

## تحلیل هم‌دیدنی توفان‌های تندری مخرب اهواز

حسین محمدی

استاد اقلیم‌شناسی دانشگاه تهران

مهدی خزایی\*

دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی دانشگاه تهران



محمدحسن ماهوتچی

دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی دانشگاه تهران

اسماعیل عباسی

دانش‌آموخته دکتری اقلیم‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس

(تاریخ دریافت ۱۳۹۵/۹/۱۳ - تاریخ پذیرش ۱۳۹۵/۱۱/۱۳)

### چکیده

توفان‌های تندری جزو پدیده‌های مخرب آب‌وهوایی محسوب می‌شوند. شناخت سازوکار، تکوین و توسعه این توفان‌ها، در کاهش خسارت آنها بسیار راهگشا خواهد بود. در پژوهش حاضر، توفان‌های تندری با بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر ایستگاه سینوپتیک اهواز در یک دوره آماری چهارده‌ساله (۲۰۱۳ - ۲۰۰۰) بررسی شده است. ابتدا کدهای مربوط به رخداد پدیده توفان تندری و سپس بارش‌های بیشتر از ۱۰ میلی‌متر مربوط به پدیده مذکور استخراج شده و در ادامه داده‌های روزانه میانگین فشار تراز دریا از سری داده‌های بازکاوی‌شده NCEP/NCAR در ۳۲ روز مورد نظر برداشت شد. در نهایت با روش تحلیل مؤلفه مینا (PCA) و تحلیل خوشه‌ای، الگوهای گردشی تراز دریا که در ایجاد بارش‌های تندری مؤثر بودند، طبقه‌بندی شدند. با بررسی‌های صورت‌گرفته مشخص شد که بارش‌های تندری اهواز از دو الگوی کلی پیروی کرده است. در الگوی اول، در فشار تراز دریا، سامانه کم‌فشار سودان با زبانه ۱۰۱۲ میلی‌باری هوای گرم و مرطوب دریای سرخ و خلیج فارس را به منطقه تحقیق تزریق کرده و در تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی‌باری به‌ترتیب منطقه اهواز در جلوه‌هایی با ارتفاع ۱۵۰۰-۱۴۸۰ ژئوپتانسیل‌متر و ۵۷۶۰ ژئوپتانسیل‌متر واقع شده است. در بارش‌های این الگو، ناپایداری‌ها تا تراز ۵۰۰ میلی‌باری ادامه داشته است. در الگوی دوم، زبانه ۱۰۱۶ میلی‌باری واچرخندی که از سمت شرق گسترش یافته با عبور از روی دریای عمان و خلیج فارس موجب فرارفت رطوبت به‌سمت منطقه تحقیق روانه شده و در تراز ۸۵۰ میلی‌باری منطقه تحقیق در جلوه‌هایی با ارتفاع ۱۵۱۰ - ۱۵۰۰ ژئوپتانسیل‌متر قرار گرفته است. در بارش‌های هر دو الگو، منبع اصلی تأمین رطوبت، دریا‌های گرم جنوبی و عامل اصلی صعود از طریق ناهای غربی فراهم شده است.

**واژه‌های کلیدی:** اهواز، تحلیل هم‌دیدنی، تحلیل مؤلفه‌های مینا، توفان تندری.

## مقدمه

توفان‌های تندری از پدیده‌های شدید و البته زودگذر جوی‌اند که در برخی از فصول سال سبب خسارات شدیدی به مزارع، باغ‌ها و غیره می‌شوند. این پدیده مخرب جوی، حجم زیادی از بارش (باران یا تگرگ) را در مدت کوتاهی از درون ابر تخلیه می‌کند. در فصول انتقالی سال به‌ویژه فصل بهار که ابتدای فصل رشد گیاهان و جوانه‌زنی، گلدهی و میوه‌دهی بسیاری از درختان است، این پدیده ممکن است خسارات سنگینی را به محصولات زراعی و باغی کشاورزان وارد آورد. توفان تندری اغلب با آذرخش همراه است. یکی از فواید آذرخش این است که سبب تثبیت اکسیژن و نیتروژن خاک می‌شود و از این لحاظ در افزایش حاصلخیزی خاک مؤثر است؛ اما در مقابل آذرخش در ارتفاعات کم، سبب تولید ازن می‌شود که برای انسان مضر است [۳۲]. در بسیاری از کشورها، آذرخش ناشی از فعالیت توفان تندری، از عوامل اصلی آسیب‌ها و مرگ‌ومیر ناشی از عوامل آب‌وهوایی به‌شمار می‌رود، به‌طوری که در ایالات متحده آمریکا، به‌طور متوسط سبب مرگ‌ومیر ۶۲ نفر و صدها آسیب‌دیدگی در هر سال می‌شود [۲۲]. تحقیقی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای در طی سال‌های ۲۰۰۲ - ۱۹۹۵ نشان داد که بیشترین آذرخش در نواحی حاره‌ای و بین‌مدارهای ۱۵ درجه عرض شمالی و ۳۰ درجه عرض جنوبی رخ داده است. همچنین بیشترین فراوانی توفان‌های تندری در سراسر جهان بین ساعت‌های ۱۲ تا ۲۱ به وقت محلی و حداقل آن در ساعت ۳ اتفاق می‌افتد [۲۴]. برآوردها نشان می‌دهد که در هر روز بیشتر از پنجاه‌هزار توفان تندری در سراسر جهان رخ می‌دهد که برابر با حدود ۱۸ میلیون توفان تندری در هر سال است. در منطقه استوایی به‌طور متوسط از هر سه روز، یک روز همراه با توفان تندری است [۲۰]. ارتباط به‌نسبت قوی بین فراوانی رخداد توفان‌های تندری در مناطق مختلف کشور با الگوهای پیوند از دور وجود دارد، به‌طوری که بررسی‌ها نشان می‌دهد فراوانی توفان‌های تندری روزانه در ماه‌های می، ژوئن و اکتبر در مناطق غربی، جنوبی و شرق کشور، ارتباط قوی با دمای سطح آب اقیانوس آرام، شاخص انسو و نوسان جنوبی دارد [۳۱]. مطالعه توفان‌های تندری زمستانی در اروپای مرکزی در گذشته و حال نشان می‌دهد که فراوانی رخداد این توفان‌ها در ماه‌های دسامبر و فوریه در سال‌های اخیر در حال افزایش است [۳۱]. اغلب توفان‌های تندری که در تابستان رخ می‌دهند، معمولی و ضعیف‌اند؛ به این توفان‌ها، توفان‌های تندری توده هوا می‌گویند، زیرا در هوای گرم و مرطوب توده هوا و به دور از جبهه‌های جوی شکل می‌گیرند. این توفان‌ها به‌طور معمول حیات کوتاهی دارند و به‌ندرت، بادهای شدید و تگرگ بزرگ ایجاد می‌کنند. در مقابل توفان‌های تندری شدید (جبهه‌ای) توانایی تولید بادهای شدید، سیلاب‌های ناگهانی، تگرگ‌های مخرب و تورنادوها را دارند [۲۰]. متوسط حرکت

صعودی در توفان‌های تندری به میزان ۱۰ متر در ثانیه است و در حدود یک ساعت بیشتر دوام ندارند [۲۳]. توسعه توفان‌های تندری در مناطق حاره‌ای نیازمند چینش باد عمودی بزرگ‌تر از ۳۰ متر بر ثانیه است، در حالی که برای رخداد توفان‌های تندری منطقه عرض‌های میانه چینش باد عمودی بزرگ‌تر از ۱۰ متر بر ثانیه کافی است [۳۷]. درباره ارتباط بین پدیده‌های تندری و توپوگرافی نیز، بارش‌های ایستگاه‌های سراسر پژوهش‌ها نشان می‌دهد که حوضه دریای مدیترانه به‌طور منظم متأثر از جریان‌های هوایی شدید ناشی از همرفت‌های عمیق قرار دارد. اگرچه سامانه‌های همرفتی به‌طور معمول در حوالی ارتفاعات نزدیک به ساحل رخ می‌دهند، اما برخی از توفان‌های تندری شدید در سراسر دریای مدیترانه توسعه می‌یابند [۲۶]. مقادیر بارش‌های تندری ۵۱ ایستگاه آمریکا در طی سال‌های ۱۹۹۴-۱۹۵۰ توسط چنگنون بررسی شد. او ضمن اشاره به اهمیت این‌گونه بارش‌ها، تغییرات سالانه و فصلی بارش‌های تندری را در مقیاس زمانی- مکانی به‌دست آورد [۲۵]. میکائیل و همکاران به ارزیابی هم‌دید، ترمودینامیکی و آگروکلیمایی تگرگ شدید در قبرس پرداختند. آنان تگرگ‌های شدید رخ داده در قبرس را در طول مدت ۱۰ سال ارزیابی و به دو خوشه ناپایداری حرارتی و کثرفشاری<sup>۱</sup> جبهه‌ای تقسیم کردند و سپس به بررسی سیر تغییرات زمانی- مکانی مشخصه‌های هم‌دید، دینامیک و ترمودینامیک تگرگ‌های رخ داده به‌صورت موردی پرداختند [۳۳]. همچنین برخی محققان برای پیش‌بینی و شناخت هرچه بیشتر فعالیت توفان‌های تندری در تلاش برای توسعه شاخص‌های ناپایداری و طبقه‌بندی مقادیر عددی به‌دست‌آمده هر یک از آنها برآمده‌اند. از جمله این مطالعات می‌توان به شاخص شوالتر یا SI [۳۵]، گالوی در شاخص LI [۲۸]، جرج در شاخص K [۲۹] و میلر در شاخص TT [۳۴] اشاره کرد.

بیشترین فراوانی رخداد توفان‌های تندری در کشور در طی دوره آماری ۲۰۱۰ - ۱۹۶۰ در ماه‌های آوریل، می، ژوئن و اکتبر (فصول بهار و پاییز) به وقوع می‌پیوندد. همچنین روند رخداد توفان‌های تندری در ایستگاه‌های منتخب در کل دوره آماری افزایشی بوده است [۱۴]. در بررسی توفان‌های تندری غرب کشور و مقایسه آن با توفان‌های تندری شمال غرب مشخص شد که بیشتر توفان‌های تندری در نیمه غربی در فصل سرد سال رخ می‌دهد و برعکس اغلب توفان‌های تندری در شمال غربی کشور در دوره گرم سال اتفاق می‌افتد [۴]. تمرکز اصلی رخداد توفان‌های تندری بهاره کشور در شمال غرب و غرب کشور است [۱۳]. جلالی بارش‌های تندری شمال غرب کشور را مطالعه کرد و دریافت که اغلب بارش‌های تندری در شمال غرب در بهار و تابستان و طی ساعات بعدازظهر و اوایل شب رخ می‌دهند [۳].

بیشتر بارش‌های تندری شمال غرب کشور در بهار و تابستان و طی ساعات بعدازظهر و اوایل شب رخ می‌دهد. عامل اصلی این بارش‌ها، تأثیر مشترک سامانه‌های جوی سینوپتیک و عوامل فیزیوگرافیک است [۸]. همچنین بیشترین توفان‌های تندری شدید همراه با بارش سنگین، تگرگ و حداکثر بارش ۲۴ ساعته در تبریز در ماه می و در دامنه فصلی، در بهار و تابستان رخ می‌دهد. همبستگی بارش‌های شدید یادشده در فصل بهار و تابستان ۰/۶ درصد است [۷]. بررسی توفان‌های تندری سیلاب‌ساز استان کرمانشاه نشان می‌دهد که منبع اصلی تأمین رطوبت این توفان‌ها دریای عرب است [۵]. در بررسی شاخص‌های ناپایداری مربوط به توفان تندری ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ مشخص شد که بهترین شاخص در ارزیابی شدت توفان رخ داده در این روز شاخص SI است. همچنین به دلیل تشدید ناپایداری‌ها در ترازهای ۷۵۰ تا ۶۵۰ میلی‌باری، مشخص می‌شود که رخداد این توفان تندری به دلیل ورود جبهه سرد و عوامل سینوپتیک دیگر صورت گرفته است [۱۲]. رخداد توفان‌های تندری تبریز نشان می‌دهد 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 بر فراز 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 در شمال غرب فراهم آمده است [۱۵]. بررسی توفان‌های تندری شیراز طی یک دوره ۲۵ ساله (۲۰۰۸ - ۱۹۸۴) نشان می‌دهد که سامانه‌های حرارتی از قبیل جریان‌های واچرخندی واقع در شرق کشور و سامانه سودان، در ترازهای زیرین جو، کارکرد اصلی تأمین رطوبت و ایجاد گرادیان حرارتی روی منطقه را دارند و در ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی‌باری، محور ناوه بادهای غربی، تأثیر اصلی را در تشدید ناپایداری منطقه داشته‌اند [۱۶]. بررسی توفان‌های تندری استان تهران در طی یک دوره آماری دوازده‌ساله (۲۰۰۷ - ۱۹۹۶) نشان می‌دهد که ایستگاه مهرآباد بیشترین و ایستگاه چیتگر کمترین نوسان را در رخداد توفان تندری داشته‌اند. همچنین در همه ایستگاه‌های منتخب به جز ایستگاه چیتگر و ژئوفیزیک، توفان‌های تندری روندی افزایشی داشته‌اند [۱]. مهم‌ترین منبع تأمین رطوبت توفان‌های تندری استان اصفهان و تهران، دریا‌های گرم جنوبی از قبیل خلیج فارس، دریای عمان، دریای سرخ و دریای عرب هستند [۱۷، ۶]. بدین ترتیب هدف این تحقیق، شناسایی الگوهای موجد بارش تندری شدید در ایستگاه اهواز به منظور اجرای راهکارهای عملیاتی برای کاهش مخاطرات ناشی از آن است.

## روش‌ها و داده‌ها

دو رویکرد عمده مطالعات آب‌وهواشناسی هم‌دید، رویکردهای گردشی به محیطی و محیطی به گردشی است که به‌منظور استخراج الگوهای رخداد بارش تندری اهواز از رویکرد محیطی به گردشی استفاده می‌شود [۲].

در پژوهش حاضر به بررسی بارش‌های تندری بیش‌تر از ۱۰ میلی‌متر اهواز پرداخته شده است. ابتدا کدهای ۹۰ تا ۹۹ (کدهای مربوط به بارش‌های تندری) ایستگاه اهواز در یک دوره آماری چهارده‌ساله (۲۰۱۳-۲۰۰۰) و سپس بارش‌های بیشتر از ۱۰ میلی‌متر مربوط به کدهای یادشده استخراج شد.

به‌منظور تبیین الگوهای گردشی این روزها، مقادیر روزانه میانگین فشار تراز دریا به‌کمک داده‌های بازکاوی‌شده NCEP/NCAR در محدوده ۰ تا ۱۰۰ درجه طول شرقی و ۰ تا ۶۰ درجه عرض شمالی محاسبه و ماتریسی به ابعاد  $۱۰۲۵ \times ۳۲$  سلول با ۳۲ روز و ۱۰۲۵ نقطه  $۲/۵$  درجه شکل گرفت. در مرحله دوم، برای کاهش حجم داده‌های تراز دریا و به‌دست آوردن تیپ الگوهای گردشی، از تحلیل مؤلفه‌های اصلی استفاده شد.

به‌منظور طبقه‌بندی الگوهای نقشه‌ای پراکندگی فشار در ماتریس با آرایش S، از ماتریس همبستگی استفاده می‌شود [۱۱]. بنابراین به‌منظور تحلیل مؤلفه مبنا (PCA)، از تحلیل ماتریس همبستگی استفاده شد. سپس برای تعیین تعداد عامل‌ها، مقادیر ویژه بزرگ‌تر از ۱ انتخاب شدند [۹]. میزان دقت و تبیین پراش (واریانس) عامل‌های هر یک از ماتریس‌ها در جدول ۱ نشان داده شده است. بعد از ایجاد عامل‌ها، مهم‌ترین مرحله تعیین‌کننده، دوران و نوع دوران است؛ از آنجا که در طبقه‌بندی الگوهای نقشه‌ای باید خروجی مؤلفه مبنا را وارد تحلیل خوشه‌ای کرد، استفاده از دوران متعامد گزینه بهتری است [۲]؛ بنابراین داده‌ها با دوران متعامد واریماکس چرخش داده شدند و در نهایت با ضرب ماتریس ضرایب عامل‌ها، در ماتریس استانداردشده داده‌های اصلی، ماتریس  $n \times p$  نمره‌های عاملی (n تعداد روزها و p تعداد عامل‌ها) به‌دست آمد. برای انتخاب عامل‌های اصلی، تبیین پراش بیشتر از ۱ درصد مقدار بردارهای ویژه انتخاب شد. بر این اساس بردارهای ویژه‌ای که کمتر از ۱ درصد پراش کل را نشان می‌دادند، حذف شدند. نتایج در جدول ۱ نشان داده شده است؛ بنابراین برای به‌دست آوردن تیپ الگوهای گردشی، تحلیل خوشه‌ای با محاسبه فواصل اقلیدسی (رابطه ۱) و روش ادغام (گروه‌بندی) وارد (رابطه ۲) روی مؤلفه‌های اصلی ماتریس  $n \times p$  به عمل آمد [۱۰].

$$d_{i,j} = \left[ \sum_{k=1}^k w_k (x_{i,k} - x_{j,k})^2 \right] \quad (1)$$

که در آن،  $d_{i,j}$  فاصله اقلیدسی دو بردار  $X_{i,k}$  و  $X_{j,k}$  با مشخصه سطر و ستون  $k$  ام و  $W_k$ ، ضریب وزنی متناسب با هر سطر و ستون است.

$$W = \sum_{g=1}^G \sum_{i=1}^{ng} \|X_i - \bar{X}_g\| = \sum_{g=1}^G \sum_{i=1}^{ng} \sum_{k=1}^k (X_{i,k} - \bar{X}_{g,k}) \quad (2)$$

در این رابطه،  $W$  کمینه واریانس وارد،  $g$  مشخصه گروه،  $ng$  بیانگر تعداد گروه،  $X_i$  بیانگر  $i$ امین متغیر و  $\bar{X}_g$  بیانگر میانگین متغیرهای گروه است.

### یافته‌های پژوهش

همان‌طور که در جدول ۲ (نتایج تحلیل مؤلفه مبنا (ماتریس چرخه‌زدایی شده) روی ماتریس فشار تراز دریا در روزهای بارش تندری) دیده می‌شود، ماتریس اولیه استفاده شده ماتریسی  $32 \times 1025$  بود که ۲۹ مقدار ویژه بیشتر از ۱ به‌عنوان عامل اصلی به‌دست آمد و این عامل‌ها در کل  $0/99$  پراش کل داده‌ها را تبیین می‌کنند. از بین این ۲۹ عامل، ۱۲ عامل بیش از ۱ درصد پراش کل داده‌ها را تبیین می‌کنند و  $0/93$  پراش داده‌ها را نشان می‌دهند که به منزله عوامل نهایی انتخاب شدند. در نهایت ماتریس بار نمره‌های عاملی به‌صورت ماتریسی با ابعاد  $32 \times 12$  حاصل شد. در مرحله بعد، اجرای تحلیل خوشه‌ای روی ماتریس مورد نظر نشان داد که داده‌ها از دو خوشه اصلی در فشار تراز دریا تبعیت می‌کند. در یک خوشه الگوی سودانی و در خوشه دیگر، الگوی واچرخندی در بارش‌های تندری اهواز اثرگذار بوده‌اند. هر دو الگو در فشار تراز دریا به‌همراه جریان‌های تراز  $850$  و  $500$  میلی‌باری به تفصیل بررسی می‌شود.

جدول ۱. مقادیر بارش‌های بیشتر از ۱۰ میلی‌متر ایستگاه اهواز طی دوره آماری ۲۰۱۳ - ۲۰۰۰

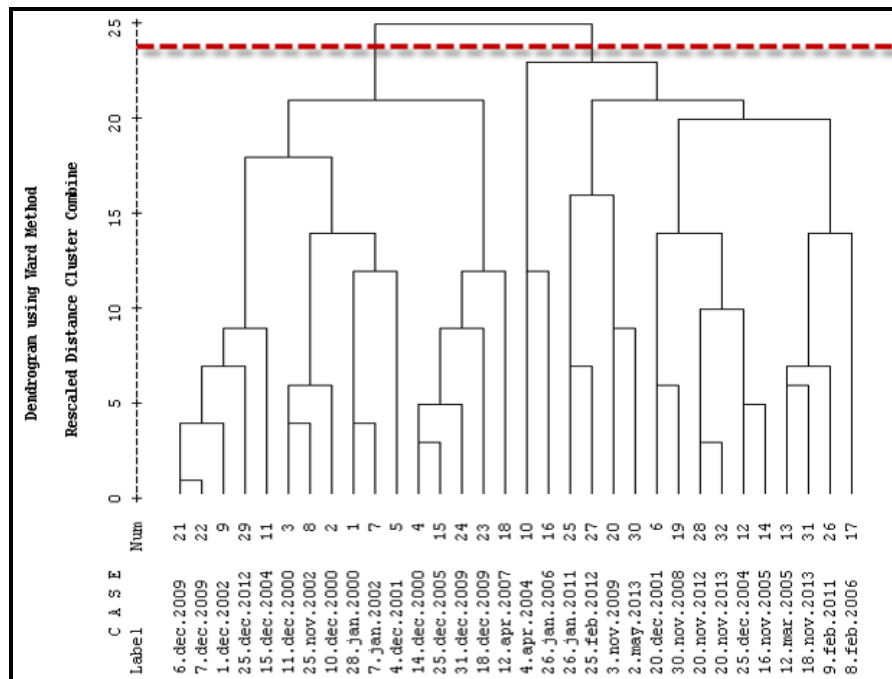
روز	ماه	سال	بارش بر حسب میلی‌متر	کد	ساعت وقوع
۲۸	ژانویه	۲۰۰۰	۱۳	۹۷	۰
۱۰	دسامبر	۲۰۰۰	۱۹/۸	۹۵	۲۱، ۱۵، ۱۸، ۰۶، ۱۲
۱۱	دسامبر	۲۰۰۰	۲۳	۹۵	۰
۱۴	دسامبر	۲۰۰۰	۱۴/۲	۹۵	۱۵
۴	دسامبر	۲۰۰۱	۱۱/۳	۹۵	۲۱
۲۰	دسامبر	۲۰۰۱	۳۲	۹۵	۳
۷	ژانویه	۲۰۰۲	۲۴/۶	۹۵	۳
۲۵	نوامبر	۲۰۰۲	۱۰/۷	۹۵	۱۲
۱	دسامبر	۲۰۰۲	۲۳	۹۵	۱۵
۴	آوریل	۲۰۰۴	۱۲	۹۵	۶

ادامهٔ جدول ۱. مقادیر بارش‌های بیشتر از ۱۰ میلی‌متر ایستگاه اهواز طی دورهٔ آماری ۲۰۱۳ - ۲۰۰۰

روز	ماه	سال	بارش بر حسب میلی‌متر	کد	ساعت وقوع
۱۵	دسامبر	۲۰۰۴	۱۸	۹۴	۰
۲۵	دسامبر	۲۰۰۴	۲۷	۹۵	۰۶،۰۳
۱۲	مارس	۲۰۰۵	۲۴	۹۵	۱۸،۱۲،۰۳
۱۶	نوامبر	۲۰۰۵	۱۷/۹	۹۵	۶
۲۵	دسامبر	۲۰۰۵	۱۸/۴	۹۵	۱۸
۲۶	ژانویه	۲۰۰۶	۱۲/۵	۹۵	۹
۸	فوریه	۲۰۰۶	۱۴	۹۱	۳
				۹۷	۹
۱۲	آوریل	۲۰۰۷	۳۶	۹۵	۱۸
				۹۲	۲۱
۳۰	نوامبر	۲۰۰۸	۱۵	۹۵	۰
۳	نوامبر	۲۰۰۹	۲۸/۲	۹۲	۳
۶	دسامبر	۲۰۰۹	۱۰/۲	۹۲	۰
۷	دسامبر	۲۰۰۹	۳۹	۹۵	۱۵
۱۸	دسامبر	۲۰۰۹	۲۶	۹۷	۳
۳۱	دسامبر	۲۰۰۹	۲۲	۹۵	۹
۲۶	ژانویه	۲۰۱۱	۲۶	۹۵	۱۵
۹	فوریه	۲۰۱۱	۳۸/۳	۹۵	۰
۲۵	فوریه	۲۰۱۲	۱۰	۹۵	۱۸
۲۰	نوامبر	۲۰۱۲	۱۵/۴	۹۵	۰
۲۵	دسامبر	۲۰۱۲	۱۹	۹۵	۲۱
۲	می	۲۰۱۳	۲۶	۹۷	۶
۱۸	نوامبر	۲۰۱۳	۱۹	۹۵	۱۲
				۹۵	۱۵
۲۰	نوامبر	۲۰۱۳	۱۳	۹۵	۳

جدول ۲. مشخصات به‌دست‌آمده از تحلیل مؤلفهٔ اصلی (مبنا)

نمرات	درصد تبیین	مقادیر ویژهٔ بیش از ۱ درصد تبیین	درصد تبیین	مقادیر ویژهٔ بزرگ‌تر از ۱	ماتریس اولیه
۳۲×۱۲	۰/۹۳	۱۲	۰/۹۹	۲۹	۳۲×۱۰۲۵



شکل ۱. دارنمای خوشه‌های فشار تراز دریا در بارش‌های تندری اهواز

#### الگوی سودانی (بارش ۴ آوریل ۲۰۰۴)

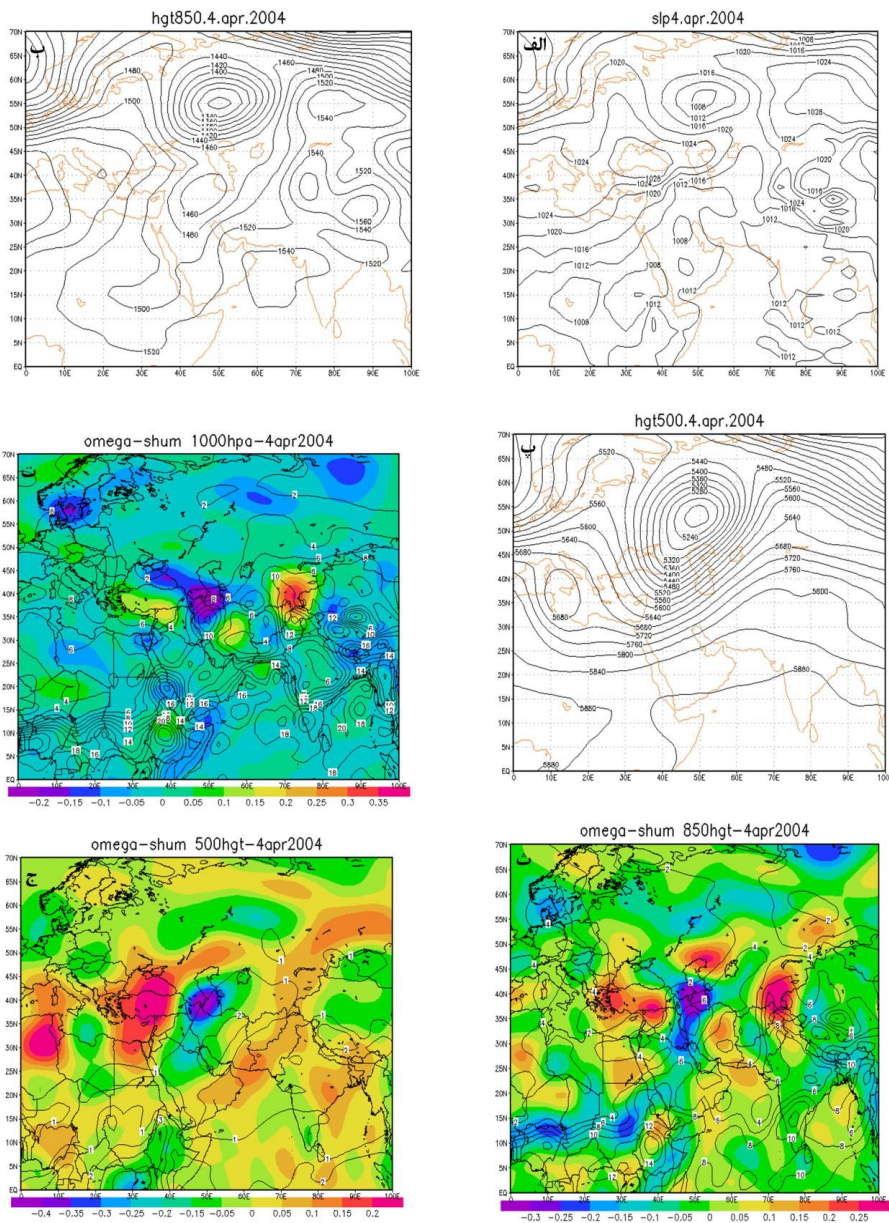
شکل ۲ الف نقشه فشار تراز دریا در روز بارش را نشان می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، زبانه مرکز کم‌فشار سودانی با فشار ۱۰۱۲ میلی‌بار، هوای گرم و مرطوب خلیج فارس را به سمت منطقه پژوهش شارش می‌دهد. گسترش نصف‌النهاری این سامانه امکان ایجاد بارش‌های تندری را در منطقه اهواز فراهم آورده است. در مقابل در تراز ۸۵۰ میلی‌باری (شکل ۱ ب)، سامانه کم‌فشاری با پربند مرکزی ۱۳۲۰ ژئوپتانسیل‌متر بر فراز شمال دریای خزر بسته شده است. زبانه پربند بیرونی این سامانه ۱۴۴۰ ژئوپتانسیل‌متر ارتفاع دارد؛ گرادیان فشار در این سامانه بسیار شدید است. این سامانه با حرکت پادساعتگرد خود هوای سرد عرض‌های جنب‌قطبی را به پشت‌ناوه غربی شارش داده و سبب عمیق‌تر شدن ناوه غربی شده است؛ به همین دلیل ناوه غربی عمیق‌تر شده و در جهت جنوب گسترش یافته است. در این تراز منطقه تحقیق در بین دو پربند ۱۴۸۰ تا ۱۵۰۰ ژئوپتانسیل‌متر ناوه یادشده قرار گرفته است. عمیق شدن ناوه پیش‌گفته در این تراز، سبب گسترش سامانه سودانی به سمت عرض‌های شمالی‌تر از جمله



ایران شده است. شکل ۱ پ نقشه فشار تراز ۵۰۰ میلی‌باری را در روز ۴ آوریل ۲۰۰۴ نشان می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، نقشه این تراز با نقشه فشار تراز ۸۵۰ میلی‌باری و فشار تراز دریا هماهنگ است. ناپایداری‌های شدید در این تراز همچنان مشهود است، به‌طوری‌که غرب و جنوب غرب کشور در جلوه‌های غربی قرار گرفته‌اند. در این تراز، منطقه تحقیق در جلوه‌های با ارتفاع ۵۷۶۰ ژئوپتانسیل‌متر قرار گرفته است. شکل ۱ ت مقادیر نم و ویژه و امگا را در فشار تراز دریا نشان می‌دهد. در این تراز مقدار بیشینه نم و ویژه، در غرب و جنوب غرب کشور به ۱۰ تا ۱۲ گرم بر کیلوگرم می‌رسد. مقدار امگا در این تراز در حدود ۰ تا ۰/۰۵- پاسکال بر ثانیه است. مقدار این پارامتر نشان می‌دهد که شرایط ناپایداری از فشار تراز دریا آغاز شده است. شکل ۱ ث مقادیر نم و ویژه و امگا را در فشار تراز ۸۵۰ میلی‌باری نشان می‌دهد. در این تراز بیشینه نم و ویژه در منطقه تحقیق به ۶ تا ۸ گرم بر کیلوگرم می‌رسد و مقادیر امگای ۰/۱۵- تا ۰/۲- پاسکال بر ثانیه در منطقه پژوهش حاکم است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، نم و ویژه زیاد و شرایط صعود مناسب، سبب شده است که ناپایداری‌های رخ داده، همراه با رعدوبرق و بارشی به مقدار ۱۲ میلی‌متر باشد. همچنین بیشترین فرارفت رطوبت با توجه به اینکه جهت جریان‌ها جنوبی است، از طریق دریای سرخ و خلیج فارس تأمین شده است. در مقابل در تراز ۵۰۰ میلی‌باری (شکل ۱ ج) بیشینه نم و ویژه روی منطقه تحقیق به ۲ گرم بر کیلوگرم می‌رسد. مقدار حرکت قائم جو در این تراز هم، مانند تراز ۸۵۰ میلی‌باری ۰/۱۵- تا ۰/۲- پاسکال بر ثانیه است. مقدار منفی این پارامتر نشان می‌دهد که ناپایداری‌ها تا تراز ۵۰۰ میلی‌باری و بالاتر از آن هم گسترش یافته است.

#### الگوی واچرخندی (بارش ۶ دسامبر ۲۰۰۹)

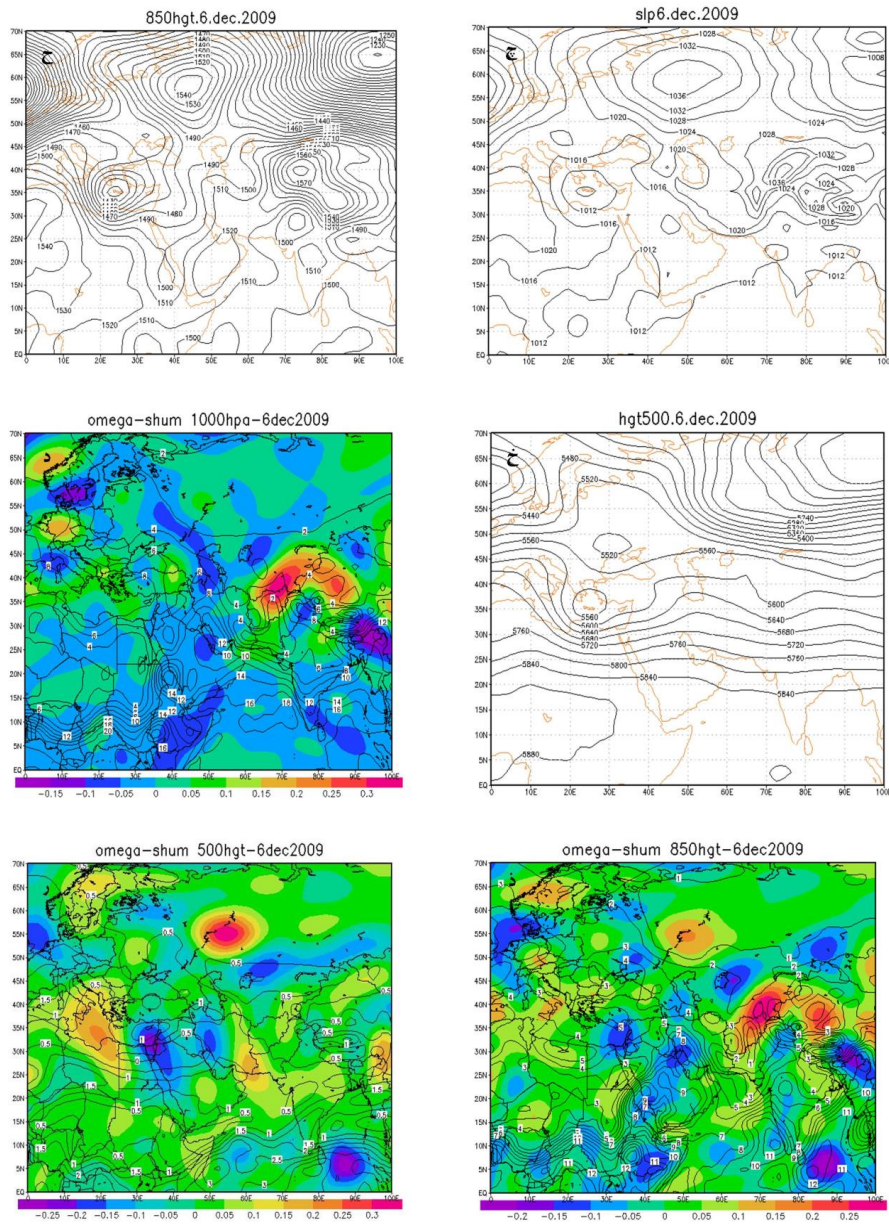
شکل ۲ چ نقشه فشار تراز دریا را در روز ۶ دسامبر ۲۰۰۹ نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، چندین مرکز واچرخندی روی نصف‌النهارهای ۷۰ تا ۱۰۰ درجه شرقی و مدارهای ۳۰ تا ۴۵ درجه شرقی شکل گرفته است. زبانه بیرونی این جریان‌های واچرخندی با منحنی هم‌فشار ۱۰۱۶ میلی‌باری با جهت جنوب شرقی - شمال غربی، علاوه بر تشدید محدود ناپایداری، با عبور از شمال دریای عمان، هوای گرم و مرطوب این پهنه آبی را به جنوب، جنوب غرب و غرب کشور تزریق می‌کند. شکل ۲ ح نقشه فشار تراز ۸۵۰ میلی‌باری را نشان می‌دهد. در این تراز، زبانه مرکز واچرخندی که در نقشه‌های فشار سطح دریا مشاهده می‌شد، در جهت شرق عقب‌نشینی می‌کند و فقط زبانه بیرونی آن با ارتفاع ۱۵۱۰ ژئوپتانسیل‌متر جنوب شرق کشور را تحت تأثیر قرار می‌دهد. در مقابل مرکز چرخندی قوی با ارتفاع ۱۴۲۰ ژئوپتانسیل‌متر روی مرکز مدیترانه بسته



شکل ۲. الف) فشار تراز دریا؛ (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰؛ (پ) ۵۰۰ میلی باری؛ (ت) نم ویژه و امگا در تراز دریا؛ (ث) ۸۵۰؛ (ج) ۵۰۰ میلی باری در روز ۴ آوریل ۲۰۰۴

شده است. این سامانه با حرکت پادساعتگرد خود هوای به‌نسبت سرد شمال دریای مدیترانه را به پشت ناوهای غربی تزریق کرده و سبب عمیق‌ترشدن این ناوها و جنوبی شدن مسیر آنها شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، منطقه تحقیق در جلوی ناوه یادشده با ارتفاع ۱۵۰۰ و ۱۵۱۰ ژئوپتانسیل متر قرار گرفته است؛ این ناوه با عبور از فراز دریای سرخ و خلیج فارس علاوه بر فرارفت گرم، ناپایداری را در این تراز بر روی منطقه تحقیق تشدید می‌کند. شکل ۲ خ نقشه فشار تراز ۵۰۰ میلی‌باری را نشان می‌دهد. در این تراز همچنان مرکز چرخند با یک منحنی بسته با ارتفاع ۵۵۶۰ ژئوپتانسیل متر روی مرکز دریای مدیترانه بسته شده است. ناوه ۵۷۲۰ ژئوپتانسیل متر با جهت غربی - شرقی منطقه تحقیق را تحت تأثیر قرار می‌دهد. با توجه به جهت غربی - شرقی ناوه یادشده، از میزان ناپایداری در این تراز کاسته شده است.

شکل ۲ د مقادیر امگا و نم ویژه در تراز دریا را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، بیشینه نم ویژه روی نواحی جنوبی، جنوب غربی و منطقه تحقیق به مقدار ۱۲ گرم بر کیلوگرم دیده می‌شود. این مقدار از نم ویژه، در این فصل از سال بسیار زیاد بوده و شرایط رطوبتی لازم را برای رخداد توفان تندری فراهم کرده است. در مقابل بیشینه امگا روی منطقه تحقیق به ۰ تا ۰/۰۵ - پاسکال بر ثانیه می‌رسد که نشان‌دهنده شرایط به‌نسبت مناسب برای شروع ناپایداری از سطح زمین است. شکل ۲ ذ مقادیر نم ویژه و امگا در فشار تراز ۸۵۰ میلی‌باری را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، بیشینه نم ویژه روی نواحی جنوبی کشور به ۸ گرم بر کیلوگرم می‌رسد. در منطقه تحقیق این مقدار به ۷ گرم بر کیلوگرم می‌رسد. در مقابل بیشینه امگای منفی که مقدار حرکت صعودی را نشان می‌دهد، در جنوب غرب کشور و منطقه تحقیق به ۰/۱ پاسکال بر ثانیه می‌رسد. همچنین مقادیر امگا منفی در غرب کشور با امگا مثبت در شرق کشور که حرکت نزولی را نشان می‌دهد، جایگزین می‌شود. شکل ۲ ر، مقادیر نم ویژه و امگا را در تراز ۵۰۰ میلی‌باری نشان می‌دهد. در این تراز منطقه تحقیق، نم ویژه ۰/۵ گرم بر کیلوگرم را تجربه می‌کند. در مقابل، همچنان مقدار حرکت قائم جو، همانند فشار تراز ۸۵۰ میلی‌باری ۰/۱ - تا ۰/۱۵ - پاسکال بر ثانیه است. مقدار منفی این پارامتر نشان می‌دهد که حرکت صعودی هوا همچنان در این تراز مشهود است.



شکل ۲. (چ) فشار تراز دریا؛ (ح) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰؛ (خ) ۵۰۰ میلی‌باری؛ (د) نم ویژه و امگا در تراز دریا؛ (ر) ۸۵۰؛ (ز) ۵۰۰ میلی‌باری در روز ۶ دسامبر ۲۰۰۹

### نتیجه‌گیری

با بررسی توفان‌های تندری اهواز مشخص شد که بیشترین توفان‌های این ناحیه در فصل سرد سال رخ داده است، به طوری که بیش از نیمی از توفان‌های تندری با بارش بیشتر از ۱۰ میلی‌متر، در ماه دسامبر رخ داده و در مقابل از ماه می تا اکتبر هیچ توفان تندری که بارش آن بیشتر از ۱۰ میلی‌متر باشد در طی دوره آماری (۲۰۱۳ - ۲۰۰۰) اتفاق نیفتاده است. با بررسی‌های صورت گرفته مشخص شد که توفان‌های تندری اهواز تحت تأثیر دو الگوی هم‌دید عمل کرده‌اند.

در هر دو الگو که یکی سامانه کم‌فشار سودان و دیگری الگوی واچرخندی (که مرکز آن کمی دورتر از مرزهای شرقی کشور قرار گرفته است) بوده، منابع اصلی تأمین رطوبت بارش‌های تندری منطقه پژوهش، دریای سرخ، خلیج فارس و دریای عمان بوده است. در مقابل شرایط صعود و ناپایداری در هر دو الگو از طریق ناوه غربی فراهم شده است. به عبارت دیگر، قرارگیری مرکز چرخندی روی نواحی مرکزی دریای خزر یا دریای مدیترانه در بسیاری از مواقع سبب عمیق شدن ناوه‌های غربی و جنوبی شدن مسیر آنها می‌شود؛ بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که منبع اصلی تأمین رطوبت بارش‌های تندری اهواز، دریا‌های گرم جنوبی و همچنین عامل اصلی صعود و ایجاد ناپایداری از طریق ناوه غربی صورت گرفته است.

### منابع

- [۱]. احمدی، محمود؛ قویدل رحیمی، یوسف؛ جانثاری، محدثه (۱۳۹۴). تحلیل زمانی - مکانی سالانه توفان‌های تندری استان تهران، فصلنامه جغرافیای طبیعی، سال هشتم، شماره ۲۸: ۱۰۰ - ۸۷.
- [۲]. برنت، یارنال (۱۹۹۳). اقلیم‌شناسی هم‌دید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، ترجمه سید ابوالفضل مسعودیان، اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان.
- [۳]. جلالی، اورج (۱۳۸۵). تحلیل زمانی - مکانی بارش‌های تندری شمال غرب، رساله دکتری، دانشگاه تبریز.
- [۴]. حجازی‌زاده، زهرا (۱۳۷۹). بررسی عوامل سینوپتیکی بارش و توفان‌های توأم با رعدوبرق در غرب کشور، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی (دانشگاه خوارزمی) شماره‌های ۲۸ و ۲۹: ۲۶ - ۵.

- [۵]. خالدی، شهریار؛ خوش اخلاق، فرامرز؛ خزایی، مهدی (۱۳۹۰). تحلیل هم‌دید توفان‌های تندری سیلاب‌ساز استان کرمانشاه، مجله علمی- پژوهشی چشم‌انداز جغرافیایی، شماره ۱۳: ۲۱-۴۱.
- [۶]. خزایی، مهدی؛ مدیری، احسان؛ مدیری، مهدی (۱۳۹۳). تحلیل هم‌دید توفان‌های تندری مخاطره‌آمیز اصفهان، دانش مخاطرات، دوره ۱، شماره ۲: ۲۱۵ - ۲۰۳.
- [۷]. خوشحال دستجردی، جواد؛ قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۸۶). شناسایی ویژگی‌های سوانح محیطی منطقه شمال غرب ایران «نمونه مطالعاتی: خطر توفان‌های تندری در تبریز»، فصلنامه مدرس علوم انسانی، ویژه‌نامه جغرافیا: ۱۱۵ - ۱۰۱.
- [۸]. رسولی، علی‌اکبر؛ بداق جمالی، جواد؛ جلالی، اورج (۱۳۸۵). توزیع زمانی بارش‌های رعدوبرقی منطقه شمال غرب کشور، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، دوره ۲۲، شماره ۱: ۱۷۰ - ۱۵۵.
- [۹]. ریچارد، جی؛ ویچرن، وی (۱۳۸۶). تحلیل آماری چندمتغیری کاربردی، ترجمه حسین علی نیرومند، مشهد: انتشارات آستان قدس.
- [۱۰]. عزیزی، قاسم؛ علیزاده، تیمور (۱۳۹۳). ارتباط بین الگوهای گردشی تراز دریا با بارش‌های فراگیر در ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، سال ۴۶، شماره ۳، پاییز.
- [۱۱]. علیجانی، بهلول (۱۳۸۸). اقلیم‌شناسی سینوپتیک، تهران: سمت.
- [۱۲]. قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۸۹). کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک توفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز، فصلنامه علمی - پژوهشی فضای جغرافیایی، سال یازدهم، شماره ۳۴: ۲۰۸ - ۱۸۲.
- [۱۳]. قویدل رحیمی، یوسف؛ باغبان، پرستو؛ فرج‌زاده اصل، منوچهر (۱۳۹۳). تحلیل فضایی مخاطره‌ی توفان‌های تندری بهاره ایران، نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال اول، شماره ۳: ۷۰ - ۵۹.
- [۱۴]. قویدل رحیمی، یوسف؛ باغبان، پرستو؛ فرج‌زاده اصل، منوچهر (۱۳۹۴). روند تغییرات زمانی مخاطره توفان تندری در ایران، فصلنامه برنامه‌ریزی و آمایش فضا، دوره نوزدهم، شماره ۲: ۲۱۰ - ۱۸۵.
- [۱۵]. لشکری، حسن؛ آقاسی، نوشین (۱۳۹۲). تحلیل سینوپتیکی توفان‌های تندری تبریز در فاصله زمانی (۲۰۰۵-۱۹۹۶)، نشریه علمی - پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، سال ۱۷، شماره ۴۵، پاییز: ۲۳۴-۲۰۳.

- [۱۶]. مدیری، مهدی؛ خزایی، مهدی؛ ماهوتچی، محمدحسن (۱۳۹۲). واکاوی هم‌دید ترمودینامیک توفان‌های تندری شیراز، فصلنامه پژوهشی اطلاعات جغرافیایی «سپهر» دوره ۲۲، شماره ۸۵: ۴۲ - ۲۷.
- [۱۷]. مدیری، مهدی؛ خزایی، مهدی؛ مدیری، احسان (۱۳۹۲). واکاوی هم‌دید ترمودینامیک توفان‌های تندری تهران، فصلنامه جغرافیا (برنامه‌ریزی منطقه‌ای)، سال چهارم، شماره اول، دوره ۱۳: ۱۷ - ۷.
- [18]. Agostino Manzato (2007). The 6 h climatology of thunderstorms and rainfalls in the Friuli. *Atmospheric Research* 83 (2007) 336–348.
- [19]. Ahrens, Donald. C (2001) *Essentials of meteorology an invitation to the atmosphere*, third edition, Australia.
- [20]. Ahrens, Donald. C (2009) *Meteorology Today: An introduction to Weather, climate, and the Environment*, 9th Ed.P.
- [21]. Air Weather Service, AWS/TR-79/006, *The Use of the Skew T, Log P Diagram in Analysis and Forecasting*, Dec. 1979, revised March 1990.
- [22]. Aranguren, Daniel. Montanya, Joan. Gloria, Sola. March, Victor. Romero, David. Torres, Horacio (2009) on the lightning hazard warning using electrostatic field: Analysis of summer thunderstorms in Spain, *Journal of Electrostatics*, P. 507-512.
- [23]. Barry, Roger G. Carleton, Andrew M (2001) *Synoptic and Dynamic Climatology*, Routledge, London and New York, first Published.
- [24]. Barry, Roger G. Chorley, Richard J (2003) *Atmosphere, Weather and Climate*, Routledge, London and New York, Eighth edition.
- [25]. Changnon, A.S. (2001) *Thunderstorm Rainfall in the Conterminous United States*. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 82, 1925- 1940.
- [26]. Cohuet, J.B. Romero, R. Homar, V. Ducrocq, V. Ramis, C. (2010) Initiation of a severe thunderstorm over the Mediterranean Sea, *Atmospheric Research*, p. 1-18.
- [27]. Daniel, S. W., 2011, *Statistical Methods in the Atmospheric Science*, Academic Press Elsevier.
- [28]. Galway, J.G. (1956) the lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 37, P. 528–529.
- [29]. George, J.J. (1960) *Weather Forecasting for Aeronautics*. Academic Press, San Diego. P.411.
- [30]. Ghavidel., Yousef; Baghbanan., Parasto; Farajzadeh., Manuchehr (2016) A statistical survey on linking between thunderstorm frequency and teleconnection patterns in iran, *Arabian journal of Geoscience*, DOI:10.1007/s12517-016-2453-3, 9:1-12
- [31]. Jan Munzara, Marek Franco (2003). Winter thunderstorms in central Europe in the past and the present. *Atmospheric Research* 67– 68 (2003) 501– 515.
- [32]. Linacre, Edward. geerts, Bart. (1997) *climate and weather explained*, first published, London and New York.

- 
- [33].Michaelides, S.C & et al, (2008). Synoptic, Thermodynamic and Agro-economic Aspects of Severe Hail Events in Cyprus. *Natural Hazards and Earth System Science*, Vol. 8 (3), pp. 461-471.
- [34].Miller, R.C. (1972). Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the air force Global weather center. Air Weather Service Tech. Rept. 200 (Rev.), Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL, P. 190
- [35].Showalter, A.K. (1953). A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Am. Meteorol.Soc.*34, P.250 –252.
- [36].Sutapa Chaudhuri (2008). Preferred type of cloud in the genesis of severe thunderstorms — a soft computing approaches. *Atmospheric Research* 88 (2008) 149–156.
- [37].Wissmeier, Ulrike and goler, Robert (2009) A Comparison of Tropical and Midlatitude Thunderstorm Evolution in Response to Wind Shear, *journal of the atmospheric sciences*, volume 66, p. 2385-2401.
- [38].Xin Yang , Zhanyu Yao , Zhanqing Li , Tianyi Fan(2013). Heavy air pollution suppresses summer thunderstorms in central China. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 95–96 ,28–40.