Seager, R., Cook, K., Geay, E., 2013. North American Droughts of the Last Millennium from a Gridded Network of Tree-Ring Dates, Lamont-Doherty Earth Observatory. Drying Technology: An International Journal, 13(15), 134-142.
19. Hosking, J. R., 1990. L-moments: analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. Journal of the royal statistical society. Series B (Methodological), 105-124.
20. Jiang, W., Yuan, L., Wang, W., Cao, R., Zhang, Y., Shen, W., 2015. Spatio-temporal analysis of vegetation variation in the Yellow River Basin. Ecological Indicators, 51, 117-126.
21. Kang, L., Huang, J., Chen, S., Wang, X., 2016. Long-term trends of dust events over Tibetan Plateau during 1961–2010. Atmospheric Environment, 125, 188-198.
22. Karegar, M. E., Bodagh Jamali, J., Ranjbar Saadat Abadi, A., Moeenoddini, M., Goshtasb, H., 2017. Simulation and Numerical Analysis of severe dust storms Iran East. Jsaeh, 3 (4), 101-119. (in persian)
23. Kim, D., Chin, M., Kemp, E. M., Tao, Z., Peters-Lidard, C. D., Ginoux, P., 2017. Development of high-resolution dynamic dust source function-A case study with a strong dust storm in a regional model. Atmospheric environment, 159, 11-25.
24. McKee, T. B., Doesken, N. J., Kleist, J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, Boston, 17, 179-183.
25. Mehrabi, Sh., Soltani, S., Jafari, R., 2015. Investigating the Relationship between Climatic Parameters and the Exposure of Greenhouses (Case Study: Khuzestan Province). Journal of Water and Soil Science (Journal of Science and Technology of Agriculture and Natural Resources), 19(71): 69-80.
26. Mohammadi, G, H., 2015. Analysis of Atmospheric Mechanisms in Dust Transport over West of Iran. Ph.D. thesis, Tabriz University, 142pp. (in Persian)
27. Mohammadkhan, sh., 2017. Status and trends of dust storms in Iran from 1364 to 1384. Pasture and Watershed, Iranian Natural Resources Journal, 70(2), 495-514.(persian)
28. O'Loingsigh, T., McTainsh, G. H., Tews, E. K., Strong, C. L., Leys, J. F., Shinkfield, P., Tapper, N. J., 2014. The Dust Storm Index (DSI): a method for monitoring broadscale wind erosion using meteorological records. Aeolian Research, 12, 29-40.
29. Press, V., Teukolsky, F., 1992. Numerical Recipes in C: The Art of Scientific Computing (2nd Ed.). Journal of Simulation 31 (1), 640.
30. Rafiei Majoomerd, Z., Yazdani, M., Rahimi, M., 2017. Trend analysis of number of dusty days in Iran. Arid Biome, 6(2), 11-23. (In Persian)
31. Rashki, A., Kaskaoutis, D. G., Goudie, A. S., Kahn, R. A., 2013. Dryness of ephemeral lakes and consequences for dust activity: the case of the Hamoun drainage basin, southeastern Iran. Science of the Total Environment, 463, 552-564.
32. Sari Sarraf, B., Rasouli1, A. A., Mohammadi, GH. H., Hoseini Sadr, A., 2016. Long-term trends of seasonal dusty day characteristics West Iran. Arab Journal Geoscience, 9(10), 563-573.
33. Shao, Y., Wyrwoll, K. H., Chappell, A., Huang, J., Lin, Z., McTainsh, G. H., Yoon, S., 2011. Dust cycle: An emerging core theme in Earth system science. Aeolian Research, 2(4),

181-204.
34. Shong Chok, N., 2010. Pearson's Versus Spearman's and Kendal's Correlation Coefficients for Continuous Data. M.Sc. thesis, University Of Pittsburgh, 43pp.
35. Tan, M., Li, X., Xin, L., 2014. Intensity of dust storms in China from 1980 to 2007: A new definition. Atmospheric environment, 85, 215-222.
36. Tanarhte, M., Hadjinicolaou, P., Lelieveld, J., 2012. Intercomparison of temperature and precipitation data sets based on observations in the Mediterranean and the Middle East. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 117 (D12).
37. Tavoosi, T., Zahraei, A., 2014. Sistan and Balouchestan Province Based on Extrapolation of Time Series Curves. Journal of Management System, 1, 139-157. (In Persian)
38. Thornthwaite, C. W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. Geographical review, 38(1), 55-94.
39. Uzan, L., Egert, S., Alpert, P., 2018. New insights into the vertical structure of the September 2015 dust storm employing eight ceilometers and auxiliary measurements over Israel. Atmospheric Chemistry & Physics, 18(5), 3203-3221.
40. Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., López-Moreno, J. I., 2010. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. Journal of climate, 23(7), 1696-1718.
41. Yarmoradi, Z., Nasiri, B., Mohammadi, Gh. H., Karampour, M., 2018. Trend analysis of dusty day's frequency in Eastern parts of Iran associated with Climate Fluctuations. Desert Ecosystem Engineering Journal, 7(18), 1-14. (In Persian)
42. Yue, S., Pilon, P., Cavadias, G., 2002. Power of the Mann–Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. Journal of hydrology, 259(1-4), 254-271.
43. Zanganeh, M., 2014. Climatological Analysis of Dust Storms in Iran. Applied Climatology 1(1), 1-12. (In Persian)
44. Zeinali, B., 2016. Investigation of frequency changes trend of days with dust storms in western half of Iran. Journal of Natural Environment hazards 5(7), 100-87. (In Persian)

The Effect of Climate Fluctuation on Frequency of Dust Storms in Iran

Shahab Araghinejad[1]*, Mohammad Ansari Ghojghar[2], Masoud Pourgholam Amiji[3], Abdolmajid Liaghat[4], Javad Bazrafshan[5]

Received: 23/08/2018 Accepted: 30/12/2018

Extended abstract

Introduction: Different regions have various dust production; and the increase of dust storms illustrates the arid ecosystem dominance in each region. Analyzing and identifying of dust storms and its association with climatic parameters is one of the crucial approaches to reduce the caused damage of this phenomenon. Since besides determining the portion of each climate variables in intensifying the circumstances, it also can play a fundamental role in priorities, macro management policies, and upstream rules in order to control and prevent dust particles.

1. Associate Professor, Water Resources Engineering, University of Tehran, Corresponding Author; Araghinejad@ut.ac.ir
2. Ph. D Candidate, Water Resources Engineering, University of Tehran
3. Ph. D Candidate, Irrigation and Drainage Engineering, University of Tehran
4. Professor, Irrigation and Drainage Engineering, University of Tehran
5. Associate Professor of Meteorology, University of Tehran
DOI: 10.22052/deej.2018.7.21.11

Methods and Materials: In order to carry out this study hourly horizontal visibility data, World Meteorological Organization codes, hourly dust data, and also monthly meteorological and climatic data including maximum temperature, minimum temperature, average temperature, maximum wind speed, total rain, and soil temperature of different depth (5, 10, 20, 30, 50 cm) in 37 synoptic stations of the country were gathered through a longitudinal statistics of 25 years (1990-2014) and its trend was calculated by non-parametric statistics of Mann-Kendall and Sen's Estimator tests. After the qualitative analysis of the stations' statistics and elimination of defects, all the data were assessed via Run Test at the coefficient level of 95%. In order to analyze the effect of climate fluctuations on dust storms, beside the mentioned variables, draught variable of evaporation-rain index and standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) in seasonal period calculated and then Spearman test was applied for correlational analysis of climate elements and dust storms.

Results: The frequency outcomes of dusty days during a long-term study of 25 years indicates that Zabol, Abadan and Ahvaz orderly with 711, 401, and 321 days have the most dust storms. The results of Mann-Kendall show out of 37 under study weather stations, six stations of Ardebil, Birjand, Mashhad, Sabzevar, Yazd, and Semnan reported a descending trend. Five stations reported a meaningful growing trend with coefficient of 95% and 21 stations out of the 37 present stations have a growing coefficient of 99%. The result of Sen's Estimator test shows the six stations which based on Mann-Kendall test had a descending trend, they don't follow a trend in this method and orderly 11, 10, and 10 stations had a rising trend, significant rise at 95% coefficient level also at 99% coefficient level. Generally, in most cases the results of the two tests had the same coefficient level. The results of Spearman coefficient across the country shows that the frequency of dusty days with the maximum wind speed, SPEI scale, and maximum temperature among the mentioned climatic parameters in order 0.74, -0.57, and 0.48 had the highest coefficient and were all significantly coefficient at the 99% level. Among the rest temperature of different soil depths (5, 10, 30, 50 cm) in all 37 under study stations there is a direct relation with dust storms and were significant with 0.39 at the level of 95%. So, we can conclude the surface levels of soil (5 and 10 cm) have a crucial role in dust storms in different soil depths.

Discussion and Conclusion: The results of this study show, applying two methods of Mann-Kendall and Sen's Estimator tests are effective for analyzing the long-term changes of dust storms. Generally, the results of Mann-Kendall tests show a rising trend of dust storms in west and south west and some parts of north west and south east of the country. The result of the Sen's Estimator test says that Ardebil, Birjand, Mashhad, Sabzevar, Yazd, and Semnan don't follow a trend. As far as the mentioned stations do not have regular dusty days, thus we can consider Mann-Kendall is not a very strong test because of presenting integer results in the stations which contain data of many zeros. The results of correlation between climate elements and the frequency of the dust storm days showed that the highest correlation is related to the maximum wind speed variable with 0.74 as a strong lever for picking up the dust. There is a negative correlation between rain and evaporation-rain index and potential standardized precipitation evapotranspiration with dust phenomenon. This negative correlation is more tangible in SPEI and in most of the stations at the coefficient level of 95% and 99% significant. Thus, as there is more rain in the specified station, there are less dust days. All in all, after maximum wind speed, the SPEI index receives the highest correlation that justifies dust storms. The results also show as we go deeper to the soil layers, the correlation between soil temperature and dust storms declines. The highest and lowest correlation exists in depth of 5.50 cm of soil with the registered numbers of 0.39 and 0.017. The results of this study are useful for recognizing the effect of climate years on the frequency of dust storm and restraining deserts.

Keywords: Mann-Kendall test, Climate Parameters, Dust Storms, SPEI, Spearman Coefficient.