

## مدلسازی توفان‌های تندری جنوب غرب ایران با استفاده از مدل عددی WRF

کمال امیدوار<sup>۱\*</sup>، رضا کاوسی<sup>۲</sup>، اسماعیل عباسی<sup>۳</sup>، احمد مزیدی<sup>۴</sup>

۱- استاد اقلیم‌شناسی دانشگاه یزد، یزد.

۲- دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی گرایش مخاطرات اقلیمی دانشگاه یزد، یزد.

۳- استادیار اقلیم‌شناسی دانشگاه خلیج فارس، بوشهر.

۴- دانشیار اقلیم‌شناسی دانشگاه یزد، یزد

### چکیده

توفان‌های تندری یکی از مخرب‌ترین پدیده‌های جوی می‌باشد که هر ساله در نقاط مختلف کشور بخصوص در منطقه جنوب غرب کشور رخ می‌دهد. اثرات این توفان‌ها که به صورت تگرگ، بارش‌های سیل‌آسا، بادهای شدید، رعد و برق نمایان می‌شود علاوه بر تامین منابع آبی منجر به خسارات جانی و مالی جبران ناپذیری می‌گردد. به همین منظور آگاهی و شناخت توفان‌های تندری بخصوص منطقه جنوب غرب کشور مستلزم درک صحیح از توزیع سامانه‌های آب وهواشناسی و سازوکارهای فیزیکی مسئول بر رخداد این توفان‌ها است. در این پژوهش ابتدا جهت انتخاب کد پدیده توفان تندری و انجام تحلیل خوشه‌ای از داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک، داده‌های جو بالا و برای مدل سازی روزهای منتخب با مدل WRF از داده های FNL با تفکیک 1x1 درجه با دوره ۲۴ ساعته استفاده شده است. با استفاده از روش خوشه‌بندی ۳ رخداد توفان تندری به عنوان نماینده انتخاب و با استفاده از مدل WRF مدل سازی برای روزهای منتخب با طرحواره‌های مختلف انجام گرفت. نتایج اعتبارسنجی مدل نشان داد که به ترتیب پیکربندی کومولوس، لایه مرزی، لایه سطحی و سطح زمین براساس هر سه آزمون آماری دارای کمترین میزان خطا جهت شبیه‌سازی پارامترهای بارش، دما و باد است. جهت شبیه‌سازی پارامترهای مذکور طرحواره‌های کومولوس، لایه مرزی، لایه سطحی و سطح زمین (خاک) مهمترین طرحواره‌ها می‌باشند که محتمل‌ترین حالات این طرحواره‌ها جهت اجرای مدل در نظر گرفته شده است. نتایج مدل‌سازی نشان داد که در روزهای نماینده وضعیت شاخص‌های CAPE، CIN، LCL، LFC در ایستگاه‌های که توفان تندری رخ داده است، مناسب می‌باشد. نقشه های بارش خروجی مدل نشان‌دهنده آن است که در منطقه مورد مطالعه بارش اتفاق افتاده است اما در همه ایستگاه‌ها توفان تندری رخ نداده است و فقط در چند ایستگاه توفان تندری ثبت شده است.

**کلید واژه‌ها:** توفان تندری، مدل WRF، طرحواره، شاخص‌های ناپایداری، جنوب غرب ایران.

## مقدمه

از جمله مخاطرات اقلیمی که هر ساله شاهد رخداد آن هستیم توفان تندری می‌باشد. توفان‌های تندری از مهم‌ترین و مخرب‌ترین مخاطرات اقلیمی است و در ایران نیز در مناطق آب و هوایی مختلفی رخ داده و هر ساله خسارات فراوانی به بار می‌آورد (قویدل و همکاران: ۴). توفان‌های تندری یکی از اجزای آب و هوا و عنصر کلیدی چرخه آب و الکتريسته جو به حساب می‌آیند (جلالی و همکاران، ۱۳۸۵: ۶). عملکرد همزمان این توفان‌ها با رگبارهای باران، برف، تگرگ و نقش مؤثر آن در ایجاد سیل‌های ناگهانی همواره مورد توجه محققان بوده است (محمدی، ۱۳۸۷: ۶). توفان‌های تندری اغلب بر اثر گرم شدن زیاد سطح زمین، در داخل توده‌های هوا یا در جبهه‌های هوا، به ویژه در جبهه سرد به وجود می‌آیند (کاوایانی و علیجانی، ۱۳۸۸: ۲۴۰). در مقیاس جهانی توفان تندری پدیده‌ای است که تقریباً در تمام نقاط دنیا ثبت می‌شود و رخداد آن در فصول گرم به مراتب بیشتر از فصول سرد است. تنوع در شرایط اقلیمی و ویژگی‌های جغرافیایی ایران سبب شده که پدیده توفان تندری هر ساله در نقاط مختلف آن گزارش شود (معصوم پور و فجاد، ۱۳۹۴: ۱۰). مدلسازی یکی از روش‌های مطالعه توفان‌های تندری می‌باشد. انگیزه توجه به مدل‌های عددی جو، وضوح بسیار ضعیف مدل‌های آب و هوایی سیاره‌ای در رابطه با فرآیندهای اقلیمی محلی و منطقه‌ای است. مدل‌های عددی جو به منظور بهبود جزئیات مکانی و توجه به تغییرات منطقه‌ای و محلی گسترش داده شده‌اند (شمسی پور، ۱۳۹۲: ۲۰). کاربست مدل‌های دینامیکی، امکان مطالعه دقیق‌تر پدیده‌های جوی میان مقیاس و مقیاس منطقه‌ای را در مناطق مختلف جهان فراهم نموده است این مدل‌ها به عنوان ابزاری کارآمد، درک فرآیندهای دینامیکی حاکم بر وقوع پدیده‌های جوی و اقلیمی را آسان‌تر ساخته‌اند (زرین و همکاران، ۱۳۹۴: به نقل از هیوتسن<sup>۱</sup> و همکاران ۲۰۰۵). امروزه از مدل‌های

عددی جو در مطالعات متعددی از جمله تغییرات آب و هوای منطقه‌ای، پیش‌بینی‌های فصلی، مطالعه رخداد‌های خاص هواشناسی، برهم‌کنش‌های جو و سطح زمین و تأثیرات آب و هوا بر هیدرولوژی، کشاورزی و سلامت انسان بهره‌گرفته می‌شود. برخی از این مدل‌ها شامل WRF<sup>۲</sup>، RegCM، COSMO، MM5 و ... می‌باشند (آزرم، ۱۳۹۵: ۴۰). از مهم‌ترین مدل‌های مذکور مدل پیش‌بینی عددی WRF می‌باشد. مدل پیش‌بینی آب و هوایی WRF یک مدل عددی میان‌مقیاس که امروزه جهت پیش‌بینی هوا در مقیاس محلی، مطالعات مربوط به کیفیت هوا و تحقیقات اقلیم منطقه‌ای به صورت گسترده مورد استفاده محققین قرار گرفته است (شاماروک<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۸). این مدل از هسته‌های دینامیکی چندگانه، سیستم همگون‌سازی سه‌بعدی و متغیر DVAR برای داده‌ها، و نرم‌افزاری تشکیل شده است که اجازه می‌دهد تا محاسبات موازی و توسعه پذیری سیستم صورت پذیرد. در ارتباط با مدل‌سازی توفان‌های تندری پژوهش‌های زیادی در جهان صورت گرفته است. داویتاشویلی<sup>۴</sup> و همکاران (۲۰۱۶)، در پژوهشی با استفاده از مدل WRF شبیه‌سازی بر روی رگبارهای سنگین منطقه قفقاز انجام دادند. محاسبات با استفاده از سیستم شبکه‌ای GE-01-GRENA انجام گرفته است. توانایی مدل WRF در پیش‌بینی بارش‌ها با میکروفیزیک‌های مختلف و مولفه‌های همرفتی همچنین با در نظر گرفتن عوارض پیچیده زمینی منطقه گرجستان، سنجیده شد و نتایج قابل قبولی نسبت به دیگر برنامه‌ها از آن استخراج گردید. پائول<sup>۵</sup> و همکاران (۲۰۱۹)، در پژوهشی با عنوان توفان‌های تندری قبل از موسمی و خصوصیات ترمودینامیکی مربوط به آنها بر روی بنگلادش با استفاده از مدل WRF، دو توفان تندری قبل از بارش‌های موسمی که در ۱۹ آوریل ۲۰۱۸ و ۴ می ۲۰۱۸ به وقوع پیوسته‌اند را مورد

2 - Weather Research and Forecasting

3 - Shamarock

4 - Davitashvili

5 - Paul

تندری در کلیه ماه‌های فصل بهار رخ می‌دهد. رسولی و همکاران (۱۳۹۱)، با استفاده از آزمون‌های ناپارامتری روند وقوع توفان‌های رعد و برقی در نیمه غربی را مورد واکاوی قرار دادند. نتایج این پژوهش نشان داد که فراوانی توفان‌های رعد و برقی غرب کشور از نظام همگنی برخوردار نیست و فراوانی آنها از شمال به جنوب کاسته می‌شود. شبانیان چالش‌تری و همکاران (۱۳۹۱)، در تحقیقی عوامل موثر بر بارش‌های شدید و سیل آسا با استفاده از مدل WRF را مورد بررسی قرار دادند. نتایج آنها نشان داد که بارشها در مناطق مختلف استان گلستان ساز و کار متفاوتی دارند. بارشهای شدید در جنوب شرق دریای خزر که منشأ سیل بوده، به سبب همگرایی شار گرمایی افقی، شار قائم فراسو و ناپایداری همرفتی در منتهی‌الیه جنوب شرقی دریای خزر بوده است. تقوی و همکاران (۱۳۹۲)، در پژوهش ارزیابی پیش‌بینی‌های کوتاه مدت بارش مدل عددی WRF در منطقه ایران نشان دادند که الگوی کلی نوارهای بارشی را مدل WRF به درستی روی ناحیه برآورد می‌کند همچنین امتیازات مهارتی برای آستانه‌های متفاوت روی حوزه مورد تحقیق، بیانگر عملکرد نسبتاً مطلوب مدل WRF در رخداد بارش در بیشتر نواحی است. امیدوار و همکاران (۱۳۹۲)، سه رخداد تگرگ شدید در استان فارس را بررسی و مطالعه کردند که علت این تگرگ‌های شدید را ناپایداری شدید در سطوح میانی جو و حرکات عمودی شدید در ابرهای کومولونیمبوس و ریزش هوای سرد از لایه‌های میانی جو می‌دانند. امینی و همکاران (۱۳۹۳)، در پژوهشی با موضوع نقش مدل عددی WRF در عددی نمودن پیش‌بینی بارش‌های سنگین در استان اصفهان با درجه تفکیک ۲۷، ۹ و ۳ کیلومتر، توفان تندی ۲۲ اسفند اصفهان را مورد بررسی قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که با این مدل تاحدودی می‌توان پیش‌بینی را از حالت کلی به منطقه‌ای و همچنین عددی سوق داد و مدل، محل شدت بارش را به خوبی نشان می‌دهد. خزایی و همکاران (۱۳۹۳)، با تحلیل همدیدی توفان‌های تندی مخاطره‌آمیز اصفهان به

واکاوی قرار دادند. برای پیش‌بینی و تفسیر این پدیده‌ها میانگین  $CAPE^1$ ، میانگین  $CIN^2$ ، شاخص K، شاخص TTI، توزیع باد و رطوبت نسبی تفسیر و بررسی شده است. این مدل مقادیر شاخص CAPE و CIN و همچنین پارامتر رطوبت نسبی و الگوی باد سطوح متوسط جو را برای ۱۸ ساعت قبل از رخداد، پیش‌بینی کرده است که مقادیر آنها شرایط مطلوبی را برای رخداد توفان‌های تندی نشان می‌دهند.

پژوهشگران دیگری مثل لیتا و ماهانتی<sup>۳</sup> (۲۰۰۸)، راجیوان<sup>۴</sup> و همکاران (۲۰۱۰)، جن سین<sup>۵</sup> (۲۰۱۱)، آفندی<sup>۶</sup> و همکاران (۲۰۱۳)، یانگ و لی<sup>۷</sup> (۲۰۱۴)، هوتچینگس<sup>۸</sup> (۲۰۱۴)، سینه<sup>۹</sup> همکاران (۲۰۱۵)، سیلی و رومپس<sup>۱۰</sup> (۲۰۱۵)، تاتیش ویلی<sup>۱۱</sup> (۲۰۱۶)، بارت<sup>۱۲</sup> و همکاران (۲۰۱۷)، مارتینز<sup>۱۳</sup> و همکاران (۲۰۱۹) به مطالعه و بررسی توفان‌های تندی، فراوانی آنها، اثرات تغییر اقلیم و گرمایش جهانی بر روی این توفان‌ها و مواردی از این قبیل پرداخته‌اند. علیجانی (۱۳۷۴)، در پژوهشی نشان داد که بیشترین فراوانی رخداد توفان‌های رعد و برقی در شمال غرب رخ می‌دهد. لشکری و آقاسی (۱۳۸۹)، با تحلیل سینوپتیکی توفان‌های تندی تبریز، ناپایداری را از عوامل اصلی و موثر در شدت و نوع توفان‌ها می‌دانند و از شاخص‌های ناپایداری برای شناسایی این پدیده‌ها استفاده‌های لازم را بردند. صلاحی (۱۳۸۹)، با تحلیل‌های آماری و همدیدی توفان‌های تندی استان اردبیل نشان می‌دهد که پدیده توفان

- 
- 1- Convective Inhibition (CIN)
  - 2 - Convective Available Potential Energy (CAPE)
  - 3 - Litta & Mohanty
  - 4 - Rajeevan
  - 5 - Gensini
  - 6 - Afandi
  - 7 - Yang & Li
  - 8 - Hutchins
  - 9 - Singh
  - 10 - Seeley & Romps
  - 11 - Tatishvili
  - 12 - Barrett
  - 13 - Martínez

۲۴ ساعته نسبت به مدل Harmonie بهتر است اما برای ارزیابی بارش عملکرد ضعیف‌تری دارد. نتایج حاصل از پژوهش‌ها نشان می‌دهد مدل WRF قادر به شبیه‌سازی توفان‌های تندری می‌باشد و می‌تواند در پیش‌بینی این پدیده‌ها و همچنین مطالعه سازوکار آنها بسیار سودمند باشد. هدف از این پژوهش مدلسازی توفان‌های تندری منطقه جنوب غرب ایران به منظور شناخت دقیق سازوکار شکل‌گیری این توفان‌ها می‌باشد.

### مواد و روش‌ها

در این پژوهش به منظور بررسی اقلیمی توفان‌های تندری جنوب غرب کشور و مکانیسم‌های تشکیل آنها مطالعه‌ای ترکیبی با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیکی منطقه جنوب غرب کشور، داده‌های ترازهای بالایی جو، داده‌های بازتحلیل شده ERA-Interim و خروجی مدل منطقه‌ای WRF با رویکردی همدید، مدل سازی انجام گرفته است. موقعیت ایستگاه‌های سینوپتیک منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ نمایش داده شده است. برای دستیابی به اهداف پژوهش و رسیدن به نتایج مطلوب، در ابتدا از بین داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک جنوب غرب کشور (استانهای خوزستان، بوشهر ساحلی، فارس) کدهای مربوط به پدیده توفان تندری (۲۹، ۲۷، ۹۰ تا ۹۷ و ۹۹) استخراج و نقشه‌های چهار زمانه برای روزهای منتخب در نرم‌افزار GrADS ترسیم گردید. سپس طبقه‌بندی نقشه‌ها با روش خوشه‌بندی چشمی و پیرسون (روش Ward) بر روی داده‌های ژئوپتانسیل انجام گرفت. با ترسیم نمودار درختی و برش آن برپایه فاصله اقلیدسی ۵، خوشه‌بندی در ۳ گروه انجام پذیرفت، سپس جهت انتخاب روز نماینده هر خوشه، مقدار همبستگی بین آنها محاسبه و روزی که بیشترین مقدار همبستگی را با بقیه روزها داشت به عنوان روز نماینده انتخاب شد. روزهای نماینده شامل، روز هشتم دسامبر ۲۰۰۹، روز سی یکم ژانویه ۲۰۱۱ و روز ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵ می‌باشد. بعد از انتخاب روزهای نماینده، داده‌های آنها داندود و مدل‌سازی با مدل عددی WRF برای آنها انجام گرفت. به منظور مدلسازی روزهای نماینده از ۳ دامنه تلسکوپی جهت شبکه‌بندی

این نتیجه رسیدند رخداد توفان‌های تندری به سه عامل هوای مرطوب مجاورت سطح زمین، ناپایداری در لایه میانی تروپوسفر و گرمایش سطحی و چندین ابر کومه ای یا یک جبهه بستگی دارد. قویدل رحیمی و همکاران (۱۳۹۳)، با مطالعه روند تغییرات زمانی مخاطره توفان‌های تندری ایران نشان دادند که بیشترین فراوانی توفان‌های تندری در بهار و پاییز متمرکز شده است علاوه براین از لحاظ مکانی در بازه‌های زمانی ماهیانه، فصلی و سالیانه حداکثر فراوانی وقوع این پدیده در مناطق شمال غرب و غرب بسیار بیشتر از سایر مناطق ایران است. دنیادوست و همکاران (۱۳۹۴)، در پژوهشی با عنوان بررسی عددی توفان‌های تندری توسط مدل WRF-ARW در تهران ده مورد از توفان‌های تندری تهران را به کمک برخی شاخص‌های ناپایداری حاصل از برون‌داد مدل مورد مطالعه قرار دادند. گودرزی و همکاران (۱۳۹۶)، در مطالعه‌ای با عنوان ارزیابی عملکرد مدل WRF در شبیه‌سازی بارش سنگین (مطالعه موردی: حوضه آبریز رودخانه کن) نشان دادند که مدل WRF در پیش‌بینی بارش‌های سنگین عملکرد مطلوبی دارد به طوری که با اجرای مدل WRF مقدار شاخص خطا به مقدار قابل توجهی نسبت به مدل بزرگ مقیاس کاهش یافت. موسوی و همکاران (۱۳۹۶)، در پژوهشی با عنوان بررسی ارتباط بین فراوانی وقوع توفان‌های تندری و روند دما در شهر مشهد نشان دادند که بین میانگین سالیانه دما و فراوانی رخداد توفان‌های تندری همبستگی و ارتباط مستقیم وجود دارد همچنین نتیجه شبیه‌سازی یک مورد توفان تندری توسط مدل WRF نشان داد که این مدل توانایی قابل قبولی در پیش‌بینی و نمایش توفان‌های مذکور دارد و می‌توان از این مدل برای پیش‌بینی توفان‌های تندری در آینده استفاده کرد. نیستانی و همکاران (۱۳۹۷)، در پژوهشی به ارزیابی و مقایسه شبیه‌سازی‌های مدل Harmonie و WRF در مقیاس همرفتی در منطقه غرب ایران پرداختند. آنها به این نتیجه رسیدند که عملکرد مدل WRF برای شبیه‌سازی بارش تجمعی و تجمعی

تأثیر آن بر کاهش انحراف میان مقادیر مشاهداتی و مدلسازی شده تمامی تحلیل‌های رخداد پدیده توفان تندی مربوط به خروجی‌های دامنه سوم مدل می‌باشد که به کمک زبان برنامه‌نویسی NCL انجام گرفته است. سه رخداد توفان تندی منتخب توسط مدل WRF با طرحواره‌های مختلف (جدول ۱) مدلسازی شد.

به منظور اعتبارسنجی خروجی‌های مدل و تعیین دقت و میزان خطای برآوردها از روش‌های مختلفی مثل میانگین خطا، میانگین خطای مطلق و جذر میانگین مربع خطا استفاده شده است. پارامترهای مورد ارزیابی شامل بارش، دما و باد تراز دریا در سطح ۳ ایستگاه سینوپتیک اهواز، بوشهر ساحلی و شیراز می‌باشد. آزمون میانگین خطا از طریق رابطه زیر تعریف می‌گردد (یزدی صمدی و همکاران، ۱۳۸۶):

$$mean.error = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - O_i)$$

که در آن  $E_i$  مقدار برآورد شده متغیر مورد نظر و  $O_i$  مقدار دیدبانی شده متناظر با آن است. در بهترین حالت مقدار میانگین خطای برآورد برابر صفر می‌باشد. آزمون میانگین خطای مطلق از طریق رابطه زیر تعریف می‌شود (هو<sup>۱</sup> و همکاران):

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |E_i - O_i|$$

این کمیت میانگین مقدار خطا را بدون جهت خطا (مثبت یا منفی) نشان می‌دهد و برای برآورد کامل مقدار آن صفر است.

آزمون جذر میانگین مربع خطا به صورت زیر محاسبه می‌گردد (یزدی صمدی و همکاران، ۱۳۸۶):

$$RMSE = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - O_i)^2 \right]^{1/2}$$

مزیت استفاده از RMSE مانند MAE این است که مقدار خطا را بر حسب همان یکا و مقیاس کمیت مورد سنجش بیان می‌کند.

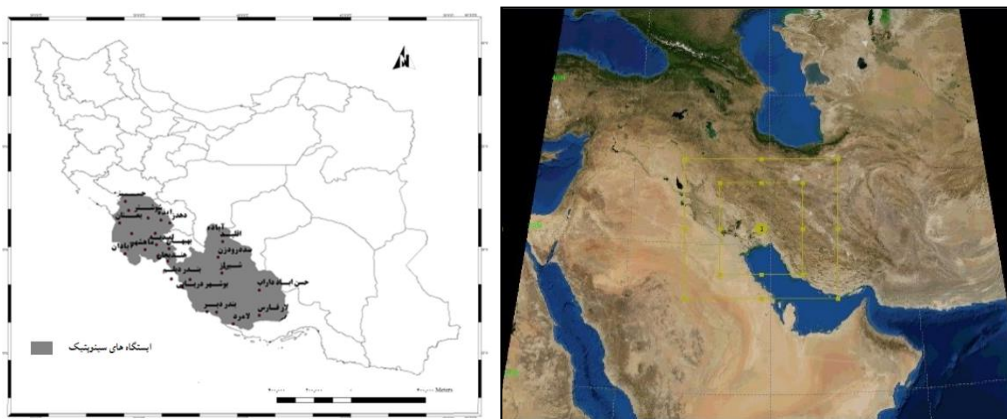
## نتایج و بحث

استفاده شده است که شرایط مرزی اولیه جهت مدلسازی منطقه‌ای در درون شبکه مذکور انجام پذیرفت. شکل (۱) پوشش مکانی منطقه مدلسازی شده هر ۳ دامنه انتخابی را نشان می‌دهد. داده‌هایی که برای ایجاد شرایط اولیه و مرزی در شبیه‌سازی‌ها در این مطالعه به کار رفته از نوع FNL است که دارای تفکیک  $1 \times 1$  درجه بوده و برای هر ۶ ساعت در دسترس می‌باشد. دامنه اول ( $N_x \times N_y: 100 \times 100$ ) با قدرت تفکیک افقی ۳۶ کیلومتر و در نقطه‌ای با مختصات مرکزی عرض ۳۱ درجه شمالی و طول ۴۹ درجه شرقی، دامنه دوم ( $N_x \times N_y: 88 \times 88$ ) با قدرت تفکیک افقی ۱۲ کیلومتر و دامنه سوم ( $N_x \times N_y: 142 \times 172$ ) با قدرت تفکیک افقی ۴ کیلومتر در نظر گرفته شده است. هر کدام از دامنه‌های انتخابی مناطق جغرافیایی متفاوتی را در بر گرفته است بطوریکه دامنه سوم جنوب غرب ایران (تمامی ایستگاههای سینوپتیک مطالعاتی) را در خود جای داده است. همینطور تعداد ترازهای قائم جهت مدلسازی ۴۰ لایه در نظر گرفته شد که این ترازها در سطوح پایین دارای تمرکز بیشتری می‌باشند. با توجه به شباهت نوع توفان‌های تندی در ۶ الگوی استخراج شده در مرحله شناسایی الگوهای همدیدی رخداد توفان‌های تندی، بطور کلی ۳ الگو (عدم شباهت به لحاظ نوع توفان تندی) مورد مدلسازی قرار گرفت. هر الگوی مدلسازی شده شامل دو روز منتخب می‌باشد (روز نماینده و ۲۴ ساعت قبل از آن). تمامی بازه‌های زمانی مدلسازی شده دو روزه بوده و تحلیل‌های صورت گرفته نیز براساس خروجی مدل برای دو روز یاد شده می‌باشد. زمان شروع اجرای مدل در تمامی الگوها، ۶ صبح به وقت UTC و زمان خاتمه مدل ساعت ۱۸ به وقت UTC می‌باشد. گام‌های زمانی در تمامی دامنه‌ها یک ساعته در نظر گرفته شده است. اما پیکربندی فیزیکی مدل براساس جدول ۱ صورت گرفته است.

با توجه به تعداد بالای طرحواره‌های فیزیکی، در این پژوهش سعی شده است بعد از اجرای مدل در حالات مختلف (۹ حالت) به کمک روش‌های اعتبارسنجی بهترین طرحواره‌ها به لحاظ دقت انتخاب گردد. هرچند گزینه‌های فیزیکی دیگری نیز جهت اجرای مدل موجود می‌باشد اما به دلیل گستردگی، حجم بالای کار و اهمیت کمتر در این مطالعه مورد استفاده قرار نگرفته‌اند. با توجه به اهمیت قدرت تفکیک دامنه‌ها و

شروع فصول گرم سال رخداد توفان‌تندری هم قطع می‌شود. بیشترین درصد رخداد توفان‌های تندری در ماه مارس و نوامبر با مقدار ۲۰/۲ و ۱۹/۷ درصد و کمترین درصد فراوانی در ماه‌های گرم سال (از ماه ژوئن تا سپتامبر) به وقوع پیوسته است. از نظر توزیع فصلی بیشترین درصد فراوانی توفان‌های تندری در فصل پائیز و زمستان و کمترین درصد فراوانی هم مربوط به فصل تابستان می‌باشد.

در طول دوره آماری در مجموع ۱۹۳ توفان تندری فراگیر در منطقه جنوب غرب اتفاق افتاده است. همانطور که در شکل ۲ مشاهده می‌شود روند ماهیانه پدیده توفان تندری در منطقه جنوب غرب کشور به این صورت است که در ژانویه ۲۵ مورد توفان‌تندری ثبت شده است. در ماه فوریه تعداد این پدیده به ۹ مورد کاهش پیدا کرده است. در ماه مارس شاهد ظهور بیشترین توفان‌تندری سال هستیم. در این ماه ۳۹ توفان در دوره مورد مطالعه ثبت شده است. با گرم شدن منطقه و

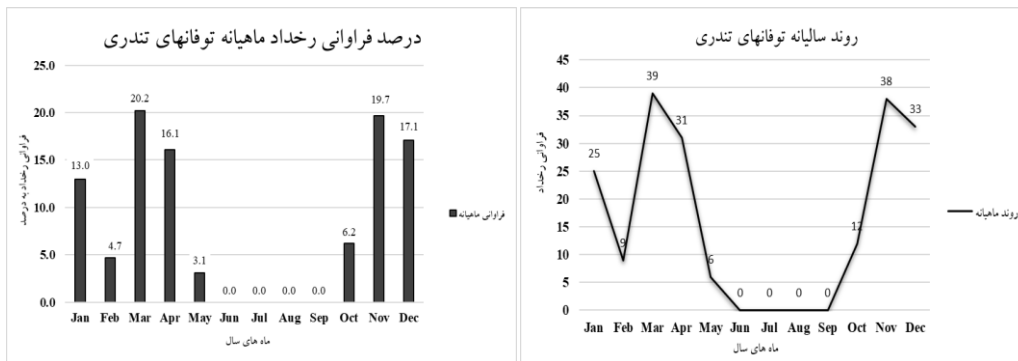


شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌های سینوپتیک محدوده مورد مطالعه و دامنه‌های انتخابی جهت مدلسازی.

جدول ۱- پیکربندی‌های مختلف مدل عددی WRF

پیکربندی مدل	Micro physics option	Longwave radiation option	Shortwave radiation option	Surface layer option	Land surface option	Boundary layer option	Cumulus option
1	WSM 3class simple ice scheme	RRTM scheme	Dudhia scheme	PX scheme	Unified Noah land surface model	YSU Scheme	Kain Fritsch (new Eta) scheme
2	Lin et al. scheme	RRTM scheme	Goddard short wave	Revised MM5 Monin Obukhov scheme	Unified Noah land surface model	Mellor Yamada Janjic TKE scheme	Grell Devenyi ensemble scheme
3	WSM 3class simple ice scheme	RRTM scheme	Dudhia scheme	PX scheme	thermal diffusion scheme	YSU scheme	Grell Devenyi ensemble scheme
4	Kessler scheme	RRTM scheme	Dudhia scheme	Revised MM5 Monin Obukhov scheme	Unified Noah land surface model	ACM2 scheme	Grell Devenyi ensemble scheme
5	Lin et al. scheme	RRTM scheme	Goddard short wave	PX scheme	Unified Noah land surface model	Mellor Yamada Janjic TKE scheme	Grell Devenyi ensemble scheme
6	Ferrier (new Eta)	RRTM scheme	Goddard short wave	PX scheme	Unified Noah land surface model	Mellor Yamada Janjic TKE scheme	Grell Devenyi ensemble scheme
7	WSM 5class scheme	RRTM scheme	Goddard short wave	PX scheme	Unified Noah land surface model	Mellor Yamada Janjic TKE scheme	Grell Devenyi ensemble scheme
8	WSM 5class scheme	RRTM scheme	Dudhia scheme	Revised MM5 Monin Obukhov scheme	Unified Noah land surface model	YSU scheme	Kain Fritsch (new Eta) scheme
9	WSM 5class	RRTM	Dudhia	PX scheme	Unified Noah	Mellor	Grell Devenyi

	scheme	scheme	scheme		land surface model	Yamada Janjic TKE scheme	ensemble scheme
--	--------	--------	--------	--	--------------------	--------------------------	-----------------



شکل ۲: نمودار توزیع فراوانی ماهانه و فصلی توفان تندری در منطقه مورد مطالعه

نتایج حاصل از اعتبارسنجی نشان داد که به ترتیب پیکربندی ۸، ۱ و ۲ (جدول ۱) براساس هر سه آزمون آماری دارای کمترین میزان خطا جهت شبیه‌سازی پارامترهای بارش، دما و باد می‌باشند. در حقیقت جهت شبیه‌سازی پارامترهای مذکور طرحواره‌های کومولوس، لایه مرزی، لایه سطحی و سطح زمین (خاک) مهمترین طرحواره‌ها می‌باشند که محتمل‌ترین حالات این طرحواره‌ها جهت اجرای مدل در نظر گرفته شده است.

محاسبات آماری و نمودارهای ترسیم شده نشان می‌دهد رخداد این پدیده در منطقه مورد نظر به ورود سامانه‌های همدیدی و برون منطقه‌ای و همرفت بستگی دارد. متناسب با فصول سال چنانچه سامانه‌های بزرگ مقیاس و همدیدی به عرض‌های پایین نفوذ کنند و جو منطقه را تحت تأثیر قرار دهند احتمال رخداد توفان تندری هم افزایش پیدا می‌کند در مقابل با گرم شدن تدریجی هوا و پایدار شدن اتمسفر منطقه، وقوع این پدیده هم کاهش یافته و به صفر می‌رسد.

جدول ۲- نتایج اعتبارسنجی پارامتر بارش مشاهداتی (ایستگاه) با مقدار بارش مدل‌سازی شده با قدرت تفکیک ۴ کیلومتر برای روزهای ۷ و ۸ دسامبر ۲۰۰۹.

نام ایستگاه	آزمون آماری	میانگین خطا (ME)	میانگین خطای مطلق (MAE)	جذر میانگین مربع خطا (RMSE)
اهواز	۰/۲	۱/۳	۱/۹۴	
بوشهر ساحلی	۰/۱۶	۰/۹۸	۱/۳۶	
شیراز	۰/۴۱	۱/۸	۲/۲	

جدول ۳- نتایج اعتبارسنجی پارامتر بارش مشاهداتی (ایستگاه) با مقدار بارش مدل‌سازی شده با قدرت تفکیک ۴ کیلومتر برای روزهای ۷ و ۸ دسامبر ۲۰۰۹.

نام ایستگاه	آزمون آماری	میانگین خطا (ME)	میانگین خطای مطلق (MAE)	جذر میانگین مربع خطا (RMSE)
اهواز	۰/۲۴	۱/۳	۱/۹۷	
بوشهر ساحلی	۰/۲۰	۱/۱	۱/۵۲	
شیراز	۰/۴۵	۲/۰۱	۱/۴۸	

جدول ۴- نتایج اعتبارسنجی پارامتر بارش مشاهداتی (ایستگاه) با مقدار بارش مدل‌سازی شده با قدرت تفکیک ۴ کیلومتر برای روزهای ۷ و ۸ دسامبر ۲۰۰۹.

نام ایستگاه	آزمون آماری	میانگین خطا (ME)	میانگین خطای مطلق (MAE)	جذر میانگین مربع خطا (RMSE)
اهواز		۰/۲۳	۱/۲	۱/۶۸
بوشهر ساحلی		۰/۱۱	۰/۷	۱/۳۱
شیراز		۰/۳۳	۱/۸	۲/۱۷

جدول ۵- نتایج اعتبارسنجی پارامتر دمای (۲ متری) مشاهداتی (ایستگاه) با مقدار دمای (۲ متری) مدلسازی شده با قدرت تفکیک ۴ کیلومتر برای روز ۳۰ و ۳۱ ژانویه ۲۰۱۱.

نام ایستگاه	آزمون آماری	میانگین خطا (ME)	میانگین خطای مطلق (MAE)	جذر میانگین مربع خطا (RMSE)
اهواز		۲/۸	۳/۷	۴/۱۲
بوشهر ساحلی		۱/۹	۲/۴	۳/۲۳
شیراز		۱/۴	۱/۹۹	۲/۸۸

جدول ۶- نتایج اعتبارسنجی پارامتر دمای (۲ متری) مشاهداتی (ایستگاه) با مقدار دمای (۲ متری) مدلسازی شده با قدرت تفکیک ۴ کیلومتر برای روز ۳۰ و ۳۱ ژانویه ۲۰۱۱.

نام ایستگاه	آزمون آماری	میانگین خطا (ME)	میانگین خطای مطلق (MAE)	جذر میانگین مربع خطا (RMSE)
اهواز		۲/۱	۳/۲	۴/۰۲
بوشهر ساحلی		۱/۶	۲/۱	۳/۰۸
شیراز		۱/۲	۱/۷۶	۲/۳۲

جدول ۷- نتایج اعتبارسنجی پارامتر دمای (۲ متری) مشاهداتی (ایستگاه) با مقدار دمای (۲ متری) مدلسازی شده با قدرت تفکیک ۴ کیلومتر برای روز ۳۰ و ۳۱ ژانویه ۲۰۱۱.

نام ایستگاه	آزمون آماری	میانگین خطا (ME)	میانگین خطای مطلق (MAE)	جذر میانگین مربع خطا (RMSE)
اهواز		۱/۹	۲/۶	۳/۴
بوشهر ساحلی		۱/۵	۲/۰	۳/۰۱
شیراز		۱/۳	۱/۸۴	۲/۴۹

جدول ۸- نتایج اعتبارسنجی پارامتر سرعت باد (۱۰ متری) مشاهداتی (ایستگاه) با مقدار سرعت باد (۱۰ متری) مدلسازی شده با قدرت تفکیک ۴ کیلومتر برای روز ۲۸ و ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵.

نام ایستگاه	آزمون آماری	میانگین خطا SPD10 (ME)	میانگین خطای مطلق (MAE) SPD10	جذر میانگین مربع خطا (RMSE) SPD10
اهواز		۰/۷۹	۱/۵	۱/۹۷
بوشهر ساحلی		۰/۲۳	۱/۳	۱/۸۵
شیراز		۰/۴۴	۱/۷۹	۲/۳۱

جدول ۹- نتایج اعتبارسنجی پارامتر سرعت باد (۱۰ متری) مشاهداتی (ایستگاه) با مقدار سرعت باد (۱۰ متری) مدلسازی شده با قدرت تفکیک ۴ کیلومتر برای روز ۲۸ و ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵.



نام ایستگاه	آزمون آماری	میانگین خطا SPD10 (ME)	میانگین خطای مطلق (MAE) SPD10	جذر میانگین مربع خطا (RMSE) SPD10
اهواز		۰/۳۲	۱/۸	۱/۴
بوشهر ساحلی		۰/۲۸	۱/۵	۱/۶۵
شیراز		۰/۳	۱/۸۵	۲/۲

جدول ۱۰- نتایج اعتبارسنجی پارامتر سرعت باد (۱۰ متری) مشاهداتی (ایستگاه) با مقدار سرعت باد (۱۰ متری) مدل‌سازی شده با قدرت تفکیک ۴ کیلومتر برای روز ۲۸ و ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵.

نام ایستگاه	آزمون آماری	میانگین خطا SPD10 (ME)	میانگین خطای مطلق (MAE) SPD10	جذر میانگین مربع خطا (RMSE) SPD10
اهواز		۰/۵۷	۱/۵	۲/۱۵
بوشهر ساحلی		۰/۱۸	۱/۶۳	۱/۷۸
شیراز		۰/۲۲	۱/۹۹	۲/۶۶

#### واکاوی نقشه‌های روز ۷ و ۸ دسامبر ۲۰۰۹

نقشه مدل‌سازی شده شاخص CAPE یکی از خروجی‌های مدل WRF می‌باشد که برای روزهای نماینده و ۲۴ ساعت قبل از آن ترسیم شده است. شاخص مذکور معرف انرژی بالقوه در دسترس برای همگرایی یک بسته هوای در حال صعود و در محیطی بی‌تلاطم بوده و بعدی فیزیکی از بسته هوا را به نمایش می‌گذارد. از این شاخص به منظور پیش بینی ناپایداری‌های محلی در بازه‌های زمانی کوتاه مدت حداکثر ۲ روزه استفاده می‌شود شاخص CAPE بر مبنای ژول بر کیلوگرم می‌باشد (عباسی، ۱۳۹۴). وضعیت این شاخص با توجه به مقادیر عددی به این صورت است که مقادیر کمتر از ۱۵۰۰ ژول بر کیلوگرم یعنی این شاخص ضعیف، ۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰ ژول بر کیلوگرم یعنی متوسط و بالاتر از این مقدار یعنی قوی می‌باشد. مطابق با شکل شماره ۳ و ۴ از ساعت ۱۸ روز قبل از رخداد توفان تندری مقدار شاخص CAPE بر روی قسمت‌های زیادی از خلیج فارس و سواحل جنوبی خوزستان به ۱۵۰۰ تا ۳۰۰۰ ژول بر کیلوگرم رسیده است و انرژی بالقوه در دسترس برای همگرایی یک بسته هوای در حال صعود فراهم می‌باشد اما در روز نماینده رفته رفته از شدت این شاخص کاسته می‌شود و فقط در ساعت ۰۰ مقدار این شاخص بر روی قسمتی از سواحل بوشهر قابل ملاحظه می‌باشد. شاخص CIN یا شاخص بازدارنده همرفت عکس شاخص CAPE در ترازهای زیرین جو می‌باشد و واحد آن ژول بر

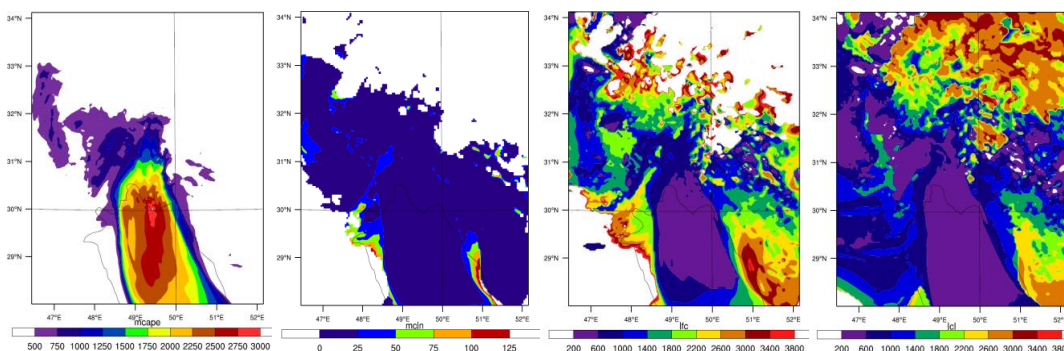
کیلوگرم است. این منطقه‌ای است که اگر بسته هوا از سطح زمین صعود نماید دوباره به سمت پایین نزول می‌کند. در ناحیه CIN بسته هوا سردتر از محیط اطراف بوده و بنابراین این لایه پایدار می‌باشد (عباسی، ۱۳). معمولاً اگر مقدار شاخص CIN بین ۵۰ تا ۵۰ ژول بر کیلوگرم باشد یعنی لایه ضعیف، بین ۵۱ تا ۱۹۹ لایه متوسط و بیشتر از ۲۰۰ ژول بر کیلوگرم نشان از قوی بودن این لایه دارد. در نقشه خروجی مدل WRF (شکل ۳) شاخص CIN برای روز نماینده و ۲۴ ساعت قبل از رخداد توفان تندری در بیشتر مناطق مورد مطالعه ضعیف و مقدار آن کمتر از ۵۰ ژول بر کیلوگرم می‌باشد.

شاخص LCL تراز تراکم هوای بالارونده یا سطح تراکم به علت صعود هوای ناپایدار است و در واقع صعود یک توده هوا به بالا و رسیدن به میعان و فرآیند تشکیل ابر است. مطابق با شکل ۳ در مناطقی که وضعیت دو شاخص CAPE و CIN مناسب می‌باشد شاخص LCL شرایط خوبی دارد بطوری که مقدار آنها در مناطق ناپایدار به حدود ۲۰۰ متر رسیده است.

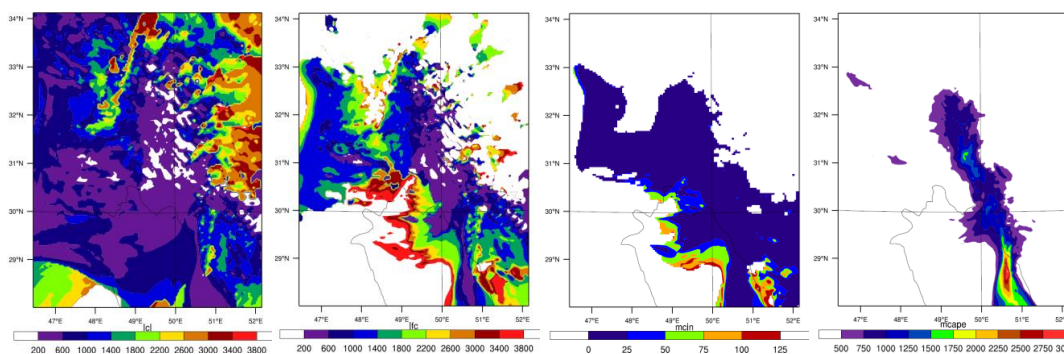
در سطحی که بسته هوای در حال صعود، درجه حرارت محیط را قطع می‌کند آن نقطه را سطح انتقال عمودی آزاد LFC می‌نامند (قائمی، ۱۳۶۷). چنانچه LFC در زیر تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال قرار گیرد احتمال رعد و برق زیاد است. در تورنادوها این شاخص بین تراز ۸۵۰ تا ۶۵۰ هکتوپاسکال قرار می‌گیرد. در روز رخداد توفان تندری و

نقشه‌های خروجی بارش (شکل ۵) نشان می‌دهد که وسعت و مقدار بارش‌ها در ساعت ۱۸ روز هفتم اندکی بیشتر بوده است و بیشتر مناطق شمال شرق و مرکز منطقه را دربرگرفته است. در ساعت بعد، از وسعت و مقدار بارش‌ها کاسته می‌شود. مطابق با نقشه بارش (شکل ۵) در روز هشتم توفان تندری در ساعت ۰۶ بر روی ایستگاه‌های جنوب فارس رخ داده است. در این روز از وسعت بارش‌ها به خصوص در زمان توفان تندری کاسته شده و تمرکز بارش‌ها بروی مناطق شرقی و سواحل خلیج فارس می‌باشد. بیشترین مقدار بارش در روز رخداد توفان تندری در ساعت صفر و ۱۲ با مقدار حدود ۲۰ تا ۳۰ میلیمتر اتفاق افتاده است.

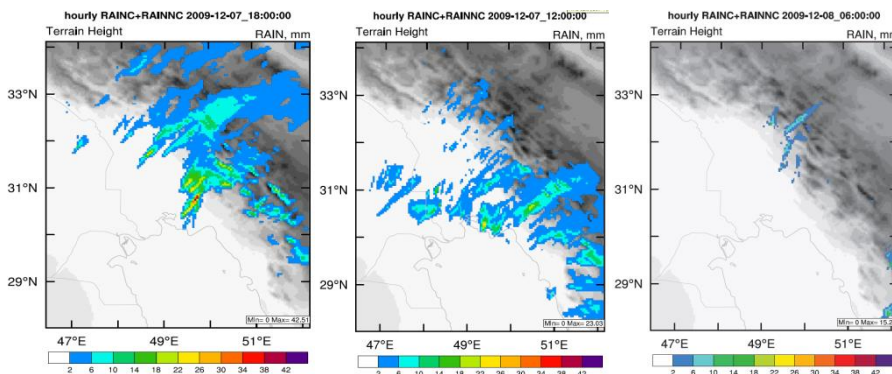
۲۴ ساعت قبل از آن مقدار شاخص LFC بر روی خلیج فارس و خوزستان به حدود ۲۰۰ تا ۶۰۰ متر رسیده است. با توجه به داده‌های ایستگاهی در روز هشتم و ۲۴ ساعت قبل آن در اکثر ایستگاه‌ها بارش رخ داده است. در ساعت ۰۶ در ۳ ایستگاه لامرد، داراب و فراهبند و در ساعت ۱۵ در ۴ ایستگاه پدیده توفان تندری ثبت شده است. نتایج خروجی مدل WRF (شکل ۳ و ۴) و گزارش ایستگاه‌های سینوپتیک تقریباً با هم مطابقت دارد بطوری که در مناطق توفان تندری شرایط شاخص‌ها برای رخداد توفان تندری مناسب بوده است.



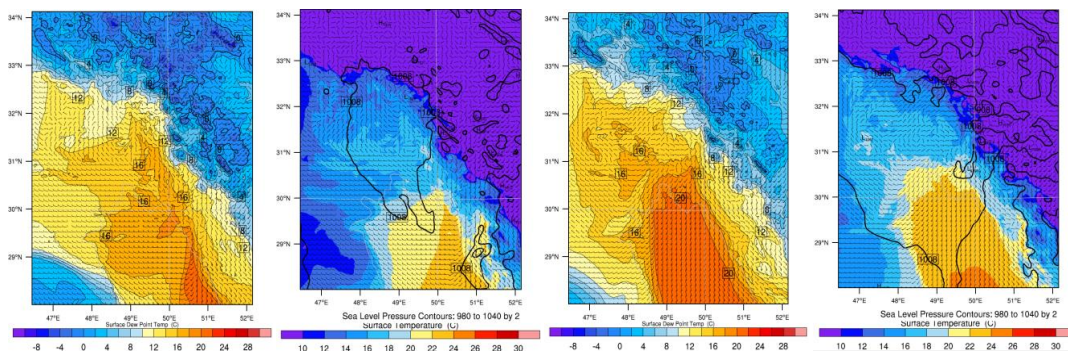
شکل ۳- شاخص CAPE، CIN، LCL و LFC برای ساعت ۱۸ روز ۷ دسامبر ۲۰۰۹.



شکل ۴- شاخص CAPE، CIN، LCL و LFC برای ساعت ۰۰ روز ۸ دسامبر ۲۰۰۹.



شکل ۵- نقشه‌های بارش منطقه برای روز ۷ و ۸ دسامبر ۲۰۰۹.



شکل ۶- مراکز فشار، دما، نقطه شبنم، سرعت و جهت باد ساعت ۱۸ و ۰۰ روز ۷ و ۸ دسامبر ۲۰۰۹.

شاخص تا ۲۰۰۰ ژول بر کیلوگرم می‌رسد. در ساعت ۱۲ همان روز بر روی بخش‌های از استان خوزستان و بوشهر همین شرایط حاکم است بطوری که در برخی نقاط شاخص CAPE قویتر و مقدار آن به ۲۵۰۰ ژول بر کیلوگرم رسیده است و انرژی بالقوه در دسترس برای همگرایی یک بسته هوای در حال صعود مهیا می‌گردد. در ساعت ۱۸ بر روی خشکی‌های منطقه مورد نظر مقدار شاخص مذکور کاهش یافته و فقط بر روی خلیج فارس مقدار آن قابل توجه است. از نظر شاخص CIN (شکل ۷) وضعیت جوی در روز نماینده و ۲۴ ساعت قبل از رخداد توفان تندی بر روی بخش‌های از این منطقه مقدار آن به ۲۵ ژول بر کیلوگرم کاهش یافته و رفته رفته شرایط جوی ناپایدارتر می‌شود به طوری که بیشتر قسمت‌های خوزستان و بوشهر به زیر ۲۵ ژول بر کیلوگرم رسیده است.

نقشه‌های خروجی شاخص LCL و LFC (شکل ۷ و ۸) نشان دهنده این است که روز قبل از رخداد توفان تندی مقدار این شاخص‌ها در قسمت‌های محدودی از منطقه به زیر ۲۰۰ متر رسیده است و در روز رخداد توفان تندی در ساعات مختلف در قسمت‌های از منطقه بخصوص خوزستان و خلیج فارس همین شرایط حاکم است و سطح تراکم حدود ۲۰۰ متر می‌باشد. با آنکه در ساعات ۰۰ و ۰۶ در اکثر مناطق بارندگی رخ داده است براساس مشاهدات ایستگاهی تنها در دو ایستگاه و در ساعت ۲۱ در ۴ ایستگاه توفان تندی گزارش شده است. آنچه در نقشه‌های بارش مشاهده می‌شود (شکل ۹) در ساعت ۱۸ روز قبل از رخداد

همانطور که در شکل ۶ دیده می‌شود نقشه فشار سطحی حاکی از آن است که روز هفتم بر روی خوزستان مرکز کم فشاری با فشار مرکزی ۱۰۰۵ هکتوپاسکال تشکیل شده است این مرکز کم فشار توسط امواج سطوح بالای جو تقویت شده و منجر به رخداد بارش شده است (شکل ۵). در روز هشتم یا روز نهم ۲ هسته کم فشار بر روی خوزستان و بوشهر با فشار مرکزی ۱۰۰۸ هکتوپاسکال تشکیل شده است. این هسته‌های کم فشار بخصوص هسته کم فشار بوشهر می‌تواند به عنوان سلول همرفتی عمل کرده و منجر به رخداد توفان تندی شده باشد. در ساعات بعدی این مراکز کم فشار تضعیف و یا از بین رفته‌اند. جهت باد در این روز از شرق به غرب و جنوب شرق شمال غربی می‌باشد.

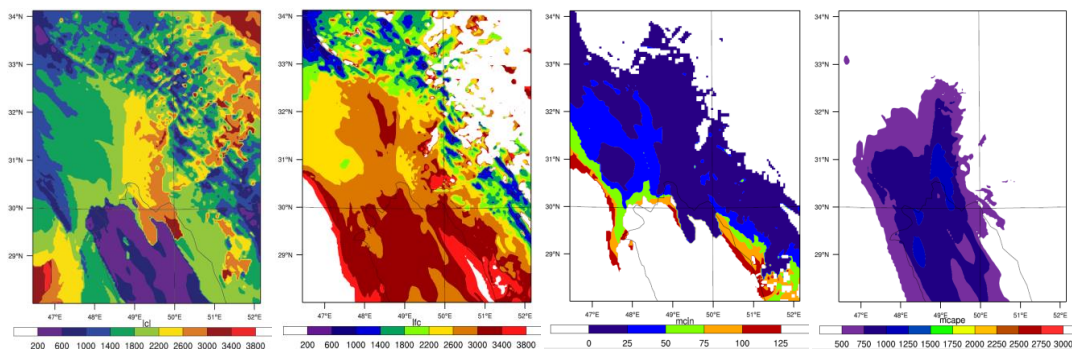
دما سطحی بین ۱۰ تا ۲۲ درجه در نوسان بوده است. وضعیت دمای نقطه شبنم به صورت زبانه ای در بخش‌های زیادی بین ۴ تا ۲۰ درجه در نوسان است و در ساعات پایانی روز نماینده، از مقدار حداکثر آن کاسته شده و به ۱۲ درجه رسیده است.

#### واکوی نقشه‌های روز ۳۰ و ۳۱ ژانویه ۲۰۱۱

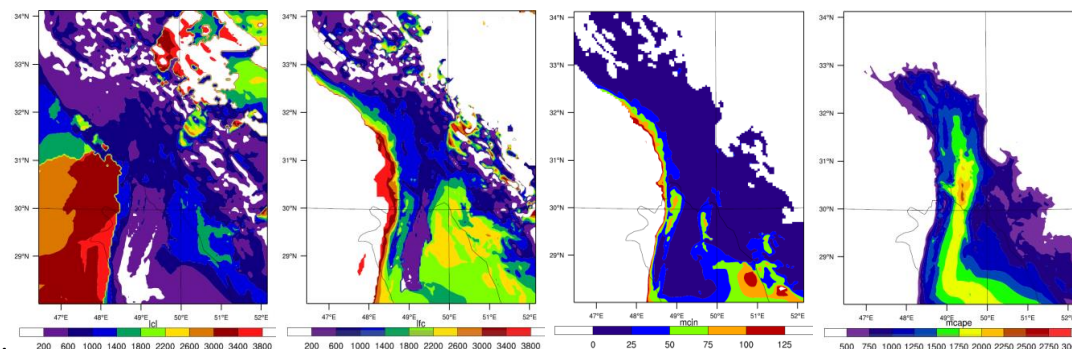
مطابق با نقشه‌های خروجی مدل WRF برای دومین روز نماینده یعنی ۳۱ ژانویه ۲۰۱۱ میلادی (شکل ۷ و ۸) ۲۴ ساعت قبل از رخداد توفان تندی، مقدار شاخص CAPE رفته رفته بر روی منطقه مورد مطالعه افزایش می‌یابد و برای ساعت صفر بامداد و ۶ صبح روز نماینده به تدریج بر روی قسمت‌های از خلیج فارس و جنوب خوزستان مقدار این

خوزستان کاهش می‌یابد و بر روی بوشهر متمرکز می‌شود. مجدداً در ساعت ۱۸ بر روی خوزستان کمی شدت پیدا می‌کند و مقدار آن به ۱۰ میلیمتر می‌رسد.

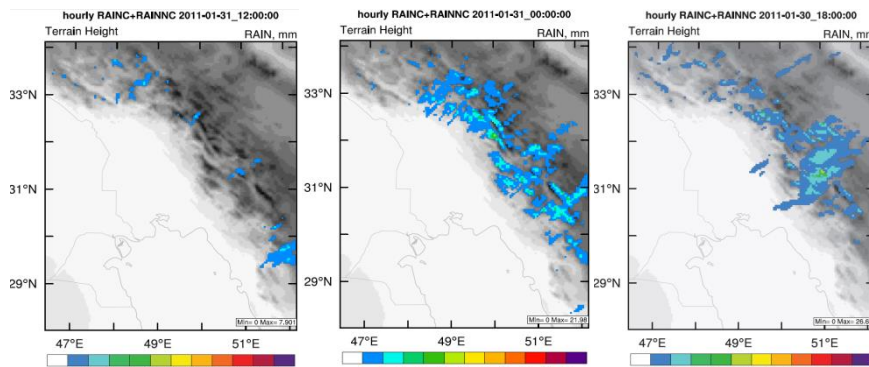
توفان تندری بارش بر روی بخش‌هایی از شرق خوزستان و غرب فارس رخ داده و ساعت صفر روز نماینده بارش پراکنده با مقدار ۱۰ میلیمتر در قسمت‌های مختلفی از منطقه رخ داده است. در ساعت ۶ روز نماینده بارش بر روی



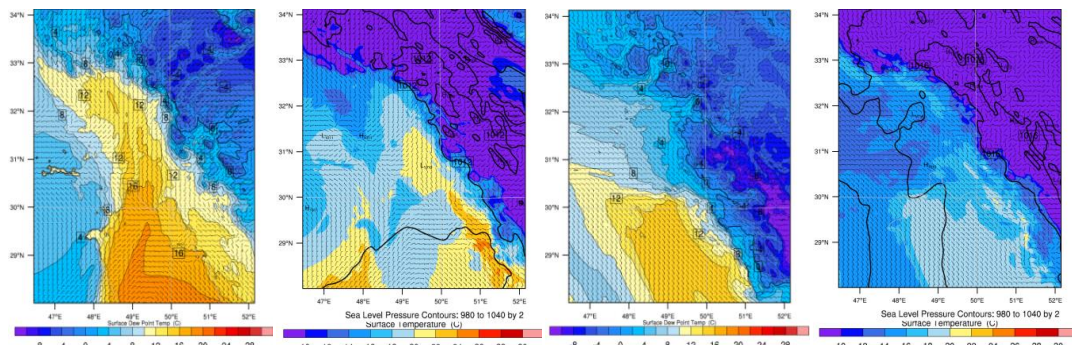
شکل ۷- شاخص CAPE, CIN, LCL و LFC برای ساعت ۶ روز ۳۰ ژانویه ۲۰۱۱.



شکل ۸- شاخص CAPE, CIN, LCL و LFC برای ساعت ۱۲ روز ۳۱ ژانویه ۲۰۱۱.



شکل ۹- نقشه‌های بارش منطقه برای روز ۳۰ و ۳۱ ژانویه ۲۰۱۱.



شکل ۱۰- مراکز فشار، دما، نقطه شبنم، سرعت و جهت باد در ساعت ۶ و ۱۲ روز ۳۰ و ۳۱ ژانویه ۲۰۱۱.

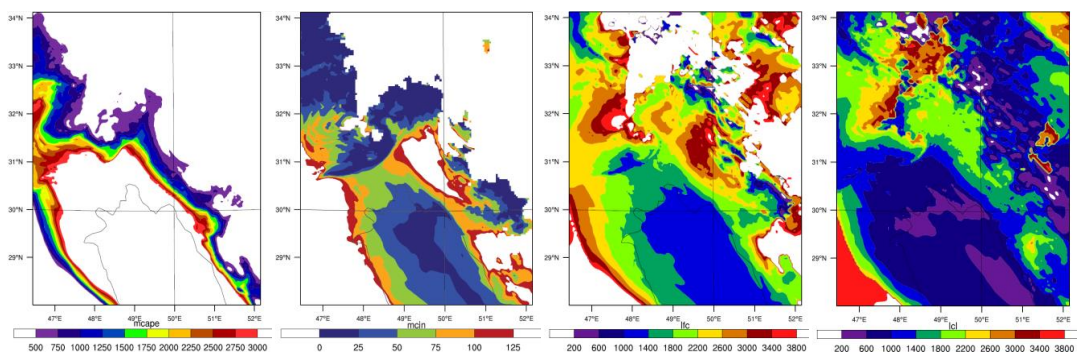
خوزستان و مناطقی که شاخص CIN حدود ۵۰ ژول بر کیلوگرم است مقدار این شاخص‌ها کاهش یافته و به کمتر از ۱۰۰۰ متر رسیده است. در روز رخداد توفان تندی (شکل ۱۲) وضعیت ناپایداری‌ها به سمت شرق منطقه بخصوص خوزستان رسیده است به طوری که مقادیر شاخص CAPE در مناطق مرکزی خوزستان و سواحل خلیج فارس بالای ۱۵۰۰ ژول بر کیلوگرم است و انرژی بالقوه در دسترس برای همگرایی یک بسته هوای در حال صعود مهیا می‌باشد. در همین مناطق و قسمت‌های دیگر خوزستان و همچنین خلیج فارس وضعیت شاخص CIN به ۲۵ ژول بر کیلوگرم رسیده است شاخص‌های LCL و LFC هم در این قسمت‌ها کمتر از ۱۰۰۰ متر می‌باشد. مطابق با نقشه‌های بارش (شکل ۱۳) در روز رخداد توفان تندی و ۲۴ ساعت قبل از آن در منطقه جنوب غربی کشور بارش رخ داده است که رفته رفته بر شدت بارش‌ها افزوده شده و در ساعت ۱۲ و ۱۸ روز نماینده با مقدار تقریباً ۳۸ میلی‌متر به اوج خود رسیده است. در ساعت ۰۶ روز ۲۸ اکتبر در ۴ ایستگاه استان خوزستان توفان تندی رخ داده است که این رویه در روز نماینده هم ادامه داشته است بطوری که در ساعت ۰۰ در ۴ ایستگاه استان خوزستان توفان تندی ثبت شده است. در ساعت ۰۹ در ایستگاه بندر دیر در بوشهر توفان تندی گزارش شده است. بر روی مناطق بارشی مراکز فشاری با مقدار ۱۰۱۰ هکتوپاسکال تشکیل شده است (شکل ۱۴) و دما در این قسمت‌ها به حدود ۲۰ تا ۳۰ درجه سانتی‌گراد رسیده است. جهت باد هم بیشتر شمالی جنوبی می‌باشد و دمای نقطه شبنم در مناطق بارشی حدود ۱۲ تا ۱۶ و بر روی خلیج فارس ۲۴ درجه سلسیوس می‌باشد.

۲۴ ساعت قبل از رخداد توفان تندی بر روی منطقه خلیج فارس پرفشاری با مقدار ۱۰۱۵ هکتوپاسکال تشکیل شده است که در ساعت بعد تضعیف می‌گردد و در روز نماینده به جای آن مرکز کم فشاری تشکیل می‌گردد که در صورت تقویت آن می‌تواند زمینه ساز تشکیل توفان تندی باشد. همینطور به دلیل تشکیل مراکز کثرفشاری در منطقه سرعت باد افزایش یافته و جهت باد در این روز عمدتاً جنوبی و جنوب شرقی می‌باشد. وضعیت دمای سطح خشکی و دریا در روز نماینده در بیشتر مناطق بین ۱۰ تا ۲۰ درجه سلسیوس در نوسان است. دمای نقطه شبنم در روز نماینده بر روی خلیج فارس و خوزستان نسبت به روز قبل تا ۲۰ افزایش یافته است.

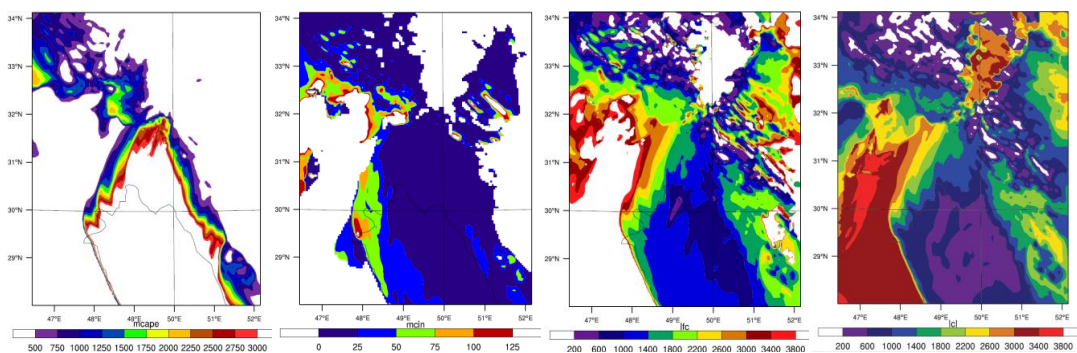
### واکاوی نقشه‌های روز ۲۸ و ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵

در روز قبل از توفان تندی (۲۸ اکتبر) وضعیت شاخص CAPE مانند یک حلقه در اطراف خلیج فارس و بخصوص غرب خوزستان تقویت شده است ولی در ساعت ۱۲ روز رخداد شرایط این شاخص در شمال خوزستان بهتر شده و به بالای ۱۵۰۰ ژول بر کیلوگرم رسیده است. وضعیت شاخص CIN در روز نماینده و ۲۴ ساعت قبل از آن بر روی خلیج فارس و خوزستان به زیر ۵۰ ژول بر کیلوگرم رسیده و در ساعت ۱۲ روز رخداد توفان تندی (شکل ۱۲) وسعت آن بیشتر شده و به زیر ۲۵ ژول بر کیلوگرم رسیده است. در کل از نظر شاخص CIN در بیشتر مناطق وضعیت جو جهت حرکات عمودی مناسب می‌باشد.

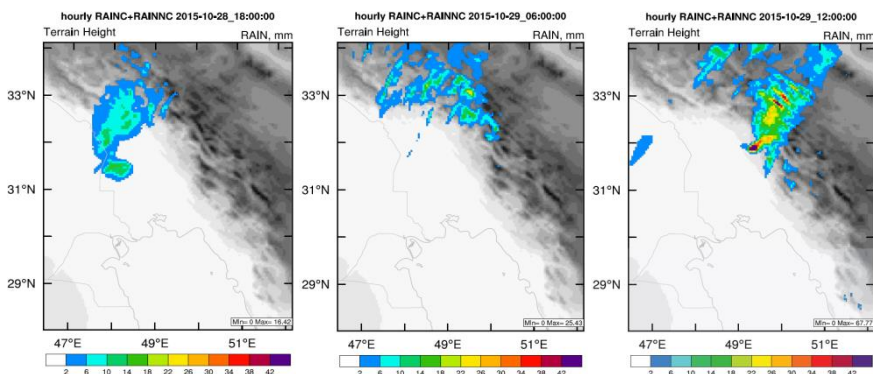
نقشه شاخص LCL و LFC مربوط به ۲۴ ساعت قبل (شکل ۱۱) نشان از آن دارد که در قسمت‌های از غرب



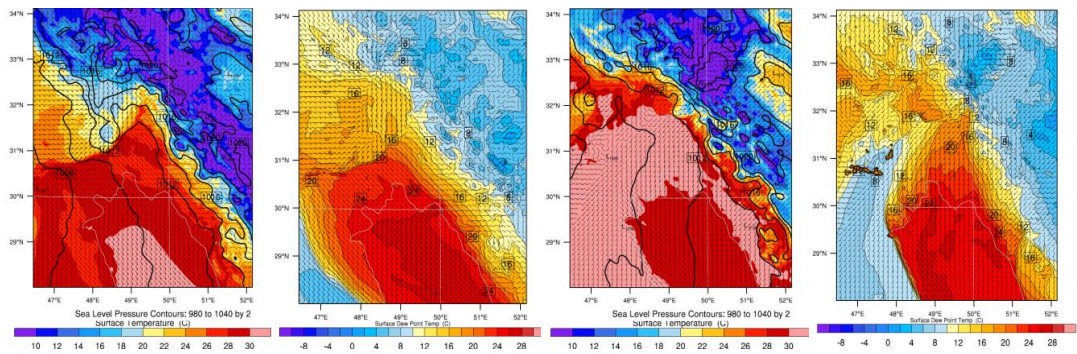
شکل ۱۱- شاخص CAPE, CIN, LCL و LFC برای ساعت ۱۸ روز ۲۸ اکتبر ۲۰۱۵.



شکل ۱۲- شاخص CAPE, CIN, LCL و LFC برای ساعت ۱۲ روز ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵.



شکل ۱۳- نقشه‌های بارش منطقه برای روز ۲۸ و ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵.



شکل ۱۴- مراکز فشار، دما، نقطه شبنم، سرعت و جهت باد ساعت ۱۸ روز ۲۸ و ساعت ۱۲ روز ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵.

## نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از اعتبارسنجی مدل نشان داد که به ترتیب پیکربندی ۸، ۱ و ۲ (جدول ۱) براساس هر سه آزمون آماری دارای کمترین میزان خطا جهت شبیه‌سازی پارامترهای بارش، دما و باد می‌باشند. در حقیقت جهت شبیه‌سازی پارامترهای مذکور طرحواره‌های کومولوس، لایه مرزی، لایه سطحی و سطح زمین (خاک) مهمترین طرحواره‌ها می‌باشند.

محاسبات آماری و نمودارهای ترسیم شده نشان می‌دهد رخداد این پدیده در منطقه مورد نظر به ورود سامانه‌های همدیدی و برون منطقه‌ای و همرفت بستگی دارد. متناسب با فصول سال چنانچه سامانه‌های بزرگ مقیاس و همدیدی به عرض‌های پایین نفوذ کنند و جو منطقه را تحت تأثیر قرار دهند احتمال رخداد توفان‌تندری هم افزایش پیدا می‌کند در مقابل با گرم شدن تدریجی هوا و پایدار شدن اتمسفر منطقه، وقوع این پدیده هم کاهش یافته و به صفر می‌رسد. خروجی مدل WRF برای روز ۸ ژانویه ۲۰۰۹ میلادی نشان می‌دهد که وضعیت شاخص CAPE و CIN همچنین LCL و LFC در برخی از نقاط منطقه مورد مطالعه جهت حرکات عمودی و تشکیل ابر کاملاً مناسب می‌باشد. همچنین نقشه‌های بارش حاکی از آن است در مناطق ناپایدار بارندگی رخ داده است. واکاوی نقشه‌های مربوط به شاخص‌های مذکور برای روز دوم نماینده (۳۱ ژانویه ۲۰۱۱ میلادی) نشان دهنده آن است که در قسمت‌هایی از مناطق خوزستان و بوشهر شرایط ناپایداری و تراکم وجود دارد به طوری که مقدار شاخص CAPE در ساعت ۶ صبح به تدریج بر روی قسمت‌های از خلیج فارس و جنوب خوزستان به ۲۰۰۰ ژول بر کیلوگرم و در ساعت ۱۲ به ۲۵۰۰ ژول بر کیلوگرم رسیده است. مقدار شاخص CIN در این مناطق ۲۵ ژول بر کیلوگرم و شرایط برای حرکات عمودی مطلوب می‌باشد. شاخص LCL و LFC در این قسمت‌ها به کمتر از ۲۰۰ متر رسیده است. نقشه‌های بارش گویای این موضوع است که در روز رخداد توفان تندری و ۲۴ ساعت قبل آن بارش اتفاق افتاده است و مقدار آن در روز نماینده بر روی بوشهر و خوزستان به ۱۰ میلی‌متر رسیده است. همینطور در سطح زمین شاهد بسته شدن

خطوط فشار و تشکیل کم‌فشار می‌باشیم. این مرکز کم‌فشار می‌تواند به عنوان سلول عمل کند و منجر به تشکیل توفان تندری شود. در روز ۲۸ اکتبر ۲۰۱۵ وضعیت شاخص CAPE در اطراف سواحل خلیج فارس و غرب خوزستان تقویت شده است اما در روز نماینده شرایط این شاخص در شمال خوزستان بهتر شده و به بالای ۱۵۰۰ ژول بر کیلوگرم رسیده است. وضعیت شاخص CIN در ۲۴ ساعت قبل بر روی خلیج فارس و خوزستان به ۵۰ ژول بر کیلوگرم رسیده است اما در روز رخداد توفان تندری در ساعت ۱۲ این شاخص تقویت شده است و مقدار آن به ۲۵ ژول بر کیلوگرم کاهش یافته است و این نشان از وجود شرایط ناپایداری در منطقه می‌باشد. خروجی مدل WRF جهت مدلسازی توفان‌های تندی سه روز نماینده نشان می‌دهد که در این روزها شرایط شاخص‌های مورد بررسی در برخی مناطق جنوب غربی برای رخداد توفان تندری کاملاً مناسب می‌باشد و مطابق با نقشه‌های بارش و مشاهدات ایستگاهی در این قسمت‌ها بارندگی و توفان تندری اتفاق افتاده است که این می‌تواند گواهی بر صحت نتایج مدل باشد. در نهایت می‌توان استنباط کرد که نتایج مدل‌سازی توفان‌های تندری با مدل WRF رضایت‌بخش می‌باشد و می‌توان از آن برای مدلسازی این پدیده استفاده کرد.

- thunderstorms in Iran, space planning and planning, No. 2.
12. Goodarzi, Leila, Bani Habib, Mohammad Ebrahim, Ghaffarian, Parvin, (2017), Evaluation of WRF model performance in heavy rainfall simulation (Case study: Kan River catchment), *Journal of Water and Soil Conservation Research*, Volume 25 , the first number.
  13. Hu, T.S., Lam, K.C., and Ng, S.T. 2001. River flow time series prediction with a range dependent neural network. *Hydrological Science Jou Rnal*. 46. 729–745.
  14. Hutchins, Michael. L., Robert H. Holzworth. (2014) Thunderstorm characteristics from cluster analysis of lightning. XV International Conference on Atmospheric Electricity, 15-20 June, Norman, Oklahoma, U.S.A.
  15. Jalali, Oranj, Rasouli, Ali Akbar, Sari Saraf, Behrooz, (2006), Thunderstorms and their winds in Ahvaz, *Journal of Geography and Planning*, 10 (24), 33-18
  16. Kaviani, Mohammad Reza, Alijani, Behloul, (2009), *Basics of Meteorology*, Tehran: Samat Publications, 15th edition.
  17. Khaledi, Shahriyar, Khosh Akhlagh, Faramarz, Khazaei, Mehdi (2010), Synoptic analysis of flood storms in Kermanshah province, *Journal of Geographical Perspective*, Fifth Year, No. 13
  18. Khazaei, Mehdi, Modiri, Ehsan, Modiri, Mehdi, (2014), Synoptic analysis of dangerous thunderstorms in Isfahan, No. 2, Winter 2014 / pp. 215-203.
  19. Lashkari, Hassan, Aghasi, Nooshin, (2013), Synoptic analysis of Tabriz Thunderstorm in the period of 1996-1995, *Journal of Geography and Planning*. 17. 45. -234–203.
  20. Litta, A. J., Ididcula, Sumam Mary., Mohanty (2008) Comparison of Thunderstorm Simulations from WRF-NMM and WRF-ARW Models over East Indian Region. *The Scientific World Journal*. doi:10.1100/2012/951870.
  21. Mohammadi, Hossein, (2008), *Atmospheric Hazards*, Tehran: University of Tehran Press.
  22. Masoompour Samakoush, Jafar, Fajad, Ahmad, (2015), Thermodynamic statistical analysis of thunderstorms in Iran, *geography and regional development*, 25.
  23. Mousavi, Seyedeh Mahboubeh, Zarrin, Azar, Mofidi, Abbas, Hosseini, Seyedeh Fatemeh (2017), Investigating the relationship between the frequency of thunderstorms and temperature trends in
- منابع
1. Abbasi, Esmaeil, (2015), Reform of temporal-spatial of tropical storms effective on the southern coast of Iran, Ph.D. in Climatology, Supervisor: Dr. Yousef Ghavidel Rahimi.
  2. Azram, Kamel, (2016), Climatological study of convective precipitation in northwestern Iran, PhD thesis, University of Tabriz.
  3. Amini, Leila, Parhizgar, Davood, Khakian, Gholamreza (2014), The role of WRF numerical model in numerical prediction of heavy rainfall in Isfahan province with a separation of 27, 9 and 3 km, the second national conference on flood management and engineering with an approach Urban floods.
  4. Azizi, Ghasem, Gerami, Mohammad Saleh, Sharifi, Leila, (2017), Spatial Analysis of Thunderstorms in Iran, *Journal of Applied Research in Geographical Sciences*, Seventeenth Year, No. 47, pp. 259-243
  5. Alijani, Behloul, (1994), *Iran Climate*, Tehran, Payame Noor University.
  6. Afandi, G, Morsy, M, and E Hussieny, F. (2013) Heavy rainfall simulation over Sinai Peninsula using the weather research and forecasting model". *Inter. J. Atm. Sci*. Pp: 1-11.
  7. Barrett, Bradford S., Farfan, Luis M., Raga, Graciela B., Hernandez, Daribel H. (2017) The Unusual Early Morning Tornado in Ciudad Acuña, Coahuila, Mexico, on 25 May 2015. *American Meteorological Society*. DOI: 10.1175/MWR-D-16-0252.1.
  8. Donyadoust, Gholamreza, Arkian, Forouzan, Ranjbar, Abbas, Mirzaei, Ebrahim (2015), Study of Thunderstorms by WRF-ARW Model in Tehran, *Journal of Climatological Research*, Year 6, Numbers 23 and 24 .
  9. Davitashvili, T. Kutaladze, N., Kvatadze, R., Mikuchadze, G., Modebadze, Z., Samkharadze, I. (2016) Precipitations Prediction by Different Physics of WRF Model. *International Journal of Environmental Science*. <http://iaras.org/iaras/journals/ijes>.
  10. Gencini, V, A. And Ashley, W, S (2011), "Climatology of Potentially Severe Convective Environments from the North American Regional Reanalysis ", *Electronic J. Severe Storms Meteor* 6 (8), 1–40.
  11. Ghavidel Rahimi, Yousef, Babanan, Parasto, Farajzadeh, Manouchehr, (2015), the trend of temporal changes in the risk of



- radar, Journal of Marine Science and Technology Research
33. Salahi, Boroumand, (2010), a Study of Statistical and Synoptic Characteristics of Thunderstorms in Ardabil Province, Natural Geography Research, No. 72, 141-129.
  34. Shamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Barker, M., Wang, W. and Powers, J. (2008) A Description of the Advanced Research WRF Version 3: NCAR Technical Note. National Center for Atmospheric Research.
  35. Singh, Jana. Gairola, Ajay., Das, Someshwar (2015) Numerical Simulation of a Severe Thunderstorm over Delhi Using WRF Model. ISSN 2250-3153.
  36. Seeley, J. T., Romps, D. M. (2015) The Effect of Global Warming on Severe Thunderstorms in the United States. A M S, 10.1175/JCLI-D-14-00382.1.
  37. Tatishvili. Arika R., Liana G. Kartvelishvili., Irine. Mkurnalidze, P (2016) Thunderstorm and Hail Processes over Georgian Territory against Global Climate Change Background", Physics of Atmosphere, Ocean and Space Plasma, v.19B, pp. 111-119.
  38. Taghavi, Farahnaz, Neyestani, Abolfazl, Qader, Sarmad, (2013), Evaluation of short-term precipitation forecasts of WRF numerical model in Iran in a one-month period, Journal of Earth and Space Physics, Volume 39, Number 2.
  39. Yang, X., Li, Z. (2014) Increases in Thunderstorm Activity and Relationships with Air Pollution in Southeast China. J. Geophys. Res. Atmos., 119, 1835–1844, doi:10.1002/2013JD021224.
  40. Yazdi Samadi, B., Amiri Oghan, H., Peyghambari, S.A, (2007), Applied Statistics and Probability, University of Tehran Press, Tehran, Iran.
  41. Zarrin, Azar; Mohammadi, Fahimeh, Babaian, Iman, (2015), Simulation of winter rainfall in Fars province using the RegCM4 model of the region, Climatology Conference of the First National Congress of Irrigation and Drainage of Iran, 23 and 24 May. Mashhad, Mashhad International Conference on Urban Planning and Management 2017, 5 And 6 May.
  24. Martínez-Castro, Daniel., Kumar, Shailendra., Rojas, José Luis Flores., Moya-Álvarez, Aldo., Valdivia-Prado, Jairo M., Villalobos-Puma, Elver., Castillo-Velarde, Carlos Del., Silva-Vidal, Yamina. (2019) The Impact of Microphysics Parameterization in the Simulation of Two Convective Rainfall Events over the Central Andes of Peru Using WRF-ARW. Atmosphere 2019, 10, 442; doi:10.3390/atmos10080442.
  25. Neyestani Abolfazl, Sarmad, Qader, Gustafen, Niels, Moheb Al-Hajja, Alireza (2018), Evaluation and comparison of Harmonie and WRF model simulations in convective scale in western Iran, Iranian Journal of Geophysics, Volume 12, Number 1 Page 18-1
  26. Omidvar, Kamal, Safarpour, Farshad, Zanganeh, Inanloo, (2013), Synoptic study and analysis of three severe hail events in Fars province, Journal of Geography and Development No. 30.
  27. Paul, Pappu., Ashik, Imran., Md. Jafrul, Islam., Alamgir, Kabir., Sahadat, Jaman., Ishtiaque, M. Syed. (2019) Study of Pre-Monsoon Thunderstorms and Associated Thermodynamic Features Over Bangladesh Using WRF-ARW Model. Dhaka Univ. J. Sci. 67(2): 151-156.
  28. Rajeevan, M, Kesarkar, A, Thampi, S. B., Rao, T. N, Radhakrishna, B, and Rajasekhar, M. (2010) Sensitivity of WRF cloud microphysics to simulations of a severe thunderstorm event over Southeast India. Ann. Geophys., 28, 603–619.
  29. Rasouli, Ali Akbar, Javan, Khadijeh, (2012), Analysis of the occurrence of lightning storms in the western half of Iran using non-parametric tests, Quarterly Journal of Geographical Space, Vol. 28.
  30. Shabaniyan Chaleshtari, Amir, Nasr Esfahani, Mohammad Ali, Arkian, Forouzan (2012), A Study of Factors Affecting Summer Rainfall in an Area with a Complex Topography Case Study of Golestan Province, Earth and Space Physics, Volume 41, Number 3
  31. Shamsipour, Ali Akbar, (2013), Climate Modeling, University of Tehran Press, Second Edition.
  32. Sanei, Azam, Arkian, Forouzan, Katiraei, Parisima, Reyhani Parvari, Mohammad (2012), Investigation of the possibility of predicting the occurrence of hail using