



نشریه پژوهش‌های تغییرات آب و هوایی



فصلنامه علمی دانشگاه گلستان

سال سوم / شماره مسلسل دهم / تابستان ۱۴۰۱ / صفحات: ۷۰-۴۷

DOI: 10.30488/CCR.2022.352592.1082

## مطالعه عددی خردفیزیک یک سامانه همرفتی میان‌مقیاس منجر به رخداد‌های سیل در غرب و جنوب غرب ایران

آزاده اخوان گوران<sup>۱</sup>، مریم قرایلو<sup>۲\*</sup>، مجید مزرعه فراهانی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۲</sup>دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۴/۲۹؛ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۵/۷

### چکیده

در این پژوهش، عملکرد مدل عددی WRF در شبیه‌سازی پارامترهای خردفیزیکی یک سامانه همرفتی میان‌مقیاس که در ۱۳ آوریل ۲۰۱۶ در غرب و جنوب‌غرب ایران رخ داد، بررسی شد. از آنجایی که شبیه‌سازی مدل‌های میان‌مقیاس به انتخاب طرحواره‌های پارامترسازی فیزیکی مورد استفاده در آن حساس هستند، بنابراین با انجام آزمون‌هایی، حساسیت نتایج شبیه‌سازی‌های مدل با استفاده از دو طرحواره پارامترسازی خردفیزیک تامپسون و موریسون ارزیابی شد. در پیکربندی مدل از سه دامنه تو در تو استفاده شده و به‌جز طرحواره‌های خردفیزیک، سایر تنظیمات مدل در همه آزمون‌ها مشابه هستند. مقایسه پهنه بارش روزانه به‌دست آمده از شبیه‌سازی‌ها در دامنه دوم مدل با پهنه بارش حاصل از داده‌های ماهواره‌ای GPM نشان داد که طرحواره موریسون در شبیه‌سازی بیشینه مقدار بارش و گستره مکانی بارش روزانه نسبت به طرحواره تامپسون عملکرد بهتری داشته است. همچنین مقایسه مقادیر بارش روزانه شبیه‌سازی شده در دامنه سوم مدل، با بارش روزانه اندازه‌گیری شده در ۴۰ ایستگاه همدیدی واقع در منطقه مورد مطالعه نیز نشان داد که دو طرحواره در حدود نیمی از میزان بارش‌ها در منطقه را نزدیک به مقادیر مشاهداتی پیش‌بینی کرده‌اند. بررسی نمودارهای تغییرات زمانی مقادیر شبیه‌سازی شده و مشاهدات ایستگاهی در دسترس برای برخی پارامترهای هواشناسی برای روز ۱۳ آوریل ۲۰۱۶ در ایستگاه اهواز نشان داد که طبق شاخص‌های آماری محاسبه شده در ارزیابی عملکرد طرحواره‌های موریسون و تامپسون، نتایج دو طرحواره خیلی به هم نزدیک است. در بخش آخر به‌منظور درک بهتر ویژگی‌های سامانه همرفتی میان‌مقیاس شبیه‌سازی شده با دو طرحواره خردفیزیک تامپسون و موریسون، چند پارامتر خردفیزیکی در دو شبیه‌سازی بررسی شدند. در بررسی نیم‌رخ‌های قائم این پارامترهای خردفیزیکی از جمله غلظت‌ها و سرعت‌های سقوط، تفاوت اساسی و مشهودی از شبیه‌سازی با دو طرحواره مشاهده نشد. همچنین، میزان بارش حاصل از پیش‌بینی‌ها قابل مقایسه بوده و اختلاف اندکی دارند.

**واژه‌های کلیدی:** مدل WRF، سامانه همرفتی میان‌مقیاس، طرحواره پارامترسازی خردفیزیک، GPM، پارامتر خردفیزیکی

### مقدمه

همرفت به‌عنوان فرایندی مهم در توسعه انواع پدیده‌های جوی شناخته شده است. سامانه‌های همرفتی یکی از پدیده‌های شدید وضع هوا هستند که سبب بارش‌های سنگین و اغلب سیل‌آسا، آذرخش، بادهای قوی و حتی پیچندها می‌شوند. این سامانه‌ها در برخی موارد تلفات جانی و خسارات مالی گسترده و به

تبع آن مشکلات قابل توجه اقتصادی و اجتماعی را به دنبال دارند.

هنگامی که چندین یاخته همرفتی در کنار هم شکل گرفته و باقی می‌مانند، گرمای نهان آزاد شده و ادغام استخرهای سرد ناشی از فروهنج‌ها منجر به تکامل همرفت از مقیاس توفان‌های منفرد به میان‌مقیاس شده و یک سامانه همرفتی میان‌مقیاس (Mesoscale Convective Systems, MCS) ایجاد

\*نویسنده مسئول: gharaylo@ut.ac.ir

سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس برجسته‌ترین نوع سامانه‌های همرفتی هستند که بخش عمده‌ای از بارش‌ها در فصل گرم را به خود اختصاص می‌دهند (شوماخر و جانسون، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۶؛ راجیوان و همکاران، ۲۰۱۰؛ دودا، ۲۰۱۱؛ چویی و همکاران، ۲۰۱۱) و نقش مؤثری در تأمین منابع آب مورد نیاز انسان‌ها دارند. این پدیده با انتقال رطوبت و گرمای نهان به قسمت‌های فوقانی و ردسپهر نقش مؤثری در دینامیک گردش کلی جو داشته و همچنین به دلیل ویژگی سپیدایی ابرها، روی بودجه تابشی جو اثر می‌گذارد.

شبیه‌سازی و پیش‌بینی دقیق زمان و مکان وقوع سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس و چگونگی شکل‌گیری و روند تکامل این سامانه‌ها به منظور مقابله با خطرات و آسیب‌های احتمالی ناشی از آنها، بهبود مدیریت منابع آب، شناخت ساختار درونی و فرایندهای فیزیکی و دینامیکی حاکم بر سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس و همچنین برهم‌کنش این سامانه‌ها با حرکت‌های بزرگ‌مقیاس لازم و ضروری می‌باشد؛ ولی رسیدن به آن در عمل بسیار دشوار است.

استفاده از داده‌های مشاهداتی با تفکیک مکانی و زمانی بالا در اجرای مدل‌های پیش‌بینی عددی، ما را قادر می‌سازد که شروع و روند تکاملی پدیده‌های جوی را با جزئیات بیشتری مطالعه کنیم. کمبود چنین داده‌هایی به‌ویژه در سطوح بالایی جو باعث بروز مشکلاتی در ارائه یک شبیه‌سازی دقیق می‌شود. یکی دیگر از مشکلات در پیش‌بینی سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس مربوط به تفکیک افقی نامناسب و پارامترسازی فیزیکی و ساده‌سازی‌های انجام شده در مدل است. ترکیب مناسبی از طرحواره‌های فیزیکی مورد استفاده در اجرای مدل برای یک منطقه خاص قابل تعمیم به مناطق دیگر با ویژگی‌های متفاوت نخواهد بود. برای دست‌یابی به پیکربندی بهینه مدل برای اجرا در یک منطقه خاص، باید آزمایش‌های متنوعی در ارتباط با حساسیت شبیه‌سازی‌ها به تفکیک فضایی، شرایط اولیه و مرزی و همچنین به

می‌شود. بخش همرفتی این سامانه‌ها شامل هسته‌های قوی است که در راستای قائم گسترش می‌یابند، درحالی‌که بخش پوشنی آنها دارای الگویی یکنواخت‌تر همراه با بارش سبک‌تری است. در مکان‌هایی که متوسط سرعت قائم هوا بسیار بزرگ‌تر از سرعت سقوط نهایی ذرات بارش یخ و برف (در حدود ۱ تا ۳ متر بر ثانیه) است شرایط همرفتی است و در جاهایی که متوسط سرعت قائم هوا بسیار کوچک‌تر از متوسط سرعت سقوط ذرات بارشی باشد شرایط پوشنی وجود دارد (یوتر و هاوز، ۱۹۹۸).

یوتر و هاوز (۱۹۹۸) با استفاده از داده‌های رادار هوابرد در توگای کره و در منطقه‌ای به وسعت  $240 \times 240$  کیلومتر مربع دریافتند که وسعت منطقه پوشیده شده با یاخته‌های همرفتی به‌ندرت از ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ کیلومتر مربع تجاوز می‌کند درحالی‌که منطقه بارش پوشنی می‌تواند به وسعت ۴۰۰۰۰ کیلومتر مربع باشد. بنابراین اندازه یک سامانه همرفتی میان‌مقیاس به‌طور مؤثری وابسته به میزان رشد منطقه بارش پوشنی است. زمانی که یاخته‌های همرفتی جدید تشکیل می‌شوند، یاخته‌های فعال پیشین که در حال تضعیف هستند وارد منطقه پوشنی شده و باعث رشد آن می‌شوند. اگر زمان میرایی عناصر باقی‌مانده از یاخته‌های همرفتی قبلی بیش از طول عمر یاخته‌های فعال جدید باشد، این عناصر تبدیل شده به پوشنی، انباشته شده و باعث رشد منطقه پوشنی می‌شوند. به تدریج بین میزان شکل‌گیری بارش همرفتی جدید و بارش پوشنی قدیمی میرا، توازن ایجاد می‌شود و در نتیجه گسترش سامانه همرفتی میان‌مقیاس به بیشینه میزان خود می‌رسد. در طول یک دوره معین، هرچه محیط توانایی بیشتری را برای حمایت از تولید یاخته‌های همرفتی جدید داشته باشد (قابلیت حفظ همرفتی)، اندازه سامانه همرفتی میان‌مقیاس بزرگ‌تر خواهد شد (یوتر و هاوز، ۱۹۹۸). ساختار ترمودینامیکی لایه مرزی یکی از عوامل تعیین‌کننده ناپایداری همرفتی است. برای حفظ یک سامانه همرفتی گسترده، یک لایه مرزی گرم و مرطوب لازم است (مپس و هاوز، ۱۹۹۳).

طرح‌واره‌های فیزیکی مختلف به کار گرفته شده صورت پذیرد.

در سال‌های اخیر به منظور بهبود در پیش‌بینی‌های مدل‌ها، تحقیقات و مطالعات زیادی در جهان انجام شده است. کرخوون و همکاران (۲۰۰۶) با چندین آزمایش طرح‌واره‌های مناسب برای شبیه‌سازی پدیده موسمی تابستانی در مناطق شرقی چین را ارائه دادند. در هند نیز مطالعات مشابهی توسط داس و همکاران (۲۰۰۷) و لیتا و همکاران (۲۰۱۱) برای توفان تندری، پاندا و گیری (۲۰۱۲) و راجو و همکاران (۲۰۱۱) در مورد چرخندهای حاره‌ای و کومار (۲۰۱۴) در ارتباط با رخداد‌های بارش سیل‌آسا انجام شده است. دودا (۲۰۱۱) نیز با انجام آزمون‌هایی، عملکرد مدل میان‌مقیاس WRF را در پیش‌بینی سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس پدید آمده در ایالات متحده آمریکا بررسی کرد. داسا و همکاران (۲۰۱۵) رخداد سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس همراه با تندوزه و آلام (۲۰۱۴) رخداد بارش سیل‌آسا در بنگلادش را با استفاده از طرح‌واره‌های فیزیکی مختلف موجود در مدل WRF شبیه‌سازی کردند و نتایج حاصل از طرح‌واره‌ها را ارزیابی نمودند.

اخیراً، پرین و همکاران (۲۰۱۷)، سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس را در یک شبیه‌سازی اقلیمی منطقه‌ای ۱۳ ساله با استفاده از مدل‌های تفکیک‌کننده همرفت با فاصله شبکه‌ای ۴ کیلومتر در شرق آمریکا با استفاده از مدل WRF تجزیه و تحلیل کردند. سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس به کمک شبیه‌سازی بارش‌های ساعتی شناسایی و ردیابی شدند و نتایج حاصل از این شبیه‌سازی‌ها با استفاده از داده‌های مشاهداتی بارش راداری ارزیابی شدند. شبیه‌سازی‌های آنها بسیاری از ویژگی‌های مشاهده‌شده از سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس مانند طول عمر، اندازه، شدت بارش و سرعت انتشار آنها را نشان داد، ولی بسامد سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در اواخر تابستان در امریکای مرکزی به طور قابل ملاحظه‌ای فروبرآورد داشت. استفاده تنها از متغیر بارش برای توصیف و بررسی تحول سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس

محدودیت‌هایی دارد. پرین و همکاران (۲۰۱۷) ساختار درونی واقعی سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس و یا حساسیت نتایج به پارامترسازی خردفیزیک را در شبیه‌سازی‌های خود ارزیابی نکردند. ارزیابی‌های منظم‌تر از ساختار سه‌بعدی شبیه‌سازی‌شده از سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس و برهم‌کنش آنها با محیط‌های بزرگ مقیاس و حساسیت‌سنجی به پارامترسازی‌های خردفیزیک برای پی بردن به عدم قطعیت‌های مرتبط با طرح‌واره‌های خردفیزیک به کار رفته در شبیه‌سازی اقلیمی با استفاده از مدل‌های تفکیک‌کننده ابر مورد نیاز است. علاوه بر این، در حالی که اجرای این مدل‌ها با فاصله شبکه‌ای ۴ کیلومتر ممکن است بتواند ویژگی‌های میان‌مقیاس همراه سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس را تفکیک کند، ولی برای تفکیک تلاطم کافی نیست (اسکاماراک و همکاران، ۲۰۰۴). برایان و موریسون (۲۰۱۲) نشان دادند که شبیه‌سازی‌های آرمانی از تندوزه به فاصله شبکه‌ای افقی تا حدی حساس هستند زیرا با فاصله شبکه‌ای افقی ۲۵۰ متر، می‌توان توسعه تلاطم را بهتر تفکیک کرد. نمایش و پارامترسازی تلاطم و اثرات آن در شبیه‌سازی‌های مدل‌های تفکیک‌کننده همرفت موضوع چالش‌برانگیزی باقی مانده است.

لیو و منکریرف (۲۰۰۷) اثرات پارامترسازی خردفیزیک ابر بر شبیه‌سازی بارش‌های فصل گرم در اجرای مدل با فاصله شبکه‌ای تفکیک‌کننده همرفت را بررسی کردند. در تحقیق آنها، چهار طرح‌واره پارامترسازی خردفیزیک با هم مقایسه می‌شوند. این آزمایش شامل یک بازه زمانی ۷ روزه (۳ تا ۹ جولای ۲۰۰۳) از گسترش سامانه‌های همرفتی در نیمه تابستان در ایالات متحده بود. راجیوان و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از مدل WRF یک توفان تندری در جنوب شرقی هند که در تاریخ ۲۱ مه ۲۰۰۸ رخ داده بود را با چهار طرح‌واره پارامترسازی خردفیزیک بررسی کردند. ووربرگ و همکاران (۲۰۱۳) نقش پارامترسازی خردفیزیک در شبیه‌سازی بارش و ابرهای سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس را در غرب اقیانوس آرام ارزیابی کردند. آلام (۲۰۱۴) بارش سنگینی که در

در ادامه این مقاله، در بخش ۲ مورد مطالعاتی و نحوه شناسایی آن به همراه تحلیل هم‌مدیدی آن ارائه می‌شود. داده‌های مورد استفاده همراه با روش تحقیق در بخش ۳ معرفی می‌شوند. در بخش ۴ نتایج حاصل ارائه شده و در نهایت در بخش ۵ به بحث و نتیجه‌گیری پرداخته می‌شود.

### مورد مطالعاتی

در طی روزهای ۱۲ تا ۱۵ آوریل ۲۰۱۶ بارش‌های سیل آسا در مناطق غرب و جنوب غرب ایران رخ داد که منجر به جاری شدن سیل و بروز شرایط شدید وضع هوا به‌ویژه در استان‌های ایلام و لرستان شد (شکل ۱). براساس گزارش‌های سازمان هواشناسی این پدیده همراه با بارش‌های سنگین باران، گاهی رگبار و آذرخش و وزش بادهای شدید موقتی بود و در مناطق مستعد حتی منجر به بارش تگرگ شد.

نقشه‌های هم‌مدیدی منطقه در روزهای رخداد شامل نقشه‌های جت تراز ۲۰۰ hPa، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ hPa ضخامت جو بین ترازهای ۱۰۰۰ تا hPa ۵۰۰ و رطوبت ویژه بررسی شده‌اند ولی برای اختصار برای ساعت UTC ۱۸ روز ۱۴ آوریل ۲۰۱۶ در اینجا آورده شده‌اند. برای ترسیم آنها از تحلیل‌های جهانی نهایی NCEP (FNL) با تفکیک مکانی ۱ درجه در راستای طول و عرض جغرافیایی و با گام زمانی ۶ ساعته، استفاده شده است. منطقه مورد بررسی بین عرض‌های جغرافیایی ۱۰ تا ۷۰ درجه شمالی و طول‌های جغرافیایی ۱۰ تا ۸۰ درجه شرقی قرار دارد. شکل ۲ الف نقشه‌های سرعت و جهت باد در تراز ۲۰۰ hPa را نمایش می‌دهد. هسته یک جت با بیشینه سرعت ۶۰ m/s بر روی سواحل شرقی دریای سرخ (در شرق عربستان) قرار گرفته است. این هسته به تدریج تقویت شده و به سوی شمال شرق جابه‌جا می‌شود. در اواسط روز ۱۴ آوریل خروجی شمالی این جت بر روی نواحی غرب و جنوب‌غربی ایران مستقر شده و وجود واگرایی در جریان‌های خروجی جت باعث شکل‌گیری و تقویت جریان‌های صعودی و همگرایی در سطوح پایین و ایجاد ناپایداری می‌شود. به طور همزمان، یک ناه

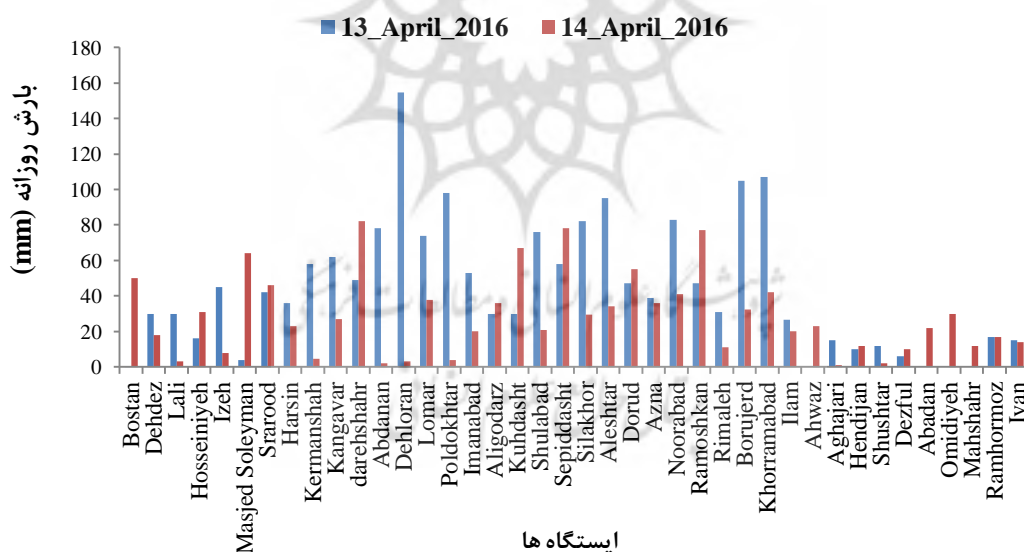
طی روزهای ۷ تا ۹ اکتبر ۲۰۰۷ در جنوب بنگلادش رخ داد را با استفاده از شش طرحواره خردفیزیک و دو طرحواره کومه‌ای مختلف در مدل WRF شبیه‌سازی کرد.

سینگ و همکاران (۲۰۱۸) در مطالعه‌ای با استفاده از مدل WRF سعی کردند که زمان دقیق بارندگی شدید که اول دسامبر ۲۰۱۵ در کلان‌شهر چنای هند رخ داد را پیش‌بینی کنند. در این مطالعه، تأثیر شش طرحواره پارامترسازی خردفیزیک (لین، WSM6، گودارد، تامپسون، موریسون و WDM6) بر پیش‌بینی بارش‌های شدید ارزیابی شده است. لی و بایک (۲۰۱۸) مقایسه‌ای بین طرحواره‌های خردفیزیک میله‌ای و کپه‌ای در شبیه‌سازی بارش سنگین در شبه جزیره مرکزی گره انجام دادند. در ادامه فنگ و همکاران (۲۰۱۸) توانایی مدل‌های تفکیک‌کننده همرفت را در بازتولید ویژگی‌های سامانه همرفتی میان‌مقیاس مشاهده‌شده در فصل گرم در ایالات متحده مرکزی را ارزیابی کردند که این بررسی شامل ساختار و چرخه زندگی آن، انتشار و برهم‌کنش آن با محیط‌های بزرگ‌مقیاس است و حساسیت این جنبه‌ها را به انتخاب پارامترسازی‌های خردفیزیک مطالعه کردند. چن و همکاران (۲۰۲۱) نیز آغاز بارش شدید در یک سامانه همرفتی میان‌مقیاس را که از ۱۸ تا ۱۹ جولای ۲۰۱۶ در پکن رخ داده بود را با استفاده از مدل WRF با استفاده از طرحواره‌های پارامترسازی خردفیزیک شبیه‌سازی کردند. علی‌رغم نتایج حاصل شده در تحقیقات خارجی در زمینه شبیه‌سازی سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در مناطق مختلفی از جهان که به برخی از آنها اشاره شد، تحقیقات اندکی در داخل کشور انجام شده است که از آن نمونه می‌توان به احمدلو و همکاران (۲۰۲۲) اشاره کرد که به شبیه‌سازی و تحلیل سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در منطقه ایران پرداخته‌اند و نشان داده‌اند که مدل WRF توانایی بازتولید ویژگی‌های سامانه همرفتی میان‌مقیاس از جمله الگوی افقی شامل مناطق بارش همرفتی و پوشنی و ساختار قائم آن را دارد.

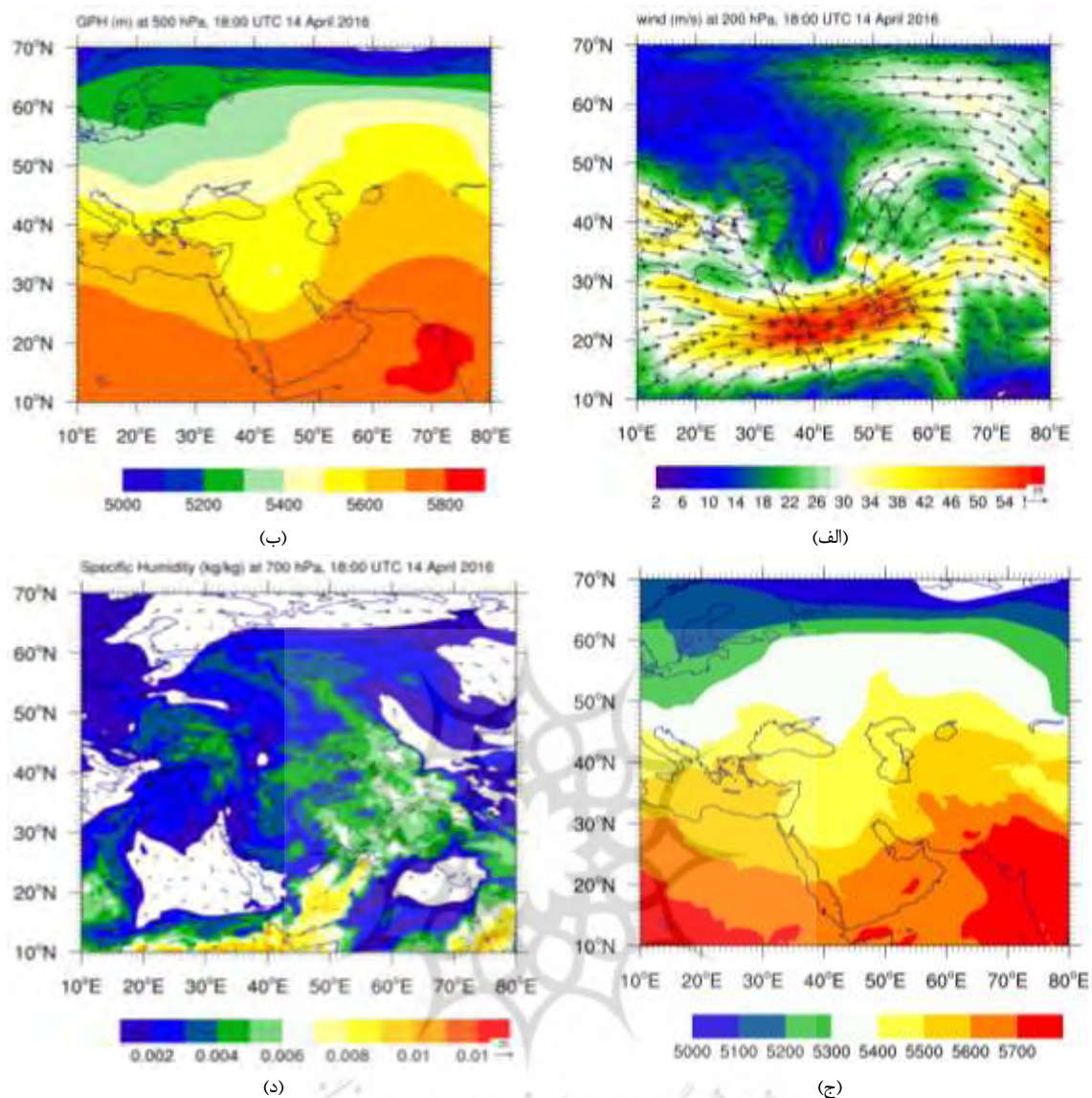
مشاهداتی با تراکم بالا می باشد که اغلب در دسترس نیستند. در برخی مناطق به خصوص در کوهستان‌ها، به دلیل شرایط نامساعد امکان استقرار ایستگاه‌های هواشناسی وجود ندارد و این امر باعث کمبود داده‌های مشاهداتی مورد نیاز می‌باشد. تصاویر ماهواره‌ای ابزار مناسبی برای شناسایی و مطالعه سامانه‌های همرفتی هستند. از آنجا که سطح ابرهای همرفتی نزدیک به ورادایست است بنابراین به سادگی در تصاویر فرسرخ شناسایی می‌شوند (تادسی و آناگنوستی، ۲۰۰۹). گرچه بین دمای درخشندگی باند فرسرخ و کسر بارش همرفتی، تطابق اندکی وجود دارد ولی دمای درخشندگی خیلی پایین می‌تواند شاخص خوبی برای شناسایی ابرهای سرد و غالباً بارش‌زای مرتبط با همرفت باشد (یوتر و هاوز، ۱۹۹۵). شاخص دیگری که در شناسایی سامانه‌های همرفتی میان مقیاس بسیار مهم است داشتن حداقل گسترش افقی ۱۰۰ km طبق تعریف هاوز (۲۰۰۴) می‌باشد.

عمیق در حدود ارتفاع ۵۶۰۰ متری در غرب ایران مشاهده شد (شکل ۲). نقشه‌های ضخامت جو بین ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ hPa در شکل ۲ ارائه شده است. با توجه به نقشه‌ها، زبانه توده هوای سرد قطبی تا جنوب دریای سرخ با مقدار ۵۴۰۰ متر در غرب ایران نفوذ کرده است. توده هوای گرم جنب حاره‌ای نیز بر روی مناطق شرقی ایران قرار گرفته است. در الگوهای رسم شده برای رطوبت ویژه و بردار باد در تراز ۷۰۰ hPa به وضوح انتقال رطوبت از دریاهای جنوبی (دریای سرخ و خلیج فارس) به نواحی جنوبی و جنوب‌غربی ایران مشاهده می‌شود (شکل ۲). انتقال هوای گرم و مرطوب ترازهای پایین به منطقه و ادغام آن با فراهنج‌های قوی باعث ایجاد شرایط مناسب برای شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی می‌شود.

با توجه به مقیاس زمانی و مکانی سامانه‌های همرفتی، برای بررسی بهتر ویژگی‌های مختلف سامانه‌های همرفتی میان مقیاس نیاز به داده‌های



شکل ۱- مقادیر بارش روزانه گزارش شده از ۴۰ ایستگاه همدیدی منتخب در منطقه مورد مطالعه در ۱۳ و ۱۴ آوریل ۲۰۱۶.

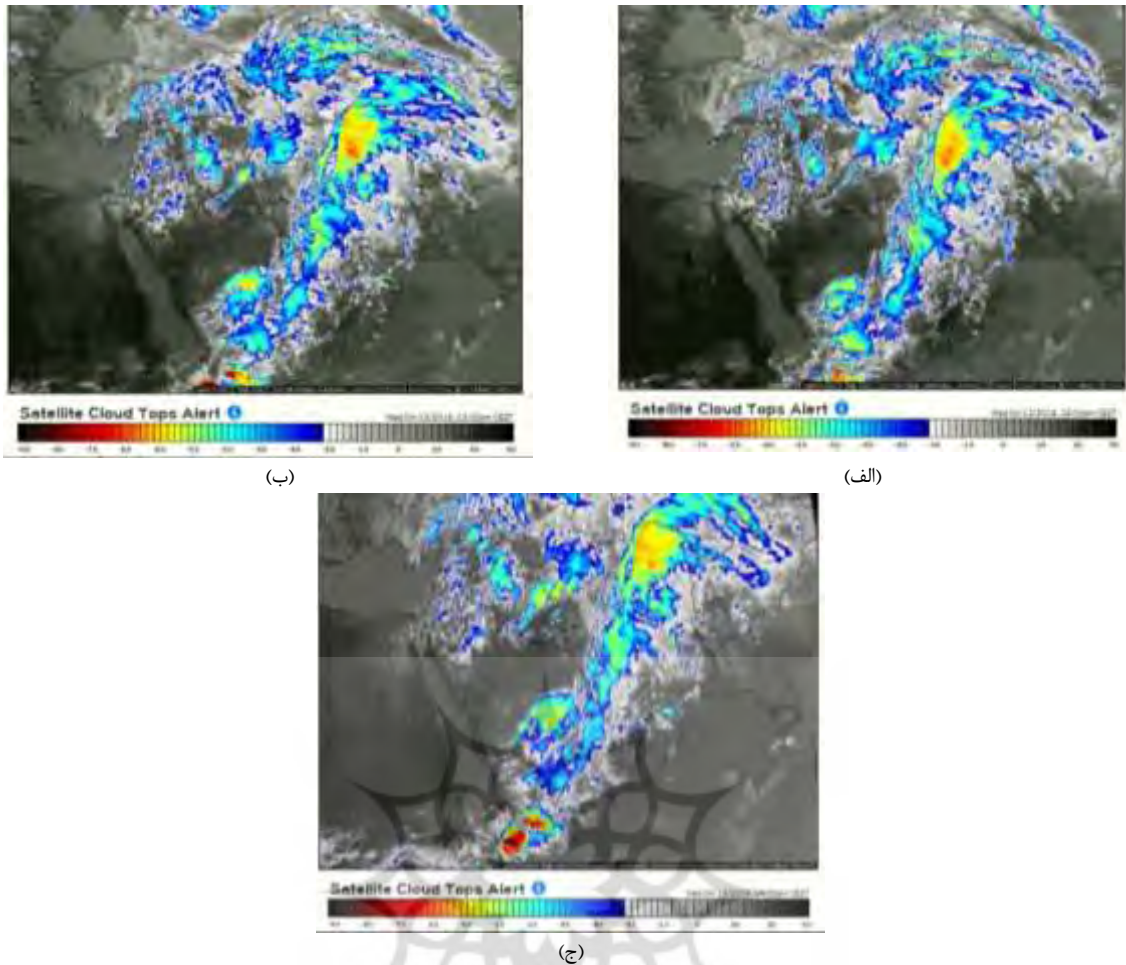


شکل ۲- نقشه‌های (الف) باد در تراز ۲۰۰ hPa، (ب) ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ hPa، (ج) ضخامت جو بین ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ hPa و (د) رطوبت ویژه (kg/kg) و باد تراز ۷۰۰ hPa در زمان ۱۸ UTC روز ۱۴ آوریل ۲۰۱۶.

بین ۴۵- تا ۶۵- $^{\circ}\text{C}$  است. مشاهده منطقه به هم پیوسته‌ای از ابرهای سرد که دارای دمایی کمتر از  $5^{\circ}\text{C}$ - بوده و در مراحل از عمر، گسترش افقی آن در یک راستا به حدود ۱۰۰۰ km رسیده، حضور و فعالیت سامانه همرفتی میان‌مقیاس را در طی این روزها و در منطقه مورد مطالعه تأیید می‌کند.

در شکل ۳ تصاویر ماهواره‌ای مربوط به ساعت‌های ۱۴ تا ۱۶ UTC روز ۱۳ آوریل ۲۰۱۶ (مورد مطالعاتی این تحقیق) نمایش داده شده است. این تصاویر با استفاده از داده‌های ماهواره EUMETSAT و بر مبنای دمای درخشندگی حاصل از باند فرسرخ حرارتی با قدرت تفکیک مکانی ۴ km به دست آمده است. مطابق با شکل دمای بخش وسیعی از سطح ابرها





شکل ۳- تصاویر ماهواره‌ای فروسرخ گرمایی بر اساس داده‌های ماهواره EUMETSAT در ساعت‌های (الف) ۱۴:۰۰ UTC (ب) ۱۵:۰۰ UTC و (ج) ۱۶:۰۰ UTC روز ۱۳ آوریل ۲۰۱۶. در مناطق مشخص شده با رنگ قرمز، دمای قله ابر به طور تقریبی بین ۴۵- تا ۶۵- درجه سلسیوس است.

پژوهشی، آموزشی و عملیاتی طراحی شده است (اسکاماروک و همکاران، ۲۰۰۸). چهارچوب مدل WRF زیرساخت‌هایی را برای تحلیلگرهای دینامیکی و فیزیکی، برنامه‌های آغازش و غیره فراهم می‌کند. این مدل برای هر دو شبیه‌سازی آرمانی و واقعی، در طیف وسیعی از مقیاس‌ها (از مقیاس پیچک‌های بزرگ تا سامانه‌های میان‌مقیاس و همدیدی) قابل استفاده است. انتخاب صحیح طرحواره‌های مورد استفاده در پیکربندی مدل، امکان دستیابی به یک شبیه‌سازی دقیق را برای کاربر فراهم می‌کند. عملکرد هر یک از این طرحواره‌ها که عمدتاً نیمه تجربی هستند، به شدت به ویژگی‌های جغرافیایی و اقلیمی منطقه مورد مطالعه و همچنین به زمان وقوع پدیده و جریان‌های جوئی

داده‌ها و روش تحقیق: در این پژوهش به منظور بررسی حساسیت مدل به انتخاب طرحواره‌های خردفیزیک در شبیه‌سازی سامانه همرفتی میان‌مقیاس مورد مطالعه، از نسخه ۴.۰ مدل پیش‌بینی و تحقیق جوئی (WRF) استفاده شده است. این مدل، یکی از پرکاربردترین مدل‌های میان‌مقیاس است که نسبت به مدل‌های پیشین کامل‌تر بوده و گستره وسیعی از طرحواره‌های مختلف از جمله طرحواره‌های خردفیزیک، همرفت، تابش موج‌بلند و موج‌کوتاه، سطح زمین، لایه مرزی سیاره‌ای و لایه سطحی را به منظور پارامترسازی پدیده‌های فیزیکی در مقیاس زیرشبکه‌ای را برای کاربران فراهم می‌کند. مدل WRF مدلی کاملاً تراکم‌پذیر، غیر آب‌ایستایی است که برای کاربردهای

تغییر می‌کند در نظر گرفته می‌شود. این فرض با مشاهدات همخوانی دارد و تقریباً با دیگر پارامترسازی‌های خردفیزیکی کُپه‌ای که برف را به صورت کروی و با چگالی ثابت فرض می‌کنند در تضاد است. از ویژگی‌های خاص جدید این نسخه از طرحواره در مقایسه با نسخه ۲۰۰۴ می‌توان به الگوی توزیع عمومی گاما برای هر نوع هواآب، الگوی توزیع گاما متغیر برای قطرک آب ابر مطابق با مشاهدات، جدول جستجو برای انجماد قطره‌های آب و انتقال یخ ابر به دسته‌بندی برف، بهبود نهشت/فرانهشت بخار آب و تبخیر و بازده جمع‌آوری متغیر برای باران، برف و گویچه برف حاصل از قطرک‌های ابر اشاره کرد.

طرحواره مورپسون و همکاران (۲۰۰۹) بر پایه طرحواره خردفیزیک کُپه‌ای دو مؤلفه‌ای مورپسون و همکاران (۲۰۰۵) و مورپسون و پینتو (۲۰۰۶) است. شش گونه از هواآب شامل بخار، قطرک‌های ابر، یخ ابر، باران، برف و گویچه برف در این طرحواره در نظر گرفته شده است. متغیرهای پیش‌بینی‌شده شامل تعداد و نسبت‌های آمیختگی یخ ابر، باران، برف و گویچه برف و نسبت‌های آمیختگی قطرک‌های ابر و بخار آب (به‌طور کلی ۱۰ متغیر) هستند. پیش‌بینی این دو مؤلفه برای بهبود توزیع اندازه ذره، امکان محاسبه آهنگ فرایندهای خردفیزیکی و تغییرات تدریجی ابر و بارش را میسر می‌سازد. توزیع اندازه ذرات با تابع‌های گاما توسط پارامترهای عرض از مبدأ و شیئی که از دو مؤلفه نسبت آمیختگی و تعداد حاصل می‌شوند، محاسبه می‌شود.

با به‌کارگیری دو طرحواره خردفیزیک دو مؤلفه‌ای (تامپسون و مورپسون) در مدل، شبیه‌سازی ۳۶ ساعته برای روز ۱۳ آوریل ۲۰۱۶ (تاریخ رخداد) انجام شده است. بازه زمانی شبیه‌سازی‌های مربوط به روز ۱۳ آوریل، از ساعت UTC ۱۲ روز ۱۲ آوریل تا صفر UTC روز ۱۴ آوریل ۲۰۱۶ است. وقتی یک مدل با حالت اولیه متفاوتی نسبت به اقلیم بلند مدت منطقه مورد مطالعه واسنجی شده باشد، نیاز به یک دوره چرخش (زمان spin-up) دارد تا اطلاعات داخلی خود (به‌عنوان مثال، رطوبت خاک) را از شرایط اولیه به

غالب وابسته است. بنابراین برای ارائه پیکربندی مناسب در تنظیمات مدل، علاوه بر شناخت محتوای درونی طرحواره‌ها که شامل روش‌های پارامترسازی فرایندهای فیزیکی، فرضیات مورد استفاده و ساده‌سازی‌های انجام شده در آن می‌باشد، آزمودن سازگاری آنها جهت به‌کارگیری در منطقه‌ای با شرایط جوی و اقلیمی خاص خود، مهم و ضروری است. لازم به ذکر است که در انتخاب طرحواره‌ها، نباید به‌طور مجزا به بررسی کارایی یک طرحواره پارامترسازی پرداخت، بلکه باید چگونگی برهم‌کنش متقابل آن با سایر طرحواره‌های فیزیکی منتخب را نیز در نظر گرفت. در مطالعه حاضر تمرکز بر روی بررسی کارایی طرحواره‌های پارامترسازی خردفیزیک است که در شبیه‌سازی سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس و پدیده‌های هواشناسی ناشی از آنها مانند بارش‌های سیل‌آسا و بادهای شدید توسط مدل‌های میان‌مقیاس، اهمیت زیادی دارند. بدین منظور، رخداد سامانه همرفتی میان‌مقیاس مورد بررسی به کمک دو طرحواره پارامترسازی خردفیزیک دو مؤلفه‌ای تامپسون و مورپسون شبیه‌سازی شده و با مقایسه نتایج به‌دست آمده با مشاهدات، عملکرد این طرحواره‌ها ارزیابی شده است. علت انتخاب این دو طرحواره این است که این دو از جمله طرحواره‌های دو مؤلفه‌ای پرکاربرد در بررسی خردفیزیک سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس هستند که برای نمونه می‌توان به مقاله فنگ و همکاران (۲۰۱۸) اشاره کرد. از آنجایی که سایر تنظیمات مدل در همه شبیه‌سازی‌ها کاملاً مشابه هستند، بنابراین تفاوت‌های مشاهده شده در شبیه‌سازی‌ها را می‌توان به نوع طرحواره پارامترسازی خردفیزیک استفاده شده در مدل نسبت داد.

طرحواره تامپسون و همکاران (۲۰۰۸)، پارامترسازی خردفیزیکی کُپه‌ای جدید برای استفاده در مدل WRF و دیگر مدل‌های میان‌مقیاس می‌باشد. برخلاف اکثر پارامترسازی‌های خردفیزیکی کُپه‌ای، توزیع اندازه برف با توجه به محتوای آب یخ و دما در نظر گرفته می‌شود. به‌علاوه، در این طرحواره، برف به صورت غیرکروی با چگالی حجمی که با عکس شعاع



سطح (کوهساری)، کاربری زمین، نوع خاک و سپیدایی از داده‌های جهانی (geog) بارگذاری شد. تفکیک افقی داده‌های ناهمواری و کاربری زمین برای دامنه اول و دوم به ترتیب برابر ۵ و ۲ دقیقه و مقدار آن برای دامنه سوم ۳۰ ثانیه در نظر گرفته شده است. مدل WRF شامل تعداد زیادی از طرحواره‌های پارامترسازی فیزیکی (خردفیزیک، همرفت، سطح زمین، لایه مرزی سطحی، لایه سطحی، تابش موج کوتاه و موج بلند) است، بنابراین با ترکیب این طرحواره‌ها امکان انتخاب پیکربندی‌های متعددی برای استفاده در اجرای مدل وجود دارد. از آنجایی که هدف اصلی این مطالعه صرفاً بررسی کارایی طرحواره‌های خردفیزیک در شبیه‌سازی سامانه‌های همرفتی میان مقیاس است، در نتیجه در انتخاب پیکربندی مدل به جز طرحواره‌های خردفیزیک برای سایر طرحواره‌ها از نتایج مطالعات پیشین کمک گرفته شده است. به منظور بررسی اثر خالص طرحواره‌های پارامترسازی خردفیزیک بر پیش‌بینی‌های مدل، از یک ترکیب ثابت در همه شبیه‌سازی‌ها استفاده شده که جزئیات بیشتر درباره تنظیمات استفاده شده در مدل، در جدول ۱ آمده است.

پس از اجرای مدل WRF با استفاده از دو طرحواره خردفیزیک، به منظور ارزیابی نتایج حاصل از شبیه‌سازی‌های مدل، طی چند مرحله کمیتهای به دست آمده از خروجی‌های مدل، با مقادیر مشاهداتی متناظر مقایسه شده است. در این پژوهش، از داده‌های ایستگاه‌های همدیدی برگرفته از سازمان هواشناسی کشور و همچنین داده‌های ماهواره‌ای GPM به عنوان داده‌های مشاهداتی و مرجع مقایسه در فرایندهای درستی‌سنجی استفاده شده است. مقادیر شبیه‌سازی شده بارش، دمای دو متری، رطوبت نسبی و فشار سطح دریا از جمله کمیتهای ارزیابی شده در این مطالعه هستند.

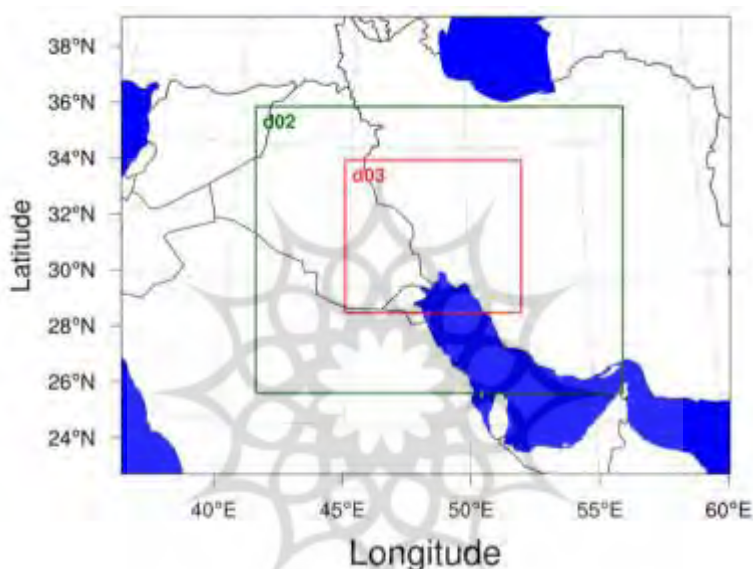
حالت تعادل تنظیم کند. در طول این مدت، خروجی مدل به شدت تحت تأثیر شرایط اولیه می‌باشد و در نتیجه ممکن است انحراف زیادی از مقادیر واقعی داشته و غیر قابل استفاده باشد. از این رو توجه ویژه به شرایط اولیه مدل لازم است. وقتی مدل به حالت تعادل می‌رسد معمولاً خروجی شبیه‌سازی‌ها توافق بهتری با مشاهدات دارند (رحمان و لو، ۲۰۱۵). در این پژوهش نیز در تحلیل‌ها، از نتایج ۱۲ ساعت اول اجرای مدل استفاده نشده، چرا که بر اساس یافته‌های وانگ و سیمن (۱۹۹۷) مدل در ۶ تا ۱۲ ساعت ابتدای اجرای خود توانایی ارائه پیش‌بینی‌های صحیح را ندارد.

شبیه‌سازی‌ها با استفاده از ۳ شبکه تو در تو به ترتیب با تفکیک‌های ۳۶، ۱۲، ۴ کیلومتر انجام شده است. تعداد نقاط شبکه در راستای طول و عرض جغرافیایی در اولین دامنه  $69 \times 52$ ، دامنه دوم  $124 \times 97$  و در داخلی‌ترین دامنه  $178 \times 154$  است. گام زمانی انتگرال‌گیری برای دامنه بیرونی ۲۱۶ ثانیه می‌باشد. دامنه سوم، مناطق غرب و جنوب غربی ایران را پوشش داده است (شکل ۴). در پیکربندی مدل از طرح نقشه لامبرت استفاده شده و دامنه هر شبکه به صورت یک طرفه با شبکه بیرونی خود برهم‌کنش دارد. همچنین در تنظیمات مدل، تعداد ۴۰ تراز در راستای قائم در نظر گرفته شده که فشار در بالاترین تراز آن برابر  $50 \text{ hPa}$  است.

در این شبیه‌سازی‌ها، داده‌های FNL با تفکیک مکانی یک درجه و گام زمانی ۶ ساعته، به عنوان شرایط اولیه و شرایط مرزی در دامنه اول مدل به کار گرفته شده‌اند. داده‌های FNL از سامانه داده‌گواهی جهانی (GDAS) که برای تحلیل بیشتر به طور مداوم داده‌های مشاهداتی را از سامانه سنجش از دور جهانی (GTS) و منابع دیگر جمع‌آوری می‌کند، به دست می‌آید. همچنین در اجرای مدل، داده‌های مربوط به ناهمواری

جدول ۱- تنظیمات مورد استفاده در مدل که برای تمام اجراها ثابت در نظر گرفته شده است.

D <sub>3</sub>	D <sub>2</sub>	D <sub>1</sub>	دامنه
۱۵۴×۱۷۸	۹۷×۱۲۴	۵۲×۶۹	نقاط شبکه (x,y)
۴	۱۲	۳۶	گام شبکه (km)
۳۰	۶۰	۱۸۰	فاصله زمانی خروجی‌ها (دقیقه)
Monin-Obukhov (MM5)			طرحواره لایه سطحی
Yonsei University scheme (YSU)			طرحواره لایه مرزی سیاره‌ای
Grell-Freitas (GF)			طرحواره همرفت
Rapid Radiative Transport Model (RRTM)			طرحواره تابش طول موج بلند
Dudhia			طرحواره تابش طول موج کوتاه
NOAH land surface model			طرحواره سطح زمین



شکل ۴- تصویر سه دامنه تو در توی استفاده شده در شبیه‌سازی‌های مدل WRF که به ترتیب، از دامنه بزرگ به کوچک دارای تفکیک‌های افقی ۴، ۱۲، ۳۶ کیلومتر هستند.

## نتایج

### مراحل مختلف درستی‌سنجی شبیه‌سازی‌های

مدل: در این بخش، ابتدا درستی‌سنجی پیش‌بینی‌های مدل به‌طور کیفی و کمی و با شیوه‌های متفاوتی انجام شده است که در ادامه توضیح داده شده است.

در مرحله اول برای بررسی عملکرد دو طرحواره پارامترسازی خردفیزیک موريسون و تامپسون، نتایج به‌دست آمده از خروجی‌های مدل برای بارش ۲۴ ساعته با مشاهدات ماهواره‌ای مقایسه شده است. در این راستا، داده‌های ماهواره‌ای اندازه‌گیری بارش جهانی (GPM) با تفکیک افقی ۰/۱ درجه (در حدود ۱۰ کیلومتر)، به‌عنوان بارش مشاهداتی استفاده شده

است. این داده‌ها دارای عملکرد خوبی در تخمین بارش در منطقه ایران هستند (شریفی و همکاران، ۲۰۱۶). این داده‌ها از وبگاه Giovanni گرفته شده است. از آنجایی که تفکیک مکانی داده‌های GPM به گام افقی شبکه دوم مدل (۱۲ کیلومتر) نزدیک‌تر است، بنابراین، برای ارائه تحلیل بهتر، نتایج حاصل از دامنه دوم مدل به این منظور استفاده شده است. مقایسه الگوهای به‌دست آمده از پهنه بارش ۲۴ ساعته مشاهداتی و شبیه‌سازی‌شده، تا حدودی امکان ارزیابی عملکرد طرحواره‌های استفاده شده در پیکربندی مدل را فراهم می‌کند (شکل ۵). بررسی این شکل به وضوح نشان‌دهنده اختلاف در شبیه‌سازی بارش ۲۴ ساعته

خطی برای مقایسه تعداد پیش‌بینی‌های صحیح هر یک از طرحواره‌ها، ترسیم شده است. دایره‌های قرمز رنگ نمایانگر مقدار بارش پیش‌بینی شده در طرحواره مورپسون و دایره‌های آبی رنگ این مقدار را در طرحواره تامپسون مشخص می‌کند. مقادیر ضرایب تعیین به‌دست آمده (۰/۲۹) برای طرحواره تامپسون و (۰/۲۷) برای طرحواره مورپسون نشان می‌دهد که دو طرحواره در حدود نیمی از میزان بارش‌ها را نزدیک به مقادیر مشاهداتی پیش‌بینی کرده‌اند. زیرا ضریب تعیین ریشه دوم ضرایب همبستگی می‌باشد که هرچه به عدد یک نزدیکتر باشد بیانگر همبستگی بیشتر مقدار مشاهداتی با مقدار واقعی است. با توجه به شکل ۴-۴ مشاهده شد مقادیر پیش‌بینی با هر دو طرحواره مورپسون و تامپسون برای بارش زیر ۵۰ میلی‌متر به مقادیر واقعی نزدیک‌ترند و بیش‌از این میزان همبستگی مقادیر کاهش می‌یابد. این طرحواره‌ها برای سامانه‌های همرفتی میان مقیاس با میزان بارش کم موفق‌تر عمل می‌کند.

در مرحله سوم، مقایسه‌ای از نمودار تغییرات زمانی (تغییرات ۳ ساعته) مقادیر شبیه‌سازی شده با طرحواره‌های خردفیزیک تامپسون و مورپسون در دامنه سوم مدل برای پارامترهای دمای ۲ متری ( $T_2$ )، رطوبت نسبی ۲ متری ( $RH\%$ ) و فشار سطح دریا ( $SLP$ ) با تغییرات زمانی این پارامترها حاصل از مشاهدات ایستگاهی دردسترس که در محل ایستگاه هواشناسی اهواز برای روز ۱۳ آوریل ۲۰۱۶ ترسیم شده‌اند، صورت می‌گیرد. در این مرحله از ارزیابی‌ها، ایستگاه اهواز به دلیل مزایا و ویژگی‌های خاصی که نسبت به سایر ایستگاه‌ها دارد انتخاب شده است. ایستگاه هواشناسی اهواز دارای سابقه زیادی در منطقه مورد نظر بوده و در شمار معدود ایستگاه‌هایی است که دارای داده‌های جو بالا می‌باشند، بنابراین با اطمینان بیشتری می‌توان به داده‌های اندازه‌گیری شده در این ایستگاه استناد کرد. همچنین استقرار این ایستگاه هواشناسی در مناطق پست جلگه خوزستان (ارتفاع ۲۲/۵ متر از سطح تراز دریا) با پوشش گیاهی و ناهمواری سطحی همگن و در مجموع شرایط اقلیمی

توسط مدل WRF با استفاده از طرحواره‌های خردفیزیک مختلف می‌باشد. از آنجایی که در همه شبیه‌سازی‌ها، به جز نوع طرحواره خردفیزیک انتخاب شده، سایر تنظیمات مدل کاملاً مشابه هستند، نتیجه تفاوت‌های مشاهده شده در الگوهای بارش شبیه‌سازی شده را می‌توان به نوع طرحواره خردفیزیک استفاده شده در پیکربندی مدل نسبت داد و این بیانگر حساسیت پیش‌بینی‌های مدل به انتخاب طرحواره‌های خردفیزیک است. مقایسه شبیه‌سازی‌های مدل با طرحواره‌های خردفیزیک مختلف و مشاهدات ماهواره‌ای در روز ۱۳ آوریل ۲۰۱۶، بیانگر عملکرد بهتر طرحواره مورپسون نسبت به طرحواره تامپسون در پیش‌بینی مقدار بیشینه بارش و همچنین در شبیه‌سازی گستره مکانی بارش است.

در مرحله دوم، در این مرحله، برای ارزیابی عملکرد مدل در شبیه‌سازی بارش روزانه برای روز ۱۳ آوریل، مقادیر بارش شبیه‌سازی شده توسط مدل با مقادیر بارش اندازه‌گیری شده در ۴۰ ایستگاه همدیدی منتخب مقایسه شده است. موقعیت مکانی این ایستگاه‌ها در شکل ۶ ارائه شده است. در این روش، مقادیر بارش مشاهداتی با دایره‌هایی که رنگ درون آن معرف مقدار بارش اندازه‌گیری شده در ایستگاه می‌باشد، بر روی نقشه‌های پهنه بارش روزانه شبیه‌سازی شده توسط مدل نمایش داده می‌شوند. لازم به ذکر است که نقشه‌های پهنه بارش روزانه با استفاده از داده‌های خروجی مدل در دامنه سوم با تفکیک افقی ۴ km تهیه شده‌اند. به کمک نقشه‌های ارائه شده در شکل ۷ می‌توان مقایسه کلی بین مقادیر شبیه‌سازی شده توسط مدل و میزان بارش اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌ها ارائه داد. نقطه ضعف این شیوه ارزیابی این است که مقدار بارش مشاهدات ایستگاهی، مربوط به یک نقطه در محل ایستگاه همدیدی می‌باشد، در حالی که بارش حاصل از مدل در همان نقطه از میانگین‌گیری بر روی سطح یک سلول شبکه، واقع در محل مورد نظر به‌دست می‌آید (منطقه‌ای که توسط تفکیک مدل تعیین می‌شود). نتایج کمی به‌دست آمده از بررسی نقشه‌ها در شکل ۸ ارائه شده است. در این شکل نمودار وایزاش

$$MAPE = \frac{\sum_{t=1}^n \frac{|A_t - F_t|}{A_t}}{n} \times 100 \quad (3)$$

که در آن‌ها  $A_t$  مقادیر مشاهده شده و  $F_t$  مقادیر پیش‌بینی شده توسط مدل و  $n$  تعداد داده‌ها می‌باشد (هیندمن و کوهرلر، ۲۰۰۶). کوچکی آماره‌های خطا برای هر طرحواره نشانگر این نکته می‌باشد که مقادیر پیش‌بینی شده توسط این طرحواره‌ها، به مقادیر مشاهداتی نزدیک‌تر می‌باشند.

بررسی نمودار تغییرات زمانی دمای دو متری در ۱۳ آوریل ۲۰۱۶ (شکل ۹ الف) نشان می‌دهد که طرحواره‌های خردفیزیک مورد استفاده در شبیه‌سازی‌های مدل عملکرد مشابهی داشتند. اختلاف کمی بین دماهای پیش‌بینی‌شده طرحواره‌ها و مشاهدات وجود دارد به طوری که بیشینه اختلاف در حدود ساعت ۰۰:۰۰ تا ۰۳:۰۰ UTC اتفاق افتاده است. در شبیه‌سازی رطوبت نسبی ۲ متری (شکل ۹ ب) در روز ۱۳ آوریل هر دو طرحواره روند تغییرات رطوبت نسبی را به درستی پیش‌بینی کردند ولی در بازه زمانی ۰۰:۰۰ تا ۰۶:۰۰ UTC اختلاف زیادی بین مشاهدات و شبیه‌سازی وجود دارد. در بررسی‌های به عمل آمده از تغییرات زمانی فشار سطح دریا در ایستگاه اهواز (شکل ۹ ج) مشاهده شد که در روز ۱۳ آوریل ۲۰۱۶، هر دو طرحواره اُفت فشار به وجود آمده در بازه زمانی ۰۶:۰۰ تا ۱۵:۰۰ UTC را به خوبی شبیه‌سازی کرده‌اند ولی در ساعات‌های ابتدایی مقادیر فشار را اندکی کمتر از مقدار واقعی پیش‌بینی کرده‌اند. جدول ۲ که مقادیر آماره‌های استفاده شده در ارزیابی عملکرد طرحواره‌های موريسون و تامپسون را ارائه می‌کند بیانگر این است که نتایج دو طرحواره خیلی به هم نزدیک است و نمی‌توان در این مورد که کدام یک پیش‌بینی درست‌تری در شبیه‌سازی پارامترها داشته، قضاوتی کرد.

یکنواخت آن، امکان بررسی اثر طرحواره‌ها در نتایج مدل را فراهم کرده و تأثیر سایر عوامل محیطی (مانند شرایط کوهساری) بر شبیه‌سازی‌ها را به حداقل می‌رساند.

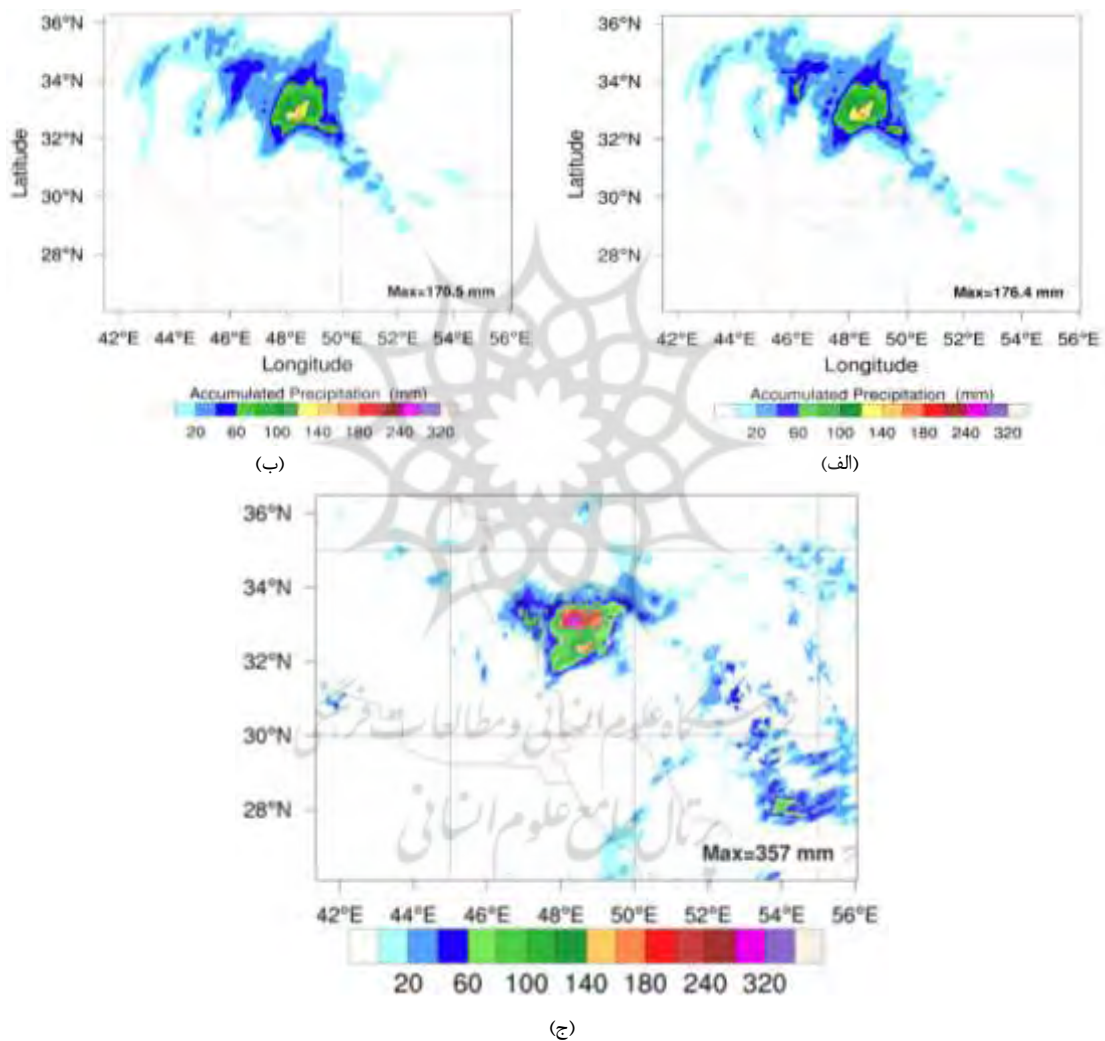
برای محاسبه مقادیر شبیه‌سازی شده هر یک از کمیت‌های ذکر شده در محل ایستگاه اهواز، ابتدا با ترسیم نقشه‌ای از دامنه سوم مدل، موقعیت این ایستگاه در میان نقاط شبکه تعیین شده است. این نقشه نشان داد که محل ایستگاه مورد نظر در میان چهار نقطه شبکه‌ای مدل با مختصات (۹۳، ۶۳)، (۹۴، ۶۳)، (۹۳، ۶۴) و (۹۴، ۶۴) واقع شده است؛ اعداد داخل پرانتز به ترتیب معرف شماره نقطه شبکه‌ای در راستای طول و عرض جغرافیایی است. بنابراین برای تعیین مقدار شبیه‌سازی شده هر یک از کمیت‌ها در محل ایستگاه، از خروجی‌های مدل در این چهار نقطه میانگین‌گیری شده است. در ایستگاه‌های هواشناسی ابزارهای اندازه‌گیری دمای سطحی هوا در ارتفاع ۱۳۵cm از سطح زمین قرار دارند؛ ولی در این پژوهش این مقادیر مشاهداتی با شبیه‌سازی‌های مدل از دمای هوا در فاصله ۲ متری سطح زمین مقایسه شده‌اند و از اختلاف ارتفاع محل اندازه‌گیری آن‌ها چشم‌پوشی شده است. این مسئله شامل رطوبت نسبی ۲ متری هم می‌شود، چرا که محاسبه این کمیت نیز به مقدار دمای سطحی اندازه‌گیری شده بستگی دارد. به منظور ارزیابی دقت طرحواره‌ها در پیش‌بینی پارامترهای یادشده، از آماره‌های میانگین قدرمطلق خطا (MAE)، جذر میانگین مربعات خطا (RMSE)، درصد میانگین مطلق خطا (MAPE) استفاده شده است. این معیارها به صورت زیر تعریف می‌شوند:

$$MAE = \frac{\sum_{t=1}^n |A_t - F_t|}{n} \quad (1)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^n (A_t - F_t)^2}{n}} \quad (2)$$

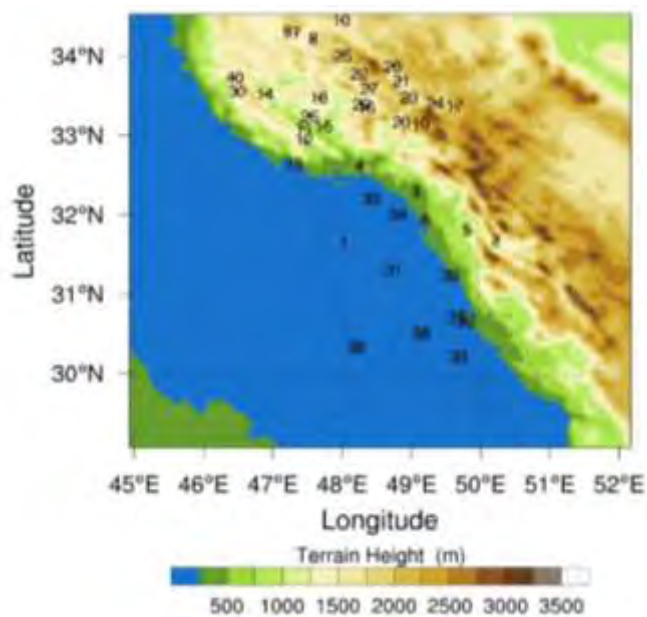
جدول ۲- نتایج آماره‌های استفاده شده در ارزیابی عملکرد دو طرحواره تامپسون و موریسون برای شبیه‌سازی پارامترهای دمای ۲ متری، رطوبت نسبی ۲ متری و فشار سطح دریا در روز ۱۳ آوریل ۲۰۱۶

شاخص	پارامتر طرحواره	دمای ۲ متری	رطوبت نسبی ۲ متری	فشار سطح دریا
MAE	تامپسون	۱/۷۹۱	۱۵/۵۷۳	۰/۷۸۴
	موریسون	۱/۷۶۱	۱۴/۹۸۲	۰/۷۵۴
RMSE	تامپسون	۲/۰۸۴	۱۸/۰۵۵	۰/۹۱۷
	موریسون	۲/۰۳۵	۱۷/۵۷۶	۰/۸۸۳
MAPE	تامپسون	۷/۷۲۳	۲۳/۷۰۴	۰/۰۷۴
	موریسون	۷/۵۷	۲۲/۶۰۶	۰/۰۷۵

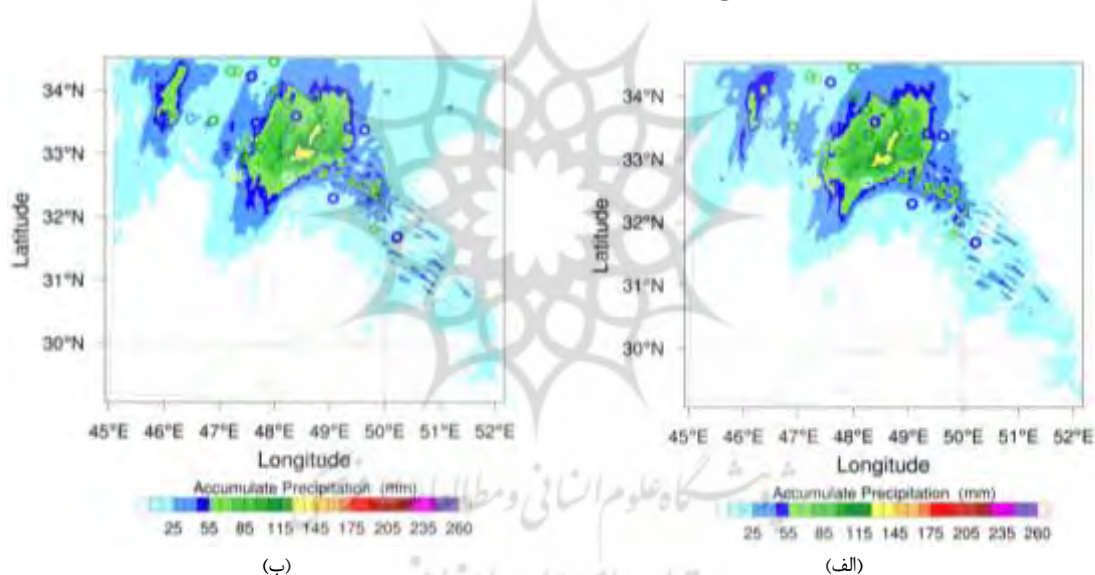


شکل ۵- پهنه بارش روزانه حاصل از شبیه‌سازی‌های دامنه دوم مدل با استفاده از طرحواره‌های (الف) تامپسون و (ب) موریسون و (ج) داده‌های ماهواره‌ای GPM.

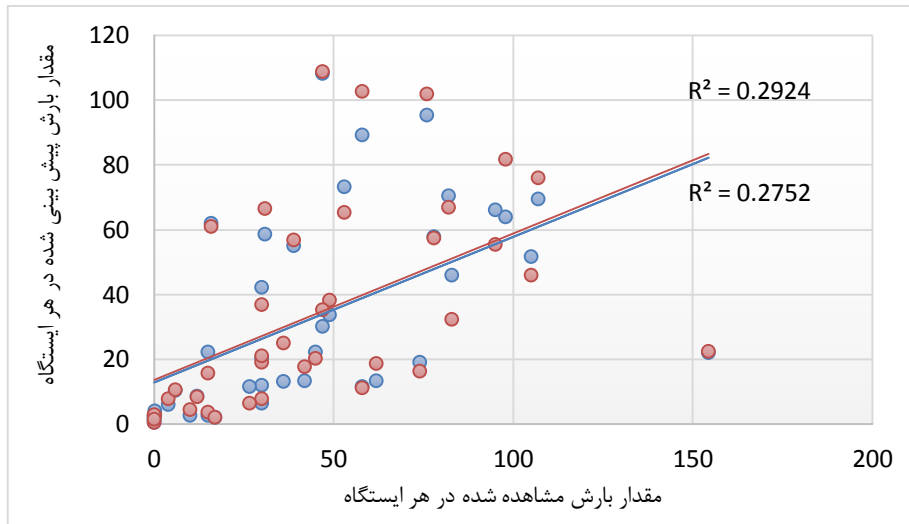




شکل ۶- موقعیت مکانی ۴۰ ایستگاه همدیدی منتخب در محدوده دامنه سوم مدل.



شکل ۷- پهنه بارش روزانه شبیه سازی شده در دامنه سوم مدل با استفاده از طرحواره‌های (الف) تامپسون و (ب) موریسون در روز ۱۳ آوریل ۲۰۱۶. دایره‌های روی نقشه‌ها محل هر ایستگاه و رنگ دایره‌ها مقدار بارش مشاهده شده در آن را برای ۴۰ ایستگاه همدیدی منتخب در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۸- مقایسه مقدار بارش روزانه مشاهده شده و پیش‌بینی شده برای هر ایستگاه در منطقه مورد مطالعه در روز ۱۳ آوریل ۲۰۱۶. دایره‌های آبی رنگ مقدار بارش پیش‌بینی شده در طرحواره تامپسون و دایره‌های قرمز رنگ نمایانگر این مقدار در طرحواره موریسون را مشخص می‌کند.

نسبت آمیختگی و پارامتر قطع برای توزیع تک مؤلفه‌ای هوآب محاسبه کرد. تنها نقاط داده‌ای با مقادیر نسبت آمیختگی بیشتر از  $10^{-5}$  Kg/Kg در محاسبات در نظر گرفته می‌شوند. از آنجایی که برف در طرحواره تامپسون ترکیبی از دو توزیع اندازه گاما فرض می‌شود و جرم آن با  $D_2$  متناسب است، میانگین وزن جرمی قطر آن به صورت کسر توان سوم توزیع اندازه ذره بر توان دوم محاسبه می‌شود. میانگین وزن جرمی سرعت سقوط از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$V_m = \frac{\int_0^{\infty} V(D)m(D)N(D)dD}{\int_0^{\infty} m(D)N(D)dD} \quad (7)$$

که در این رابطه  $V(D)$  بیانگر ارتباط اندازه-سرعت سقوط با در نظر گرفتن تغییرات چگالی هوا می‌باشد و  $m(D)$  ارتباط بین اندازه-جرم است که به صورت زیر به دست می‌آید:

$$m(D) = a D^b \quad (8)$$

به‌طور ویژه، در طرحواره موریسون رابطه اندازه-سرعت به صورت  $V(D) = (\rho_0/\rho)^{0.54} c D^b$  و در طرحواره تامپسون به صورت  $V(D) = (\rho_0/\rho)^{0.5} c D^b \exp(-fD)$  در نظر گرفته شده است. در این روابط،  $\rho$  چگالی هوا و  $\rho_0$  چگالی هوا در سطح مرجع می‌باشد که در طرحواره تامپسون برابر  $1/1845 \text{ kg/m}^3$  و در طرحواره موریسون برابر  $1/1831$

بررسی برخی پارامترهای خردفیزیکی: به‌منظور درک بهتر ویژگی‌های سامانه همرفتی میان مقیاس شبیه‌سازی شده با دو طرحواره خردفیزیک تامپسون و موریسون، در این بخش چند شاخصه خردفیزیکی (نسبت آمیختگی، تعداد و سرعت حد یا سقوط هوآب‌ها) در دو شبیه‌سازی بررسی می‌شوند. برای محاسبه توزیع اندازه گاما هوآب‌های در نظر گرفته شده در طرحواره‌های موریسون و تامپسون از رابطه زیر استفاده می‌شود:

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\lambda D} \quad (4)$$

که در آن  $D$  قطر ذره،  $N_0$  پارامتر قطع،  $\mu$  عامل شکل و  $\lambda$  پارامتر شیب می‌باشد. میانگین وزن جرمی قطر  $D_m$  به‌صورت کسر توان چهارم توزیع اندازه ذره (PSD) بر توان سوم آن تعریف می‌شود:

$$D_m = \frac{\int_0^{\infty} D^4 N(D) dD}{\int_0^{\infty} D^3 N(D) dD} \quad (5)$$

که در آن  $dD$  غلظت تعداد ذرات بین اندازه‌های  $D$  و  $D+dD$  می‌باشد. با توجه به توزیع گاما در طرحواره‌های موریسون و تامپسون عبارت بالا به شکل زیر ساده می‌شود:

$$D_m = \frac{4+\mu}{\lambda} \quad (6)$$

که در آن پارامتر شیب را می‌توان از نسبت آمیختگی و غلظت تعداد برای توزیع دو مؤلفه‌ای هوآب و یا

محاسبه سرعت سقوط یخ می‌توان از رابطه‌ای که هیمزفیلد در ۱۹۹۷ به‌دست آورد، استفاده کرد. در این رابطه  $\bar{V}_t = 3.29 (\rho X_s)^{0.16}$  است.  $\bar{V}_t$  بر حسب متر بر ثانیه و چگالی بر حسب  $\text{kg/m}^3$  است،  $X_s$  معرف نسبت آمیختگی یخ ابر می‌باشد و محاسبه  $\bar{V}_t$  با خطای  $\pm 20\%$  همراه است.

است. مقادیر ثابت پارامترهای استفاده شده در روابط اندازه-سرعت در جدول‌های ۳ و ۴ آمده است. شرح مفصل این روابط و مقادیر ثابت استفاده شده در آن‌ها را می‌توان در منابع و مقالاتی که موریسون و همکاران در سال‌های ۲۰۰۵ و ۲۰۰۹ و تامپسون و همکاران در ۲۰۰۴ و ۲۰۰۸ ارائه دادند، یافت. برای

جدول ۳- مقادیر ثابت پارامترهای استفاده شده در روابط اندازه-سرعت در طرحواره تامپسون.

گونه‌ها	متغیرهای پیش‌بینی	$\rho(\text{kg/m}^3)$	$\mu$	$a$	$b$	$c$	$d$	$f$
باران	$Q_r, N_r$	۱۰۰۰	۰	$\frac{\pi \rho_w}{6}$	۳	۴۸۵۴	۱	۱۹۵
یخ ابر	$Q_i, N_i$	۸۹۰	۰	$\frac{\pi \rho_i}{6}$	۳	۱۸۴۷/۵	۱	۰
گویچه برف	$Q_g$	۵۰۰	۰	$\frac{\pi \rho_g}{6}$	۳	۴۴۲	۰/۸۹	۰
برف	$Q_s$	$\frac{6a_s}{\pi} D^{b_s-3}$	۰/۶۳۵۷	۰/۰۶۹	۲	۴۰	۰/۵۵	۱۰۰

جدول ۴- مقادیر ثابت پارامترهای استفاده شده در روابط اندازه-سرعت در طرحواره موریسون.

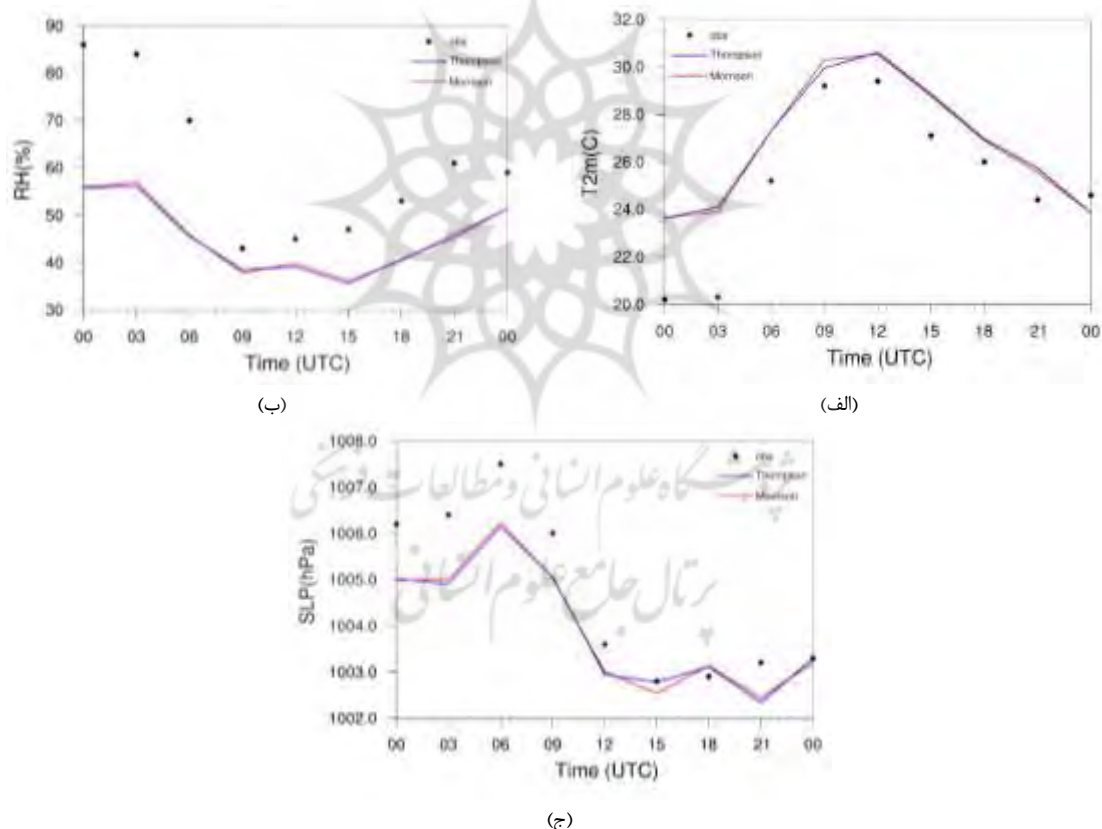
گونه‌ها	متغیرهای پیش‌بینی	$\rho(\text{kg/m}^3)$	$\mu$	$a$	$b$	$c$	$d$
باران	$Q_r, N_r$	۹۹۷	۰	$\frac{\pi \rho_w}{6}$	۳	۸۴۱/۹	۰/۸
یخ ابر	$Q_i, N_i$	۵۰۰	۰	$\frac{\pi \rho_i}{6}$	۳	۷۰۰	۱
گویچه برف	$Q_g, N_g$	۴۰۰	۰	$\frac{\pi \rho_g}{6}$	۳	۱۹/۳	۰/۳۷
برف	$Q_s, N_s$	۱۰۰	۰	$\frac{\pi \rho_s}{6}$	۳	۱۱/۷۲	۰/۴۱

میسر می‌شود. نسبت آمیختگی (شکل ۱۰الف) یخ ابر در شبیه‌سازی با دو طرحواره موریسون و تامپسون در ارتفاع‌های نزدیک به سطح زمین کاملاً یکسان پیش‌بینی شده اما در ارتفاع‌های بالاتر (در حدود ۷ تا ۹/۵ کیلومتری) اندکی تفاوت دارد؛ طرحواره موریسون مقدار کمتری از تامپسون را نشان می‌دهد و از ۹/۵ کیلومتری به بالا در قسمت وردسپهر فوقانی، مقادیر شبیه‌سازی شده توسط طرحواره موریسون از مقادیر شبیه‌سازی شده توسط طرحواره تامپسون بیشتر است. این ذرات سرعت سقوط خیلی کمی دارند (شکل ۱۲الف). این مقدار ذرات یخ با سرعت‌های کم منجر به گسترش وسیع ابرهای سرد در سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس سطوح بالا می‌شوند (فن و همکاران، ۲۰۱۳). پیش‌بینی طرحواره‌ها برای ذرات برف نیز

شکل‌های ۱۰ و ۱۱ نیم‌رخ‌های قائم میانگین زمانی نسبت آمیختگی برای یخ ابر، برف، گویچه برف و باران و میانگین زمانی غلظت تعداد برای باران و برف حاصل از شبیه‌سازی‌ها با استفاده از دو طرحواره موریسون و تامپسون را نشان می‌دهند. در بررسی نیم‌رخ‌های قائم نسبت آمیختگی، تفاوت اساسی و مشهودی از شبیه‌سازی با دو طرحواره مشاهده نشد. می‌توان به‌طور کلی به این موضوع اشاره کرد که مقدار بیشینه نسبت آمیختگی یخ در ارتفاع بالاتری نسبت به گویچه برف قرار می‌گیرد و همین‌طور به ترتیب برف و باران در ارتفاع‌های پایین‌تر دارای مقادیر بیشینه هستند. این رویداد به ویژگی‌های هر یک از این گونه‌های هواآب باز می‌گردد که برای تشکیل هر کدام چه دمایی مناسب می‌باشد و این دما در چه ارتفاعی

باران از ۲ کیلومتری سطح زمین تا ۸ کیلومتر که بارش به صورت قطرات باران وجود دارد، طرحواره تامپسون مقادیر کمی بیشتر را پیش‌بینی کرده است (شکل ۱۰د). به‌طور کلی با توجه به شکل ۱۰ مشاهده می‌شود که، مقادیر بیشینه یخ در ارتفاع بین ۱۰ تا ۱۲ کیلومتری و برای برف و گویچه برف بین ۶ تا ۱۰ کیلومتری و مقادیر بیشینه باران در ارتفاع ۲ تا ۴ کیلومتری از سطح زمین قرار گرفته است که نشان‌دهنده ساختار سامانه همرفتی میان مقیاس در راستای قائم و تفکیک این ساختار در سه لایه می‌باشد. لایه بالایی از ذرات یخ، لایه پایینی از قطرات مایع و لایه میانی که از مخلوط ذرات یخ و قطرات مایع تشکیل شده است.

مانند ذرات یخ بوده است بدین صورت که در بازه ۸ تا ۹/۵ کیلومتری مقادیر شبیه‌سازی شده توسط طرحواره موریسون کمتر از شبیه‌سازی شده توسط طرحواره تامپسون است و از ارتفاع ۹/۵ کیلومتری به بالا مقادیر شبیه‌سازی شده توسط طرحواره موریسون پیشی گرفته است (شکل ۱۰ب). برای ذرات گویچه برف، شبیه‌سازی‌ها برای مقادیر نسبت آمیختگی تا ۶ کیلومتری از سطح زمین کاملاً یکسان بوده است و از این ارتفاع به بالا طرحواره موریسون مقادیر کمی بیشتر را پیش‌بینی کرده است (شکل ۱۰ج). از آنجایی که ذرات گویچه برف ابتدا در فراهنج‌های همرفتی تولید می‌شوند، عموماً به دلیل تراکم بالا و اندازه‌های بزرگی که دارند با بازتاب بالای رادار همراهند (فن و همکاران، ۲۰۱۷). در مورد نسبت آمیختگی قطرات



شکل ۹- نمودار سری زمانی مقادیر شبیه‌سازی شده در دامنه سوم مدل و مقادیر مشاهداتی (الف) دمای ۲ متری، (ب) رطوبت نسبی ۲ متری و (ج) فشار سطح دریا در روز ۱۳ آوریل ۲۰۱۶ در ایستگاه اهواز.

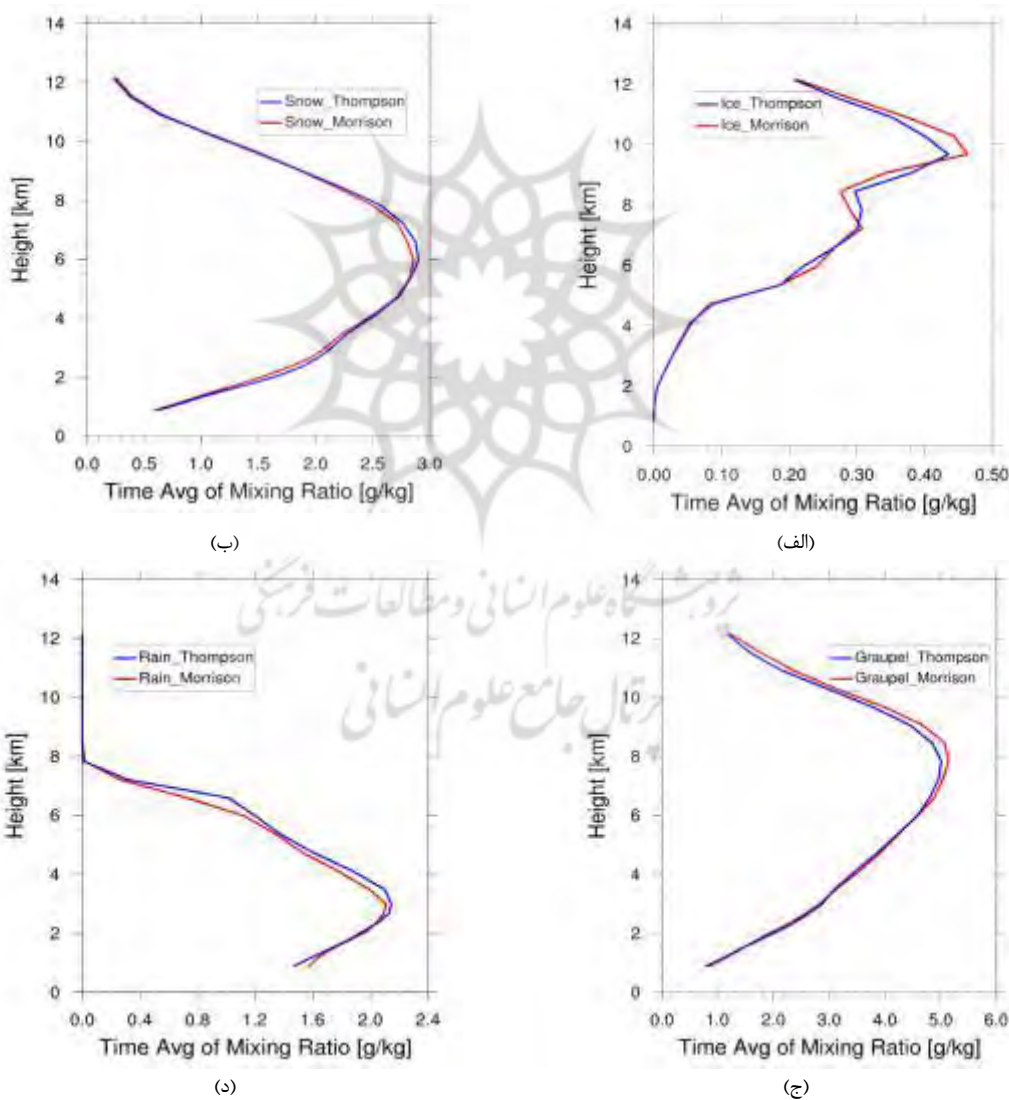
شبیه‌سازی شده توسط طرحواره موریسون است ولی در بازه ۳/۵ تا ۵ کیلومتری طرحواره موریسون مقادیر بالاتری را نشان می‌دهد و دوباره از ۵ کیلومتر به بالا

برای چگالی عددی باران، از ارتفاع‌های نزدیک سطح زمین تا حدود ۳/۵ کیلومتری مقادیر شبیه‌سازی شده توسط طرحواره تامپسون کمی بیش از مقادیر

مشابه حاکی از آن است که میزان بارش حاصل از پیش‌بینی‌ها قابل مقایسه بوده و اختلاف اندکی دارند. تولید برف بیشتر در ارتفاع ۸ تا ۱۲ کیلومتری و ذوب شدن آن هنگام عبور از تراز صفر درجه سانتی‌گراد، سبب افزایش بارش سطحی در این ارتفاع شده است. سرعت‌های سقوط یخ چون به صورت بلور در ارتفاع‌های بالا هستند باید پایین باشد که در شکل ۱۲الف نیز نشان داده است. برای قطرات باران سرعت‌های سقوط بالاتری داریم. طرحواره مورپسون سرعت سقوط قطرات باران را به‌طور کلی بیشتر از طرحواره تامپسون پیش‌بینی کرده است (شکل ۱۲ب).

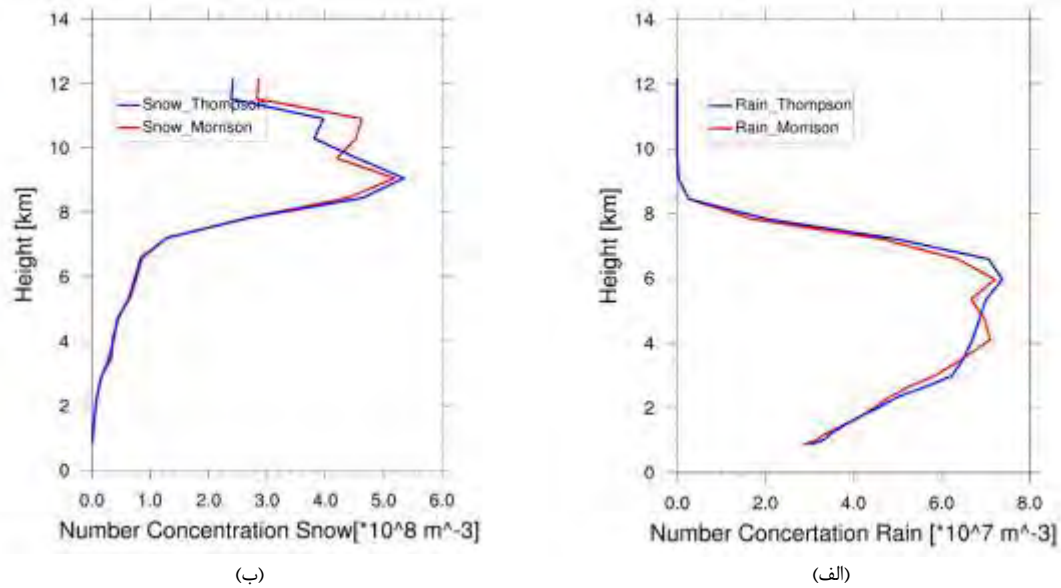
مقادیر شبیه‌سازی شده توسط طرحواره تامپسون اندکی بیشتر از مقادیر شبیه‌سازی شده توسط طرحواره مورپسون است (شکل ۱۱الف). در شکل ۱۱ که چگالی‌های عددی برف و باران را نشان داده، روند کاهش چگالی عددی یک هوآب و افزایش دیگری را نشان می‌دهد. با توجه به خردفیزیکی ابر و اینکه برف از برخورد بلورهای یخ و در اثر فرایند برافزایش تشکیل می‌شود، هرچه از غلظت عددی برف کم می‌شود به چگالی عددی باران افزوده می‌شود و بالعکس.

از آنجا که ویژگی‌های خردفیزیکی به میزان بارش مربوط می‌باشد، غلظت‌ها و سرعت‌های سقوط تقریباً

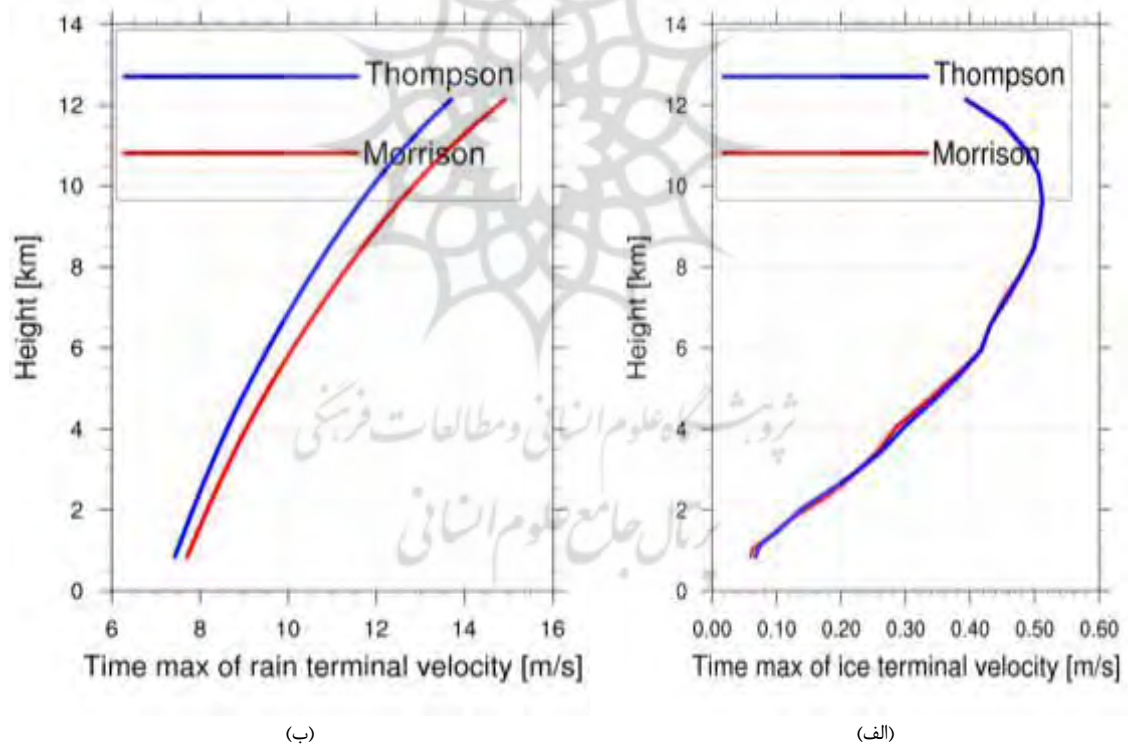


شکل ۱۰- نیم‌رخ قائم میانگین زمانی نسبت آمیختگی شبیه‌سازی شده در دامنه سوم مدل با استفاده دو طرحواره تامپسون و مورپسون برای (الف) یخ، (ب) برف، (ج) گویچه برف و (د) باران.





شکل ۱۱- نیمرخ قائم میانگین زمانی چگالی عددی شبیه‌سازی شده در دامنه سوم مدل با استفاده دو طرحواره تامپسون و موریسون برای (الف) باران و (ب) برف.



شکل ۱۲- نیمرخ قائم میانگین زمانی سرعت سقوط شبیه‌سازی شده در دامنه سوم مدل با استفاده دو طرحواره تامپسون و موریسون برای (الف) یخ و (ب) باران.

جنوب‌غربی ایران منجر به خسارات فراوانی در این مناطق شد. بررسی تصاویر ماهواره‌ای در تاریخ ذکر شده حاکی از وقوع چندین سامانه همرفتی

### خلاصه و نتیجه‌گیری

در ۱۳ آوریل ۲۰۱۶ رخداد بارش‌های سنگین و جاری شدن سیل در استان‌های واقع در غرب و

شبیه‌سازی‌ها به انتخاب طرحواره خردفیزیک نسبت داده شد.

ارزیابی از خروجی‌های مدل به کمک مقادیر مشاهداتی در دسترس در سه مرحله صورت گرفت. در مرحله اول، پهنه بارش روزانه شبیه‌سازی شده در دامنه دوم مدل با بارش روزانه حاصل از داده‌های ماهواره‌ای GPM مقایسه شد. در شبیه‌سازی بیشینه مقدار و گستره بارش روزانه برای روز ۱۳ آوریل، طرحواره موریسون نسبت به طرحواره تامپسون عملکرد بهتری داشت. مرحله دوم برای ارزیابی بارش روزانه حاصل از دامنه سوم مدل از مقادیر بارش روزانه اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های همدیدی سازمان هواشناسی به عنوان مرجع مقایسه استفاده شد. در این مرحله نیز مقایسه شبیه‌سازی‌ها با مقادیر مشاهداتی نشان داد که در روز یاد شده نتایج دو طرحواره خیلی به هم نزدیک بودند و هر دو طرحواره نیمی از میزان بارش‌ها را نزدیک به مقادیر مشاهداتی پیش‌بینی کردند. در آخرین مرحله از ارزیابی‌ها تغییرات زمانی پارامترهای سطحی شبیه‌سازی شده توسط دامنه سوم مدل در محل ایستگاه اهواز با داده‌های متناظر اندازه‌گیری شده در این ایستگاه مقایسه شد و در این مرحله طبق آماره‌های محاسبه شده نتایج دو طرحواره خیلی به هم نزدیک بود.

در نهایت، به منظور درک بهتر ویژگی‌های سامانه همرفتی میان‌مقیاس شبیه‌سازی شده با دو طرحواره خردفیزیک تامپسون و موریسون، چند کمیت خردفیزیکی (نسبت آمیختگی، تعداد و سرعت حد یا سقوط هواآب‌ها) در دو شبیه‌سازی بررسی شدند. بدین منظور، نیم‌رخ‌های قائم میانگین زمانی نسبت آمیختگی برای یخ ابر، برف، گویچه برف و باران و میانگین زمانی غلظت تعداد برای باران و برف حاصل از شبیه‌سازی‌ها با استفاده از دو طرحواره موریسون و تامپسون بررسی شدند. در بررسی نیم‌رخ‌های قائم نسبت آمیختگی، تفاوت اساسی و مشهودی از شبیه‌سازی با دو طرحواره مشاهده نشد. در بررسی نیم‌رخ قائم میانگین زمانی شبیه‌سازی شده در دامنه

میان‌مقیاس در این منطقه بود که مسبب ایجاد این شرایط شدید وضع هوا بودند. شبیه‌سازی و پیش‌بینی صحیح زمان و مکان وقوع سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس برای مقابله با خطرات احتمالی آن ضروری است. برای رسیدن به این هدف باید شبیه‌سازی‌ها با انتخاب بهترین پیکربندی در مدل انجام شود. از آنجایی که عوامل متعددی در انتخاب مناسب‌ترین پیکربندی مؤثر هستند و پیکربندی مناسب برای یک منطقه قابل تعمیم به سایر مناطق نیست بنابراین لزوم انجام آزمون‌های حساسیت‌سنجی متعددی برای هر منطقه با ویژگی‌های خاص آن کاملاً احساس می‌شود. در مطالعه حاضر، هدف بررسی عملکرد مدل WRF در شبیه‌سازی خردفیزیک سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در منطقه ایران بود. در این راستا، ابتدا شرایط همدیدی منطقه در زمان وقوع سامانه همرفتی میان‌مقیاس مورد بررسی قرار گرفت. وجود جت در تراز ۲۰۰ hPa و قرار داشتن بخش شمالی دهانه خروجی آن بر روی منطقه مورد مطالعه، امکان تقویت جریان‌های صعودی در منطقه را فراهم می‌کند. وجود یک مرکز کم‌ارتفاع همراه با ناوه عمیق در غرب منطقه و استقرار این منطقه در جلوی محور ناوه می‌تواند باعث فرارفت تاوایی مثبت و تشدید جریان‌های صعودی در سطوح زیرین شود. با بررسی نقشه‌های ضخامت بین ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ hPa و رطوبت در تراز ۷۰۰ hPa همراه با باد همان تراز می‌توان وجود جت تراز پایین با فرارفت هوای گرم و مرطوب از جنوب غربی به داخل منطقه را آشکار کرد. در مجموع شرایط همدیدی حاکم بر منطقه در زمان‌های مورد نظر می‌تواند نشان‌دهنده حضور ترکیبی از دو سامانه مدیترانه‌ای و سودانی باشد که برهمکنش سازنده‌ای با سامانه همرفتی میان‌مقیاس فعال در منطقه مورد مطالعه داشته و شرایط رشد و تکامل این سامانه را فراهم نموده‌اند. در ادامه، شبیه‌سازی‌هایی با استفاده از ۲ طرحواره پارامترسازی خردفیزیک تامپسون و موریسون انجام شد. به جز این طرحواره‌ها سایر تنظیمات مدل در شبیه‌سازی‌ها کاملاً مشابه بودند. بنابراین تفاوت‌های مشاهده شده در نتایج این

حاکی از آن است که میزان بارش حاصل از پیش‌بینی‌ها قابل مقایسه بوده و اختلاف اندکی دارند. لازم به ذکر است که نتایج به دست آمده با نتایج فن و همکاران (۲۰۱۳) همخوانی دارد.

سوم مدل با استفاده دو طرحواره موریسون و تامپسون برای سرعت سقوط یخ و باران مشاهده شد که طرحواره موریسون سرعت سقوط قطرات باران را به طور کلی بیشتر از طرحواره تامپسون پیش‌بینی کرده است. غلظت‌ها و سرعت‌های سقوط تقریباً مشابه

### منابع

- International Journal of Earth and Atmospheric Science, 2(2), 20-36.
- Duda, J.D. 2011. WRF simulations of mesoscale convective systems at convection-allowing resolutions. Iowa State University.
  - Fan, J., Leung, L.R., Rosenfeld, D., Chen, Q., Li, Z., Zhang, J., and Yan, H., 2013. Microphysical effects determine macrophysical response for aerosol impacts on deep convective clouds. Proceedings of the National Academy of Sciences, 110(48), E4581-E4590.
  - Feng, Z., Leung, L. R., Houze Jr, R.A., Hagos, S., Hardin, J., Yang, Q., and Fan, J. 2018. Structure and evolution of mesoscale convective systems: Sensitivity to cloud microphysics in convection-permitting simulations over the United States. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 10(7), 1470-1494.
  - Heymsfield, A.J., and Donner, L.J. 1990. A scheme for parameterizing ice-cloud water content in general circulation models. Journal of Atmospheric Sciences, 47(15), 1865-1877.
  - Houze, R.A. 2004. Mesoscale convective systems. Reviews of Geophysics, 42, RG4003.
  - Hyndman, R.J., and Koehler, A.B., 2006, Another look at measures of forecast accuracy. International Journal of forecasting, 22(4), 679-688.
  - Kerkhoven, E., Gan, T.Y., Shiiba, M., Reuter, G., and Tanaka, K. 2006. A comparison of cumulus parameterization schemes in a numerical weather prediction model for a monsoon rainfall event. Hydrological Processes: An International Journal, 20(9), 1961-1978.
  - Kumar, S., Routray, A., Chauhan, R., and Panda, J. 2014. Impact of
  - Ahmadloo, M., Gharaylou, M., Farahani, M.M., and Pegahfar, N. 2022. Simulation and Analysis of Mesoscale Convective Systems (MCSs) Leading to a Severe Flood Over Iran. Pure and Applied Geophysics, 1-23.
  - Alam, M.M. 2014. Impact of cloud microphysics and cumulus parameterization on simulation of heavy rainfall event during 7–9 October 2007 over Bangladesh. Journal of Earth System Science, 123(2), 259-279.
  - Bryan, G.H., and Morrison, H. 2012. Sensitivity of a simulated squall line to horizontal resolution and parameterization of microphysics. Monthly Weather Review, 140(1), 202–225.
  - Chen, Y., Ping, F., Zhou, S., Shen, X., and Sun, Y. 2021. Influence of microphysical processes on the initiation of the mesoscale convective system of a rainstorm over Beijing. Atmospheric Research, 254, 105518.
  - Choi, H.Y., Ha, J.H., Lee, D.K., and Kuo, Y.H. 2011. Analysis and simulation of mesoscale convective systems accompanying heavy rainfall: the Goyang case. Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences, 47(3), 265-279.
  - Das, S., Ashrit, R., Moncrieff, M.W., Das Gupta, M., Dudhia, J., Liu, C. and Kalsi, S.R. 2007. Simulation of intense organized convective precipitation observed during the Arabian Sea Monsoon Experiment (ARMEX). Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 112(D20).
  - Dasa, M.K., Chowdhury, M.A., and Dasc, S. 2015. Sensitivity Study with Physical Parameterization Schemes for Simulation of Mesoscale Convective Systems Associated with Squall Events.

24. Prein, A.F., Liu, C., Ikeda, K., Bullock, R., Rasmussen, R.M., Holland, G.J., and Clark, M. 2017. Simulating North American mesoscale convective systems with a convection-permitting climate model. *Climate Dynamics*.
25. Rahman, M.M., and Lu, M. 2015. Model spin-up behavior for wet and dry basins: a case study using the Xinanjiang model. *Water*, 7(8), 4256-4273.
26. Raju P.V.S., Potty J. and Mohanty, U.C. 2011. Sensitivity of physical parameterizations on prediction of tropical cyclone Nargis over the Bay of Bengal using WRF model. *MAP*, 113(3-4): 125-137.
27. 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. In *Annales geophysicae: atmospheres, hydrospheres and space sciences*, 28(2), 603.
28. Schumacher, R.S., and Johnson, R.H. 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Monthly weather review*, 133(4), 961-976.
29. Schumacher, R.S., and Johnson, R.H. 2006. Characteristics of U.S. extreme rain events during 1999–2003. *Weather Forecasting*, 21(1), 69–85.
30. Sharifi, E., Steinacker, R. and Saghafian, B. 2016. Assessment of GPM-IMERG and other precipitation products against gauge data under different topographic and climatic conditions in Iran: Preliminary results. *Remote Sensing*, 8(2), 135.
31. Singh, K.S., Bonthu, S., Purvaja, R., Robin, R.S., Kannan, B.A.M., and Ramesh, R. 2018. Prediction of heavy rainfall over Chennai Metropolitan City, Tamil Nadu, India: Impact of microphysical parameterization schemes. *Atmospheric Research*, 202, 219-234.
32. Skamarock, W.C. 2004. Evaluating mesoscale NWP models using kinetic energy spectra. *Monthly Weather Review*, 132(12), 3019–3032.
33. Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D. M., Duda, M. parameterization schemes and 3DVAR data assimilation for simulation of heavy rainfall events along west coast of India with WRF modeling system. *International Journal of Earth and Atmospheric Science*, 01: 18-34.
16. Lee, H., and Baik, J.J. 2018. A comparative study of bin and bulk cloud microphysics schemes in simulating a heavy precipitation case. *Atmosphere*, 9(12), 475.
17. Litta, A.J., Idicula, S.M., and Mohanty, U.C. 2011. A comparative study of convective parameterization schemes in WRF-NMM model. *International Journal of Computer Applications*, 33(6), 32-39.
18. Liu, C., and Moncrieff, M.W. 2007. Sensitivity of Cloud-Resolving Simulations of Warm-Season Convection to Cloud Microphysics Parameterizations, *Monthly Weather Review*, 135(8), 2854-2868.
19. Mapes, B. E., and Houze Jr, R. A., 1993, Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool. *Monthly Weather Review*, 121(5), 1398-1416.
20. Morrison, H., Curry, J.A., and Khvorostyanov, V.I. 2005. A New Double - Moment Microphysics Parameterization for Application in Cloud and Climate Models. Part I: Description *Journal of Atmospheric Sciences*, 62(6), 1665–1677.
21. Morrison, H., and Pinto, J.O. 2005. Mesoscale modeling of springtime Arctic mixed-phase stratiform clouds using a new two-moment bulk microphysics scheme. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(10), 3683–3704.
22. Morrison, H., Thompson, G., and Tatarskii, V. 2009. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes. *Monthly Weather Review*, 137(3), 991–1007.
23. Panda, J., and Giri R.K. 2012. A comprehensive study of surface and upper air characteristics over two stations on the west coast of India during the occurrence of a cyclonic storm. *Natural Hazards*, 64(2): 1055-1078.

- microphysics parameterization in the simulation of mesoscale convective system clouds and precipitation in the tropical Western Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(4), 1104–1128.
36. Wang, W., and Seaman, N.L. 1997. A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model, *Mon. Wea. Rev.* 125, 252–27.
37. Yuter, S.E., and Houze Jr, R.A. 1998. The natural variability of precipitating clouds over the western Pacific warm pool. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124(545), 53-99.
- G., and Powers, J.G. 2008. A description of the advanced research WRF version 3, vol. NCAR Technical Note, vol. NCAR/TN-475+ STR. NCAR Scientific Divisions, Boulder, Colorado, USA.
34. Thompson, G., Field, P.R., Rasmussen, R.M. and Hall, W.D. 2008. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: implementation of a new snow parameterization. *Mon. Weather. Rev.* 136(12), 5095–5115.
35. Van Weverberg, K., Vogelmann, A.M., Lin, W., Luke, E.P., Cialella, A., Minnis, P., et al. 2013. The role of cloud







پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی  
پرتال جامع علوم انسانی