

# بررسی آماری - همدیدی توفان‌های تندری استان خوزستان

رضا برنا<sup>۱</sup>

دانشیار گروه جغرافیا، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران.

دریافت: ۹۶/۱۲/۰۵ پذیرش: ۹۷/۰۴/۲۵

## چکیده

توفان‌های تندری از مهم‌ترین مخاطرات جوی هستند که همه‌ساله باعث وارد آمدن خسارت‌های مالی و جانی فراوان در اقصی نقاط جهان می‌شوند. به‌منظور سنجش و ارزیابی توفان‌های تندری در استان خوزستان ابتدا آمار مربوط به ۱۲ ایستگاه سینوپتیک طی دوره‌ی آماری ۱۳۸۲-۱۳۹۲ از سازمان هواشناسی استخراج و پس از آن برای کلیه ایستگاه‌های هواشناسی در سری‌های سالانه و فصلی، آماره‌های دو آزمون ناپارامتری من-کندال و شاخص سن محاسبه گردید. بررسی مقادیر محاسبه شده نشان از آن دارد که در بین سری داده‌های سالانه به‌جز برای ایستگاه آبادان، بندر ماهشهر و هندیجان در سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد، بیشتر ایستگاه‌های مورد مطالعه روندی افزایشی و معنی‌دار را داشته‌اند. یافته‌ها نشان داد که از نظر شدت و فراوانی بیشترین رویداد توفان‌های تندری در مناطق شمال و شمال شرق استان و کمترین آن در مناطق جنوب غربی می‌باشد. همچنین بررسی‌ها نشان می‌دهد که به دلیل نفوذ سامانه‌های باران‌زا به منطقه رخداد توفان‌های تندری در فصول زمستان و پاییز بیشترین مقدار را دارا می‌باشد. بررسی الگوهای سینوپتیک جوی نیز نشان داد که عامل ایجاد این پدیده در منطقه، نتیجه‌ی تقویت و گسترش سامانه‌های کم‌فشار واقع در شرق دریای سرخ و عربستان است.

واژگان کلیدی: سینوپتیک، آزمون من-کندال، شاخص سن، توفان تندری، استان خوزستان.

## ۱- مقدمه

توفان‌های تندری یکی از مهم‌ترین مخاطرات آب و هوایی هستند که همه‌ساله علاوه بر نابودی حجم زیادی از محصولات کشاورزی و تأسیسات عمرانی و زیر بنایی، موجب تلفات انسانی می‌شوند. دوزول و جانز<sup>۲</sup> (۱۹۹۲) با استفاده از داده‌های هواشناسی به بررسی توفان‌های تندری از ایستگاه‌های هم‌دیدگی، ماهواره‌ای و رادار پرداختند. والاک<sup>۳</sup> (۱۹۹۵: ۴۰۶) فراوانی رعدوبرق‌های ایالات‌متحده آمریکا را با استفاده از مشاهدات ۱۰۰ ایستگاه بررسی کرد و به این نتیجه رسید که حداکثر فراوانی رگبارهای همرفتی در اوایل شب و حداکثر فراوانی آن در نیمه‌های شب اتفاق می‌افتد. راسموسن و بلانچارد<sup>۴</sup> (۱۹۹۸: ۱۱۴۸) به بررسی نوع توفان‌های تندری با استفاده از برخی شاخص‌ها از قبیل چینش قائم باد، انرژی پتانسیلی در دسترس همرفتی، شاخص تاوایی، سرعت باد و عدد ریچاردسون توده‌ای پرداختند و توانستند توفان‌های ابر سلولی را از بقیه توفان‌ها تشخیص دهند. مانوهار<sup>۵</sup> (۱۹۹۹: ۴۱۶۹) با مطالعه داده‌های ماهانه روزهای رعدوبرقی و میانگین حداکثر دمای ۲۷۶ ایستگاه در کشور هند، پدیده تندری را بررسی کرد و تباین فراوانی وقوع تندرهای در دو بخش شرقی و غربی این کشور را با جابجایی کمربند همگرایی بین حاره‌ای در ارتباط دانست. سولا و چوزی<sup>۶</sup> (۲۰۰۱: ۳۵۵) ارتباط بین وقوع رعدوبرق و بارندگی را در ساختار توفان‌های تندری مورد ارزیابی قرار دادند و از این طریق مقادیر بارش‌ها را مقایسه کردند. دای<sup>۷</sup> (۲۰۰۱: ۱۰۹۲) فراوانی فصلی و روزانه تندرهای در مقیاس جهانی را مورد بررسی قرار داد و به این نتیجه رسید که بارش‌های رگباری در محدوده خشکی‌ها در اواخر بعد از ظهر بیشتر اتفاق می‌افتد، در حالی که در نواحی اقیانوسی، حداکثر بارش‌های رگباری در اوایل صبح حادث می‌گردد. استالکر و کناپ<sup>۸</sup> (۲۰۰۱: ۱۸۸) به بررسی توفان‌های تندری چند سلولی با استفاده از داده‌های رادار داپلر و شاخص‌های انرژی پتانسیلی در دسترس همرفتی، جریان هوای بالا رونده آستانه‌ای، عمق ابر لایه‌ای آستانه‌ای، منطقه جریان هوای بالارونده آستانه‌ای و منشأ سلولی پرداختند. چانگنون<sup>۹</sup> (۲۰۰۱: ۱۹۲۵) توزیع زمانی- مکانی بارش رعدوبرقی نواحی مرزی آمریکا و مسائل ناشی از آن‌ها

<sup>2</sup> Doswell & Johns

<sup>3</sup> Wallace

<sup>4</sup> Rasmussen & Blanchard

<sup>5</sup> Manohar

<sup>6</sup> Soula and Chauzy

<sup>7</sup> Dai

<sup>8</sup> Stalker & Knupp

<sup>9</sup> Changnon

به ویژه سیل و فرسایش خاک را مورد مطالعه قرار داده و خاطر نشان می‌کند که این امر به شکل وضعیت دائمی ناپایدار کننده‌ی محیط و مخرب در نواحی مرزی عمل می‌کند و تمایل سرمایه‌گذاران کشاورزی به فعالیت در مناطق مذکور را به شدت کاهش می‌دهد. بنتلی و موت<sup>۱۰</sup> (۲۰۰۲: ۳۶۳) با استفاده از تصاویر ماهواره لندست، محدوده متأثر از توفان تندری را تعیین کردند و با استفاده از تصاویر باندهای مختلف سنجنده‌های ماهواره لندست، صدمات ناشی از توفان‌ها را به تصویر کشیدند. ویتمن<sup>۱۱</sup> (۲۰۰۳) با روش‌هایی نو و خصوصاً تحلیل‌های سینوپتیکی، پدیده‌های اقلیمی کوهستانی به ویژه توفان‌های رعدوبرقی، تگرگ، روزهای توأم با برف و بارش سنگین و دیگر پدیده‌های نواحی مرتفع را بیان کرده است. گشنوف و همکاران<sup>۱۲</sup> (۲۰۰۳: ۵۹۵) نشان دادند که صاعقه‌های ناشی از توفان‌های تندری مهم‌ترین عامل طبیعی آتش‌سوزی‌های جنگل‌ها و مراتع آمریکا به شمار می‌آیند. تافرنر و همکاران<sup>۱۳</sup> (۲۰۰۸) رشد و گسترش توفان‌های تندری شدید در حوضه آبریز بالای دانوب را مورد بررسی قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که تکوین سریع این توفان‌ها در محل تشکیل تأثیر زیادی در بارش‌های سنگین و سرعت بالای بادهای اروپای مرکزی دارد. سانچز و همکاران<sup>۱۴</sup> (۲۰۱۳: ۴۴۶) در پژوهشی با داده‌های ۷۱۳ روزه حاصل از رادیوسوند به بررسی توفان‌های تندری پیشا همرفتی در جنوب غربی آرژانتین پرداختند. نتایج این مطالعات نشان می‌دهد که در آند شرقی مناطق گرمی وجود دارد که باعث همرفت‌های شدید در این نواحی می‌شود. آسیب‌های ناشی از این همرفت‌های شدید بسیار زیاد می‌باشد

حجازی زاده (۱۳۷۹: ۵) بررسی عوامل سینوپتیکی بارش و توفان‌های توأم با رعدوبرق در غرب کشور را بررسی نمود. از بررسی تعداد رعدوبرق‌ها و انطباق آن با شرایط سینوپتیکی حاکم بر منطقه این نتیجه حاصل شد که تعداد رعدوبرق‌های دوره آماری ۱۹۷۱-۱۹۸۵، برای دوره گرم سال در شمال غرب کشور نسبت به جنوب غرب بسیار قابل توجه بوده، در حالی که در دوره انتقال فصل گرم به سرد، شرایط متفاوت است و در جنوب غرب کشور تعداد آن بیش از شمال غرب است. حاج بابایی و همکاران (۱۳۸۴) توفان‌های تندری در ایران و شرایط سینوپتیکی آن در شرق اصفهان را بررسی نمودند، نتایج نشان می‌دهد که فراوانی بادهای با سرعت بیش از ۲۱ نات نسبت به بقیه بیشتر بوده است و فراوانی بادهای در جهات شرق و جنوب شرقی بسیار کم و ناچیز بوده است. صلاحی (۱۳۸۹: ۱۲۹) بررسی ویژگی‌های آماری و هم‌پیدی توفان‌های تندری

<sup>10</sup> Bentley & Mote

<sup>11</sup> Whitman

<sup>12</sup> Geshunove et al

<sup>13</sup> Tafferner et al

<sup>14</sup> Sánchez et al

استان اردبیل را مطالعه نمود. نتایج بررسی‌ها نشان دادند که در ایستگاه‌های سینوپتیک اردبیل، مشکین‌شهر و خلخال، بیشترین فراوانی وقوع توفان‌های تندری متعلق به ماه می و در ایستگاه سینوپتیک پارس‌آباد، متعلق به ماه ژوئن است. مفتاحی نمین و صلاحی (۱۳۹۲) تحلیل ویژگی‌های آماری و همدیدی توفان‌های تندری شهرستان آستارا را بررسی نمودند. بررسی همدیدی توفان‌های تندری نشان داد که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، قرارگیری در جلوی فرود بیشترین درصد وقوع توفان تندری را دارا بوده است و در برخی روزها شرایط توپوگرافیکی منطقه از جمله دریا و رطوبت حاصله از آن و ارتفاعات نزدیک به دریا عامل وقوع توفان‌های تندری در فصول بهار و تابستان بوده است. لشکری و آقاسی (۱۳۹۲: ۲۰۳) تحلیل سینوپتیکی توفان‌های تندری تبریز در فاصله زمانی (۲۰۰۵-۱۹۹۶) را بررسی نموده‌اند. از یافته‌های این تحقیق آن است که با ادغام دو سلول کم‌فشار سودانی و مدیترانه‌ای بر روی کویت و جنوب عراق و با امتداد زبانه آن به سمت شمال غرب ایران و همچنین وجود یک سلول کم‌فشار روی تنگه هرمز و شمال عربستان و انتقال گرما و رطوبت دریای عمان و خلیج فارس بر روی منطقه، شرایط لازم برای ناپایداری بیشتر و ایجاد رعدوبرق، فراهم شده است. عقیلی دهکردی (۱۳۹۲) تحلیل آماری و همدیدی توفان تندری (مطالعه موردی ایستگاه تبریز) را بررسی نمود. نتایج تحلیل‌های همدیدی نشان داد، واقع‌شدن ایستگاه تبریز در شرق ناهه‌های مرکز کم ارتفاعی که در جنوب اسکاندیناوی قرار دارد، مهم‌ترین دلیل شدیدترین رویداد توفان تندری در این ایستگاه می‌باشد. نوزاد و صلاحی (۱۳۹۲) توفان‌های تندری برای شهرستان پارس‌آباد را بررسی کردند. نتایج نشان داد که درایستگاه سینوپتیک پارس‌آباد بیشترین فراوانی وقوع توفان‌های تندری متعلق به ماه اردیبهشت و خرداد است. بررسی نقشه‌های همدیدی روزهای دارای توفان‌های تندری نشان دادند که وقوع این توفان‌ها با سامانه‌های همدید سطح زمین و ترازهای بالای جو مرتبط است. موقری و خسروی (۱۳۹۳: ۶۱) به بررسی رابطه سامانه کم‌فشار سودانی و بارش دهم اردیبهشت‌ماه ۱۳۸۳ در استان کرمانشاه پرداختند و به این نتیجه رسیدند که وجود سامانه پرفشار بر روی شبه‌جزیره عربستان و شمال غرب اقیانوس هند به تقویت سامانه کم‌فشار سودانی می‌انجامد. ایران پور و حنفی (۱۳۹۴: ۱۱۵) در تحقیقی به تحلیل همدیدی و ترمودینامیکی توفان تندری در ایستگاه همدان پرداختند، نتایج حاصل از پژوهش نشان داد که در هر دو ایستگاه فرودگاه و نوزه توفان تندری به همراه بارش رگباری رخ داده و این توفان‌ها ماهیت جبهه‌ای و همدیدی داشته است. براتی و همکاران (۱۳۹۴: ۷۷) در مقاله‌ای تحت عنوان واکاوی همدید بارش‌های سنگین بهاره استان زنجان به این نتیجه رسیدند که تحلیل نقشه‌های وضع هوا طی روزهای بارندگی سنگین گویای سمت یابی شار

رطوبت در لایه زیرین پوش سپهر از شرق دریای مدیترانه روی استان زنجان می‌باشد. قویدل رحیمی و همکاران (۱۳۹۴: ۱۲۳) به کاربرد مدل انحراف نرمال شده دما در شناسایی و تحلیل سینوپتیک مخاطره دماهای فرین بیشینه منطقه جنوب شرق ایران پرداختند و به این نتیجه رسیدند که به سبب وجود هسته‌های کم‌فشار حرارتی در سطح زمین و نقش پر ارتفاع بر جنوب شرق ایران، هسته بیشینه دما در روزهای ابر گرم بر روی منطقه مورد مطالعه بوده و بنابراین وزش گرم از مناطق خارجی صورت نگرفته است. طاهایی و همکاران (۱۳۹۵: ۶۹) به بررسی الگوهای همدید بارش‌های فوق سنگین غرب و جنوب غرب حوضه آبخیز دریاچه ارومیه پرداختند و به این نتیجه رسیدند که به هنگام وقوع بارش‌های فوق سنگین، هفت الگوی همدید در قالب دو گروه عمده سرچال جوی و فرود موج کوتاه حاکم بوده است. قویدل رحیمی و همکاران (۱۳۹۶: ۲۷۹) به تحلیل ویژگی‌های مخاطره توفان‌های حاره‌ای مؤثر بر سواحل جنوبی ایران پرداختند و به این نتیجه رسیدند که بیشترین تعداد رخداد توفان که در ماه ژوئن اتفاق افتاده است، از نظر حرکت و جابجایی، مسیر جنوب شرق - شمال غرب را انتخاب کرده‌اند. با توجه به اهمیت موضوع در این پژوهش سعی گردیده با مطالعه جامع درباره توفان‌های تندری و علل رخداد آن‌ها، شرایط اقلیمی استان خوزستان برای رخداد این پدیده بررسی گردد و با تعیین روزهای توفان تندری و توالی آن در ماه‌ها، فصل‌ها و سال‌های مختلف در منطقه مورد مطالعه ضرورت دارد تا متخصصین ضمن شناسایی الگوهای جوی پدیدآورنده این رخداد جوی، پیش‌آگاهی لازم را در ارتباط با توصیه‌ها، راهکارها و... به زارعین، باغداران و نیز مسئولان ستاد بحران استان در خصوص توفان تندری ارائه دهند؛ بنابراین هدف این تحقیق مطالعه توفان‌های تندری استان خوزستان با استفاده از تحلیل‌های سینوپتیکی، آزمون من-کندال و شاخص سن طی دوره آماری ۱۳۹۲ - ۱۳۸۲ است.

توفان‌های تندری از مهم‌ترین مخاطرات جوی هستند که همه‌ساله علاوه بر نابودی حجم زیادی از محصولات کشاورزی و تأسیسات عمرانی و زیر بنایی، موجب تلفات انسانی می‌شود. به دلیل همراهی توفان‌های تندری با رگبارهای باران و توفان‌های تگرگ و نقش مؤثر آن در ایجاد سیلاب‌های ناگهانی، هم از جنبه‌ی کشاورزی و هم از نظر خسارات مالی و جانی، این پدیده همواره مورد توجه محققان بوده است. توفان‌های تندری با شدت‌های متفاوتی شناسایی شده‌اند. به طور میانگین گستره افقی این توفان‌ها چند ده کیلومتر، گستره قائم آن‌ها حدود ۱۰۰۰۰ متر و طول عمر آنان ۳۰ دقیقه است (استورتوانت<sup>۱۵</sup>، ۱۹۹۵). این توفان‌ها اغلب با ابرهای کومه‌ای

<sup>15</sup> Sturtevant

(Cu)، کومه‌ای باران‌زا (CB) و برجی شکل (TCU) همراهی می‌شوند و در زیر این توفان‌ها ابرهای پوششی (St) کم ارتفاع و غلظت به چشم می‌خورند. پدیده‌های جوی خطرناک که با توفان‌ها همراهی می‌کنند شامل: تلاطم، چینش باد، یخ‌زدگی، کاهش دید، آذرخش، تگرگ، دیوباد و بارش سنگین‌اند. با ایجاد یک سلول توفان، حرکت‌های تلاطمی شدیدی در اطراف آن شکل می‌گیرد که تا مسافت ۴۰ کیلومتر در پیش روی مسیر حرکت توفان نیز وجود دارد. همخوانی شرایط لازم برای ایجاد همرفت، عامل اصلی رخداد توفان است. سه شرط ناپایداری ایستایی، رطوبت سطوح زیرین جو و سازوکارهای بالابری در نزدیکی سطح زمین لازمه وقوع همرفت است (براکس و همکاران<sup>۱۶</sup>، ۲۰۰۳: ۶۰۶). ترکیب سه عامل ناپایداری، رطوبت و همگرایی در سطوح زیرین جو عوامل اصلی در احتمال شکل‌گیری توفان‌اند. تحقیقات نشان می‌دهد که می‌توان ارزیابی وقوع ناپایداری ترمودینامیکی جو را با کمک نظریه بسته‌هوا و شاخص بالابری تحلیل کرد در نظریه بسته‌هوا، تقسیم‌بندی وقوع انواع ناپایداری‌ها به کمک مقایسه شیب آهنگ کاهش بی‌دررو دما بین یک بسته‌هوای خشک/ مرطوب و محیط ارزیابی می‌شود. بسته به این که آهنگ کاهش بسته‌هوا کوچک‌تر یا بزرگ‌تر از آهنگ کاهش محیط باشد، شرایط پایداری و یا ناپایداری بسته‌هوا تعریف می‌شود.

## ۲- مواد و روش‌ها

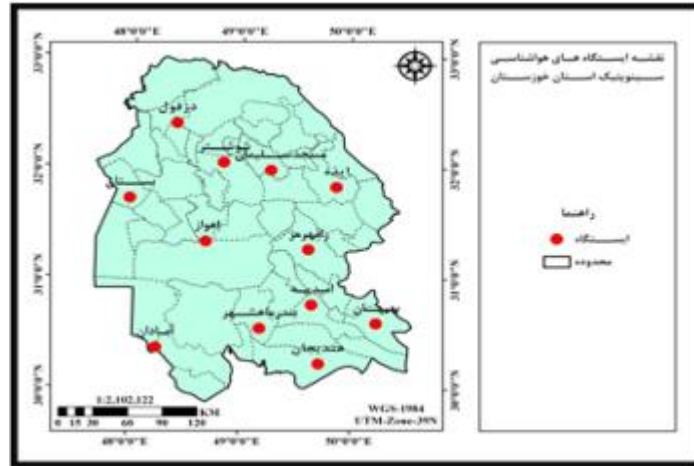
جهت بررسی پدیده اقلیمی توفان تندری در استان خوزستان اطلاعات و آمار ۱۲ ایستگاه سینوپتیک طی دوره آماری ۱۰ ساله (۱۳۹۲-۱۳۸۲) مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۱). آمار و اطلاعات بعد از جمع‌آوری و تکمیل، مورد آزمون قرار گرفت تا یک دوره آماری یکسان از آن‌ها استخراج گردد. اطلاعات در محیط Excel مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و نقشه پراکندگی توفان‌های تندری در خوزستان تهیه شد. اطلاعات توفان‌های تندری در محدوده استان خوزستان بررسی شده و تحلیل مکانی-زمانی این پدیده اقلیمی در محدوده مورد مطالعه مورد بررسی قرار گرفت. تغییرات روزهای توأم با توفان تندری در استان خوزستان در طی دوره آماری مطالعاتی، بر اساس روش‌های آماری ناپارامتریک من-کندال<sup>۱۷</sup> و شاخص سن<sup>۱۸</sup> مورد بررسی قرار گرفت و نقشه‌های توزیع جغرافیایی نوع روند (افزایشی، ثابت و کاهش) روزهای توأم با توفان تندری در

<sup>16</sup> Brooks et al

<sup>17</sup> Mann- Kendall Test

<sup>18</sup> Sen's Index

مقیاس‌های فصلی و سالانه در محیط GIS تهیه گردید، سپس نقشه‌های سینوپتیکی تهیه و مورد بررسی قرار گرفت.



شکل ۱ نقشه موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی سینوپتیک مورد مطالعه استان خوزستان

از نقاط قوت روش من-کندال می‌توان به مناسب بودن کاربرد آن برای سری‌های زمانی‌ای 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 مزایای استفاده از این روش است (تورگی<sup>۱۹</sup> و ارکان، ۲۰۰۵). فرض صفر این آزمون بر تصادفی بودن و عدم وجود روند در سری داده‌ها دلالت دارد و پذیرش فرض یک دال بر وجود روند در سری داده‌ها است. مراحل محاسبه آماری این آزمون به شرح زیر است:

۱. محاسبه اختلاف بین تک‌تک مشاهدات با همدیگر و اعمال تابع علامت و استخراج

پارامتر  $S$  به شرح زیر:

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

<sup>19</sup> Turgay and Ercan



که  $n$  تعداد مشاهدات سری و  $x_j$  و  $x_k$  به ترتیب داده‌های  $j$ ام و  $k$ ام سری می‌باشند. تابع علامت نیز به شرح زیر قابل محاسبه است:

$$\text{sgn}(x) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (2)$$

۲. اگر ایستگاه‌ها دارای آمار بلندمدت باشند از رابطه زیر برای محاسبه واریانس استفاده می‌شود:

$$\text{Var}(s) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{t=1}^m t(t-1)(2t+5)}{18} \quad (3)$$

که  $n$  تعداد داده‌های مشاهده‌ای و  $m$  معرف تعداد سری‌هایی است که در آن‌ها حداقل یک داده تکراری وجود دارد.  $t$  نیز بیانگر فراوانی داده‌های باارزش یکسان می‌باشد.

$$Z = \begin{cases} \frac{s-1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{if } s > 0 \\ 0 & \text{if } s = 0 \\ \frac{s+1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{if } s < 0 \end{cases} \quad (4)$$

در یک آزمون دو دامنه جهت روندیابی سری داده‌ها، فرض صفر در حالتی پذیرفته می‌شود که رابطه زیر برقرار باشد:

$$|Z| \leq Z_{\alpha/2} \quad (5)$$

که  $\alpha$  سطح معنی‌داری است که برای آزمون در نظر گرفته می‌شود و  $Z_{\alpha}$  آماره توزیع نرمال استاندارد در سطح معنی‌داری  $\alpha$  می‌باشد که با توجه به دو دامنه بودن آزمون،  $\alpha/2$  استفاده شده



است. در صورتی که آماره  $Z$  مثبت باشد روند داده‌ها صعودی و در صورت منفی بودن آن روند نزولی خواهد بود (جورج<sup>۲۰</sup> و همکاران، ۲۰۰۹: ۴۷۱).

باید یادآور شد که در روش شاخص سن نیز همانند روش من-کندال از تحلیل تفاوت بین مشاهدات یک سری زمانی بهره گرفته می‌شود. این روش بر مبنای محاسبه شیب میانه<sup>۲۱</sup> در سری زمانی و قضاوت در مورد معنی‌داری سطوح اطمینان مختلف استوار است. محاسبه شیب بین هر جفت داده مشاهده‌ای با استفاده از رابطه ۶ حاصل می‌آید:

$$Q = \frac{X_t - X_s}{ts} \quad (۶)$$

در رابطه ۶ پارامترهای  $X_t$  و  $X_s$  به ترتیب مشاهده‌ای در زمان‌های  $t$  و  $s$  و  $t$  یک واحد زمانی بعد از زمان  $s$  است. با اعمال رابطه (۶) برای هر جفت داده مشاهده‌ای، یک سری زمانی از شیب‌های محاسبه‌شده حاصل می‌شود که از محاسبه میانه این سری زمانی شیب‌خط روند ( $Q_{med}$ ) به دست می‌آید. مقدار مثبت حاکی از  $Q_{med}$  روند صعودی و مقدار منفی آن دال بر نزولی بودن روند می‌باشد؛ اما محاسبه پارامتر  $C_a$  در سطوح اعتماد مورد آزمون به کمک رابطه ۷ قابل استخراج است:

$$C_a = Z_1 - \frac{a}{2} \sqrt{Var(s)} \quad (۷)$$

در رابطه ۷،  $Z$  آماره توزیع نرمال استاندارد می‌باشد و در یک آزمون دو دامنه بسته به سطوح اعتماد مورد آزمون می‌تواند مقادیر مختلفی را به خود بگیرد. این آماره برای سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد به ترتیب برابر با ۱/۹۶ و ۲/۵۸ در نظر گرفته شده سپس محاسبه حدود اعتماد بالا و پایین ( $M_2, M_1$ ) از طریق رابطه ۷ به دست می‌آید:

$$\begin{cases} M_1 = \frac{N' - C_a}{2} \\ M_2 = \frac{N' - C_a}{2} \end{cases} \quad (۸)$$

<sup>20</sup> Juraj

<sup>21</sup> Sen's Estimator Slope

در رابطه ۸، N نشان‌دهنده تعداد شیب‌های محاسبه‌شده در روابط است. معمولاً در مرحله نهایی، حدود اطمینان محاسبه می‌گردد، به این ترتیب که از بین شیب‌های محاسبه شده توسط رابطه ۶، M1 و (M2+1) شیب‌های استخراج می‌شود. در صورتی که عدد صفر در دامنه بین دو شیب استخراج‌شده فوق قرار بگیرد، فرض صفر پذیرفته می‌شود و بر سری زمانی مورد آزمون نمی‌توان هیچ‌گونه روندی را در سطح اعتماد به کار گرفته شده نسبت داد. در غیر این صورت فرض صفر رد شده و می‌توان پذیرفت که سری زمانی دارای روند معنی‌داری در سطح اعتماد مورد آزمون می‌باشد (حجام و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۵۷).

### ۳- یافته‌های تحقیق

به منظور ارزیابی چگونگی تغییرات مکانی پدیده توفان تندری در منطقه مورد مطالعه، روزهای توأم با پدیده توفان تندری به عنوان روزهای نمونه (شاهد) طی دوره آماری ۱۰ ساله (۱۳۸۲-۱۳۹۲) برای ۱۲ ایستگاه منتخب استخراج گردید. جهت بررسی پراکندگی و روند پدیده اقلیمی توفان تندری ابتدا هر کدام از ایستگاه‌های مطالعاتی، مورد بررسی قرار گرفت و پس از آن بیشینه و کمینه روزهای توأم با توفان تندری در بین ماه‌ها و فصول مختلف بررسی شدند (جدول ۱).

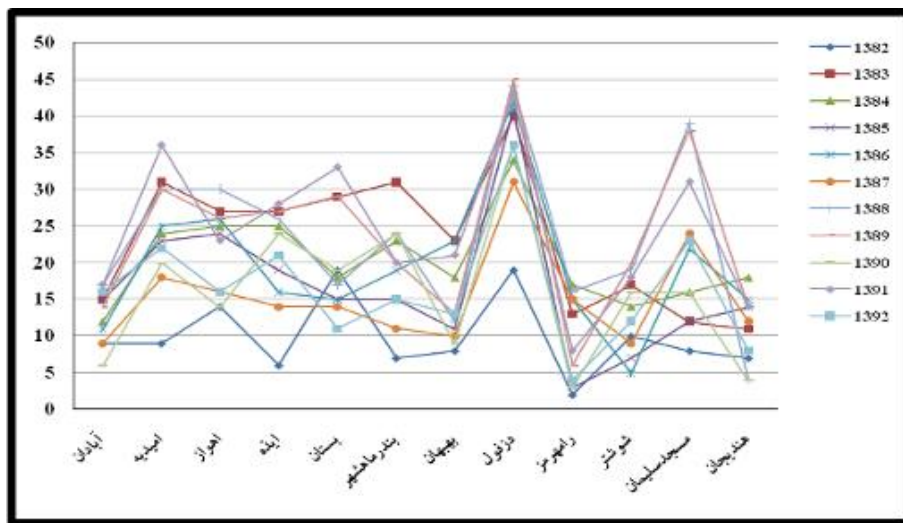
جدول ۱ فراوانی ماهانه و سالانه تعداد روزهای توأم با توفان تندری ایستگاه‌های مورد مطالعه طی دوره آماری ۱۳۸۲-۱۳۹۲ (اداره هواشناسی استان خوزستان، ۱۳۹۴)

ردیف	نام ایستگاه	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	سالانه
۱	آبادان	۳۷	۱۰	۲	۰	۰	۱	۹	۱۱	۳۷	۱۳	۱۲	۲۱	۱۳۳
۲	امیدیه	۳۶	۱۲	۳	۱	۱	۰	۵	۲۸	۴۰	۳۴	۱۶	۴۰	۲۱۶
۳	اهواز	۴۲	۱۹	۴	۲	۰	۰	۱۲	۳۳	۴۰	۲۵	۱۷	۳۰	۲۲۴
۴	ایذه	۳۰	۱۴	۴	۴	۳	۱	۱۸	۳۷	۴۷	۲۶	۱۸	۳۱	۲۳۳
۵	بستان	۴۲	۲۸	۲	۲	۰	۰	۱۲	۲۰	۳۵	۲۶	۱۷	۳۵	۲۱۹
۶	بندر ماهشهر	۳۳	۱۶	۳	۱	۰	۰	۹	۲۲	۴۲	۲۷	۲۲	۳۴	۲۰۹
۷	بهبهان	۲۶	۵	۲	۱	۲	۱	۵	۲۲	۴۰	۲۲	۱۶	۲۹	۱۷۱
۸	دزفول	۶۳	۳۴	۵	۱	۱	۰	۱۳	۴۰	۵۱	۴۲	۳۳	۴۹	۳۳۲
۹	رامهرمز	۱۴	۵	۳	۰	۰	۰	۵	۲۰	۲۲	۱۷	۱۳	۱۹	۱۱۸
۱۰	شوشتر	۲۱	۸	۱	۰	۰	۰	۷	۲۲	۳۱	۱۹	۱۵	۲۳	۱۴۷
۱۱	مسجدسلیمان	۲۷	۱۹	۴	۱	۳	۱	۴	۲۸	۳۰	۲۸	۲۵	۲۵	۲۰۵
۱۲	هندیجان	۳۰	۷	۲	۱	۰	۰	۲	۲۴	۳۲	۲۶	۱۴	۲۴	۱۶۲

شکل ۲ پراکندگی سالانه روزهای همراه با توفان تندری در طی ۱۰ سال (۱۳۸۲-۱۳۹۲) را نشان می‌دهد که بالاترین میزان توفان تندری در سال ۱۳۹۱ در تمام ایستگاه‌ها (آبادان ۱۷ روز، امیدیه ۳۶ روز، اهواز ۲۳ روز، ایذه ۲۸ روز، بستان ۳۳ روز، بندر ماهشهر ۲۰ روز، بهبهان ۲۱ روز، دزفول ۴۳ روز، رامهرمز ۸ روز، شوشتر ۱۸ روز، مسجدسلیمان ۳۱ روز و هندیجان ۱۴ روز)

در مجموع ۲۹۲ روز توفان تندری بوده است و کمترین تعداد روزهای توأم با توفان تندری در سال ۱۳۸۲ بوده است.

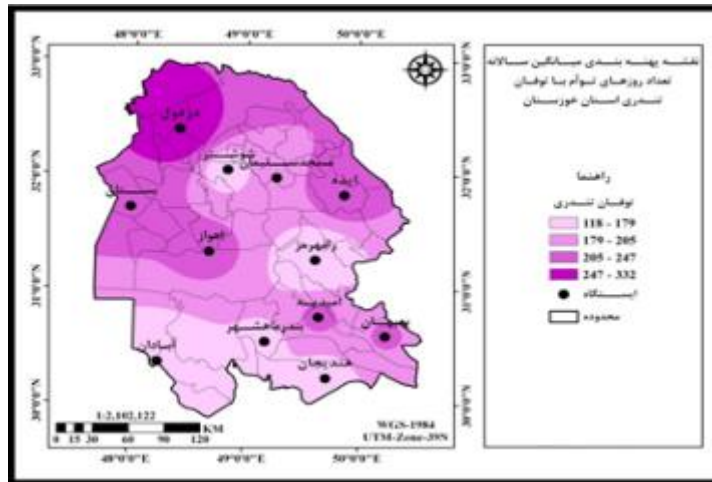
شکل ۲ نمودار میانگین روند سالانه روزهای توأم با توفان تندری ایستگاه‌های مورد مطالعه طی دوره آماری



۱۳۸۲-۱۳۹۲

### ۳-۱- پراکندگی مکانی تعداد روزهای توأم با توفان تندری استان خوزستان

شکل ۳ نقشه میانگین سالانه روزهای توأم با توفان تندری در ایستگاه‌های استان خوزستان را نشان می‌دهد که این پدیده در سطح استان از پراکندگی یکنواختی برخوردار نیست و با توجه به شرایط جوی و موقعیت جغرافیایی و شرایط مرزی بعضی از ایستگاه‌ها دارای ماکزیمم و مینیمم پراکندگی روزهای توأم با توفان تندری می‌باشند. نقشه میانگین سالانه تعداد روزهای توأم با توفان تندری در استان خوزستان در چهار طبقه تقسیم‌بندی شده است، طبقه اول که شامل کمترین روزهای همراه با توفان تندری است، مربوط به ایستگاه رامهرمز با ۱۱۸ روز و بیشترین روزهای همراه با توفان تندری که ۳۳۲ روز در سال می‌باشد مربوط به ایستگاه دزفول است.



شکل ۳ نقشه پراکندگی سالانه تعداد روزهای توأم با توفان تندری استان خوزستان

### ۲-۳- نتایج آزمون من-کندال و شاخص سن

ابتدا جهت توصیف ویژگی‌های عمومی روزهای توأم با توفان تندری در استان خوزستان، نقشه میانگین روزهای توأم با توفان تندری با استفاده از روش زمین‌آماری و میانبایی IDW مورد بررسی قرار گرفت. همچنین تغییرات ماهانه، فصلی و سالانه این پدیده اقلیمی با رسم نمودار توصیف گردید. برای کلیه ایستگاه‌های هواشناسی مورد مطالعه استان خوزستان در سری‌های سالانه و فصلی در ابتدا آماره‌های دو آزمون ناپارامتری من-کندال و شاخص سن محاسبه گردید. سپس معنی‌داری نتایج این آماره‌ها در سطوح اطمینان ۹۵٪ و ۹۹٪ مورد آزمون قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۲ درج شده است.

جدول ۲ نتایج حاصله از آزمون من- کندال و شاخص سن در سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد ایستگاه‌های مورد مطالعه طی دوره آماری ۱۳۹۲-۱۳۸۲

ردیف	ایستگاه	بهار		تابستان		پاییز		زمستان		سالانه	
		Q <sub>med</sub>	Z	Q <sub>med</sub>	Z	Q <sub>med</sub>	Z	Q <sub>med</sub>	Z	Q <sub>med</sub>	Z
۱	آبادان	۰	-۰/۲۴	۰	-۰/۳۲	۰	۰/۸۳	۰	۰/۳۹	۰	-۰/۴۸
۲	امیدیه	۰/۰۴**	۳/۰۱*	۰	-۰/۳۸	۰/۱۷*	۵/۰۲**	۰/۱۱*	۴/۹۲**	۰/۸۷**	۰/۴*
۳	اهواز	۰/۰۹**	۴/۴۳**	۰	-۰/۵۸	۰/۲۰**	۶/۲۹**	۰/۱۵**	۵/۸۳**	۰/۲۳**	۰/۵**
۴	ایذه	۰/۱۲*	۴/۵۸**	۱/۰۴	۰	۴/۴۷**	۰/۲۳*	۵/۱۹**	۵/۲۱*	۵/۸۸**	۰/۶**
۵	بستان	۰/۰۵**	۳/۲۱**	۰	-۰/۴۹	۵/۱۴**	۰/۱۸*	۴/۵۷**	۰/۱۰*	۵/۰۱**	۰/۲**
۶	بندر ماهشهر	۰	-۰/۲۵	۰	-۰/۳۴	۰/۸۹	۰	۰/۴۲	۰	-۰/۴۵	۰
۷	بهبهان	۰/۲۲	۰	۰/۴۰	۰	۲/۹۶*	۰	۰/۴۷*	۰/۰۲*	۰/۵۹	۰/۲*
۸	دزفول	۴/۲۳**	۰/۱۴**	۱/۱۶	۰	۴/۹۷**	۰/۲۲**	۵/۵**	۰/۲۳**	۶/۲۱**	۰/۶**
۹	رامهرمز	۰	-۰/۲۷	۰	-۰/۳۵	۱/۷۶	۰	۰/۳۶	۰	۰/۴۱	۰/۱*
۱۰	شوشتر	۰/۰۷*	-۰/۲۶	۰	-۰/۳۷	۲/۹۳**	۰/۰۱**	۳/۳۱*	۰	۳/۵۴**	۰/۲*
۱۱	مسجدسلیمان	۰/۱۰**	۰/۴۱	۰/۱۰**	۰	۳/۷۴**	۰/۱۲*	۴/۵۶**	۰/۰۱**	۴/۲۱**	۰/۳**
۱۲	هندیجان	۰	-۰/۲۸	۰	-۰/۲۷	۰/۷۴	۰	۰/۲۶	۰	-۰/۴۱	۰

علامت \*\*بیانگر وجود روند در سطح اطمینان ۹۹ درصد و علامت \* میزان روند در سطح اطمینان ۹۵ درصد را نشان می‌دهد.

با بررسی مقادیر مندرج در جدول فوق مشخص می‌گردد که در بین سری داده‌های سالانه، با استفاده از آزمون من- کندال و شاخص سن در سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد اکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه دارای روند افزایشی و معنی‌دار به‌جز ایستگاه آبادان، بندر ماهشهر و هندیجان بودند. در سری داده‌های فصل بهار، روند افزایشی و کاهشی در ایستگاه‌های مطالعاتی مشاهده گردید. با تحلیل داده‌های فصل تابستان، در ایستگاه‌های مورد مطالعه مشخص گردید که با استفاده از آزمون من- کندال، روند کاهشی معنی‌دار در اکثر ایستگاه‌های مطالعاتی به‌جز ایستگاه دزفول، ایذه و مسجدسلیمان مشاهده شد که با آزمون شاخص سن چنین روندی مشاهده نشد. تحلیل داده‌های فصل پاییز و زمستان نیز حاکی از روند افزایشی در تمام ایستگاه‌ها است. در این سری داده‌ها، آزمون من- کندال و آزمون شاخص سن در سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد ایستگاه‌های مورد مطالعه دارای روند معنی‌دار بودند.

جهت شناخت پراکندگی مناطقی که دارای روند معنی‌داری از لحاظ وقوع پدیده توفان تندری هستند، ضمن آگاهی از نتایج حاصل‌شده از آزمون من- کندال اقدام به تهیه نقشه گردید. برای تهیه این نقشه از روش میانمایی IDW برای شناسایی محدوده‌های دارای روند استفاده گردید. شکل ۴ توزیع مکانی ایستگاه‌های دارای روند معنی‌دار را به تفکیک سری سالانه نشان می‌دهد. در فصل بهار بالاترین روند معنی‌دار در ایستگاه‌های دزفول، ایذه، اهواز، بستان و امیدیه دیده می‌شود. در این فصل در ایستگاه‌های آبادان، بندر ماهشهر، هندیجان، رامهرمز و شوشتر روند



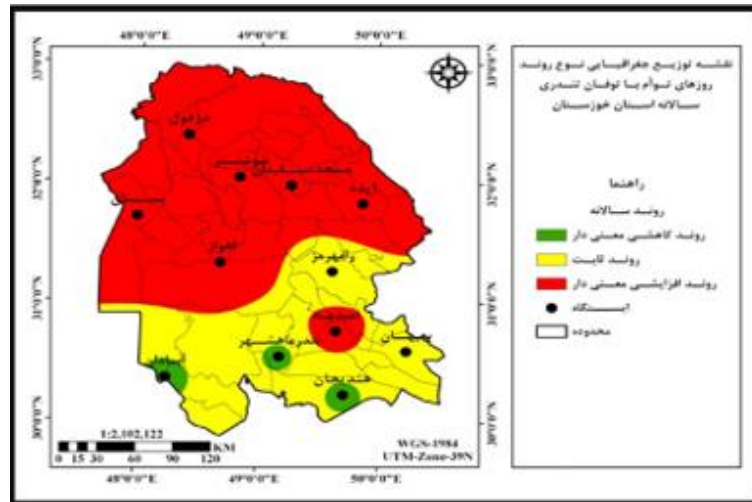
کاهش معنی‌دار دیده می‌شود و در ایستگاه‌های بهبهان و مسجدسلیمان نیز روند ثابت مشاهده می‌گردد.

در فصل تابستان، قسمت‌های جنوبی، مرکزی و غربی منطقه (ایستگاه‌های آبادان، بندر ماهشهر، هندیجان، امیدیه، رامهرمز، اهواز، بستان و شوشتر) دارای روند کاهش معنی‌دار می‌باشند. در فصل تابستان در نیمه شمالی، شمال شرق، شرق و جنوب شرق منطقه مورد مطالعه (ایستگاه‌های دزفول، مسجدسلیمان، ایذه و بهبهان)، روند ثابت مشاهده می‌گردد.

در فصل پاییز در کل منطقه روند افزایشی معنی‌دار (ایستگاه‌های دزفول، شوشتر، مسجدسلیمان، بستان، ایذه، رامهرمز، امیدیه، اهواز و بهبهان) مشاهده می‌شود. ایستگاه‌های هندیجان، بندر ماهشهر و آبادان دارای روند ثابت می‌باشند.

در فصل زمستان، قسمت‌های جنوبی و جنوب شرقی منطقه (ایستگاه‌های آبادان، بندر ماهشهر، هندیجان، رامهرمز و بهبهان) دارای روند ثابت می‌باشند. در نیمه شمالی، شرقی، غربی و مرکزی منطقه مورد مطالعه (ایستگاه‌های دزفول، مسجدسلیمان، شوشتر، ایذه، اهواز و بستان)، روند افزایشی معنی‌دار مشاهده می‌گردد.

توزیع مکانی روند سالانه روزهای توأم با توفان تندری در استان خوزستان (شکل ۴) حاکی از وجود روند افزایشی معنی‌دار در اکثر ایستگاه‌های مطالعاتی استان (ایستگاه‌های دزفول، ایذه، اهواز، مسجدسلیمان، شوشتر، امیدیه و بستان) می‌باشد. در ایستگاه‌های آبادان، بندر ماهشهر و هندیجان روند کاهش معنی‌دار دیده می‌شود و در ایستگاه‌های بهبهان و رامهرمز نیز روند ثابت مشاهده می‌گردد.

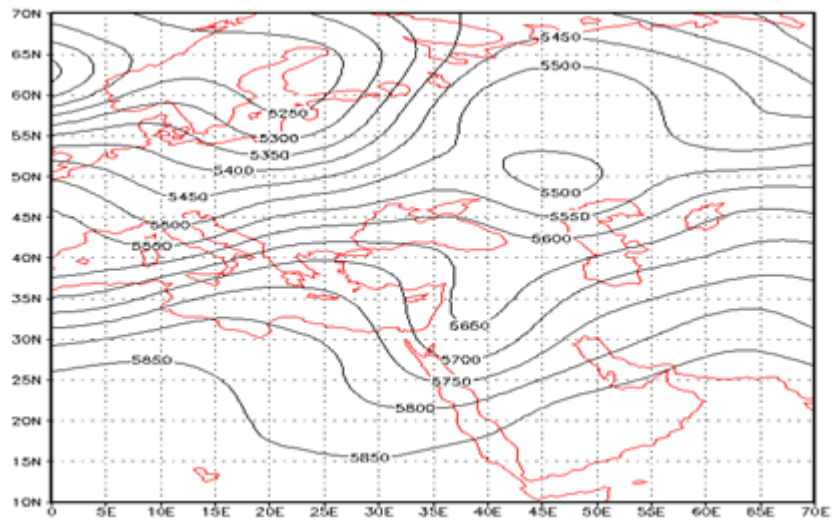


شکل ۴ نقشه توزیع جغرافیایی نوع روند روزهای توأم با توفان تندری سالانه استان خوزستان

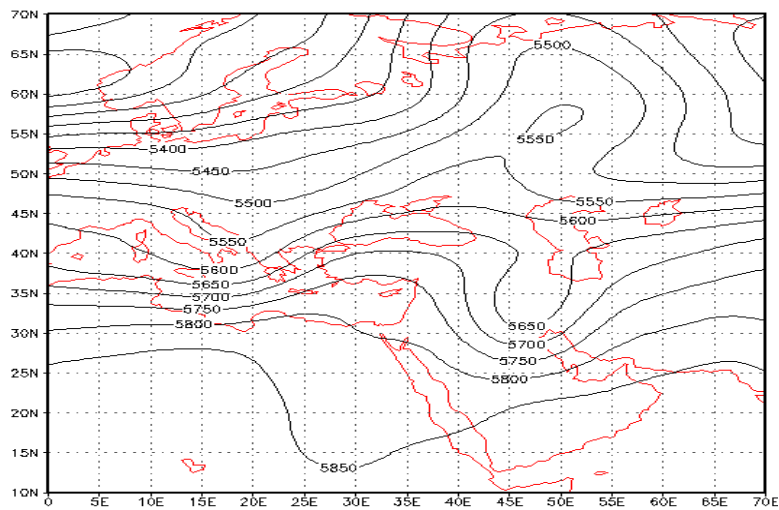
### ۳-۳- تحلیل سینوپتیکی توفان‌های تندری استان خوزستان

جهت تحلیل سینوپتیکی توفان‌های تندری استان خوزستان در طول دوره آماری ۱۳۸۲-۱۳۹۲، روزهای ۱۷ و ۱۸ فروردین سال ۱۳۹۲ را (به دلیل وقوع بیشترین فراوانی توفان‌های تندری) انتخاب نمودیم. با توجه به نقشه ساعت ۱۲ سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در روز ۱۷ فروردین یک مرکز کم ارتفاع بریده با ارتفاع مرکزی ۵۵۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی کشور عراق (نصف‌النهار ۴۵ شرقی و مدار ۵۰ درجه شمالی) مستقر شده است. گرادیان ارتفاع ناوه مذکور ۳۵۰ متر است که مرکز آن بر روی شمال غربی دریای خزر قرار گرفته و پربند ۸۵۰ ژئوپتانسیل متر آن تا جنوب دریای سرخ امتداد یافته است. این ناوه امواج غربی را به دو شاخه تقسیم کرده است. شاخه‌ی شمالی آن به سمت روسیه و سیبری منحرف شده و شاخه‌ی جنوبی آن به عرض‌های پایین منتقل شده است. با تغییر مسیر امواج غربی به عرض‌های جنوبی‌تر، این امواج با عبور از آب‌های جنوبی کشور، رطوبت کسب کرده و باعث ایجاد ناپایداری و بارش در مناطق جنوب غرب ایران بالأخص خوزستان شده است که به‌موجب آن بیشترین افت فشار همراه با ناپایداری شدید هوا را در ایستگاه‌های استان خوزستان به همراه دارد. در لایه‌های میانی جو، ریزش هوای سرد باعث تبدیل بارش به تگرگ شده است. در روز ۱۸ فروردین، ناوه روز قبل به‌طرف شرق و جنوب جابه‌جا شده و بر روی نواحی غربی ایران مستقر شده است. به همین دلیل، امواج غربی به‌طور کامل کشور

ایران را در بر گرفته‌اند. افزایش گرادیان کنتوری بر روی ایران نشان‌دهنده‌ی ناپایداری شدید در منطقه‌ی مورد مطالعه است (شکل‌های ۵ و ۶).



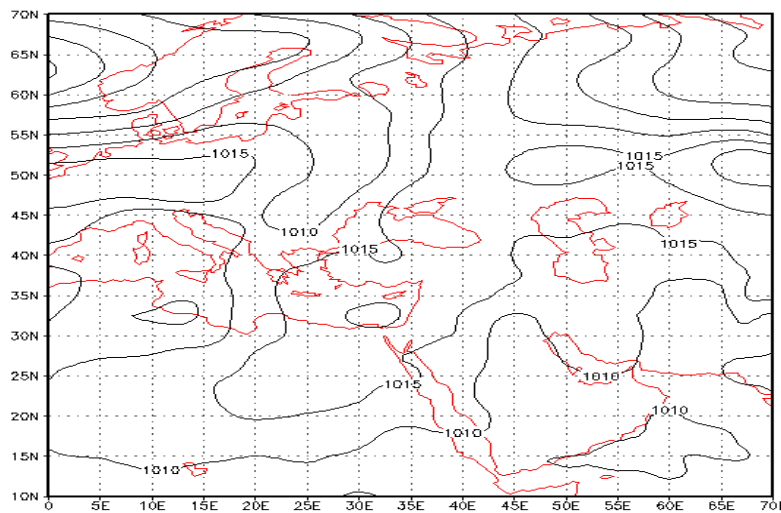
شکل ۵ نقشه‌ی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ۱۷ فروردین ساعت ۱۲:۰۰



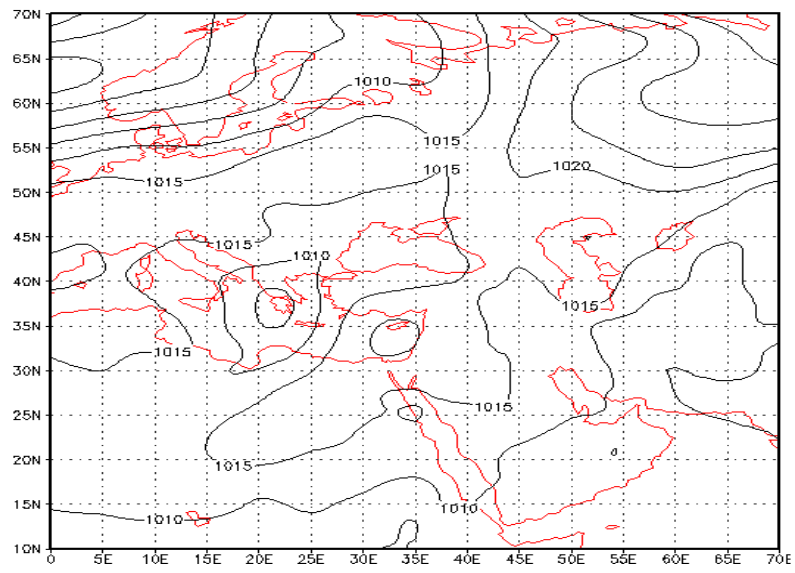
شکل ۶ نقشه‌ی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ۱۸ فروردین ساعت ۱۲:۰۰



در نقشه‌ی فشار تراز دریا در روز ۱۷ فروردین مرکز پرفشاری با فشار مرکزی ۱۰۲۰ هکتوپاسکال بر روی شرق دریای مدیترانه و شمال دریای سرخ (۴۰ درجه شمالی و ۲۰ درجه غربی) و یک مرکز کم‌فشار نیز بر روی شمال دریای خزر با فشار مرکزی ۱۰۱۵ هکتوپاسکال مستقر شده (نصف‌النهار ۵۵ درجه شرقی و مدار ۵۰ درجه شمالی) و پربند آن تا نواحی مرکزی دریای خزر کشیده شده و هوای سرد را به مرکز ایران تزریق می‌کند. استقرار همین پرفشار باعث شده تا جریانات جنوبی نتوانند به‌خوبی وارد منطقه‌ی مورد مطالعه شوند. در نتیجه به‌جز نواحی جنوب شرق کشور بیشتر قسمت‌های کشور دارای هوایی پایدار و بدون بارش می‌باشد. همچنین در این روز مرکز کم‌فشار ۱۰۱۰ هکتوپاسکال بر روی خلیج عدن شکل گرفته و پربند آن تا نواحی جنوب غربی کشور امتداد یافته و باعث ایجاد ناپایداری شده که نشان می‌دهد که جبهه در حال عبور از روی استان خوزستان می‌باشد. با عبور جبهه سرد از این ایستگاه از ساعت ۱۲:۰۰ به بعد باد شدید و احتمال رگبار به صورت پراکنده وجود دارد و به‌موجب آن در این ایستگاه رگبار شدید و رعدوبرق را به همراه دارد. در روز ۱۸ فروردین سیستم پرفشار مستقر بر روی دریای مدیترانه به سوی شرق حرکت کرده و کم‌فشار مستقر بر روی خلیج عدن به‌طرف شمال جابه‌جا شده و چون هوای سرد از عرض‌های بالا به منطقه‌ی مورد مطالعه تزریق شده، بارش به صورت تگرگ اتفاق افتاده است (شکل‌های ۷ و ۸).

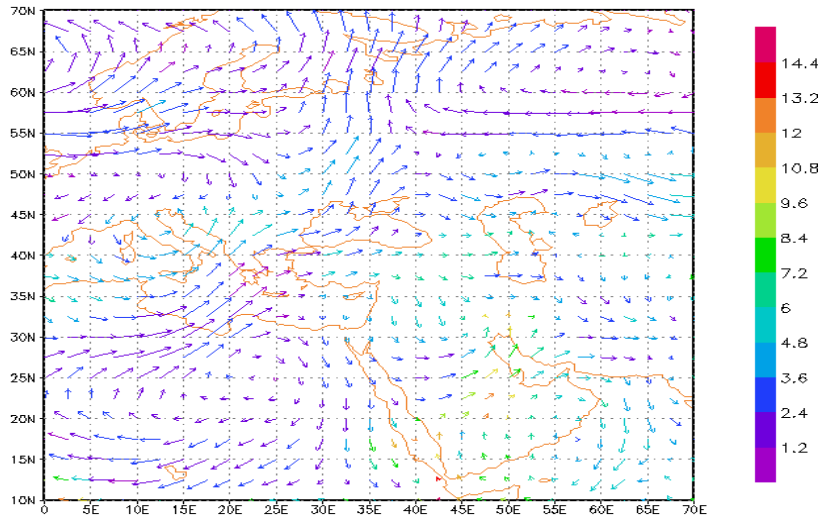


شکل ۷ نقشه‌ی فشار تراز متوسط دریا ۱۷ فروردین ساعت ۱۲:۰۰

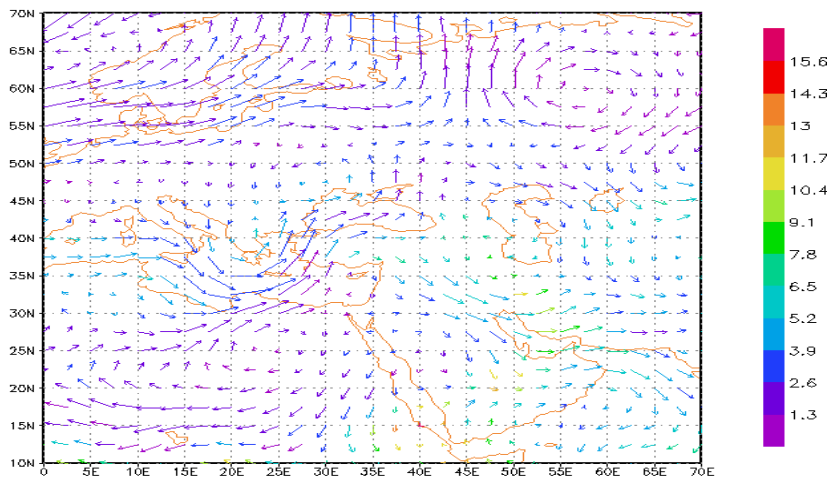


شکل ۸ نقشه‌ی فشار تراز متوسط دریا ۱۸ فروردین ساعت ۱۲:۰۰

در نقشه‌ی وزش رطوبتی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مربوط به این روز مشاهده می‌شود که واچرخندی بر روی خلیج عدن تشکیل شده است (شکل ۹). این واچرخند با حرکت آنتی سیکلونی خود رطوبت دریای عمان، دریای سرخ و خلیج فارس را به مناطق جنوب غرب و غرب ایران تزریق کرده و باعث تشدید ناپایداری در این مناطق شده است. همچنین وجود چرخندگی مثبت واقع در شمال دریای سرخ، با حرکت سیکلونی خود رطوبت دریای سرخ و خلیج فارس را به نیمه‌ی غربی ایران تزریق کرده است. چرخند مذکور باعث ایجاد ناهنجاری در استان خوزستان شده و در روز ۱۸ فروردین، به موازات حرکت چرخندها و واچرخندها به طرف شرق، زبانه‌های مرطوب نیز به سمت شرق جابه‌جا شده‌اند. واچرخندی که بر روی خلیج عدن تشکیل شده بود، به دریای عمان رسیده و در این روز رطوبت را از طریق تنگه‌ی هرمز به نواحی داخلی ایران منتقل می‌کند. همچنین چرخند مثبتی که روز قبل به ایران نرسیده بود، در این روز کاملاً بر روی غرب کشور مستقر شده و با حرکت سیکلونی خود همچنان در حال تزریق رطوبت خلیج فارس به قسمت‌های داخلی ایران بوده و ناپایداری شدیدی را در منطقه‌ی مورد مطالعه به وجود آورده است (شکل ۱۰).



شکل ۹ وزش رطوبتی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (۱۷ فروردین) ساعت ۱۲:۰۰



شکل ۱۰ وزش رطوبتی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (۱۸ فروردین) ساعت ۱۲:۰۰

با بررسی نقشه ترازهای مختلف در این ساعت می‌توان دریافت که رخداد توفان تندری در استان خوزستان جبهه‌ای می‌باشند و موقعیت جبهه کاملاً بر روی نقشه متصور است. در این روز بین ساعت ۰۰ تا ۱۲ بارندگی شدیدی بر روی منطقه مورد مطالعه وجود دارد. همچنین در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی مرکز کم ارتفاع با محور قائم بر روی عراق بسته شده است و ناوه آن به سمت

دریای مدیترانه متمایل است، یک سامانه بسته بندال یا کم‌فشار بریده است که کاملاً به صورت ناوه مثبت کج شده است. یافته‌های این پژوهش تاییدی بر نتایج پژوهش‌های سوآلا و چوزی<sup>۲۲</sup> (۲۰۰۱: ۳۵۵)، تافرتر و همکاران<sup>۲۳</sup> (۲۰۰۸)، صلاحی (۱۳۸۹: ۱۲۹)، مفتاحی نمین و صلاحی (۱۳۹۲)، لشکری و آقاسی (۱۳۹۲: ۲۰۳)، عقیلی دهکردی (۱۳۹۲)، نوزاد و صلاحی (۱۳۹۲)، ایران پور و حنفی (۱۳۹۴: ۱۱۵) است. با توجه به نقشه‌های مربوط به رخداد توفان و بررسی نقشه‌ها می‌توان دریافت که رخداد توفان‌های تندری در استان خوزستان عموماً جبهه‌ای است و ناشی از فرارفت هوای گرم از روی خلیج فارس است و علیرغم وجود شرایط برای رخداد پیچند، در این منطقه پیچندی رخ نداده است و دلیل این امر شوری خلیج فارس و کمی وسعت آن برای تأمین رطوبت کافی برای رخداد این پدیده است. بررسی‌ها نشان داد که رخداد توفان‌های تندری در فصول زمستان و پاییز به دلیل نفوذ سامانه‌های باران‌زا به منطقه بیشترین مقدار را دارا می‌باشد (جدول ۳). الگوهای سینوپتیک جوی بیانگر این امر است که عامل ایجاد این پدیده در منطقه، نتیجه‌ی تقویت و گسترش سامانه‌های کم‌فشار واقع در شرق دریای سرخ و عربستان است.

#### ۴- نتیجه‌گیری

با بررسی نتایج آزمون من- کندال و شاخص سن مشخص گردید که در بین سری داده‌های سالانه در سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد اکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه دارای روندی افزایشی و معنی دار بودند. لازم به ذکر است که ایستگاه آبادان، بندر ماهشهر و هندیجان از این قاعده مستثنی بوده‌اند. در سری داده‌های فصل بهار، روند افزایشی و کاهشی در ایستگاه‌های مطالعاتی مشاهده گردید. تحلیل داده‌های فصل تابستان در ایستگاه‌های مورد مطالعه با استفاده از آزمون من- کندال حاکی از روندی کاهشی و معنی‌دار در اکثر ایستگاه‌های مطالعاتی بود. در این رابطه ایستگاه دزفول، ایذه و مسجدسلیمان مثبت‌منی بوده‌اند همچنین نتایج آزمون شاخص سن چنین روندی را برای آنها بارز نکرده است. تحلیل داده‌های فصل پاییز و زمستان، نیز حاکی از روند افزایشی در تمام ایستگاه‌ها است. در این سری داده‌ها، آزمون من- کندال و آزمون شاخص سن در سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۹ در ایستگاه‌های مورد مطالعه دارای روند معنی‌دار بوده است. همچنین در این مطالعه مشخص شد که روش آماری ناپارامتری من- کندال کارایی بسیار مناسبی برای تحلیل روند روزهای توأم با توفان تندری دارد.

<sup>22</sup> Soula and Chauzy

<sup>23</sup> Tafferter et al

با توجه به نتایج آزمون من-کندال در مقیاس سالانه، همه ایستگاه‌های مورد مطالعه دارای روند افزایشی معنی‌دار (ایستگاه‌های دزفول، ایذه، اهواز، مسجدسلیمان، شوشتر، امیدیه و بستان) هستند. در ایستگاه‌های آبادان، بندر ماهشهر و هندیجان روند کاهشی معنی‌دار دیده می‌شود و در ایستگاه‌های بهبهان و رامهرمز نیز روند ثابت مشاهده می‌گردد.

بررسی الگوهای جوی نشان داد که عامل ایجاد پدیده توفان تندری در منطقه، نتیجه‌ی تقویت و گسترش سامانه‌های کم‌فشار واقع در شرق دریای سرخ و عربستان است. این سامانه‌های کم‌فشار با عبور از روی آب‌های جنوبی کشور، رطوبت کسب کرده و در نواحی مرکزی، جنوب غربی و منطقه‌ی مورد مطالعه ایجاد ناپایداری می‌کنند. همچنین ریزش هوای سرد از لایه‌های میانی جو توسط پدیده‌ی سردچال، شرایط گسترش این سامانه‌های کم‌فشار جنوبی و شکل‌گیری جریان‌های ناپایدار و حرکت آن به‌سوی ایران و منطقه را فراهم می‌کند. بنابراین، ریزش هوای سرد از ترازهای میانی همراه با تغییرات شدید دما در لایه‌های بالایی و پایینی جو، باعث ناپایداری و صعود شدید هوا، تشکیل ابرهای کومولونیمبوس و ریزش شدید بارش، آذرخش، تگرگ و... در دوره‌های انتخابی در استان خوزستان شده است. بررسی‌ها نشان می‌دهد (جدول ۳) رخداد توفان‌های تندری در فصول زمستان و پائیز (فصول سرد سال) به دلیل نفوذ سامانه‌های باران‌زا به منطقه بیشترین مقدار را دارا می‌باشد. همچنین بیشترین فراوانی توفان‌های تندری در ایستگاه‌های واقع در شمال و شمال شرق استان واقع شده است.

جدول ۳ فراوانی ماهانه و سالانه تعداد روزهای توأم با توفان تندری ایستگاه‌های مورد مطالعه طی دوره آماری

۱۳۸۲-۱۳۹۲

ردیف	نام ایستگاه	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	سالانه
۱	آبادان	۲۷	۱۰	۲	۰	۰	۱	۹	۱۱	۲۷	۱۳	۱۲	۲۱	۱۳۳
۲	امیدیه	۳۶	۱۲	۳	۱	۱	۰	۵	۲۸	۴۰	۳۴	۱۶	۴۰	۲۱۶
۳	اهواز	۴۲	۱۹	۴	۲	۰	۰	۱۲	۳۳	۴۰	۲۵	۱۷	۳۰	۲۲۴
۴	ایذه	۳۰	۱۴	۴	۴	۳	۱	۱۸	۳۷	۴۷	۲۶	۱۸	۳۱	۲۳۳
۵	بستان	۴۲	۲۸	۲	۲	۰	۰	۱۲	۲۰	۳۵	۲۶	۱۷	۳۵	۲۱۹
۶	بندر ماهشهر	۲۳	۱۶	۳	۱	۰	۰	۹	۲۲	۴۲	۲۷	۲۲	۲۴	۲۰۹
۷	بهبهان	۲۶	۵	۲	۱	۲	۱	۵	۲۲	۴۰	۲۲	۱۶	۲۹	۱۷۱
۸	دزفول	۶۳	۳۴	۵	۱	۱	۰	۱۳	۴۰	۵۱	۴۲	۳۳	۴۹	۳۳۲
۹	رامهرمز	۱۴	۵	۳	۰	۰	۰	۵	۲۰	۲۲	۱۷	۱۳	۱۹	۱۱۸
۱۰	شوشتر	۲۱	۸	۱	۰	۰	۰	۷	۲۲	۳۱	۱۹	۱۵	۲۳	۱۴۷
۱۱	مسجدسلیمان	۲۷	۱۹	۴	۱	۳	۱	۴	۲۸	۳۰	۲۸	۲۵	۳۵	۲۰۵
۱۲	هندیجان	۳۰	۷	۲	۱	۰	۰	۲	۲۴	۳۲	۲۶	۱۴	۲۴	۱۶۲



## منابع

- اداره کل هواشناسی استان خوزستان (۱۳۹۴). آمار هواشناسی عناصر اقلیمی ایستگاه‌های سینوپتیک استان خوزستان.
- ایران پور، فخرالدین و حنفی، علی (۱۳۹۴). تحلیل هم‌دیدنی و ترمودینامیکی توفان‌های تندری در ایستگاه هواشناسی همدان، *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، ۱۳: ۱۱۵-۱۳۱.
- براتی، غلامرضا، مرادی، محمد و سلیمی، رقیه (۱۳۹۴). واکاوی هم‌دید بارش‌های سنگین بهاره استان زنجان، *مخاطرات محیط طبیعی*، ۶: ۷۷-۸۸.
- حاج بابایی، نوید، نصیری، آزاده و مغزی، مینا (۱۳۸۴). توفان‌های تندری در ایران و بررسی سینوپتیکی آن در شرق اصفهان، *اولین همایش ملی فرسایش بادی*، دانشگاه یزد، یزد.
- حجازی زاده، زهرا (۱۳۷۹). بررسی عوامل سینوپتیکی بارش و توفان‌های توأم با رعدوبرق در غرب کشور، *زبان و ادبیات فارسی*، ۲۸ و ۲۹: ۵-۲۶.
- حجام، سهراب، خوش‌خو، یونس و شمس‌الدین وندی، رضا (۱۳۸۷). تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه چند ایستگاه منتخب در حوزه مرکزی ایران با استفاده از روش‌های ناپارامتری، *پژوهش‌های جغرافیایی*، ۶۴: ۱۵۷-۱۶۸.
- صلاحی، برومند، (۱۳۸۹). بررسی ویژگی‌های آماری و هم‌دیدنی طوفان‌های تندری استان اردبیل، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۷۲: ۱۲۹-۱۴۲.
- طاهایی، فاطمه، سلکی، هیوا، حجازی زاده، زهرا (۱۳۹۵). بررسی الگوهای هم‌دید بارش‌های فوق سنگین غرب و جنوب غرب حوضه آبخیز دریاچه ارومیه، *فصلنامه برنامه‌ریزی و آمایش فضا*، دوره بیستم، ۱: ۶۹-۷۹.
- قویدل رحیمی، یوسف، عباسی، اسماعیل و فرج زاده، منوچهر (۱۳۹۶). تحلیلی از ویژگی‌های مخاطره توفان‌های حاره‌ای مؤثر بر سواحل جنوبی ایران، *فصلنامه برنامه‌ریزی و آمایش فضا*، دوره بیست و یکم، ۱: ۲۷۹-۲۹۳.
- قویدل رحیمی، یوسف، رضایی، محمد، فرج زاده، منوچهر (۱۳۹۴). کاربرد مدل انحراف نرمال شده دما در شناسایی و تحلیل سینوپتیک مخاطره دماهای فرین بیشینه منطقه جنوب شرق ایران، *فصلنامه برنامه‌ریزی و آمایش فضا*، دوره نوزدهم، ۴: ۱۲۳-۱۴۰.
- عقبلی دهکردی، کیوان (۱۳۹۲). تحلیل آماری و هم‌دیدنی طوفان تندری (مطالعه موردی ایستگاه تبریز)، *اولین همایش ملی کشاورزی و منابع طبیعی پایدار*، موسسه آموزش عالی مهر اروند.
- لشکری، حسن و آقاسی، نوشین (۱۳۹۲). تحلیل سینوپتیکی توفان‌های تندری تبریز در فاصله زمانی (۲۰۰۵-۱۹۹۶)، *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، ۴۵: ۲۰۳-۲۳۴.

لشکری، حسن و کیخسروی، قاسم (۱۳۸۷). تحلیل آماری سینوپتیکی توفان‌های گردوغبار استان خراسان رضوی در فاصله زمانی ۲۰۰۵-۱۹۹۳، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۶۵: ۱۷-۳۳.

مفتاحی‌نمین، شیدا و صلاحی، برومند (۱۳۹۲). تحلیل ویژگی‌های آماری و همدیدی توفان‌های تندری شهرستان آستارا، دومین همایش ملی تغییر اقلیم و تأثیر آن بر کشاورزی و محیط‌زیست، مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان آذربایجان غربی.

موقری، علیرضا و خسروی، محمود (۱۳۹۳). بررسی رابطه سامانه کم‌فشار سودانی و بارش دهم اردیبهشت‌ماه ۱۳۸۳ در استان کرمانشاه، مخاطرات محیط طبیعی، سال سوم، ۴: ۶۱-۸۰.

نوزاد، نرگس و صلاحی، برومند (۱۳۹۲). توفان‌های تندری تهدیدی اقلیمی برای شهرستان پارس‌آباد، اولین همایش ملی جغرافیا، شهرسازی و توسعه پایدار، انجمن محیط‌زیست کومش.

- Aghili Dehkordi, K. (2013). Statistical Analysis of ThunderStorm (Case Study of Tabriz Station), First National Conference on Agriculture and Sustainable Natural Resources, Mehr Arvand Institute of Higher Education. (in Persian).
- Barati, Gh., Moradi, M., & Salimi, R. (2015). Sampling of Rainy Rainfall in Zanjan Province, Natural Hazards, 6: 77-88. (in Persian).
- Bentley, M., T., Mote. (2002). Using Land Sat to Identify Thunderstorm Damage in Agricultural Regions, Bull, Amir, Meteor, Soc, Vol. 83, No. 3: 363-376.
- Brooks, H. E., Doswell, C. A. & Cooper, J. (2003). On the Environments of Tornadic and Nontornadic Mesocyclones, Weather Forecast, 9: 606-618.
- Changnon Stanley A. (2001). Thunderstorm Rainfall in the Conterminous United States, American Meteorological Society. Vol. 82. No. 9: 1925-1940.
- Dai, A. (2001). Global Precipitation and Thunderstorm, Journal of Climate .14: 1092-1111.
- Doswell, C. & Johns, R. (1992). Severe local Storms Forecasting. Weather and Forecasting, 7: 588-612.
- Geshunove, A. L., Westerling, T. (2003). Climate and Wildfire in the Western United State, Bull, Amir, Meteor, Soc, Vol. 84, No.5: 595-604.
- Ghavidel Rahimi, Y., Abbasi, I., & Farajzadeh, M. (2017). An Analysis of the Threat Storm Risk Properties Effect on the South Coast of Iran, Quarterly Journal of Space Planning and Development, Vol.2, 1: 279-293. (in Persian).
- Ghavidel Rahimi, Y., Rezaei, M., Farajzadeh, M. (2015). Application of the Normalized Temperature Deviation Model in the Synoptic Identification and Analysis of the Risk of Temperatures of the Extreme in the South-Eastern Part of Iran, Quarterly Journal of Spatial Planning and Approximation, Period 19-4: 123-140. (in Persian).
- Haj Babaei, N., Nasiri, A., & Brazani, M. (2005). Thunderstorm in Iran and its Synoptic Survey in East of Isfahan, First National Conference on Wind Erosion, Yazd University, Yazd. (in Persian).

- Hejam, S., Khashkhoo, Y., & Shamsudin Vandi, R. (2009). Analysis of the Trend of Seasonal and Annual Rainfall Changes of Selected Stations in the Central Region of Iran using non-Parametric Methods, *Geographic Research*, 64: 157-168. (in Persian).
- Hejazi Zadeh, Z. (2000). Study of Synoptic Factors of Rainfall and Storms with Thunderstorms in the West of the Country, *Persian language and literature*, 28 and 29: 5-26. (in Persian).
- Iranpour, F., & Hanafi, A. (2015). Thermodynamic and Simulation Analysis of Thunderstorms in Hamedan Meteorological Station, *Geography and Environmental Hazards*, 13: 115-131. (in Persian).
- Juraj M., Cunderlik, Taha B. M. J. Ouarada. (2009). Trends in the Timing and Magnitude of Floods in Canada, *Journal of Hydrology*, No. 375: 471-480.
- Khuzestan Province Meteorological Administration. (2015). Meteorological Statistics of Climatic Elements of Synoptic Stations of Khuzestan Province. (in Persian).
- Lashkarri, H., & Aghasi, H. (2013). Synoptic Analysis of Thunderstorm in Time (1996-1996), *Geography and Planning*, 45: 203-234. (in Persian).
- Lashkari, H., & Kikhsravi, Q. (2008). Synoptic Statistical Analysis of Duststorms in Khorasan Razavi Province Between 1993-1993, *Natural Geographic Research*, 65: 17-33. (in Persian).
- Maghari, A., & Khosravi, M. (2014). Investigation of the Relationship Between the Sudanese Low Pressure System and Precipitation in the Province of Kermanshah, May 3, 2004, *Natural Hazards*, Third year, 4: 61-80. (in Persian).
- Manohar. G. k. (1999). Thunderstorm Activity over Indian Southwest Monsoon, *Geophys Journal of Research*, 104: 4169-4188.
- Meftahei Namin, Sh., & Salahi, B. (2013). Analysis of Statistical Characteristics of Thunderstorm in Astara, Second National Conference on Climate Change and its Impact on Agriculture and the Environment, Agricultural Research Center and Natural Resources of West Azarbaijan Province. (in Persian).
- Nowzad, N., & Salahi, B. (2013). Storm A Climate Threat for Parsabad City, the First National Conference on Geography, Urban Development and Sustainable Development, Koomesh Environmental Society. (in Persian).
- Rasmussen, E. & Blanc, hard, D. (1998). A Baseline Climatology of Sounding – Derived Supercells and Tornado Forecast Parameters. *Weather and Forecasting*, 13: 1148-1164.
- Sánchez, J. L., Marcos, J. L., Dessens, J., López, L., Bustos, C., García-Ortega, E. (2013). Assessing Sounding-Derived Parameters as Storm Predictors in Different Latitudes. *Atmos. Res.* 93 : 446–456.
- Salahi, B. (2010). Study of Statistical Characteristics and Harmony of Thunderstorms in Ardabil Province, *Natural Geographic Research*, 72: 129-142. (in Persian).
- Soula, S, Chauzy S. (2001). Some Aspects of the Correlation between Lightning and Rain Activities in Thunderstorms, *Atmospheric Research*:. 355–373.



- Stalker, J. & Knupp, K. (2002). A Method to Identify Convective Cells within Multicell Thunderstorms from Multiple Doppler radar Data. *Monthly Weather Review*, 130, pp. 188-195.
- Sturtevant, S. (1995). *The Severe Local Storm Forecasting, Primer*, 197 pp.
- Tafferner, A, and et al. (2008). Development and Propagation of Severe Thunderstorms in the Upper Danube Catchment Area: Towards an Integrated Now Casting and Forecasting System Using Real-Time Data and High- Resolution Simulations.
- Taha'i, F., Solki, H., & Hejazi Zadeh, Z. (2016). Surveying the Patterns of Superheavy Precipitation in the West and Southwest of the Watershed of Urmia Lake, *Quarterly Journal of Space Planning and Projection*, Vol. 20, 1: 69-79. (in Persian).
- Turgay, P. and Ercan K. (2005). Trend Analysis in Turkish Precipitation Data, *Hydrological Processes*, published online in Wiley Inter Science ([www.interscience.wiley.com](http://www.interscience.wiley.com)).
- Wallace, M. J. (1995). Diurnal Variations in Precipitation and Thunderstorm Frequency over the Conterminous United States, *Monthly Weather Review*, 103: 406-419.
- Whiteman, C.D. (2003). *Mountain Meteorology*; Oxford University Press.