

بررسی آماری-دینامیکی توفان‌های همرفتی قوی در اهواز

بهاره صمدیار^۱، محمد میرزائی^{۲*}، علیرضا محب‌الحجه^۳ و امیر طهماسبی پاشا^۴

^۱دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲استادیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳استاد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۴دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۱۳۹۹/۰۴/۲۹، پذیرش: ۱۳۹۹/۰۸/۱۲)

چکیده

باتوجه به اثر گاه مخرب رخداد توفان تندی و توفان خاک در منطقه خوزستان، بررسی و تحلیل این توفان‌ها از اهمیت خاصی برخوردار است. در این پژوهش، ابتدا با بررسی داده‌های سطح زمین ایستگاه اهواز در دوره بلندمدت ۳۶ ساله از سال ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۶، توفان‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه شناسایی و تحلیل آماری شد. سپس پنج توفان قوی که از لحاظ تغییرات دما، فشار، سرعت باد و نوع ابر نسبت به بقیه توفان‌ها مناسب‌تر بودند، انتخاب و با کمک مدل WRF شبیه‌سازی شد.

نتایج بررسی آماری در دوره زمانی مطالعاتی نشان می‌دهد توزیع فراوانی رخداد بادهای با سرعت بالای ۱۲ متر بر ثانیه روند کاهشی دارد. ماه آوریل بیشترین فراوانی و ماه اکتبر کمترین فراوانی را دارد و در مقیاس فصلی نیز وقوع بیشترین و کمترین فراوانی رخدادها به ترتیب در بهار و پاییز است. بررسی توزیع فراوانی رخدادها در مقیاس ساعتی، زمان وقوع بادهای جستی را در ساعت‌های بعدازظهر و در بازه ساعت‌های ۱۲ تا ۱۵ گرینویچ نشان می‌دهد. نتایج شبیه‌سازی توفان‌های انتخابی بیانگر وجود حدود ۱ تا ۳ ساعت جابه‌جایی زمانی بین بیشینه میدان‌های باد، دما و فشار شبیه‌سازی شده و مقادیر متناظر ثبت شده در ایستگاه اهواز است. مدل در نشان دادن روند تغییرات تمام پارامترها به جز بیشینه باد جستی خوب عمل می‌کند. موقعیت‌های جغرافیایی مختلفی برای هسته اصلی هر یک از توفان‌ها در شبیه‌سازی عددی یافت می‌شود، به طوری که در بین پنج توفان بررسی شده، توفان‌های اول تا سوم در شمال شرق و توفان‌های چهارم و پنجم در شمال غرب ایستگاه اهواز تحول می‌یابند.

واژه‌های کلیدی: توفان همرفتی، توفان خاک، شبیه‌سازی، مدل WRF، اهواز

۱ مقدمه

توفان‌های تندری از جمله مهم‌ترین پدیده‌های جوّی میان‌مقیاس هستند که اغلب در ماه‌های مارس تا مه در عرض‌های میانی رخ می‌دهند (لیتا و همکاران، ۲۰۱۲). این توفان‌ها معمولاً با ابرهای کومه‌ای همراه هستند که بیشترین مقدار بارش را در سطح زمین ایجاد می‌کنند (بایرز و براهام، ۱۹۴۹). توفان‌های تندری اغلب به صورت پُرانرژی و کوتاه‌مدت ظاهر می‌شوند (واکیموتو، ۱۹۸۲). این نوع توفان‌ها با صعود هوای گرم و مرطوب در جوّ ناپایدار ایجاد می‌شوند و با آذرخش، بارش باران سهمگین، وزش باد شدید، تگرگ و در بعضی مناطق گردو خاک همراه هستند (ایستریلینگ و رایسنسون، ۱۹۸۵؛ هانتزیزر و همکاران، ۱۹۹۷؛ چنگ‌نان، ۲۰۰۱؛ بیدختی و همکاران، ۱۳۸۳). سینتینو و همکاران (۲۰۱۴) مهم‌ترین عوامل شکل‌گیری این توفان‌ها را وجود رطوبت کافی، سازوکار بالابری و چینش قائم باد دانستند.

بارش ناشی از توفان‌های تندری سبب واگرایی افقی، ایجاد استخر هوای سرد و همچنین جبهه جستی در جلوی توفان می‌شود (عبدالحسینی، ۱۳۹۰). جبهه‌های جستی نقش مهمی در دینامیک توفان‌های تندری بازی می‌کنند؛ زیرا سبب صعود هوای گرم و مرطوب می‌شوند. این جبهه‌های جستی بعد از عبور از روی ایستگاه‌های هواشناسی، تغییرات ناگهانی در پارامترهای هواشناسی ایجاد می‌کنند که تغییر در سمت و سرعت باد ناشی از این پدیده، چشمگیر است. در صورت وجود رطوبت کافی، آنها می‌توانند سبب بارش سنگین و سیل و در صورت دسترسی نداشتن به رطوبت، به توفان خاک منجر شوند (علیجانی و رئیس‌پور، ۱۳۹۰).

مطالعات بسیاری در زمینه توفان‌های همرفتی و توفان‌های خاک از دیدگاه اقلیم‌شناختی در سطح بین‌المللی انجام شده است که از آن جمله می‌توان به مطالعه الکساندر (۱۹۳۵) اشاره کرد که به بررسی

اقلیم‌شناختی و توزیع توفان‌های تندری در ایالات متحده بین سال‌های ۱۹۰۴ تا ۱۹۳۳ پرداخته است. او نشان داد که بزرگ‌ترین توفان‌های تندری در این منطقه در ماه مارس رخ داده و دسامبر کمترین میزان رخداد توفان‌های تندری را نسبت به ماه‌های دیگر داشته است. کلی و همکاران (۱۹۸۵) به بررسی اقلیم‌شناختی توفان‌های تندری شدید در ایالات متحده و توزیع بیش از ۲۹۰۰۰ توفان با سرعت بیشتر از ۲۵ m/s و تگرگ‌های بزرگ‌تر از ۱۹ mm پرداختند و به این نتیجه رسیدند که اغلب توفان‌ها در ساعت‌های بعدازظهر و بین ماه‌های مه و ژوئیه رخ داده‌اند. لین و همکاران (۲۰۱۱) توفان‌های تندری تایوان را در فصل گرم بررسی کردند. آنها با بررسی آماری سرعت باد، دما و دمای نقطه شبنم برای روزهای رخداد توفان و روزهای بدون رخداد توفان به این نتیجه رسیدند که دمای سطح زمین در روزهای توفانی بین ۰/۵ تا ۱/۵ درجه و دمای نقطه شبنم بین ۰/۵ تا ۲ درجه سلسیوس بیشتر از روزهای بدون رخداد توفان است. فورمن (۲۰۰۳) در یک مطالعه اقلیم‌شناختی طی دوره ۱۹۷۳ تا ۱۹۹۳، وقوع توفان‌های خاک در ایران، شمال شرق عراق، سوریه، خلیج فارس و جنوب شبه‌جزیره عربستان را بیشتر به فصل تابستان و توفان‌های خاک در غرب عراق، لبنان، شمال شبه‌جزیره عربستان و جنوب مصر را به فصل بهار نسبت داد.

در ایران نیز مطالعات متعددی درباره توفان‌های تندری از دیدگاه اقلیم‌شناختی انجام شده است؛ برای نمونه می‌توان به کار مجرد و همکاران (۲۰۱۸) اشاره کرد که به بررسی آماری توفان‌های تندری رخ داده در ایران با استفاده از کدهای هوای حاضر از ۴۲ ایستگاه همدیدی هواشناسی در یک دوره آماری ۳۷ ساله (۱۹۸۰ تا ۲۰۱۶) پرداختند. نتایج آنها نشان داد که روند رخداد توفان‌های تندری در ایران در حال افزایش است و بیشترین فراوانی رخداد مربوط به ماه مه است. فیروزآبادی (۱۳۹۵) به

پدیده اشاره کرد. شبیه‌سازی عددی امکان مطالعه این پدیده را در تفکیک‌های بالاتر و در شرایط کنترلی فراهم می‌کند. برای شبیه‌سازی توفان‌ها، شرایط کاربست طرح‌واره‌های فیزیکی از اهمیت خاصی برخوردارند. از جمله مطالعاتی که در زمینه شبیه‌سازی توفان‌های تندی انجام شده است، می‌توان به مطالعه لیتا و همکاران (۲۰۱۲) اشاره کرد که به حساسیت‌سنجی سه طرح‌واره خردفیزیک WSM6، Ferrier و Thompson در مدل WRF برای شبیه‌سازی توفان تندی شدید رخ داده در ۱۵ مه ۲۰۰۹ در کلکته پرداختند. نتایج آنها نشان داد توانایی تشخیص مسیر توفان با هر سه طرح‌واره وجود دارد، اما طرح‌واره خردفیزیک Ferrier، توفان را با دقت بیشتری نسبت به دو طرح‌واره دیگر شبیه‌سازی می‌کند. کرمی و همکاران (۲۰۱۷) با استفاده از مجموعه‌ای از داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی عددی با مدل WRF-Chem، سازوکار مسبب توفان خاک بی‌سابقه رخ داده در ۱۲ خرداد ۱۳۹۳ در تهران را برهم‌کنش یک میدان دگرشکلی کوچک‌مقیاس در ترازهای زیرین و فروهنج سرد ناشی از بارش در ترازهای میانی معرفی کردند. فیروزآبادی (۱۳۹۵) پنج توفان از قوی‌ترین توفان‌های تندی رخ داده در تهران را با استفاده از مدل WRF و با تفکیک بالای ۳ کیلومتر در راستای افقی، شبیه‌سازی کرد و توانست الگوی مسیر حرکت آنها را در منطقه تهران تعیین کند.

خوزستان در جنوب غرب ایران یکی از مناطقی است که از دیرباز تحت تأثیر توفان‌های تندی بوده است و به علت وجود شرایط مساعد برای رخداد پدیده گردوخاک، در سال‌های اخیر این توفان‌ها با گردوخاک نیز همراه بوده‌اند. به دلیل اهمیت فراوان این پدیده جوی و با توجه به خسارت‌های اقتصادی سنگین و صدمات جبران‌ناپذیر برخی از توفان‌ها و همچنین با توجه به شروع ناگهانی و نبود زمان کافی جهت مقابله و چاره‌اندیشی در برابر آنها، ضرورت بررسی بیشتر برای پیش‌بینی آنها احساس

بررسی و تحلیل آماری توفان‌های قوی در منطقه تهران برای بازه ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۵ پرداخت. نتایج این مطالعات بیانگر وقوع بیشترین رخداد باد جستی شدید به ترتیب در ماه‌های مه، آوریل و ژوئن و در بازه بین ساعت‌های ۱۲ تا ۱۵ گرینویچ (UTC) و وجود روند کاهشی برای رخداد توفان‌های تندی طی دوره مطالعاتی برای ایستگاه مهرآباد تهران بود. همچنین فیروزآبادی و همکاران (۲۰۱۹) توزیع شاخص‌های پایداری جو روی منطقه تهران را طی بازه ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۵ بررسی کردند و نشان دادند درحالی‌که شاخص‌های بزرگ‌مقیاس مربوط به ناپایداری کزفشار طی ماه‌های آوریل تا ژوئن روند افزایشی داشته است، برای شاخص‌های پایداری محلی، روند مشخصی در تهران دیده نمی‌شود. از دیگر مطالعات اقلیم‌شناختی که اخیراً روی شاخص‌های پایداری جو برای تعیین ظرفیت شرایط بزرگ‌مقیاس جو جهت شکل‌گیری همرفت در منطقه ایران انجام شده است، می‌توان به کار طهماسبی‌پاشا (۱۳۹۹) اشاره کرد. او چهار شاخص پایداری جو شامل انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی (CAPE)، شاخص بالابری (LI)، شاخص کا (KI) و شاخص مجموع مجموع-ها (TTI) را برای دوره مطالعاتی ۱۹۵۸ تا ۲۰۱۸ بررسی کرد. نتایج این مطالعه نشان داد الگوی توزیع CAPE در فصل بهار در ایران بیشتر از الگوی توزیع دما تبعیت می‌کند و بیشترین مقدار آن در ماه مه و روی نواحی پست مانند جنوب ایران مشاهده می‌شود. همچنین الگوی تقریباً مشابهی برای توزیع دیگر شاخص‌ها روی ایران وجود دارد. درباره توفان‌های خاک می‌توان به کار شمسی‌پور و همکاران (۲۰۱۳) اشاره کرد که ضمن بررسی توفان‌های خاک در جنوب غرب ایران طی سال‌های ۱۹۸۹ تا ۲۰۰۸ به این نتیجه رسیدند که اغلب توفان‌های خاک در فصل‌های بهار و تابستان و در ساعات بعدازظهر رخ می‌دهند.

از میان روش‌هایی که برای مطالعه توفان‌های تندی مورد توجه بوده است می‌توان به شبیه‌سازی عددی این

ثانیه در کار فیروزآبادی (۱۳۹۵) سبب از دست دادن تعداد زیادی از موارد رخداد توفان در اهواز می‌شود. به این ترتیب در این پژوهش، مرحله اول غربالگری با در نظر گرفتن معیار سرعت ۱۲ متر بر ثانیه به شناسایی ۱۲۶۶ مورد رخداد احتمالی توفان در منطقه مورد مطالعه منجر شد. همچنین مرحله دوم غربالگری بر اساس تغییرات فشار بزرگ‌تر یا مساوی یک هکتوپاسکال، نادیده گرفتن تغییرات دما و توجه به نوع ابر انجام گرفت که سرانجام تعداد ۴۷ مورد مشخص شد [برای جزئیات بیشتر به صمدیار (۱۳۹۷) مراجعه شود].

۲-۲ تحلیل اقلیم‌شناختی توفان‌ها

توزیع فراوانی رخداد بادهای قوی با سرعت بیشتر از ۱۲ متر بر ثانیه در اهواز با استفاده از داده‌های متار در شکل ۱ ارائه شده است. این شکل نشان می‌دهد احتمال رخداد بادهای قوی طی این دوره روند کاهشی داشته است، به گونه‌ای که در سال ۲۰۱۶ تنها یک رخداد مشاهده شده است. بیشترین تعداد وقوع بادهای قوی، طبق گزارش‌های موجود در دفترهای همدیدی ایستگاه اهواز، مربوط به سال ۱۹۸۱ با ۴۷۷ رخداد در سال است. با توجه به درگیری جنگ تا نزدیکی شهر اهواز در این سال و امکان بالای خطا در مقادیر ثبت شده دفتر هواشناسی، داده آن سال، داده دورافتاده (outlier) تلقی و در بررسی روند نادیده گرفته شد (شکل ۱). با بررسی دقیق‌تر این شکل مشخص می‌شود روند کلی تعداد رخداد سالانه توفان‌ها کاهشی است، اما طی زمان دستخوش نوسان نیز شده است. دومین قله بیشینه رخدادها مربوط به سال ۱۹۸۷ با ۹۱ رخداد در سال است و پس از سال ۱۹۹۲ افت شدیدی در میزان وقوع این بادهای مشاهده می‌شود.

برای تحلیل دقیق‌تر نتایج، به بررسی فراوانی وقوع بادهای قوی در مقیاس فصلی، ماهانه و ساعتی پرداخته

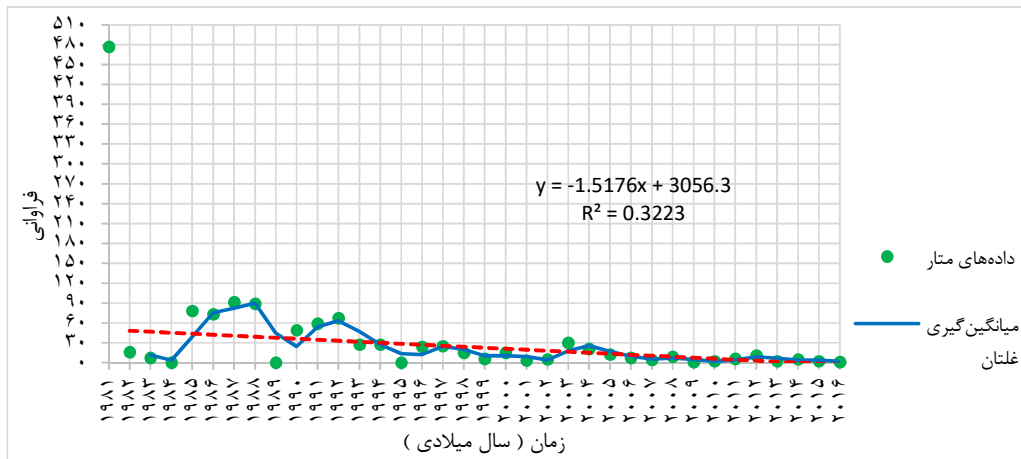
می‌شود. همچنین با توجه به اینکه مطالعات انجام شده روی توفان‌های خوزستان بسیار محدود بوده و مطالعه جامعی در این زمینه انجام نشده است، آگاهی از سازوکارهای تشکیل، تحوّل و از بین رفتن این توفان‌ها ضروری است. این موضوع موجب شد تا در این پژوهش به بررسی توفان‌های رخ داده در شهر اهواز برای یک دوره بلندمدت پرداخته شود.

ساختار این مقاله به این صورت است که در بخش دوم به بررسی اقلیم‌شناخت توفان‌های اهواز پرداخته می‌شود. در بخش سوم، چند توفان قوی انتخاب و شاخص‌های پایداری جوّ برای آنها بررسی می‌شود. سپس نتایج شبیه‌سازی موارد انتخابی به کمک مدل WRF مطرح و در بخش چهارم با جمع‌بندی نتایج، نتیجه‌گیری انجام می‌شود.

۲ بررسی اقلیم‌شناخت توفان‌های اهواز

۲-۱ داده و روش انجام کار

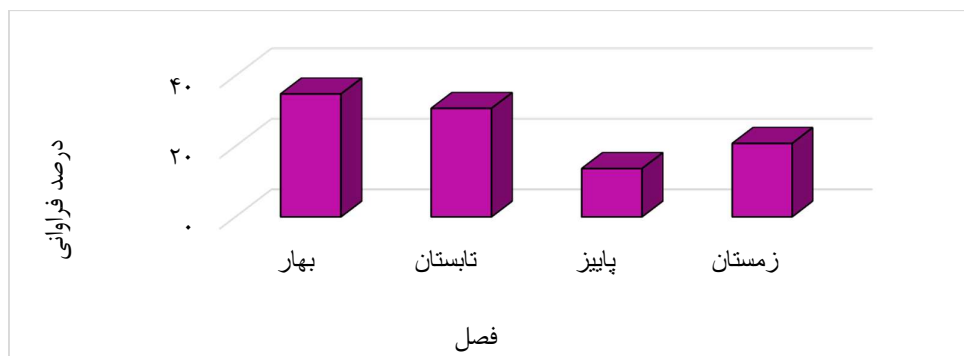
برای شناسایی رخدادهای توفان در خوزستان، ایستگاه اهواز به دلیل داده‌های دیدبانی با قدمت زیاد و دسترسی به اطلاعات دقیق‌تر نسبت به سایر ایستگاه‌ها در این استان انتخاب شد. طول و عرض جغرافیایی این ایستگاه به ترتیب ۴۸/۴۰ و ۳۱/۲۰ درجه و ارتفاع آن از سطح دریا ۱۰ متر است. برای اجرای این پژوهش و شناسایی رخدادهای توفان در اهواز، از داده‌های متار (گزارش هواشناسی فرودگاهی) شامل اطلاعات جوّی در فاصله زمانی یک‌ساعته برای دوره بلندمدت ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۶ استفاده شد. شایان ذکر است داده‌های مربوط به سال‌های ۱۹۸۴، ۱۹۸۹ و ۱۹۹۵ در دسترس نبود. غربالگری داده‌های متار مشابه کار فیروزآبادی (۱۳۹۵) انجام شد، اما برای مشخص کردن بادهای قوی، بیشینه سرعت باد بیشتر از ۱۲ متر بر ثانیه فرض شد؛ زیرا بیشینه سرعت توفان‌ها در منطقه اهواز نسبت به تهران کمتر است و استفاده از آستانه ۱۸ متر بر



شکل ۱. نمودار فراوانی بادهای قوی با سرعت بیشتر از ۱۲ متر بر ثانیه برای داده‌های متار ایستگاه اهواز در بازه زمانی ۳۶ ساله. نقاط سبزرنگ، فراوانی وقوع بادها در هر سال؛ خط آبی‌رنگ، روند میانگین‌گیری غلتان (Moving Average Trendline) و خط هاشور قرمز رنگ، روند خطی (Linear Trendline) تغییرات فراوانی را نشان می‌دهد.

در این فصل بیشتر از فصل پاییز است. درصد وقوع بادهای قوی در شکل ۳ آورده شده است. نتایج نشان می‌دهد ماه آوریل بیشترین درصد فراوانی با ۱۳/۵۰ درصد را دارد. بعد از ماه آوریل بیشترین درصد وقوع مربوط به ماه‌های مارس و فوریه به ترتیب با ۱۲/۲۴ و ۱۱/۸۵ درصد و کمترین درصد وقوع مربوط به ماه اکتبر با ۳/۹۵ درصد است [برای جزئیات بیشتر به صمدیار (۱۳۹۷) مراجعه شود].

می‌شود. درصد فراوانی رخداد باد قوی برای هر فصل در شکل ۲ ترسیم شده است. بررسی فصلی رخدادها نشان می‌دهد بیشترین درصد فراوانی رخداد مربوط به فصل بهار و کمترین آن مربوط به فصل پاییز است. کم بودن فراوانی رخداد در فصل‌های پاییز و زمستان به علت کاهش گرمایش سطحی ناشی از کاهش انرژی تابشی دریافتی از خورشید است و به علت فعال بودن سامانه‌های همدیدی در منطقه خوزستان در فصل زمستان، رخداد آنها



شکل ۲. درصد فراوانی رخداد باد قوی با سرعت بیشتر از ۱۲ متر بر ثانیه برای فصل‌های سال طی دوره آماری ۳۶ ساله در ایستگاه اهواز.

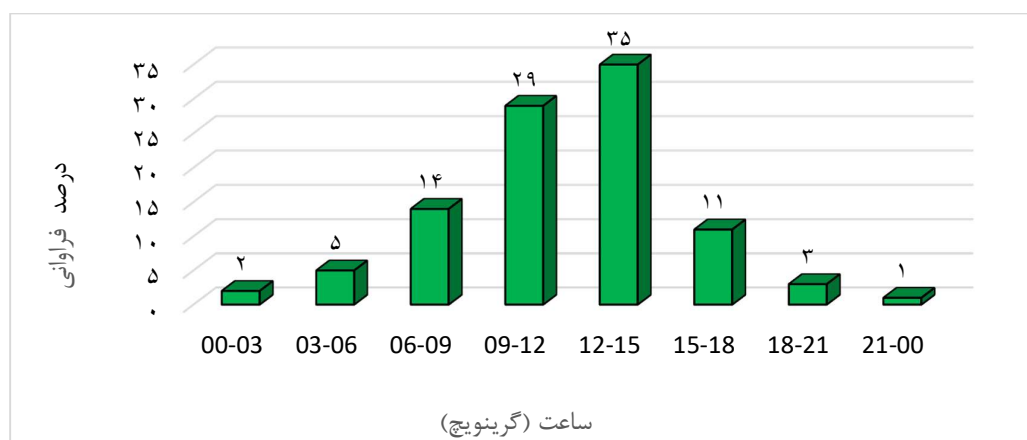


شکل ۳. درصد فراوانی رخداد باد با سرعت بیشتر از ۱۲ متر بر ثانیه برای هر ماه سال طی دوره آماری ۳۶ ساله در ایستگاه اهواز.

۳ مطالعه موردی توفان‌ها

۳-۱ خصوصیات توفان قوی و شرایط پایداری جو
با مطالعه آماری توفان‌های رخ داده در اهواز که گزیده‌ای از نتایج آن در بخش ۲ آمد، ۴۷ توفان با سرعت باد بیشتر از ۱۲ متر بر ثانیه و تغییرات فشار همراه با توفان به مقدار بیشتر از ۱ هکتوپاسکال شناسایی شد. از این توفان، پنج توفان انتخاب شد که نسبت به بقیه سرعت بیشتر و تغییرات دما و فشار زیادتری داشتند. توفان اول در ۱۶ اکتبر ۱۹۸۱ (۲۴ مهر ۱۳۶۰)، توفان دوم در ۲۷ اوت

شکل ۴ درصد فراوانی رخدادها را در هشت بازه سه‌ساعته شبانه‌روز به وقت گرینویچ نشان می‌دهد. باتوجه به این شکل، درصد فراوانی رخدادها از ساعت‌های ابتدایی روز تا ساعت ۱۵، افزایش و سپس تا ساعت‌های پایانی روز کاهش می‌یابد. به دلیل افزایش گرمایش سطحی در ساعت‌های بعدازظهر، اوج فراوانی این رخدادها در بازه زمانی ۱۲ تا ۱۵ رخ می‌دهد. کمترین مقدار این رخدادها مربوط به ساعت‌های پایانی شبانه‌روز یعنی بازه ۲۱ تا ۰۰ است.



شکل ۴. درصد فراوانی رخداد باد قوی در بازه‌های سه‌ساعته طی شبانه‌روز در دوره آماری ۳۶ ساله در ایستگاه اهواز.

اردیبهشت ۱۳۷۹) رخ داده‌اند. مشخصات این پنج توفان شامل زمان رخداد بیشینه سرعت، دما، فشار و رطوبت در ایستگاه اهواز در جدول ۱ آورده شده است.

۱۹۸۵ (۵ شهریور ۱۳۶۴)، توفان سوم در ۱۸ دسامبر ۱۹۸۵ (۲۷ آذر ۱۴۶۴)، توفان چهارم در ۲۴ آوریل ۱۹۹۲ (۴ اردیبهشت ۱۳۷۱) و توفان پنجم در ۸ مه ۲۰۰۰ (۱۹

جدول ۱. مشخصات پنج توفان انتخابی شامل زمان رخداد، بیشینه سرعت، دما، فشار و رطوبت نسبی در ایستگاه اهواز.

توفان	ساعت رخداد (UTC)	بیشینه سرعت (متر بر ثانیه)	دما (درجه سلسیوس)	فشار (هکتوپاسکال)	رطوبت نسبی
اول	۰۷	۲۰	۲۶	۱۰۱۵	۵۵
دوم	۱۴	۱۵	۳۰	۹۹۴/۸	۱۶
سوم	۱۵	۲۳	۲۴	۱۰۰۱/۷	۱۰۰
چهارم	۱۰	۱۵	۲۵	۱۰۰۳/۶	۲۴
پنجم	۱۷	۱۴	۲۶	۱۰۰۲/۸	۲۳

دروبرتیس (۲۰۰۶) و فیروزآبادی و همکاران (۲۰۱۹). در این پژوهش، محاسبه شاخص‌های پایداری جوّ برای پنج توفان انتخابی با استفاده از داده‌های بازتحلیل ژاپن JRA55 با تفکیک افقی ۱/۲۵ درجه در دو راستای مداری و نصف‌النهاری انجام شده است. با بررسی نتایج محاسبه شاخص‌های پایداری جوّ و بر مبنای بیشینه مقدار CAPE طی ۱۲ ساعت قبل از زمان رخداد توفان‌های انتخابی در ایستگاه اهواز، دیگر شاخص‌ها نیز استخراج و در جدول ۲ آورده شده است. همچنین برای نمونه Skew-T مربوط به توفان دوم در شکل ۵ آورده شده است. مطابق این شکل، مقدار CAPE برابر با ۶۹۲۶ ژول بر کیلوگرم به‌دست آمده است که ظرفیت شروع و توسعه همرفت شدید را نشان می‌دهد. این در حالی است که برای این توفان، شاخص‌های LI، KI و TTI به ترتیب برابر ۱۵-، ۳۳ و ۵۶ هستند. به این ترتیب شاخص KI، همرفت متوسط و دو شاخص دیگر نیز همرفت شدید را پیش‌بینی می‌کنند. شرایط پایداری محیطی برای چهار توفان دیگر در جدول ۲ آورده شده است. مطابق این جدول، شرایط محیطی برای شکل‌گیری همرفت در توفان‌های اول و سوم بر

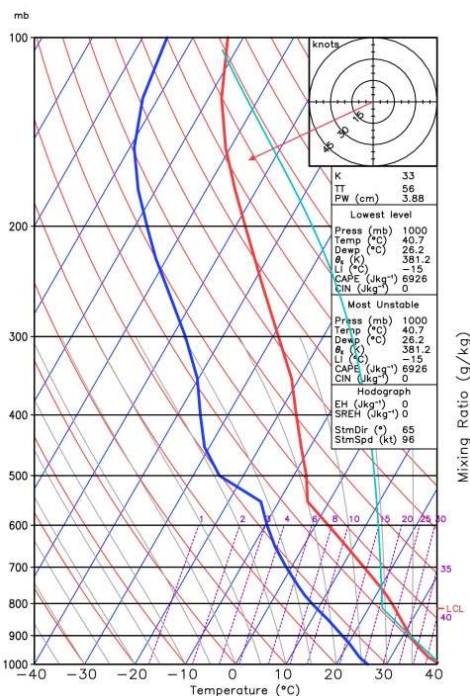
شرایط پایداری جوّ برای موارد مطالعاتی فوق با شاخص‌هایی همچون CAPE، LI، KI و TTI محاسبه شد. برای این منظور، شاخص CAPE از رابطه
$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} g \left(\frac{T_p - T}{T} \right) dz$$
 و T_p به ترتیب دمای محیط و بسته هوا برحسب کلونین، g شتاب گرانی، LFC تراز همرفت آزاد و EL تراز تعادل است (داسول و راسموسن، ۱۹۹۴). همچنین دیگر شاخص‌ها از روابط $LI = T_{500} - T_{p500}$ ، $KI = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$ و $TTI = T_{850} + T_{d850} - 2T_{500}$ محاسبه می‌شوند که در آنها پایین‌نویس‌های d و p به ترتیب اشاره به نقطه شبنم و بسته هوا دارند و عدد در پایین‌نویس، تراز را برحسب هکتوپاسکال نشان می‌دهد. مطالعات بررسی شاخص‌های پایداری مذکور نشان داده‌اند ظرفیت شروع و توسعه همرفت حالت متوسط با $1000 \leq CAPE \leq 2500 \frac{J}{kg}$ ، $-3 \leq LI \leq -9$ ، $30 \leq KI \leq 40$ و $45 \leq TTI \leq 55$ و حالت شدید با $LI < -9$ ، $CAPE > 2500 \frac{J}{kg}$ ، $KI > 40$ و $TTI > 55$ همراه است [برای مثال،

۲-۳ شرایط شبیه‌سازی

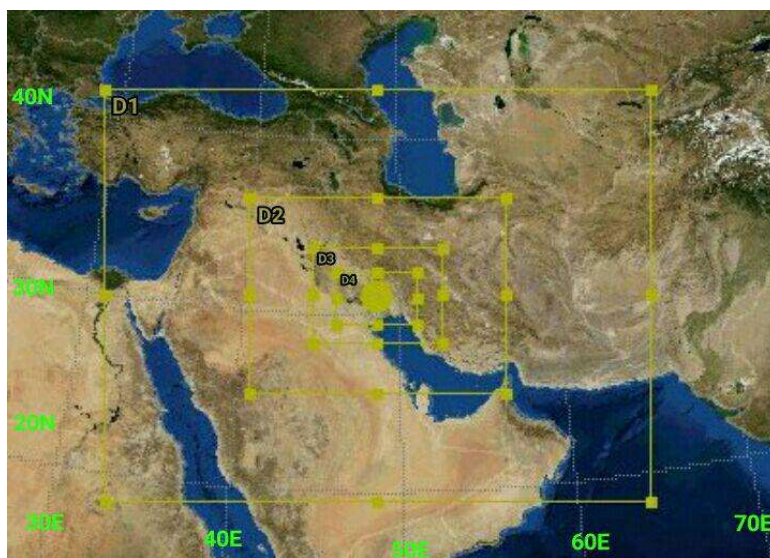
پس از بررسی شرایط پایداری جو، شبیه‌سازی پنج توفان شناسایی شده با استفاده از مدل WRF که یک مدل میان‌مقیاس منطقه‌ای برای پیش‌بینی عددی جو است، می‌تواند جزئیات بیشتری از این رخداد‌های توفان و به‌ویژه مسیر حرکت آنها را در منطقه آشکار کند؛ اطلاعاتی که با یک ایستگاه به‌تنهایی فراهم نیست. در این کار پارامترهایی نظیر فشار، دما، دمای نقطه شبنم، رطوبت نسبی و سمت و سرعت باد همبسته با توفان‌ها را می‌توان با شبیه‌سازی عددی ارزیابی کرد.

شبیه‌سازی پنج توفان انتخاب شده به کمک مدل WRF با هسته ARW و با کمک داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR با تفکیک افقی ۲/۵ در ۲/۵ درجه در فواصل زمانی شش‌ساعته به‌عنوان شرایط اولیه و مرزی انجام شده است. در این شبیه‌سازی‌ها چهار حوزه تودرتو با تفکیک‌های افقی ۸۱، ۲۷، ۹ و ۳ کیلومتر در نظر گرفته می‌شود (شکل ۶). منطقه تحت تأثیر توفان‌های انتخابی با درونی‌ترین شبکه پوشش داده می‌شود. شرایط شبیه‌سازی مدل برای رخداد توفان‌های انتخابی در جدول ۳ آورده شده است. در تمام شبیه‌سازی‌ها، مدل برای یک دوره ۴۲ ساعته اجرا شد که ۱۲ ساعت اول آن مدت زمان تنظیم اولیه (spin-up) فرض شده است. خروجی‌های مدل هر ۵ دقیقه یک‌بار ذخیره شده‌اند. گام زمانی مدل بر مبنای فاصله شبکه‌ای حوزه اول (۸۱ کیلومتر)، ۳۰۰ ثانیه است. درباره طرح‌واره‌های فیزیکی باید توجه داشت که هدف از شبیه‌سازی عددی در کار فعلی تنها کسب اطلاعات بیشتر از جزئیات رخداد توفان همرفتی در منطقه و به‌ویژه مسیر حرکت و شدت آنها است؛ اطلاعاتی که با بررسی دیدبانی تک‌ایستگاه فراهم نیست. این کار با عطف به عدم قطعیت‌های هر مدل عددی برای مسئله پیچیده همرفت، دشواری محاسباتی یافتن پیکربندی بهینه و نیز حذف نشدن عدم قطعیت در پیکربندی بهینه انجام

مبنای سه شاخص CAPE، LI و KI ضعیف و بر مبنای شاخص TTI متوسط پیش‌بینی می‌شود. برای توفان چهارم، سه شاخص LI، KI و TTI ظرفیت محیط برای شکل‌گیری توفان را در حالت متوسط و شاخص CAPE در حالت ضعیف نشان می‌دهند. برای توفان پنجم، شاخص‌های CAPE و LI بیانگر وجود ظرفیت محیطی برای شکل‌گیری توفان شدید هستند، درحالی‌که شاخص‌های KI و TTI فقط امکان همرفت متوسط را نشان می‌دهند (جدول ۲)؛ بنابراین از میان پنج توفان انتخابی، توفان دوم مستعدترین شرایط محیطی را برای رخداد همرفت عمیق دارد. باید توجه داشت که با توجه به تفکیک داده‌های مورد استفاده برای محاسبه شاخص‌های پایداری جو تنها می‌توان شرایط پایداری محیطی در مقیاس بزرگ را تعیین کرد و نمی‌توان انتظار داشت که بتوان شرایط جوی در مقیاس‌های کوچک‌تر را نیز تفکیک کرد.



شکل ۵. Skew-T مربوط به توفان دوم برای ساعت ۱۲ UTC روز ۲۷ اوت ۱۹۸۵ در ایستگاه اهواز.



شکل ۶. موقعیت چهار حوزه تودرتو D1, D2, D3 و D4 به ترتیب با تفکیک‌های افقی ۸۱، ۲۷، ۹ و ۳ کیلومتر برای اجرای مدل WRF.

می‌گیرد؛ بنابراین در انتخاب طرح‌واره‌های فیزیکی همچون تابش، همرفت و لایه مرزی مورد استفاده در این شبیه‌سازی‌ها (جدول ۳) به نتایج مطالعات پیشین در زمینه توفان‌های همرفتی توجه شده است (کین و همکاران، ۲۰۰۸؛ لی‌تا و همکاران، ۲۰۱۲؛ مادالا و همکاران، ۲۰۱۴ و فیروزآبادی، ۱۳۹۵).

جدول ۲. مقدار شاخص‌های پایداری جو شامل CAPE, LI, KI و TTI برای توفان‌های انتخابی.

توفان	CAPE (J/kg)	LI	KI	TTI
اول	۳۵	۱	۱۹	۴۵
دوم	۶۹۲۶	-۱۵	۳۳	۵۶
سوم	۱۵۲	۰	۲۱	۴۷
چهارم	۵۷۷	-۳	۳۰	۵۱
پنجم	۶۰۸۲	-۱۲	۲۸	۵۱

جدول ۳. شرایط شبیه‌سازی مدل WRF برای توفان‌های انتخابی.

حوزه	تفکیک افقی (km)	تعداد تراز در راستای قائم	تعداد نقاط شبکه	طرح‌واره خردفیزیک	طرح‌واره همرفت	طرح‌واره لایه مرزی	طرح‌واره سطح زمین	طرح‌واره تابش طول موج بلند	طرح‌واره تابش طول موج کوتاه
اول	۸۱	۳۱	۵۰ × ۳۹	Ferrier	GD	YSU	Noah	RRTM	Dudhia
دوم	۲۷	۳۱	۷۰ × ۵۵	Ferrier	GD	YSU	Noah	RRTM	Dudhia
سوم	۹	۳۱	۱۰۶ × ۷۹	Ferrier	GD	YSU	Noah	RRTM	Dudhia
چهارم	۳	۳۱	۱۹۹ × ۱۳۰	Ferrier	خاموش	YSU	Noah	RRTM	Dudhia

۳-۳ نتایج شبیه‌سازی

۳-۳-۱ بررسی نمودارهای سری زمانی

ارزیابی نتایج شبیه‌سازی‌ها برای درونی‌ترین حوزه با تفکیک افقی ۳ کیلومتر به کمک مقایسه با داده‌های دیدبانی انجام می‌گیرد. برای این کار از نمودارهای سری زمانی پارامترهای مهمی مانند فشار، رطوبت نسبی، دمای سطح و سرعت باد استفاده می‌شود. برای اختصار، در این قسمت نتایج تنها برای شبیه‌سازی توفان دوم ارائه می‌شود که مستعدترین شرایط محیطی را برای رخداد همرفت عمیق دارد (جدول ۲). توفان دوم در تاریخ ۲۷ اوت ۱۹۸۵ با بیشینه سرعت ۱۵ متر بر ثانیه در ساعت ۱۴:۰۰ گرینویچ رخ داده است. شکل ۷ به مقایسه پارامترهای سطحی شبیه‌سازی شده مانند دما، فشار سطح دریا، رطوبت نسبی و سرعت نسبت به داده‌های دیدبانی می‌پردازد.

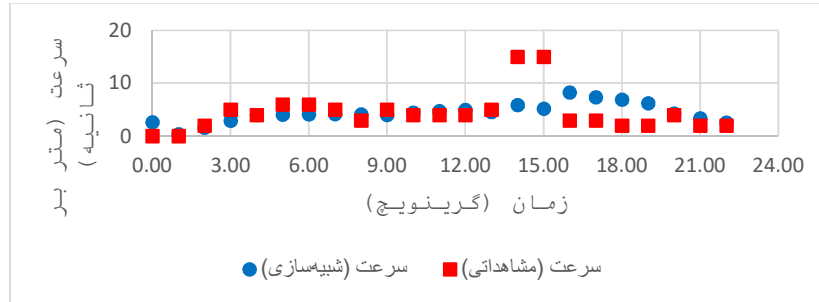
با توجه به شکل ۷، داده‌های شبیه‌سازی شده نسبت به داده‌های دیدبانی تأخیر زمانی دارند. برای به دست آوردن این تأخیر زمانی، داده‌های سری زمانی سرعت باد، رطوبت نسبی، فشار و دمای شبیه‌سازی شده با مدل و داده‌های دیدبانی ملاک سنجش قرار داده شد و یک نقطه در سری زمانی مقایسه شد. مطابق شکل ۷-الف، سرعت باد سطحی به صورت مداوم و تدریجی افزایش و کاهش می‌یابد. سرعت باد سطحی شبیه‌سازی شده در بازه زمانی ۱۵:۰۵ تا ۱۵:۳۰ گرینویچ به دلیل فروهنگ‌های ناشی از سامانه همرفتی به طور ناگهانی تا ۶ متر بر ثانیه افزایش و پس از آن به دلیل کاهش فرایندهای همرفتی در سطح زمین کاهش می‌یابد. بیشینه سرعت در نمودار داده‌های دیدبانی ۱۵ متر بر ثانیه است که در زمان‌های ۱۴:۰۰ و ۱۵:۰۰ گرینویچ رخ داده و در نمودار داده‌های شبیه‌سازی شده، ۱۱/۲ متر بر ثانیه مربوط به ساعت ۱۵:۳۰ گرینویچ است؛ بنابراین بیشینه سرعت شبیه‌سازی شده در ایستگاه اهواز با تأخیر زمانی حدود یک ساعت و سی دقیقه نسبت به مشاهدات رخ می‌دهد.

در شکل ۷-ب، دمای شبیه‌سازی شده در طول روز تا ساعت ۱۲:۳۰ گرینویچ در مختصات ایستگاه اهواز افزایش و سپس به دلیل برون‌شارش ناشی از سامانه همرفتی کاهش می‌یابد. مقایسه نمودار سری زمانی دمای شبیه‌سازی شده و دیدبانی نشان می‌دهد که در نمودار دیدبانی، بیشینه دما ۳۰ درجه سلسیوس است که در زمان‌های ۱۳:۰۰، ۱۴:۰۰ و ۱۵:۰۰ گرینویچ رخ داده است، در حالی که مطابق نمودار شبیه‌سازی شده، بیشینه دما ۴۲/۱ درجه سلسیوس در ساعت ۱۳:۰۰ است.

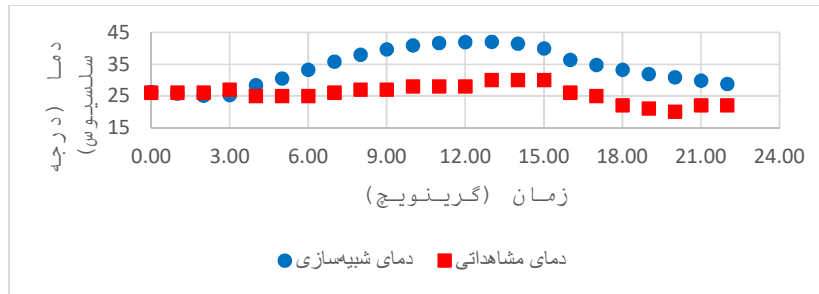
در شکل ۷-ج، رطوبت نسبی شبیه‌سازی شده ابتدا کاهش و سپس در ساعت ۱۳:۳۵ تا ۱۵:۱۵ با شیب کند افزایش می‌یابد و به دنبال آن، اندکی کاهش و سپس با شیب تند افزایش می‌یابد. این تغییر رطوبت می‌تواند به علت حرکات فروهنگ باشد که سبب نزول هوای سرد و مرطوب و ردسپهر می‌شود. مقایسه نمودار سری زمانی رطوبت نسبی شبیه‌سازی شده و دیدبانی نشان می‌دهد کمینه رطوبت نسبی در نمودار شبیه‌سازی شده، ۲۰ درصد و مربوط به ساعت ۱۶:۲۰ گرینویچ است و کمینه رطوبت نسبی در نمودار دیدبانی، ۱۶ درصد و مربوط به زمان ۱۴:۰۰ گرینویچ است. از شرایط مناسب برای رخداد توفان‌های تندری، وجود رطوبت کافی و گرمایش سطح زمین است که با توجه به این شکل، در ساعت‌های نزدیک به وقوع رخداد این توفان مهیا بوده‌اند.

شکل ۷-د به مقایسه سری زمانی فشار سطح دریا برای داده‌های مشاهداتی و دیدبانی می‌پردازد. کمینه فشار در نمودار دیدبانی، ۹۹۳/۲ هکتوپاسکال در زمان ۱۳:۰۰ گرینویچ و کمینه فشار در نمودار شبیه‌سازی شده، حدود ۹۹۶/۸ هکتوپاسکال در زمان ۱۳:۵۰ گرینویچ رخ داده است. بیشینه فشار دیدبانی، ۹۹۶/۶ هکتوپاسکال در بازه زمانی ۵:۰۰ تا ۰۸:۵۵ گرینویچ و بیشینه فشار شبیه‌سازی شده، ۹۹۹/۵ هکتوپاسکال در ساعت ۰۷:۳۵ گرینویچ رخ داده است؛ بنابراین کاهش فشار

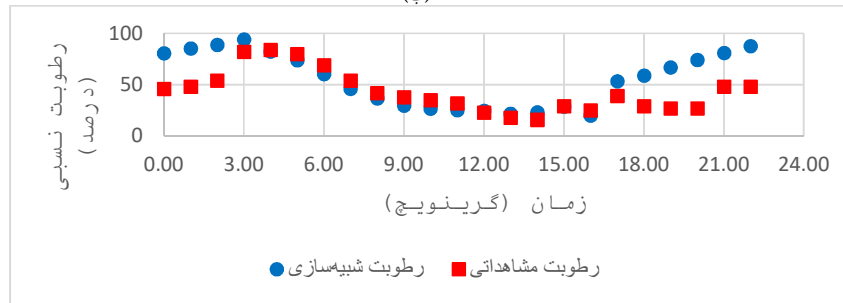
شبه‌سازی شده نسبت به دیدبانی در ایستگاه اهواز برای توفان دوم با تأخیر زمانی حدود ۵۰ دقیقه رخ می‌دهد.



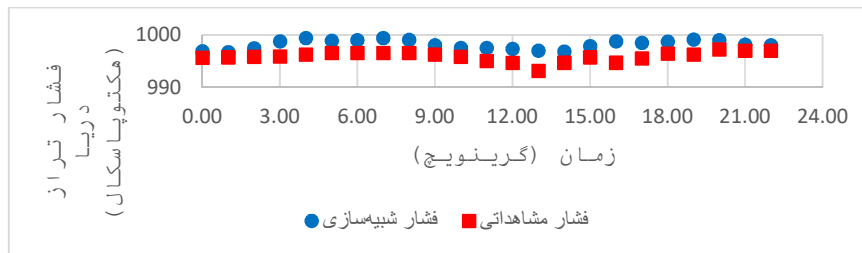
(الف)



(ب)

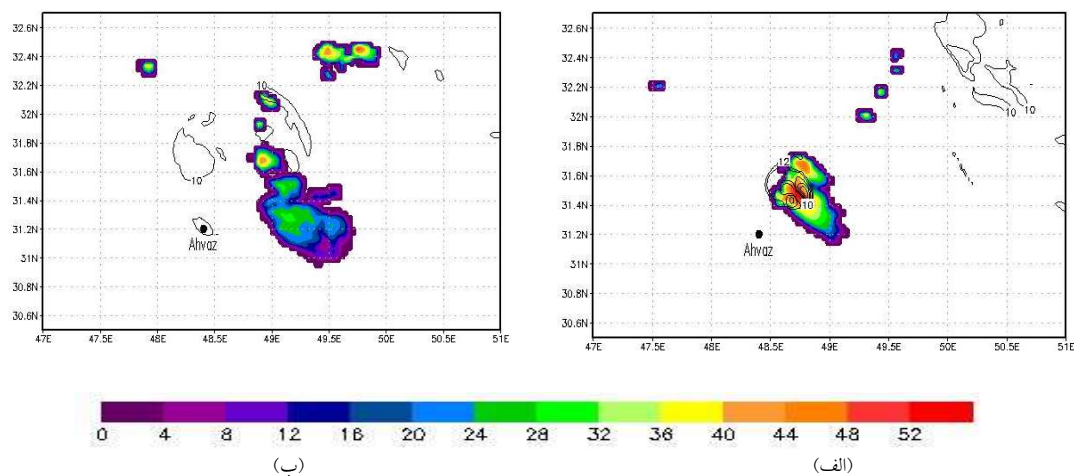


(ج)



(د)

شکل ۷. سری زمانی (الف) سرعت باد در تراز ۱۰ متر از سطح زمین (برحسب متر بر ثانیه) (ب) دما در تراز دو متر (برحسب سلسیوس) (ج) رطوبت نسبی سطح (برحسب درصد) (د) فشار سطح دریا (بر حسب هکتوپاسکال) برای ۲۷ اوت ۱۹۸۵ در ایستگاه اهواز. مربع قرمز رنگ، داده‌های دیدبانی و دایره آبی، داده‌های شبه‌سازی شده با مدل WRF را برای هر یک ساعت نشان می‌دهد.



شکل ۸. موقعیت سامانه همرفتی در زمان (الف) ۱۴:۱۵ و (ب) ۱۵:۳۰ گرینویچ روز ۲۷ اوت ۱۹۸۵ برای توفان دوم. پربندهای بسته نشان‌دهنده سرعت‌های سطحی بزرگ‌تر و مساوی ۱۰ متر بر ثانیه و سایه-روشن رنگی بیانگر بیشینه بازتابندگی (dBZ) در هر مختصات جغرافیایی است.

۳-۳-۲ هسته سرعت توفان‌ها

در این بخش به شناسایی هسته توفان‌های انتخابی پرداخته می‌شود. شکل ۸ موقعیت هسته‌های سرعت سامانه‌های همرفتی را در زمان رخداد بیشینه هسته سرعت باد هم در حوزه چهارم مدل و هم در زمان رخداد باد جستی در مختصات ایستگاه اهواز برای ۲۷ اوت ۱۹۸۵ (توفان دوم) نشان می‌دهد. این شکل بزرگ‌ترین هسته سرعت را قبل یا بعد از رسیدن توفان به مختصات ایستگاه اهواز مشخص می‌کند که اگر علاوه بر بیشینه سرعت، هسته بازتابندگی نیز در آن مکان قرار داشته باشد، می‌توان گفت سرعت زیاد، ناشی از رخداد توفان بوده است.

در این توفان، سرعت باد جستی مشاهده شده ۱۵ متر بر ثانیه در ساعت ۱۴:۰۰ گرینویچ است. با توجه به شکل ۷-الف، بیشینه باد جستی شبیه‌سازی شده در این روز ۱۱/۲ متر بر ثانیه و مربوط به ساعت ۱۵:۳۰ گرینویچ است. در همین ساعت موقعیت سامانه همرفتی مطابق شکل ۸-ب، در مختصات ۴۸/۹ درجه شرقی و ۳۲/۱۵ درجه شمالی با بیشینه باد ۱۳ متر بر ثانیه قرار دارد. در شکل ۸-الف، سامانه همرفتی با سرعت بیشینه باد ۱۹/۱ متر بر ثانیه در

ساعت ۱۴:۱۵ گرینویچ در موقعیت ۴۸/۷۶ درجه شرقی و ۳۱/۴۸ درجه شمالی قرار دارد که نشان‌دهنده رخداد توفان در این ساعت در قسمت شمال شرقی ایستگاه اهواز است (جدول ۴)؛ در نتیجه، تحلیل نتایج شبیه‌سازی توفان دوم نشان می‌دهد هسته بیشینه سرعت این توفان طی تحول آن روی اهواز قرار نداشته است. برای به دست آوردن هسته سایر توفان‌ها نیز به همین روش عمل شده است که اطلاعات موقعیت زمانی و مکانی بیشینه سرعت باد شبیه‌سازی شده در هر رخداد توفان به اختصار در جدول ۴ آورده شده است.

حال تغییرات زمانی الگوی سرعت قائم و دمای پتانسیلی در ترازهای مختلف وردسپهر برای توفان دوم در شکل ۹ بررسی می‌شود. مقادیر مثبت سرعت قائم دلالت بر صعود هوا و تقویت همرفت دارد و مقادیر منفی آن بیانگر نزول هوا، فروهنج و تقویت واگرایی در سطح است. با توجه شکل ۹، بیشینه سرعت قائم ۲/۲ متر بر ثانیه حوالی ساعت ۱۵:۰۰ گرینویچ در زیر تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال همراه با افت شدید پایداری ایستایی دیده می‌شود که نشان‌دهنده وجود همرفت در ایستگاه اهواز

تأثیر وجود توفان همرفتی به‌خوبی روی پرندهای دمای پتانسیلی به‌صورت بی‌هنجاری دمایی ظاهر شده و تا ترازهای زیرین وردسپهر نیز امتداد یافته است که نشان از شکل‌گیری یک موج گرانی در بالای برج همرفتی دارد.

است. علاوه‌براین بعد از هسته فراهنج، حرکت‌های فروهنج قوی با سرعت قائم $1/2$ - متر بر ثانیه همراه با افزایش پایداری ایستایی دیده می‌شود که به‌خوبی با رخداد باد جستی به همراه توفان همرفتی سازگاری دارد. همچنین

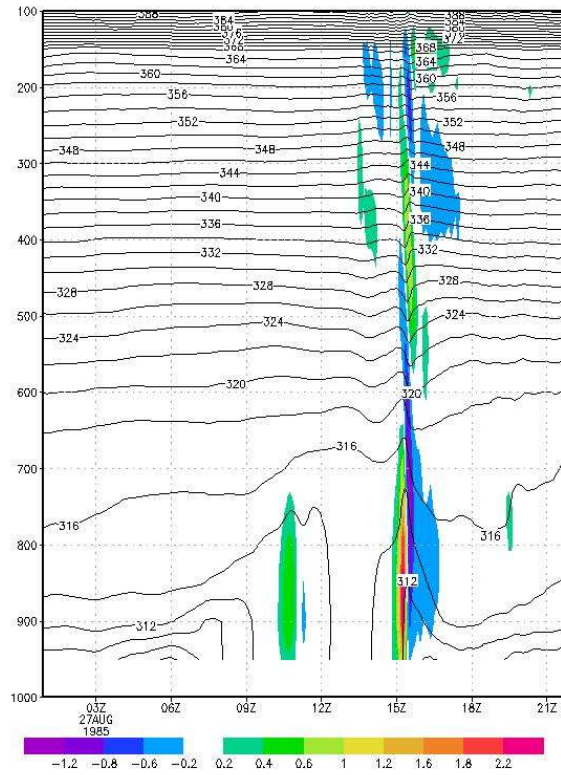
جدول ۴. خلاصه اطلاعات موقعیت زمانی و مکانی بیشینه سرعت باد شبیه‌سازی‌شده در هر رخداد توفان برای درونی‌ترین حوزه مدل یا تفکیک افقی ۳ کیلومتر.

توفان	رخداد	زمان (گریجویج)	سرعت (متر بر ثانیه)	موقعیت مکانی
اول	بیشینه سرعت باد جستی در ایستگاه	۰۹:۲۰	۸/۹	مختصات ایستگاه اهواز
	هسته بیشینه سرعت باد جستی هم‌زمان با وقوع آن در ایستگاه	۰۹:۲۰	۱۶/۲	۵۰/۱۲E, ۳۲/۳۱N
	بیشینه هسته سرعت سامانه در طی مسیر حرکت	۱۱:۱۰	۲۳/۳	۴۹/۶۱E, ۳۱/۸۵N
دوم	وقوع باد جستی در ایستگاه	۱۵:۳۰	۱۱/۲	مختصات ایستگاه اهواز
	هسته بیشینه سرعت باد جستی هم‌زمان با وقوع آن در ایستگاه	۱۵:۳۰	۱۳/۰	۴۸/۹۴E, ۳۲/۱۵N
	بیشینه هسته سرعت سامانه در طی مسیر حرکت	۱۴:۱۵	۱۹/۱	۴۸/۷۶E, ۳۱/۴۸N
سوم	وقوع باد جستی در ایستگاه	۱۳:۵۵	۱۶/۶	مختصات ایستگاه اهواز
	هسته بیشینه سرعت باد جستی هم‌زمان با وقوع آن در ایستگاه	۱۳:۵۵	۳۳/۹	۵۰/۲۰E, ۳۱/۵۴N
	بیشینه هسته سرعت سامانه در طی مسیر حرکت	۱۴:۰۵	۳۴	۵۰/۲۰E, ۳۱/۵۴N
چهارم	وقوع باد جستی در ایستگاه	۱۱:۱۵	۵۰/۲	مختصات ایستگاه اهواز
	هسته بیشینه سرعت باد جستی هم‌زمان با وقوع آن در ایستگاه	۱۱:۱۵	۱۲/۱	۵۰/۲۱E, ۳۲/۳۸N
	بیشینه هسته سرعت سامانه در طی مسیر حرکت	۱۲:۰۰	۲۹/۸	۴۷/۰۵E, ۳۲/۱۵N
پنجم	وقوع باد جستی در ایستگاه	۱۴:۲۰	۵/۱	مختصات ایستگاه اهواز
	هسته بیشینه سرعت باد جستی هم‌زمان با وقوع آن در ایستگاه	۱۴:۲۰	۱۳/۴	۵۰/۱۲E, ۳۲/۳۸N
	بیشینه هسته سرعت سامانه در طی مسیر حرکت	۱۰:۲۰	۸/۶	۴۷/۰۵E, ۳۲/۶۹N

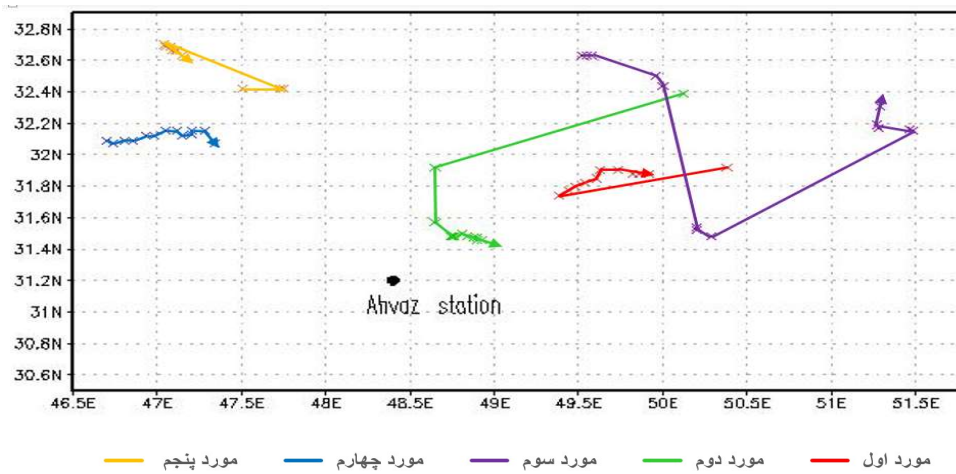
۳-۳-۳ مسیر حرکت توفان‌ها

برای یافتن مسیر حرکت توفان‌ها بعد از تعیین بیشینه سرعت باد برای هر یک از توفان‌ها در حوزه چهارم مدل در روز رخداد توفان که مشخصات آنها در جدول ۴ آورده شده است، موقعیت جغرافیایی این توفان‌ها از ۳۰ دقیقه قبل تا ۳۰ دقیقه بعد از بیشینه سرعت رخداد در هر

توفان تعیین شده است. شکل ۱۰ مسیر حرکت هر یک از پنج توفان انتخابی را نشان می‌دهد. علامت ضربدر، موقعیت جغرافیایی توفان را در هر پنج دقیقه در طول مسیر حرکت نشان می‌دهد. این پنج توفان موقعیت‌های جغرافیایی متفاوتی دارند. باتوجه به این شکل، توفان‌های اول تا سوم در شمال شرق ایستگاه اهواز و توفان‌های



شکل ۹. تغییرات زمانی سرعت قائم (سایه- روشن رنگی با فاصله پرندهی ۰/۲ متر بر ثانیه) و دمای پتانسیلی (پرندهای مشکی با فاصله ۲ کلونین) در ترازهای وردسپهر در ایستگاه اهواز برای توفان دوم.



شکل ۱۰. مسیرهای حرکت پنج توفان انتخابی در حوزه چهارم مدل در روز رخداد هر یک از آنها.

مرحله دوم غربالگری براساس تغییرات فشار بزرگ‌تر یا مساوی یک هکتوپاسکال، نادیده گرفتن تغییرات دما و توجه به نوع ابر انجام گرفت و تعداد ۴۷ توفان مشخص شد.

بررسی نمودارهای فراوانی بادهای قوی طی بازه زمانی بلندمدت ۳۶ ساله، روند کاهشی فراوانی سالانه رخدادها را نشان داد که مشابه این نتیجه در مطالعه فیروزآبادی (۱۳۹۵) و فیروزآبادی و همکاران (۲۰۱۹) برای تهران نیز به دست آمده بود. تحلیل توزیع فراوانی در مقیاس فصلی نشان داد که بیشترین رخداد مربوط به فصل بهار و کمترین مربوط به فصل پاییز است. همچنین توزیع فراوانی رخدادها در مقیاس ماهانه نشان‌دهنده وجود دست کم یک رخداد در هر ماه است. ماه آوریل بیشترین و ماه اکتبر کمترین فراوانی رخدادها را دارند. بیشترین زمان وقوع توفان‌ها، فصل بهار و اوایل تابستان به علت فعال بودن سامانه‌های همرفتی و افزایش گرمایش سطحی ناشی از انرژی تابشی دریافتی از خورشید است. بررسی توزیع فراوانی رخدادها در مقیاس ساعتی نشان داد که بیشترین فراوانی در کل دوره آماری در بازه زمانی سه‌ساعته مربوط به بازه ۱۲ تا ۱۵ گرینویچ و فصل تابستان است. بازه ۲۱ تا ۰۰ گرینویچ کمترین میزان رخداد بادهای قوی در این منطقه را دارد. این نتیجه در مطالعات دیگر از جمله موهی و میلر (۲۰۱۰) در داکوتای شمالی، لین و همکاران (۲۰۱۱) در جزیره تایوان و فیروزآبادی (۱۳۹۵) در تهران نیز دیده شد. آنها در مطالعات خود نشان دادند این توفان‌ها در ساعات بعدازظهر و فصل بهار و اوایل فصل تابستان رخ می‌دهند.

در مرحله بعدی این پژوهش، پنج توفان انتخاب شد که در بازه زمانی مورد مطالعه نسبت به بقیه موارد، سرعت بیشتر و تغییرات دما و فشار زیادتری داشتند. شبیه‌سازی عددی این توفان‌ها برای تحلیل دقیق‌تر آنها با تفکیک‌های افقی و قائم زیاد انجام گرفت. برای این منظور از داده‌های

چهارم و پنجم در شمال غرب ایستگاه اهواز رخ داده و تحول یافته‌اند. همچنین هر پنج توفان مسیرهای متفاوتی دارند.

توفان اول ابتدا از سمت شمال شرق به سمت جنوب غرب حرکت کرده، سپس تغییر جهت داده است و اندکی به سمت شمال و سپس به سمت شرق می‌رود. توفان دوم ابتدا از سمت شمال شرق به سمت جنوب غرب حرکت کرده است، سپس با تغییر مسیر، به سمت جنوب و در نهایت، به سمت جنوب شرق می‌رود. توفان سوم از غرب به سمت شرق حرکت کرده، در حین حرکت تغییر مسیر داده است و به سمت جنوب و سپس به سمت شمال شرق می‌رود. توفان چهارم از غرب به سمت شرق حرکت کرده و در نهایت، به سمت جنوب شرق می‌رود. توفان پنجم ابتدا از غرب به سمت شرق حرکت کرده و سپس به سمت شمال غرب تغییر مسیر داده است و در نهایت، به سمت جنوب شرق می‌رود.

۴ نتیجه‌گیری

در این پژوهش به بررسی توفان‌های همرفتی رخ داده در شهر اهواز پرداخته شد که ایستگاه همدیدی آن قدیمی‌ترین داده‌ها را در سطح استان خوزستان دارد. به منظور مطالعه توفان‌ها در این پژوهش، ابتدا توفان‌های رخ داده در بازه زمانی بلندمدت ۳۶ ساله (۱۹۸۱ تا ۲۰۱۶) در مختصات ایستگاه اهواز از لحاظ آماری بررسی شد سپس با تعیین تعدادی از توفان‌های قوی، به شبیه‌سازی عددی آنها پرداخته شد. در بخش اقلیم‌شناخت توفان‌ها، ابتدا پارامترهای سطحی داده‌های متار (یک‌ساعته) این ایستگاه بررسی شد. برای این منظور، در مرحله اول غربالگری، معیار بادهای قوی در این منطقه، محدوده سرعت بادهای بیشتر از ۱۲ متر بر ثانیه در نظر گرفته شد که تعداد ۱۲۶۶ باد قوی شناسایی شد. برای تعیین رخداد توفان‌های تندری از بین موارد انتخابی در مرحله اول،

همدیدی توفان‌های گردوخاک در جنوب شرق ایران (مطالعه موردی: منطقه سیستان): مطالعات جغرافیای مناطق خشک، ۲(۵)، ۱۰۷-۱۲۹.

فیروزآبادی، م.، ۱۳۹۵، بررسی آماری-دینامیکی توفان‌های همرفتی قوی در تهران: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

Alexander, W. H., 1935, The distribution of thunderstorms in the United States, 1904-33: Monthly Weather Review, **63**, 157-158.

Byers, H. R., and Braham, R. R., 1949, The thunderstorms: U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., USA, 287 pp.

Changnon, S. A., 2001, Damaging thunderstorm activity in the United States: Bulletin of the American Meteorology Society, **82**, 597-608.

Cintineo, J. L., Pavolonis, M. J., Sieglaff, J. M., and Lindsey, D. T., 2014, An empirical model for assessing the severe weather potential of developing convection: Weather and Forecasting, **29**, 639-653.

DeRubertis, D., 2006, Recent trends in four common stability indices derived from U.S. radiosonde observations: Journal of Climate, **19**, 309-323.

Doswell, C. A., III, and Rasmussen, E. N., 1994, The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations: Weather Forecasting, **9**, 625-629.

Easterling, D. R., and Robinson, P. J., 1985, The diurnal variation of thunderstorm activity in the United States: Journal of Applied Meteorology and Climatology, **24**, 1048-1058.

Firouzabadi, M., Mirzaei, M., and Mohebalhojeh, A. R., 2019, The climatology of severe convective storms in Tehran: Atmospheric Research, **221**, 34-45.

Furman, H. K. H., 2003, Dust storms in the Middle East: sources of origin and their temporal characteristics: Indoor and Built Environment, **12**, 419-426.

Huntrieser, H., Schiesser, H. H., Schmid, W., and Waldvogel, A., 1997, Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland: Weather and Forecasting, **12**, 108-125.

Kain, J. S., and Coauthors, 2008, Some practical considerations regarding horizontal resolution in the first generation of operational convection-allowing NWP: Weather and

NCEP/NCAR با تفکیک $2/5^{\circ} \times 2/5^{\circ}$ به‌عنوان شرایط اولیه و مرزی مدل WRF استفاده شد. مدل با پیکربندی چهار حوزه تودرتو با تفکیک‌های افقی ۸۲، ۲۷، ۹ و ۳ کیلومتر اجرا شد. با مقایسه سری‌های زمانی دما، رطوبت نسبی، فشار سطح و سرعت باد دیدبانی و شبیه‌سازی‌شده نتیجه‌گیری شد که داده‌های خروجی مدل حاصل از شبیه‌سازی توفان‌ها، جابه‌جایی زمانی یک تا سه ساعته دارند. در پژوهشی مشابه که فیروزآبادی (۱۳۹۵) برای ایستگاه مهرآباد تهران انجام داده است نیز نتایج خروجی‌های مدل، تأخیر زمانی دو ساعت و نیمی تا سه ساعته نسبت به مشاهدات دارند. پس از بررسی توفان‌ها و یافتن موقعیت جغرافیایی آنها مشخص شد که هسته اصلی هریک از توفان‌ها در موقعیت‌های جغرافیایی مختلف قرار دارد. مسیر توفان‌ها نشان داد که از پنج توفان انتخابی، سه توفان در شمال‌شرق و دو توفان در شمال‌غرب ایستگاه اهواز رخ داده‌اند.

منابع

بیدختی، ع. ع.، بیوک، ن.، ثقفی، م. ع.، ۱۳۸۳، بررسی ساختار چند جریان جستانک توفان‌های همرفتی تهران با استفاده از داده‌های سودار: مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۰(۲)، ۹۳-۱۱۳.

صمدیار، ب.، ۱۳۹۷، بررسی آماری-دینامیکی توفان‌های همرفتی قوی در خوزستان: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

طهماسبی‌پاشا، ا.، ۱۳۹۹، مطالعه ارتباط بین شاخص‌های همرفتی و دورپیوندی بر روی ایران: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

عبدالحسینی، ع. ع.، ۱۳۹۰، مطالعه جریان‌های جستانک ناشی از توفان‌های همرفتی در منطقه سمنان: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

علیجانی، ب.، رئیس‌پور، ک.، ۱۳۹۰، تحلیل آماری،

- Forecasting, **23**, 931–952, doi:10.1175/WAF2007106.1.
- Karami, S., Ranjbar, A., Mohebalhojeh, A. R., and Moradi, M., 2017, A rare case of haboob in Tehran: observational and numerical study: *Atmospheric Research*, **185**, 169–185.
- Kelly, D. L., Schaefer, J. T., and Doswell, C. A., 1985, Climatology of nontornadic severe thunderstorm events in the United States: *Monthly Weather Review*, **113**, 1997–2014.
- Lin, P.-F., Chang, P.-L., Jou, B. J.-D., Wilson, J. W., and Roberts, R. D., 2011, Warm season afternoon thunderstorm characteristics under weak synoptic-scale forcing over Taiwan Island: *Weather and Forecasting*, **26**, 44–60.
- Litta, A. J., Mohanty, U. C., and Idicula, S. M., 2012, The diagnosis of severe thunderstorms with high-resolution WRF model: *Journal of Earth System Science*, 1–20.
- Madala, S., Satyanarayana, A. N. V., and Rao, T. N., 2014, Performance evaluation of PBL and cumulus parameterization schemes of WRF ARW model in simulating severe thunderstorm events over Gadanki MST radar facility—Case study: *Atmospheric Research*, **139**, 1–17.
- Mohee, F. M., and Miller, C., 2010, Climatology of thunderstorms for North Dakota, 2002–06: *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **49**, 1881–1890.
- Mojarrad, F., Koshki, S., Masoompour, J., and Miri, M., 2018, Analysis of thunderstorm instability indices in Iran using reanalysis data: *Journal of Spatial Analysis of Environmental Hazards*, **4**, 33–48.
- Shamsipour, A., Miri, M., and Safarrad, T., 2013, Analysis of spatial and temporal variations of dust events in the South West of Iran: *AMS fifth Symposium on Aerosol-Cloud-Climate Interactions*.
- Wakimoto, R. M., 1982, The life cycle of thunderstorm gust fronts as viewed with Doppler radar and Rawinsonde data: *Monthly Weather Review*, **110**, 1060–1082.

A statistical–dynamical analysis of severe convective storms in Ahvaz

Bahareh Samadyar¹, Mohammad Mirzaei^{2*}, Ali Reza Mohebalhojeh³ and Amir Tahmasebi Pasha

¹ M.Sc. Graduate of Meteorology, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

² Assistant Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

³ Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

¹ M.Sc. Graduate of Meteorology, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 19 July 2020, Accepted: 02 November 2020)

Summary

Thunderstorms often appear with a strong, energetic and short-term air flow. These types of storm are caused by the ascent of hot and humid air in an unstable atmosphere and can lead to heavy rainfall if there is sufficient moisture, and otherwise they will lead to a dust storm. The purpose of this study was to investigate the storms in Khuzestan province, which usually experiences gusty winds, and convective storm events during spring and early summer. With regard to the frequent occurrence of dust storms in Khuzestan in recent years, it has become ever more important to study the convective storms. In order to identify the storm events in Khuzestan, Ahvaz station was selected due to much longer record of data and more accurate information than other stations in the province. A statistical analysis has been carried out on the long-term data of Ahvaz synoptic station between 1981 and 2016. After a thorough analysis of the long-term data, five cases of severe convective storms were selected. The cases include the 16th of October 1981 (case 1), the 27th of August 1985 (case 2), the 18th of December 1985 (case 3), the 24th of April 1992 (case 4) and the 8th of May 2000 (case 5). Finally, the characteristics of the cases were determined by numerical simulations using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. The simulations were performed using four nested domains D1 to D4 with horizontal resolutions of 81, 27, 9 and 3km, respectively. The NCEP/NCAR reanalysis data were used for the boundary and initial conditions.

Statistical analysis shows a decrease in the intensity and frequency of occurrences of the convective storms with maximum wind speed of greater than 12m/s during the 36-year period. Monthly analysis reveals that the most (least) frequent severe convective storms occur in April (October). Another important finding is that the severe convective storms occur mainly in spring and in the interval between 12UTC and 15UTC. From the early hours of the day until 13:00 UTC, the percentage of events increases, and then until the end hours of the day, the percentage of events decreases as the surface heating is maximized in the afternoon. The low frequency of occurrence in autumn and winter is due to reduced surface heating as a result of reduced solar energy received from the sun. The results of numerical simulations demonstrate that the position of the maximum wind speed is different in the considered cases. The comparison of the results of simulation of the selected cases with observational data shows that the model of simulated storm has a time delay of about 1 to 3 hours with respect to the actual storm occurred in the area. Tracking the storms from 30 min before to 30 min after the occurrence of the maximum wind speed along the path in the fourth domain of the model points out that the cases 1 to 3 evolve in the northeast and the cases 4 and 5 evolve in the northwest of Ahvaz station.

Keywords: Convective storm, dust storm, simulation, WRF model, Ahvaz