

تأثیر هواویزها بر بارش در شرایط رطوبت‌های نسبی متفاوت: مطالعه موردی

فاطمه زارعی^۱، مریم قرایلو^{۲*} و امید علیزاده چوبری^۲

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

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

(تاریخ دریافت: ۹۵/۰۹/۱۷، تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۱/۲۳)

چکیده

تغییر تعداد هواویزهایی که به‌عنوان هسته‌های میعان درون قطره ابر فعال می‌شوند، تأثیر قابل ملاحظه‌ای بر ویژگی‌های خردفیزیک ابر می‌گذارند، به‌نحوی که می‌توانند مقدار و الگوی بارش را تغییر دهند. در این مطالعه با استفاده از طرح‌واره خردفیزیک ابر تامپسون موجود در مدل WRF، تأثیر هواویزها بر بارش در یک رخداد توفان تندری بررسی شد. داده‌های مربوط به هواویزها از مدل جهانی GOCART استخراج و به مدل WRF خوانده شد، درحالی‌که برای شرایط اولیه و مرزی هواشناسی از داده‌های FNL استفاده گردید. دو آزمایش عددی که معرف هوای پاک و آلوده هستند انجام گرفت که در آن‌ها تعداد هواویزهای آب‌دوست به‌ترتیب به ۰/۲ و ۵ برابر غلظت استخراج‌شده از مدل GOCART تغییر یافت.

نتایج شبیه‌سازی‌ها نشان داد که توزیع مکانی بارش در دو حالت پاک و آلوده متفاوت است، به‌نحوی که در جو آلوده در برخی مناطق فراهنج‌های شدیدتری وجود دارد که بارش‌های شدیدتری را نیز در پی دارد. افزایش فراهنج‌ها در این مناطق سبب می‌شود که زمان رشد آب‌شهاب‌ها طولانی‌تر و اندازه‌شان بزرگ‌تر گردد؛ در نتیجه زمانی که از پایه ابر فرو می‌افتند کمتر تبخیر و ذوب می‌شوند و از این‌رو افزایش بارش سطحی را در این مناطق موجب می‌شوند. از طرفی کاهش بارش در حالت آلوده در مناطق پایین‌دست جریان باد شبیه‌سازی شد؛ که دلیل آن کاهش شعاع بلورهای یخ است که به کاهش فرایند یخ‌زدگی و تولید گویچه برف منجر می‌شود. همچنین، بررسی آهنگ ساعتی بارش نشان داد در ساعت‌هایی که رطوبت نسبی جو زیاد است و بخار آب به اندازه کافی در جو وجود دارد، افزایش تعداد هواویزهای آب‌دوست سبب افزایش بارش سطحی می‌شود. در حالی که در ساعت‌هایی که رطوبت نسبی جو کم است، کاهش بارش و گاهی توقف کامل بارش وجود دارد.

واژه‌های کلیدی: بارش، طرح‌واره خردفیزیک ابر، هسته‌های میعان ابر، هواویز.

۱ مقدمه

هواویزها ذرات جامد یا مایع معلق در جو هستند که از چشمه‌های طبیعی و انسان‌زاد گسیل می‌شوند و بر کیفیت هوا، سلامت انسان و بودجه تابشی جو اثر می‌گذارند (پوشل، ۲۰۰۵؛ تاو و همکاران، ۲۰۱۲). از طرفی فرایندهای خردفیزیک ابر که یکی از عوامل مهم تأثیرگذار بر تشکیل ابر و تولید بارش به شمار می‌روند، از ویژگی‌های هواویزهایی تأثیر می‌پذیرند که نقش عمده‌ای در هسته‌زایی قطره‌های ابر و بلورهای یخ به صورت ناهمگن دارند (تومی، ۱۹۷۷؛ آلبرشت، ۱۹۸۹؛ روزنفلد، ۱۹۹۹؛ آندرا و همکاران، ۲۰۰۴؛ خین و همکاران، ۲۰۰۸). بنابراین، هرگونه تغییر در تعداد هواویزها بر خردفیزیک ابر و میزان و الگوی بارش تأثیر می‌گذارد که تغییرهای اقلیمی را در پی دارد (لوین و کاتن، ۲۰۰۸).

هواویزها با جذب و پراکندگی تابش طول موج کوتاه خورشیدی و تابش طول موج بلند زمینی، بر ترازمندی تابشی جو اثر مستقیم می‌گذارند (چارلسون و همکاران، ۱۹۹۲). آن‌ها همچنین می‌توانند به‌طور غیرمستقیم با تأثیر بر خردفیزیک ابر بر ترازمندی تابشی جو اثر بگذارند که به نام اولین اثر غیرمستقیم هواویزها شناخته می‌شود. در این اثر، افزایش تعداد هواویزها به افزایش تعداد قطره‌های ابر و کاهش شعاع مؤثر آن‌ها در حجم ثابتی از آب مایع می‌انجامد؛ بنابراین به علت بزرگ‌تر شدن مجموع سطح مقطع قطره‌ها، سپیدایی ابر افزایش می‌یابد (تومی، ۱۹۷۷). علاوه بر تأثیر بر ترازمندی تابشی جو، هواویزها می‌توانند چرخه آب‌شناختی جو را از طریق توقف بارش گرم به سبب افزایش قطره‌ها و کوچک‌تر شدن اندازه آن‌ها که به کاهش فرایند هم‌آمیزی منجر می‌شود (آلبرشت، ۱۹۸۹؛ روزنفلد، ۱۹۹۹) و تقویت فرایند بارش سرد (کورن و همکاران، ۲۰۰۵) تحت تأثیر قرار دهند. تأثیرپذیری بارش از تغییر تعداد هواویزها به‌عنوان بخشی از دومین اثر غیرمستقیم هواویزها شناخته

می‌شود. برخی از هواویزها با جذب تابش خورشید سبب گرم‌شدن جو و تبخیر قطره‌های ابر می‌شوند که کاهش پوشش ابر را در پی دارد (اکرمن و همکاران، ۲۰۰۰)؛ این اثر به عنوان اثر نیمه‌مستقیم هواویزها در جو شناخته می‌شود.

تأثیر هواویزها بر بارش اولین بار توسط آلبرشت در سال ۱۹۸۹ مطرح شد. مطالعه او نشان داد که افزایش هواویزها سبب افزایش تعداد قطره‌های ابر و کوچک‌تر شدن اندازه آن‌ها می‌گردد. با کوچک‌تر شدن اندازه قطره‌های ابر، فرایند تبدیل آن‌ها به قطره باران به تأخیر می‌افتد و باعث کاهش بارش گرم یا جلوگیری از آن می‌گردد. روزنفلد (۱۹۹۹) با استفاده از داده‌های مشاهداتی حاصل از ماهواره و اندازه‌گیری‌های میدانی نشان داد که افزایش هواویزها، شعاع مؤثر قطره ابر را کاهش داده و مانع هم‌آمیزی قطره‌ها می‌شود؛ در نتیجه بارش را در ابرهای حاره‌ای به‌طور کامل متوقف می‌کند. از سوی دیگر، افزایش بارش در محیط‌های آلوده در نتایج تحقیق‌های مشاهداتی و عددی نیز گزارش شده است. مشاهده‌های میدانی آندرا و همکاران (۲۰۰۴) نشان دادند که افزایش دود و گرمای سطح زمین که از سوختن گیاهان ناشی می‌شود، به افزایش ارتفاع قله ابر و افزایش فرایند بارش سرد بر روی منطقه آمازون می‌انجامد. لین و همکاران (۲۰۰۶) داده‌های ماهواره روی رودخانه آمازون را بررسی و بیان کردند که سوختن زیست‌توده‌ها که سبب افزایش هواویزها می‌شود، با افزایش ارتفاع قله ابر، سندان بزرگ‌تر و بارش بیشتر همبستگی دارد. ژانگ و همکاران (۲۰۰۷) اظهار کرده‌اند که هواویزهای شکل‌گرفته روی قاره آسیا و انتقال آن‌ها به اقیانوس آرام، به افزایش ابرهای همرفتی عمیق بر روی این اقیانوس منجر می‌شود که افزایش بارش و تشدید مسیر توفان بر روی اقیانوس آرام شمالی را در پی دارد.

فان و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از طرح‌وارهٔ خردفیزیک میله‌ای طیفی در مدل تفکیک‌کنندهٔ ابر، تأثیر هواویزها بر همرفت را برای ابرهای همرفتی عمیق منفرد در شرایط مختلف دینامیکی و ترمودینامیکی بررسی کردند. یافته‌های آن‌ها نقش اساسی چینش قائم باد را در تأثیر هواویزها بر بارش آشکار کرد. آن‌ها بیان کردند؛ هنگامی که چینش باد شدید است - از آنجایی که افزایش سرمایش تبخیر در این شرایط بزرگ‌تر از افزایش گرمایش میعان است - افزایش هواویزها سبب کاهش شدت همرفت می‌شود؛ در حالی که در شرایط چینش باد ضعیف، افزایش هواویزها (تا زمانی که به یک مقدار بهینه برسد) سبب افزایش همرفت (افزایش گرمای نهان آزادشده، بیشتر از افزایش سرمایش ناشی از تبخیر است) می‌شود. از دیگر مطالعه‌هایی که تأثیر هواویزها بر تشکیل ابرهای همرفتی و در نتیجه بارش را به چینش قائم باد محیطی مرتبط دانسته‌اند، می‌توان به لی و همکاران (۲۰۱۲) و لیو و مورسون (۲۰۱۳) اشاره کرد.

برای درک بهتر تأثیر تغییر تعداد هواویزها بر فرایندهای خردفیزیک ابر و بارش، به بازسازی فرایند بارش در شرایطی با غلظت‌های متفاوت هواویزها با استفاده از یک مدل پیش‌بینی عددی مانند مدل میان‌مقیاس WRF نیاز است که شبیه‌سازی‌های موفق‌تری از برهم‌کنش هواویز- ابر و بارش داشته است (وانگ و همکاران، ۲۰۱۱؛ تامپسون و وایدنر، ۲۰۱۴؛ مشایخی و اسلون، ۲۰۱۴؛ علیزاده چوبری و قرابلو، ۲۰۱۷). در مطالعهٔ حاضر تأثیر توأمان تغییر تعداد هواویزهای نم‌گیر و رطوبت نسبی بر بارش رخداد توفان تندی که در تاریخ ۱۴ آوریل ۲۰۱۲ منجر به وقوع سیل در تهران شد با به‌کارگیری طرح‌وارهٔ خردفیزیک ابر تامپسون موجود در مدل WRF مطالعه و بررسی می‌شود. این مقاله در پنج بخش تدوین شده است. در بخش بعد روش تحقیق و پیکربندی مدل برای اجرای دو شبیه‌سازی عددی با غلظت‌های متفاوت

در دهه‌های اخیر تحقیق‌های گسترده‌ای در زمینهٔ نقش هواویزها بر سامانهٔ اقلیمی صورت گرفته است، اما بین نتایج مطالعه‌های مختلف که اثر هواویزها بر بارش را چه به‌صورت کیفی و چه کمی بررسی کرده‌اند، اختلاف‌هایی وجود دارد (خین، ۲۰۰۹). مطالعه‌های مشاهداتی و عددی بی‌شمار نشان داده‌اند که هواویزها ویژگی‌های خردفیزیکی ابر و بارش را در ابرهای کومه‌ای و پوشن کومه‌ای تحت تأثیر قرار می‌دهند (خین، ۲۰۰۹).

چگونگی تأثیر تعداد هواویزها بر بارش به شرایط محیطی نیز وابسته است (خین و همکاران، ۲۰۰۹؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۱). در شبیه‌سازی‌های صورت گرفته از ابرها به وسیلهٔ وانگ (۲۰۰۵)، تیلر و لوین (۲۰۰۶) و فان و همکاران (۲۰۰۷a, ۲۰۰۷b)، امکان تقویت ابرهای همرفتی و افزایش بارش با افزایش هواویزها در یک جو مرطوب ناپایدار بیان شده است. خین و همکاران (۲۰۰۵) با شبیه‌سازی ابر همرفتی عمیق در شرایط خشک قاره‌ای نشان دادند که با افزایش هواویزها از تعداد 100 cm^{-3} تا 1260 cm^{-3} ، بارش کاهش می‌یابد. آن‌ها این کاهش بارش را به کوچک شدن اندازهٔ قطره‌های باران و بلورهای یخ نسبت دادند که ذوب بلورهای یخ و همچنین تبخیر قطره‌های باران را پس از فرو افتادن از پایهٔ ابر به درون محیط خشک زیر ابر در پی دارد. سیفرت و بهنگ (۲۰۰۶) با استفاده از یک طرح‌وارهٔ پارامترسازی توده‌ای دو مؤلفه‌ای در یک مدل سه‌بعدی، توفان‌های کویاخته و چندیاخته‌ای را شبیه‌سازی کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که افزایش تعداد هواویزها، بارش را در توفان‌های تک‌یاخته‌ای و ابر یاخته‌ای کاهش می‌دهد، اما از سوی دیگر این افزایش منجر به افزایش بارش در سامانه‌های ابر چندیاخته‌ای می‌شود. همچنین آن‌ها بیان کردند که رطوبت (شناوری) و چینش باد مهم‌ترین پارامترهایی هستند که اختلاف بین دینامیک این توفان‌ها را توضیح می‌دهند.

بسیار پرهزینه است و زمان اجرای آن از WRF-ARW بسیار طولانی تر می‌شود، استفاده از یک روش جایگزین به منظور پیش‌بینی تعداد هواویزها در مدل ضروری به نظر می‌رسد. به همین دلیل در این مطالعه از طرح‌واره خردفیزیک ابر تامپسون که تعداد هواویزها را به طور صریح پیش‌بینی می‌کند و فقط ۱۶ درصد هزینه‌های محاسباتی را افزایش می‌دهد، استفاده شده است. طرح‌واره تامپسون (۲۰۱۴) از زمان ارائه نسخه ۳/۶ مدل WRF،

هواویزها که معرف هوای پاک و آلوده هستند، ارائه شده است. سپس تحلیل همدیدی از سامانه بارشی انتخابی در بخش سوم ارائه می‌شود. نتایج شبیه‌سازی‌ها در بخش چهارم آمده است. بخش نهایی شامل جمع‌بندی و نتیجه‌گیری است.

۲ پیکربندی مدل و روش تحقیق

۱-۲ پیکربندی مدل

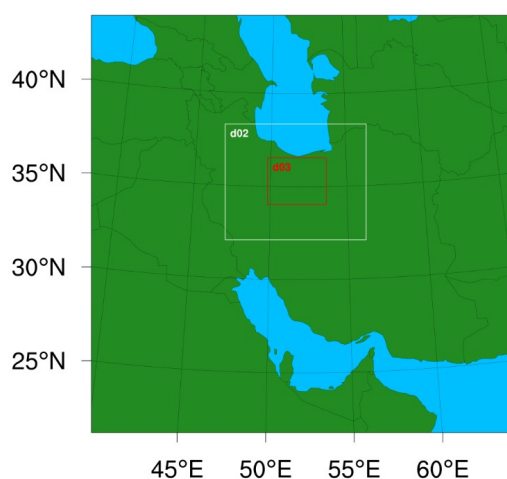
به‌منظور شبیه‌سازی عددی رخداد توفان تندی انتخابی، مدل WRF با سه شبکه تو در تو به ترتیب با تفکیک‌های افقی ۲۱، ۷ و ۲/۳۳۳۳ کیلومتر و با ۴۵ تراز قائم در مختصات سیگما تا تراز ۵۰ هکتوپاسکال به مدت ۳۰ ساعت از ساعت ۱۸:۰۰ UTC روز سیزدهم آوریل تا ساعت ۰۰:۰۰ UTC روز پانزدهم آوریل سال ۲۰۱۲ اجرا گردید. جهت پایدارسازی مدل نتایج مربوط به شش ساعت اول استفاده نشده‌اند و تحلیل‌ها برای ساعت ۰۰:۰۰ روز چهاردهم تا ۰۰:۰۰ روز پانزدهم آوریل سال ۲۰۱۲ انجام گرفته است. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی سه حوزه مورد استفاده در این شبیه‌سازی را نشان می‌دهد. برای شرایط اولیه و مرزی مدل، از داده‌های تحلیل نهایی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی (NCEP/FNL) با تفکیک‌پذیری مکانی یک درجه در هر دو راستای مداری و نصف‌النهاری و تفکیک زمانی شش‌ساعته استفاده شده است. طرح‌واره‌های استفاده‌شده در بخش فیزیک مدل در جدول ۱ آمده است.

۲-۲ طرح‌واره تامپسون

مدل‌های زیادی از جمله WRF-Chem می‌توانند به‌طور صریح تعداد هواویزها برای یک بسته هوای معین با ترکیب‌های شیمیایی مختلف و همچنین عوامل دیگری را که WRF-ARW از محاسبه آنها عاجز است، محاسبه کنند. اما از آنجایی که WRF-Chem از نظر محاسباتی

جدول ۱. طرح‌واره‌های استفاده‌شده در بخش فیزیک مدل.

ردیف	عنوان طرح‌واره
۱	طرح‌واره خرد فیزیک ابر: طرح‌واره تامپسون (تامپسون و ایدهمر، ۲۰۱۴)
۲	طرح‌واره تابش طول موج کوتاه: RRTM (ملاور و همکاران، ۱۹۹۷)
۳	طرح‌واره تابش طول موج بلند: RRTM (ملاور و همکاران، ۱۹۹۷)
۴	طرح‌واره لایه مرزی سیاره‌ای: YSU (هانگ و همکاران، ۲۰۰۶)
۵	طرح‌واره پارامترسازی همرفت (برای دو حوزه بیرونی): طرح‌واره کین-فریچ (کین، ۲۰۰۴)
۶	طرح‌واره فیزیک سطح: طرح‌واره‌های پنج‌لایه‌ای بخش گرمایی (زانگ و آنتس، ۱۹۸۲)



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی سه حوزه مورد استفاده در شبیه‌سازی‌های مربوط به مدل WRF با تفکیک‌های افقی ۲۱، ۷ و ۲/۳۳۳۳ کیلومتر.

هیمسفلد (۱۹۹۲)، با تغییرهای اضافه‌ای که ایده‌مر و همکاران (۲۰۰۹) برای استفاده از پارامتر نم‌گیری (پیترز و کربدنویس، ۲۰۰۷) صورت دادند، ایجاد شد.

رابطه (۲) آهنگ تغییر تعداد قطرک‌های ابر را نشان می‌دهد. علامت‌های منفی و مثبت در این معادله به ترتیب نشان‌دهنده چاهه و چشمه قطرک‌های ابر است. با توجه به معادله، مشخص است که فرایندهای فعال‌سازی هسته‌های میعان ابر و ذوب بلورهای یخ، سبب افزایش تعداد قطرک‌ها می‌شوند و فرایندهای تولید باران و بلور یخ از قطرک ابر و همین‌طور جاروب شدن قطرک ابر به وسیله قطره‌های باران، برف و گویچه برف، سبب کاهش تعداد قطرک‌های ابر می‌شوند.

$$(2) \quad \frac{\text{تغییر تعداد قطرک‌های ابر}}{\text{تغییر زمان}} =$$

+ (تبخیر) - (برخورد با قطره‌های باران، برف و گویچه برف) -
 + (تبدیل به بلور یخ) - (ذوب بلورهای یخ)
 - (فعال‌سازی هسته‌های میعان ابر)
 (تبدیل به قطره باران از طریق برخورد و هم‌آمیزی).

۲-۴ وارد کردن هواویزها به مدل

به منظور نمایش بهتر توزیع افقی هواویزها و در جهت کاهش هزینه‌های محاسباتی، طرح‌واره خردفیزیک ابر تامپسون از اقلیم‌شناسی هواویزها بر اساس تعداد آن‌ها استفاده می‌کند. غلظت هواویزها در جو از شبیه‌سازی‌های چندساله (۲۰۰۷-۲۰۰۱) مدل جهانی GOCART (گینو و همکاران، ۲۰۰۱) که توسط کولارکو و همکاران در سال ۲۰۱۰ انجام گرفته است، استخراج و به مدل خورنده می‌شود. در این مدل جهانی، ذراتی که توسط منشأهای طبیعی و انسان‌زاد گسیل شده‌اند، به‌طور صریح و با توجه به اندازه‌شان مدل‌سازی می‌گردند. این داده‌ها شامل نسبت‌های اختلاط سولفات، نمک دریا، کربن آلی، گردوخاک و کربن سیاه هستند که از شبیه‌سازی

به‌منظور لحاظ کردن هواویزهای فعال‌شده به عنوان هسته‌های میعان ابر و هسته‌های یخ ابر و بنابراین پیش‌بینی تعداد قطرک‌های ابر، در مدل گنجانده شده است. در این طرح‌واره به‌جای پیش‌بینی انواع هواویزها و ترکیب شیمیایی آن‌ها که منجر به افزایش محاسبات و پیچیدگی‌های قابل توجه می‌شود، هواویزها به دو دسته هواویزهای نم‌گیر که به‌عنوان هواویزهای «آب دوست» شناخته می‌شوند و هواویزهای غیرنم‌گیر که به‌عنوان هواویزهای «یخ دوست» شناخته می‌شوند، تقسیم‌بندی می‌شوند. همه هواویزها به جز گردوخاک در دسته اول جای می‌گیرند (تامپسون و ایده‌مر، ۲۰۱۴). برای هر سه حالت آب (بخار، مایع و جامد)، نسبت اختلاط جرم و همچنین تعداد آب‌شهاب‌ها از معادله پایستگی زیر تبعیت می‌کنند:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \nabla \cdot (\rho U \phi) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (\rho V_{\phi} \phi)}{\partial z} + \delta \phi - S_{\phi}, \quad (1)$$

که ϕ نسبت اختلاط جرم یا تعداد آب‌شهاب‌ها، t زمان، ρ چگالی هوا، U بردار سه‌بعدی باد، z ارتفاع، V_{ϕ} سرعت سقوط وزنی مناسب ϕ ، $\delta \phi$ نمایشی از عملگر اختلاط مقیاس زیرشبکه‌ای و S_{ϕ} نمایشی از آهنگ فرایندهای خردفیزیک ابر است.

۲-۳ هسته‌زایی قطرک‌های ابر

هسته‌زایی قطرک‌های ابر از تعداد هواویزها (N_{wfa}) با استفاده از جدول مراجعه (چین و همکاران، ۲۰۰۲) انجام می‌گیرد. این جدول با استفاده از دمای پیش‌بینی مدل، سرعت قائم، تعداد هواویزهای در دسترس و مقادیر از پیش تعیین‌شده پارامتر نم‌گیری (در این مطالعه مقدار $0/4$) و شعاع میانگین هواویزها ($0/4 \mu\text{m}$) تعیین می‌شود. این جدول با به‌کارگیری نظریه فعال‌سازی کهلر و با استفاده از پنج متغیر درون بسته مدل‌سازی شده به‌وسیله فاین‌گلد و

همچنین هواویزها طی فرایند بارش نیز از جو خارج می‌شوند (جمله اول رابطه (۳)).

$$(۳) \quad \frac{\text{تغییر تعداد هواویزهای آب‌دوست}}{\text{تغییر زمان}} =$$

+ (برخورد با قطره‌های باران، برف و گویچه برف) -
- (فعال‌سازی هسته‌های میعان ابر) - (تبخیر قطره‌های ابر و باران)
(گسیل از سطح زمین) + (هسته‌زایی همگن حذف هواویزها)

۲-۵ آزمایش‌های عددی

ابتدا داده‌های مربوط به هواویزها از مدل GOCART استخراج می‌شود و بدون اینکه تغییری در تعداد هواویزها داده شود، این داده‌ها به مدل WRF خوراند می‌شود. پس از آن، مدل با انتخاب طرح‌واره‌های مناسب و اعمال تغییرات لازم اجرا می‌شود؛ این شبیه‌سازی که شبیه‌سازی کنترلی نامیده می‌شود برای اعتبارسنجی مدل انجام می‌گیرد.

پس از آن برای مشخص شدن واکنش فرایندهای خردفیزیک ابر و بارش به تغییر تعداد هواویزها دو شبیه‌سازی دیگر انجام می‌گیرد. شبیه‌سازی‌ها برای دو حالت که معرف هوای پاک و هوای آلوده هستند و تعداد هواویزهای آب‌دوست در آن‌ها به ترتیب به ۰/۲ و ۵ برابر غلظت‌های استخراج‌شده از مدل GOCART می‌رسد، اجرا گردیده است. نتایج این دو شبیه‌سازی در بخش ۴ بررسی می‌شود.

۲-۶ اعتبارسنجی مدل

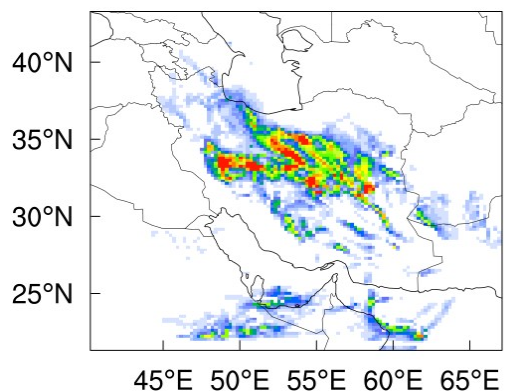
به منظور اعتبارسنجی نتایج شبیه‌سازی‌ها، بارش تجمعی ۲۴ ساعته برای شبیه‌سازی کنترلی با داده‌های حاصل از ماهواره TRMM با تفکیک افقی $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ مقایسه شده است (شکل ۲). همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود، مدل WRF به‌خوبی توانسته است الگوی کلی بارش را چه در مناطق شمالی و چه در جنوب ایران

هفت‌ساله مدل GOCART با تفکیک افقی 0.5° در راستای طول جغرافیایی و $1/25^\circ$ در راستای عرض جغرافیایی به‌دست آمده‌اند. برای کاهش درخور ملاحظه در عملیات محاسباتی، تمام این هواویزها به‌جز کربن سیاه و گردوخاک در طرح‌واره تامپسون ترکیب می‌شوند و به‌عنوان هسته‌های میعان ابر (CCN) عمل می‌کنند. ذرات گردوخاک با اندازه‌های مختلف نیز با یکدیگر ترکیب می‌شوند و در صورتی که جرم‌شان بزرگ‌تر از 0.5 میکرومتر گردد، به عنوان هسته‌های یخ (IN) عمل می‌کنند. در نهایت، نسبت اختلاط جرم این گونه‌ها با استفاده از تابع توزیع لوگ-نرمال با قطر مشخص و انحراف معیار هندسی که از مطالعه چین و همکاران (۲۰۰۲، جدول ۳) به‌دست می‌آید، به تعداد هواویزهای آب‌دوست و یخ‌دوست که در مدل WRF به‌عنوان QNIFA و QNWFA شناخته می‌شوند، تبدیل می‌شود.

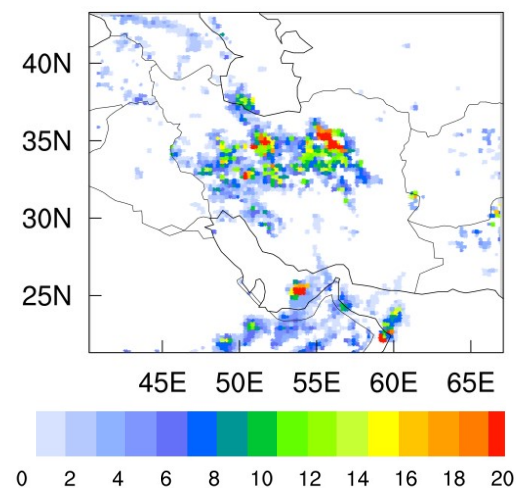
به منظور محاسبه تعداد هواویزها در طرح‌واره تامپسون جملاتی از جمله گسیل هواویزها، فعال‌سازی هسته‌های میعان ابر، هسته‌زایی ناهمگن هسته‌های یخ، انجماد نهشتی هواویزها، جاروب شدن هنگام بارش و تبخیر بارش در این طرح‌واره گنجانده شده است. لازم به توضیح است که گسیل هواویزها در طول دوره شبیه‌سازی نیز لحاظ می‌گردد که بر اساس چشمه‌هایی است که در مدل GOCART شناسایی شده‌اند. بدین ترتیب هواویزهایی که در خارج از حوضه مدل گسیل شده‌اند نیز در طول شبیه‌سازی از طریق مرزها وارد حوضه مدل می‌شوند. بنابراین چنین نیست که هواویزها تنها در شروع شبیه‌سازی به‌مدل خوراند می‌شوند و ثابت بمانند.

رابطه (۳) آهنگ تغییر تعداد هواویزهای نم‌گیر را نشان می‌دهد. زمانی که فرایند هسته‌زایی انجام می‌گیرد، از تعداد ذرات هواویز کاسته می‌شود (جمله سوم رابطه (۳))؛ اگرچه آن‌ها می‌توانند از طریق تبخیر قطره‌های ابر و قطره‌های باران مجدداً تولید شوند (جمله دوم رابطه (۳)).

پیش‌بینی کند اما در برخی مناطق، مدل بیشتر از مقدار واقعی تخمین زده است.



(الف)



(ب)

شکل ۲. بارش تجمعی از ساعت ۰۰:۰۰ UTC روز ۱۴ آوریل تا ۰۰:۰۰ UTC روز ۱۵ آوریل سال ۲۰۱۲ که توسط (الف) آزمایش کتلی شبیه‌سازی و (ب) سنجنده TRMM مشاهده شده است.

۳ تحلیل هم‌مدیدی بارش انتخاب‌شده

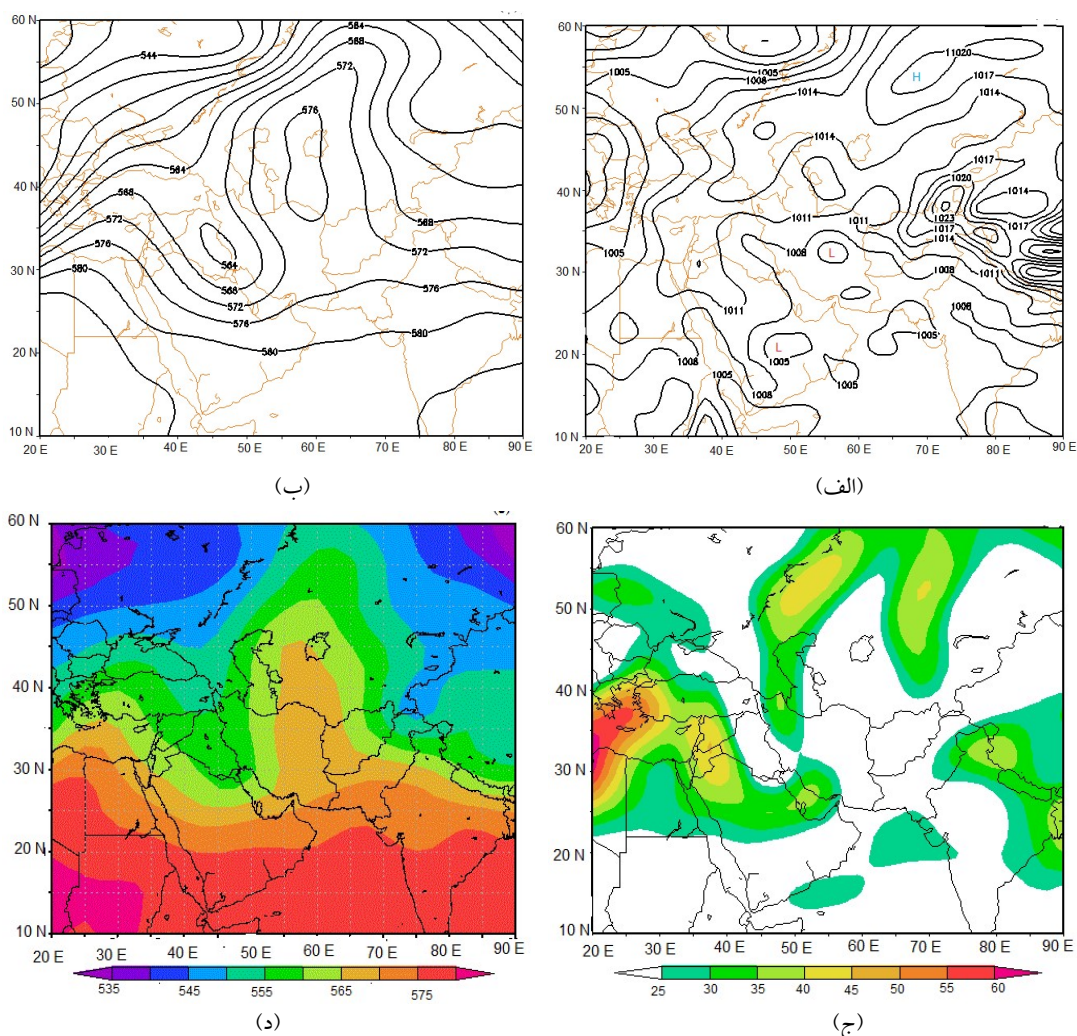
برای ارزیابی شرایط هم‌مدیدی بارش انتخاب شده، الگوهای گردش جوّی شامل نقشه‌های فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، رطوبت ویژه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، تندی باد تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال و همچنین ضخامت لایه ۵۰۰-۱۰۰۰، با استفاده از داده‌های مرکز ملی پژوهش‌های جوّی و مرکز ملی پیش‌بینی

محیطی آمریکا NCEP/NCAR برای روزهای ۱۳ و ۱۴ آوریل ترسیم و بررسی شد (در اینجا برای اختصار فقط نقشه‌های مربوط به ساعت ۰۰:۰۰ روز ۱۴ آوریل نشان داده شده است).

بررسی نقشه‌های سطح زمین نشان می‌دهد مرکز پرفشاری با هسته ۱۰۲۰ هکتوپاسکال که زبانه‌ای از پرفشار سبیری است، در شمال شرق خزر مستقر شده است (شکل ۳-الف). این مرکز با گذشت زمان به عرض‌های پایین‌تر و کشور ترکمنستان کشیده شده است (جهت اختصار شکل آورده نشده است). از طرفی یک مرکز کم‌فشار نیز با هسته ۱۰۰۵ هکتوپاسکال بر روی مناطق مرکزی و شرقی کشور دیده می‌شود. وجود این دو هسته کم‌فشار و پرفشار نشان‌دهنده گرا دیان شدید فشار است.

از طرفی بررسی ارتفاع ژئوپتانسیلی سطوح میانی جوّ نشان‌دهنده شکل‌گیری بندال اُمگا بر روی ایران در بازه زمانی یادشده است. در روزهای ۱۱ و ۱۲ آوریل پشته این بندال بر روی ایران قرار گرفته و جوّی آرام را در پی دارد (شکل نشان داده نشده است). با گذشت زمان این پشته به سمت شرق حرکت کرده و ناوه غربی آن بر روی نوار غربی ایران قرار می‌گیرد و اثر آن بر روی منطقه تهران آشکار می‌شود. در روز ۱۴ آوریل ناوه غربی عمیق‌تر و در مقایسه با روزهای قبل تقویت شده است و تأثیر آن علاوه بر نوار غربی در مناطق داخلی ایران نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳-ب).

به‌منظور بررسی سرعت باد در ترازهای بالایی جوّ نقشه‌های تندی باد تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال رسم و تحلیل شد. بررسی نقشه‌های این تراز نشان می‌دهد که از روز ۱۳ آوریل شاخه‌ای از جت جنب حاره که در این فصل سال به عرض‌های شمالی‌تر کشیده می‌شود، از هسته اصلی خود جدا شده و در راستای جنوب‌غربی-شمال‌شرقی به عرض‌های بالاتر (شمال غرب ایران) کشیده می‌شود (شکل نشان داده نشده است). با گذشت زمان مشخص

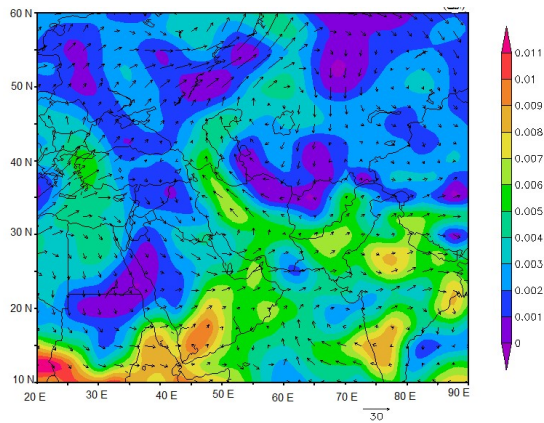


شکل ۳. نقشه‌های (الف) فشار سطح دریا به فاصله ۳ هکتوپاسکال، (ب) ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب ژئوپتانسیل دکامتر، (ج) تندی باد تراز ۲۵۰ میلی‌باری و (د) ضخامت لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ برای ساعت ۰۰:۰۰ UTC روز ۱۴ آوریل ۲۰۱۲.

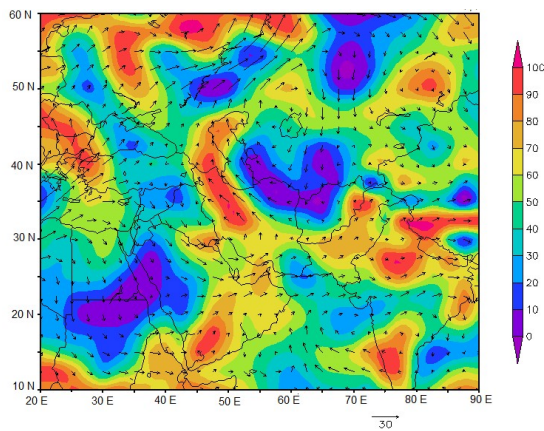
شرایط را برای صعود هوا مهیا کند (شکل ۳؛ الف، ب و ج).

همچنین بررسی نقشه‌های ضخامت لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ جو نیز حضور یک ناوه بسیار عمیق بر روی شمال غرب و غرب ایران را آشکار می‌کند. ریزش هوای سرد درون این ناوه عمیق از عرض‌های بالاتر و برخورد به هوای گرمی که در شمال آفریقا و عربستان حاکم است، موجب گرادیان شدید دمایی می‌شود و زمینه را برای ایجاد حرکت‌های صعودی فراهم می‌سازد (شکل ۳-د).

می‌شود که منطقه مورد مطالعه (تهران)، در سمت راست ورودی جت قرار گرفته است (شکل ۳-ج). همان‌گونه که می‌دانیم دو منطقه سمت راست ورودی جت و سمت چپ خروجی آن، منطقه واگرایی سطوح بالا است که می‌تواند با تخلیه هوا در ستون جو در این مناطق، سبب همگرایی هوا در سطح زمین و صعود بیشتر آن به سطوح بالا شود. با گذشت زمان این جت تضعیف شده و به شمال دریای خزر کشیده می‌شود. مقایسه تندی باد در این تراز، فشار سطح دریا و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نشان‌دهنده جوی ناپایدار است که می‌تواند



(الف)

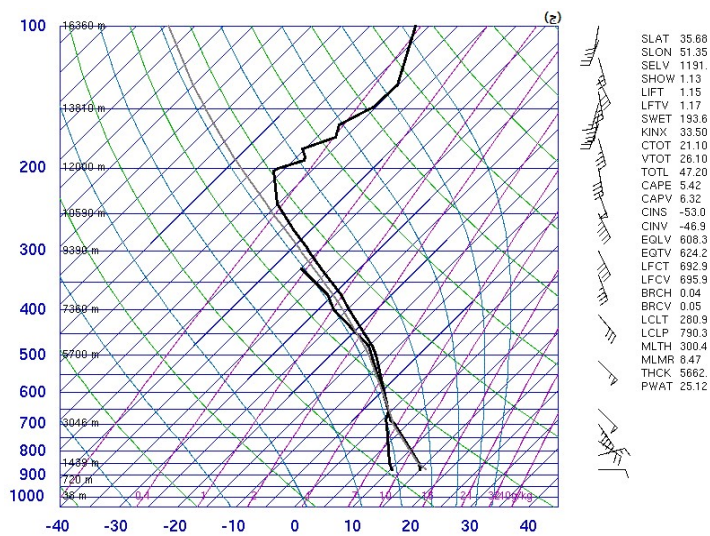


(ب)

شکل ۴. (الف) رطوبت ویژه و بردارهای باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، (ب) رطوبت نسبی و بردارهای باد تراز ۷۰۰ برای ساعت ۰۰:۰۰ روز ۱۴ آوریل.

به‌منظور بررسی منابع رطوبت جو در روز بارش، نقشه‌های رطوبت ویژه و رطوبت نسبی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و بردارهای باد این تراز برای دوره زمانی مذکور رسم و بررسی شد. بررسی بردارهای باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که رطوبت منتقل شده از دریای سرخ و دریای مدیترانه بر روی خلیج فارس همگرا شده و با عبور از خلیج فارس و تغذیه بیشتر به مناطق مرکزی، شمالی و غربی ایران کشیده می‌شود. با توجه به شکل ۴-الف می‌توان گفت نقش اصلی انتقال رطوبت را بیشتر دریای سرخ، خلیج فارس و دریای عمان ایفا می‌کنند. همچنین بررسی نقشه‌های رطوبت نسبی، رطوبت بالای جو در حدود ۹۰ درصد را به خوبی آشکار می‌کند (شکل ۴-ب).

با بررسی نقشه Skew-T ایستگاه فرودگاه مهرآباد تهران برای ساعت ۰۰:۰۰ روز ۱۴ آوریل که از وبگاه دانشگاه وایومینگ (Wyoming) گرفته شده است و با توجه به مقادیر برخی از شاخص‌های ناپایداری می‌توان ناپایداری جو را مشاهده کرد (شکل ۵). این شاخص‌ها در جدول ۲ آورده شده‌اند (برای اطلاع بیشتر راجع به این شاخص‌ها به میلر (۱۹۷۲) مراجعه شود).



شکل ۵. نقشه Skew-T ایستگاه فرودگاه مهرآباد تهران برای ساعت ۰۰:۰۰ روز ۱۴ آوریل ۲۰۱۲.

جدول ۲. شاخص‌های ناپایداری برای ساعت UTC ۰۰:۰۰ روز ۱۴ آوریل سال ۲۰۱۲ برای ایستگاه همدیدی فرودگاه مهرآباد تهران.

شاخص (آستانه)	CT (Cross Totals)	TT (Total Totals)	KI (K Index)	Show I (Shower Index)	زمان
(۲۰)	(۴۴)	(۲۰)	(۳)	(۳)	
۲۱/۱۰	۴۷/۲۰	۳۳/۵۰	۱/۱۳	۰۰:۰۰ روز ۱۴ آوریل	

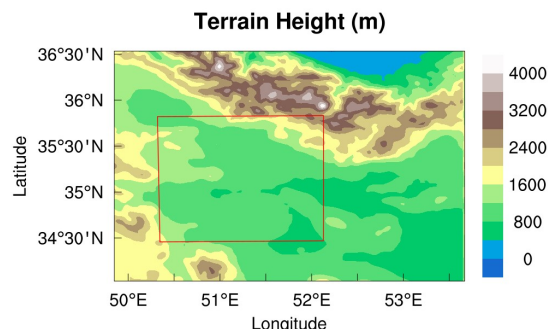
۴ بحث و نتایج

از آنجایی که مطالعه حاضر به بررسی تأثیر هواویزها بر بارش تهران می‌پردازد، نتایج شبیه‌سازی‌ها بر روی داخلی‌ترین حوزه مدل که تهران را در برمی‌گیرد و دارای تفکیک افقی بهتری است، بررسی می‌شود. شکل ۶ نمایشی از ناهمواری‌های این حوزه را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که بیشترین تغییر بارش سطحی با تغییر هواویزها در منطقه درون چارچوب قرمز رنگ که مناطق کم‌ارتفاع‌تر تهران را شامل می‌شود، رخ داده است. از این‌رو بررسی تأثیر هواویزها بر بارش در این منطقه بررسی شده است.

کوچک‌تر شده است. در واقع با افزایش تعداد هسته‌های میعان ابر، بخار آب موجود در جو بر روی تعداد هسته‌های بیشتری چگالش یافته‌اند؛ بنابراین تعداد قطره‌های ابر فعال شده بیشتر شده است. همچنین به دلیل رقابت برای کسب بخار آب در دسترس، شعاع قطره‌های فعال شده کوچک شده است. لازم به ذکر است که این یافته با نتایج مطالعه‌های پیشین (از جمله لی و همکاران، ۲۰۰۸ و وانگ و همکاران، ۲۰۱۱) هم‌خوانی دارد.

جدول ۳. تعداد هواویزهای آب‌دوست (cm^{-3})، تعداد قطره‌های ابر (cm^{-3}) و شعاع مؤثر قطره‌های ابر (μm) برای دو حالت پاک و آلوده که در محدوده مشخص شده در شکل ۶ و تمام ترازهای قائم میانگین‌گیری شده‌اند.

شبه‌سازی	تعداد هواویزها (cm^{-3})	تعداد قطره‌های ابر (cm^{-3})	شعاع قطره‌های ابر (μm)
حالت پاک	۱۵۵/۴۳	۴۳/۳۳	۷/۸۵
حالت آلوده	۴۱۴۲/۲۴	۴۸۷/۱۴	۴/۸۰



شکل ۶. نمایشی از ناهمواری‌های داخلی‌ترین حوزه مدل.

۴-۱ تأثیر تغییر تعداد هواویزها بر تغییر توزیع مکانی بارش

بارش تجمعی ۲۴ ساعته بر روی داخلی‌ترین حوزه مورد مطالعه برای دو حالت پاک و آلوده در شکل ۷ نشان داده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود در شرایط آلوده، بارش در برخی مناطق (منطقه مشخص شده در قسمت الف؛ از این پس منطقه "الف") در مقایسه با بارش همان منطقه در حالت پاک افزایش یافته است؛ اما در عرض‌های جغرافیایی بالاتر و طول جغرافیایی غربی‌تر (منطقه مشخص شده در قسمت ب؛ از این پس منطقه "ب") بارش در حالت پاک منطقه وسیع‌تری را در مقایسه

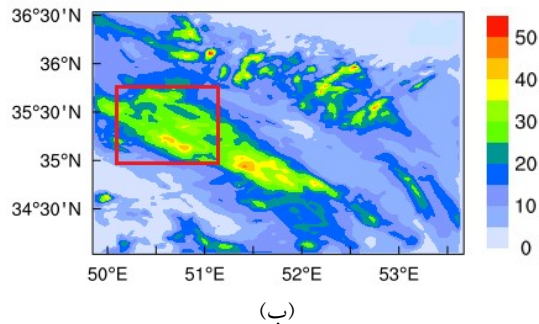
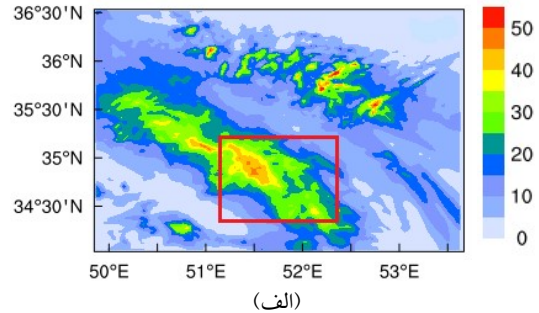
جدول ۳ تعداد اولیه هواویزهای آب‌دوست، تعداد قطره‌های ابر (cm^{-3}) و همچنین شعاع اولیه قطره‌ها (μm) را نشان می‌دهد که در دو حالت پاک و آلوده در حوزه نشان داده شده در شکل ۶ و تمامی ترازهای قائم میانگین‌گیری شده‌اند. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، با افزایش تعداد اولیه هواویزها، تعداد قطره‌های ابر فعال شده بیشتر شده، اما شعاع مؤثر این قطره‌ها

را در پی دارد. بنابراین افزایش بارش در حالت آلوده در منطقه "الف" را می‌توان این‌گونه توجیه کرد که در حالت آلوده با توقف بارش گرم و چگالش بیشتر بخار آب، گرمای نهان بیشتری آزاد می‌شود که سبب تقویت فراهنج‌ها می‌شود. تقویت فراهنج‌ها در حالت آلوده به‌خوبی در محدوده بین ۱۶۰ تا ۱۸۰ کیلومتری در شکل ۸ که با منطقه "الف" مطابق است، مشخص است. در این حالت، رشد قائم ابر و عبور قلّه آن از تراز صفر درجه سانتی‌گراد سبب تولید آب‌شهاب‌های منجمد می‌شود. رشد قائم بیشتر ابر، از یک طرف سبب افزایش آبراشباع ابر می‌شود که رشد پخشی قطرک‌های ابر و بلورهای یخ را افزایش می‌دهد و از طرف دیگر سبب طولانی‌تر شدن زمان رشد آب‌شهاب‌ها می‌شود و ذرات بارشی بزرگ‌تر می‌شوند؛ به‌نحوی که زمانی که از پایه ابر فرو می‌افتند کمتر تبخیر یا ذوب می‌شوند؛ بنابراین بارش بیشتری به سطح زمین می‌رسد. بررسی آب‌شهاب‌های تولیدشده در این منطقه، تولید زیاد برف را نشان می‌دهد (شکل ۹-۱).

الف). برف آب‌شهابی است که به دلیل برخورد بلورهای یخ با یکدیگر تولید می‌شود. به دلیل کاهش شعاع قطرک‌های ابر در حالت آلوده در منطقه مذکور، این قطرک‌ها می‌توانند طی فرایند برجران سبب رشد بلورهای یخ شوند. رشد بلورهای یخ در این منطقه سبب افزایش تولید برف می‌شود. تولید برف بیشتر در منطقه "الف" و ذوب‌شدن آن هنگام عبور از تراز صفر درجه سانتی‌گراد، سبب افزایش بارش سطحی در این منطقه شده است (شکل ۹-۲).

با افزایش هواویزها در منطقه "ب" شاهد کاهش بارش تجمعی ۲۴ ساعته هستیم. با توجه به جهت باد (شکل ۴ و ۵) و موقعیت جغرافیایی شهر تهران (مکان چشمه تولید هواویزها)، انتقال هواویزها به منطقه "ب" اتفاق می‌افتد. میانگین مکانی و زمانی تعداد هواویزها در حالت آلوده در منطقه "الف" برابر است با cm^{-3}

با حالت آلوده پوشش داده است. مقایسه قسمت‌های الف و ب در شکل ۷ همچنین نشان می‌دهد که مقدار بارش در منطقه "الف" مقادیر بیشتری را نشان می‌دهد.

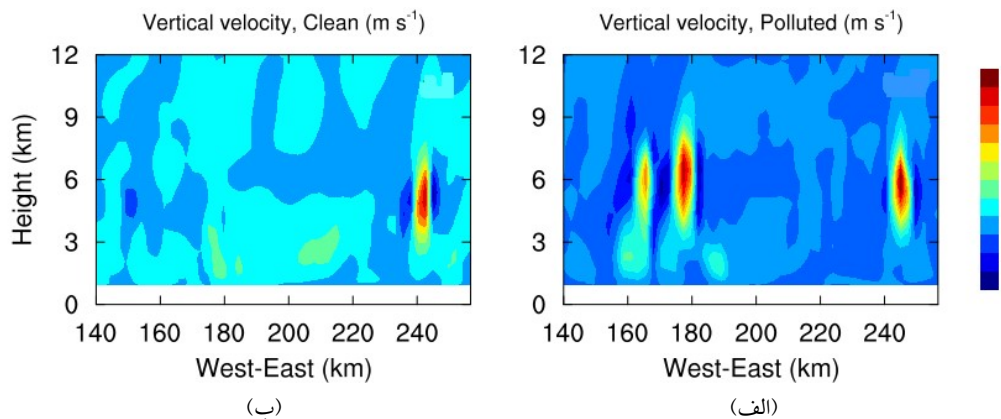


شکل ۷. بارش تجمعی ۲۴ ساعته از ساعت ۰۰:۰۰ UTC روز ۱۴ آوریل تا ساعت ۰۰:۰۰ UTC روز ۱۵ آوریل برای داخلی‌ترین حوزه مدل برای (الف) حالت آلوده و (ب) حالت پاک. بارش در منطقه قرمز رنگ مشخص شده در قسمت (الف) در مقایسه با بارش همان منطقه در حالت پاک و در قسمت (ب) در حالت پاک در مقایسه با حالت آلوده منطقه وسیع‌تری را پوشش داده است.

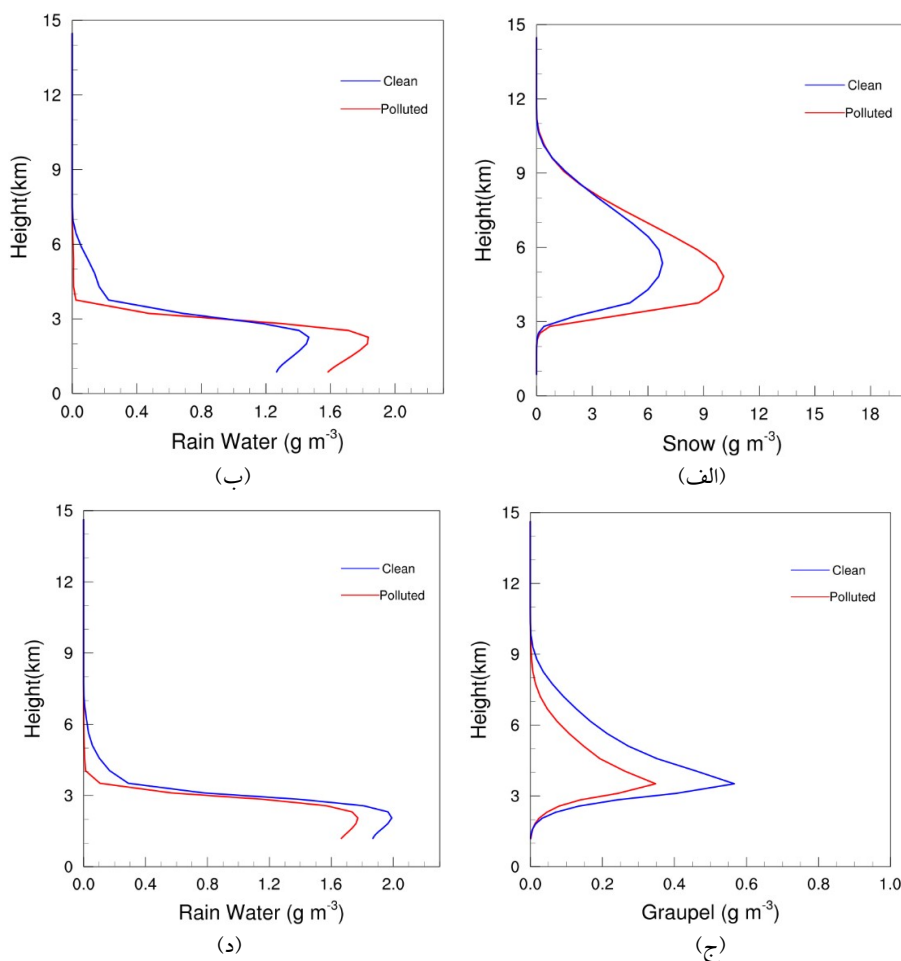
زمانی که تعداد هواویزها افزایش می‌یابد به دلیل رقابت برای کسب بخار آب در دسترس، اندازه قطرک‌های ابر فعال شده کوچک خواهد شد. سازوکار نهایی برای تبدیل قطرک ابر به قطره باران، رشد قطرک ابر از طریق فرایند برخورد و هم‌آمیزی است. این فرایندها به شدت به طیف اندازه قطرک‌ها و سرعت سقوط قطرک‌ها (که تابعی از شعاع قطرک‌هاست) بستگی دارد. بنابراین در حالت آلوده به دلیل کوچک شدن اندازه قطرک‌ها فرایندهای برخورد و هم‌آمیزی کاهش می‌یابد یا به‌طور کامل متوقف می‌شود که این امر توقف بارش گرم

۳۵۳۸/۹ است. این افزایش با توجه به جهت باد و موقعیت

در حالی که این تعداد در منطقه "ب" cm^{-3}



شکل ۸. سطح مقطع مؤلفه قائم سرعت بر روی عرض جغرافیایی $34^{\circ}32'$ شمالی در محدوده طول جغرافیایی $51^{\circ}25'$ شرقی و $52^{\circ}40'$ شرقی در ساعت UTC $17:00$ برای (الف) حالت آلوده و (ب) حالت پاک.



شکل ۹. نیمرخ قائم میانگین زمانی (از ساعت UTC $12:00$ روز ۱۴ آوریل تا ساعت UTC $00:00$ روز ۱۵ آوریل) چگالی جرمی آب شهابها برای دو حالت آلوده (خطوط قرمز رنگ) و پاک (خطوط آبی رنگ) که بر روی حوزه افقی مناطق "الف" (الف و ب) و "ب" (ج و د) جمع بسته شده است.

زیادی در دو حالت مشاهده نمی‌شود. اما از ساعت UTC ۱۵:۰۰ تا UTC ۲۰:۰۰ روز ۱۴ آوریل سال ۲۰۱۲، شاهد افزایش بارش تجمعی در حالت پاک در مقایسه با حالت آلوده هستیم و از ساعت UTC ۲۰:۰۰ به بعد بارش تجمعی در حالت آلوده افزایش می‌یابد. به همین دلیل به منظور آشکارشدن جزئیات بیشتر، آهنگ ساعتی بارش بررسی شده است (شکل ۱۱).

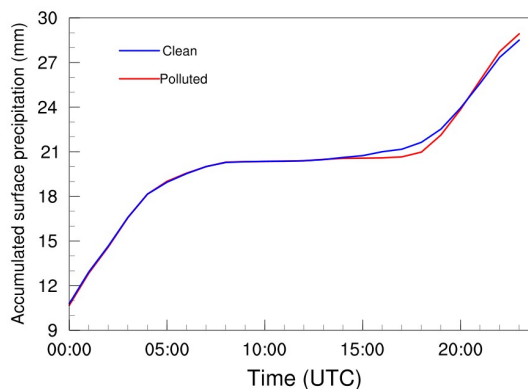
با توجه به شکل ۱۱، مشاهده می‌شود که در ساعت‌هایی از روز که مقدار بارش رسیده به سطح بیشتر بوده است (ساعت‌های UTC ۱۸:۰۰ تا UTC ۲۴:۰۰)، افزایش تعداد هواویزها سبب افزایش بیشتر بارش می‌شود. در مقابل در ساعت‌هایی که بارش رسیده به سطح کم بوده است (ساعت‌های UTC ۱۲:۰۰ تا UTC ۱۸:۰۰) افزایش هواویزها سبب کاهش بارش و در برخی موارد توقف بارش شده است.

شکل ۱۲ تغییر زمانی میانگین مکانی رطوبت نسبی (بر روی محدوده مشخص شده در شکل ۶ و همچنین در راستای قائم تا تراز ۲۰ میانگین‌گیری شده است) را در حالت کنترلی نشان می‌دهد. همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود، رطوبت نسبی در ساعت‌هایی از روز که مقدار بارش رسیده به سطح زمین ناچیز است (شکل ۱۱) کاهش یافته است. برای توجیه کاهش بارش در حالت آلوده در مقایسه با حالت پاک در این ساعت‌ها، می‌توان این‌گونه بیان کرد که به دلیل کاهش رطوبت جو و کوچک‌تر شدن قطره‌های ابر در حالت آلوده، توقف فرایندهای برخورد و هم‌آمیزی سبب توقف بارش گرم می‌شود. اما در این ساعت‌ها، به دلیل مقدار کم رطوبت در دسترس و توقف فرایندهای هسته‌زایی یخ، تولید گونه‌های بارشی منجمد در این حالت وجود ندارد یا بسیار کم است. همین امر سبب کاهش بارش در حالت آلوده در مقایسه با حالت پاک می‌شود.

جغرافیایی منطقه "ب" کاملاً توجیه‌پذیر است. بررسی‌ها نشان داد در منطقه "ب" که تعداد هواویزها افزایش یافته است، شعاع بلورهای یخ (۰/۱۳۵) در مقایسه با منطقه "الف" (۰/۱۴۱) کاهش یافته است؛ همین امر می‌تواند سبب کاهش فرایند یخ‌زدگی و تولید گویچه برف و بنابراین کاهش بارش در این منطقه شده باشد. اما در حالت پاک، گویچه برف بیشتری تولید شده که سبب افزایش بارش سطحی در این حالت می‌شود (شکل ۹، ج و د).

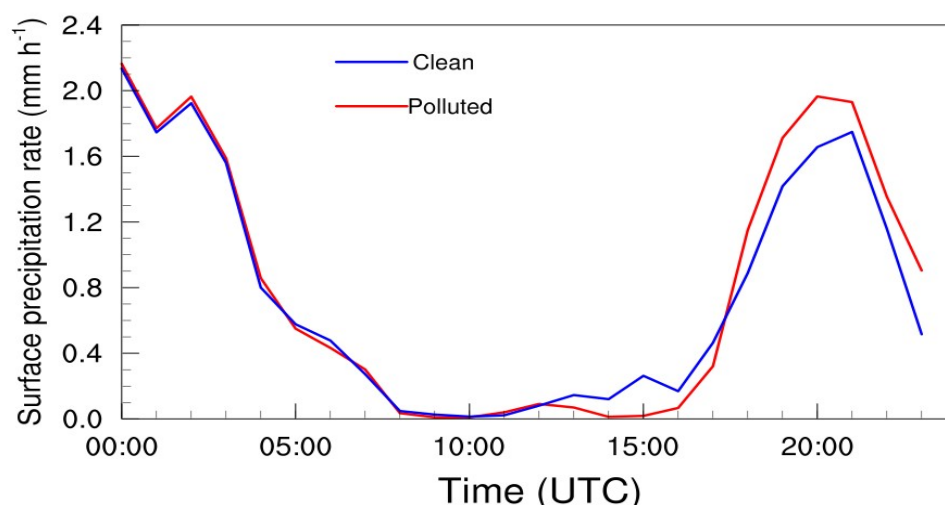
۲-۴ تأثیر تغییر تعداد هواویزها بر بارش: نقش تغییر رطوبت نسبی جو

بارش تجمعی ۲۴ ساعته که بر روی حوزه نشان داده شده در شکل ۶ میانگین‌گیری شده است، نشان می‌دهد که برای دو شبیه‌سازی حالت پاک و آلوده، تغییر شایان توجهی از نظر مقدار بارش اتفاق نمی‌افتد (شکل ۱۰).

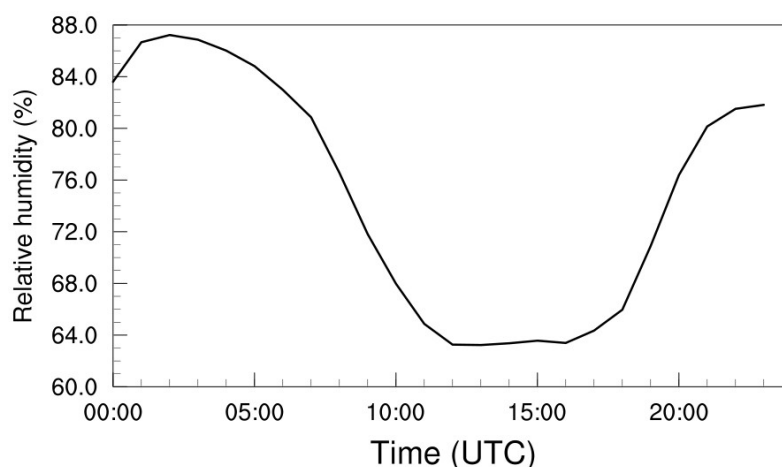


شکل ۱۰. تغییر زمانی بارش تجمعی برای دو حالت پاک (منحنی آبی‌رنگ) و آلوده (منحنی قرمز رنگ) که بر روی حوزه نشان داده شده در شکل ۶ میانگین گرفته شده است.

همان‌طور که در بخش قبل بررسی شد در هر دو شبیه‌سازی کاهش بارش در یک منطقه با افزایش بارش در منطقه دیگر جبران شده است. بنابراین زمانی که بارش تجمعی بر روی حوزه افقی میانگین گرفته می‌شود، تفاوت



شکل ۱۱. آهنگ ساعتی بارش که بر روی منطقه مشخص شده در شکل ۶ میانگین گرفته شده است، از ساعت ۰۰:۰۰ UTC روز ۱۴ آوریل تا ساعت ۲۳:۰۰ UTC روز ۱۴ آوریل سال ۲۰۱۲.



شکل ۱۲. تغییر زمانی میانگین مکانی رطوبت نسبی (%) برای شبیه‌سازی کنترلی از ساعت ۰۰:۰۰ تا ۲۳:۰۰ روز ۱۴ آوریل سال ۲۰۱۲.

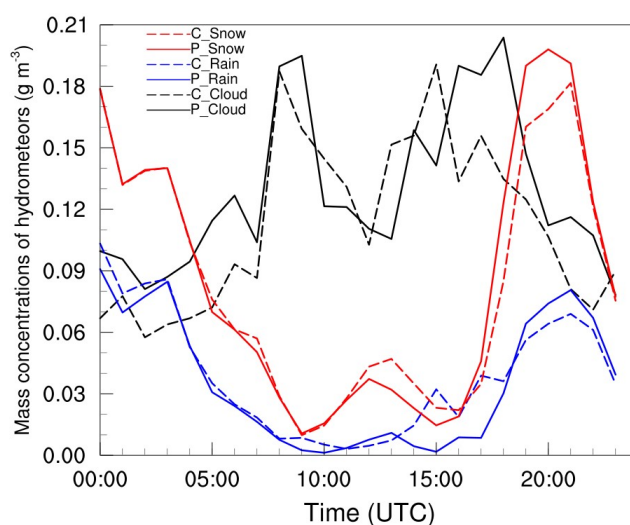
همان‌گونه که از شکل ۱۳ مشاهده می‌شود، از ساعت ۰۹:۰۰ UTC تا ۱۶:۰۰ UTC چگالی جرمی قطره‌های ابر در حالت پاک بیشتر از حالت آلوده است. میانگین زمانی (از ساعت ۰۹:۰۰ UTC تا ۱۶:۰۰ UTC) تعداد قطره‌های ابر در حالت پاک برابر با $64/99 \text{ cm}^{-3}$ بوده و در حالت آلوده برابر با $459/67 \text{ cm}^{-3}$ است. مقایسه تعداد قطره‌های ابر تولیدشده در دو حالت و چگالی جرمی آنها نشان می‌دهد که در حالت آلوده، شعاع قطره‌ها

برای بررسی دقیق‌تر تغییر زمانی بارش با تغییر تعداد هواویزها، تغییر زمانی آب‌شهاب‌های تولید شده در دو حالت آلوده و پاک بررسی شده است. شکل ۱۳ تغییر زمانی چگالی جرمی قطره‌های ابر (خطوط پر و خط‌چین سیاه‌رنگ)، قطره‌های باران (خطوط پر و خط‌چین آبی‌رنگ) و برف (خطوط پر و خط‌چین قرمز رنگ) را که بر روی حوزه افقی و در راستای قائم میانگین گرفته شده‌اند، نشان می‌دهد.

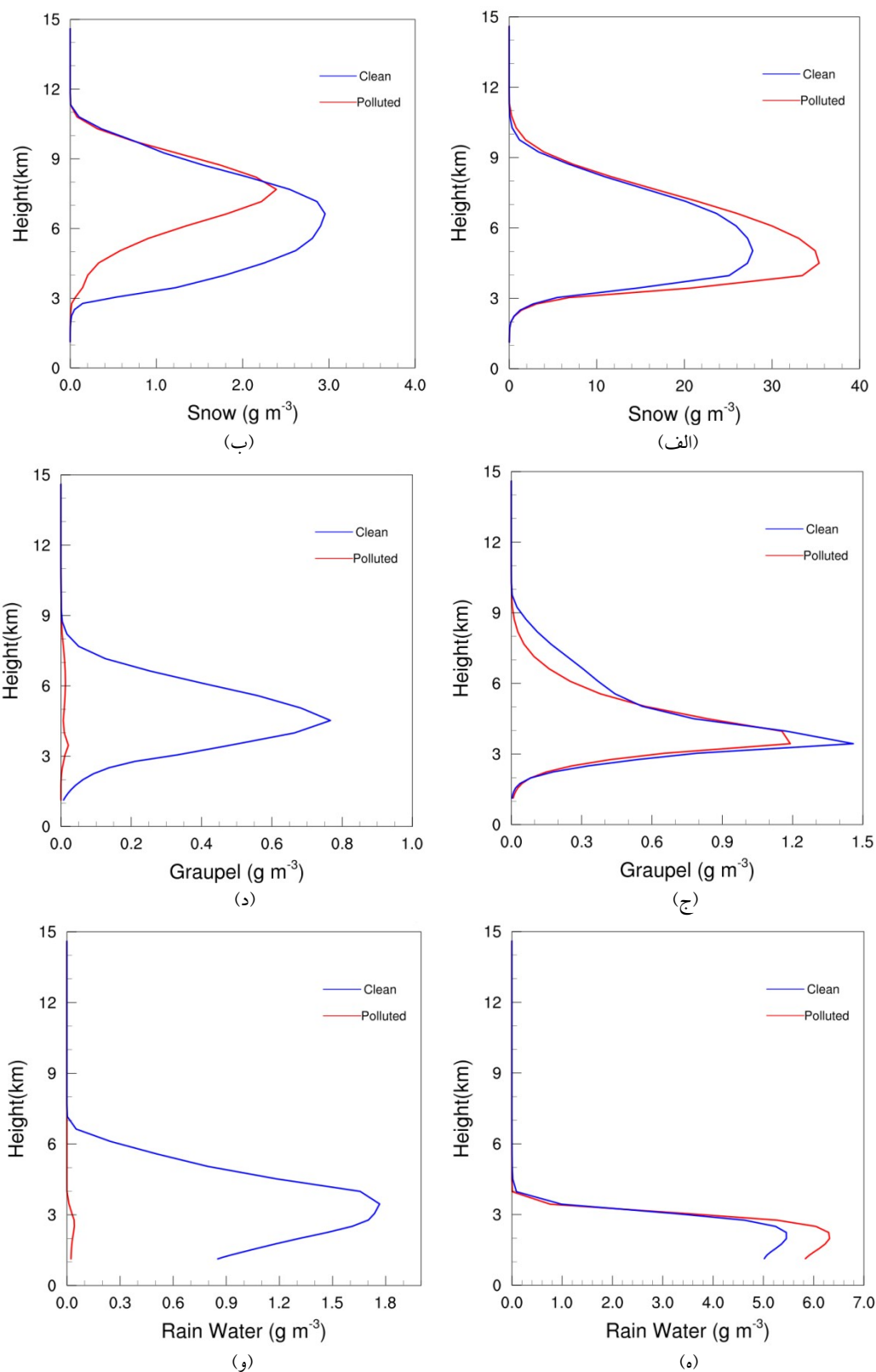
دلیل آزاد شدن گرمای نهان تبخیر بیشتر هنگام تبدیل به آب مایع، سبب افزایش ارتفاع قلهٔ ابر و انتقال آب شهاب‌ها به ارتفاع بالاتر می‌شود. با وجود گسترش قائم فراهنج‌ها، زمان رشد آب شهاب‌ها نیز طولانی‌تر شده است؛ بنابراین اندازهٔ بزرگ‌تری خواهند داشت و هنگام سقوط کمتر ذوب یا تبخیر می‌شوند. از این‌رو، زمانی که رطوبت موجود در جو بالاست، نه تنها تبدیل مؤثر قطرهٔ ابر به قطرهٔ باران صورت می‌گیرد و موجب افزایش بارش گرم می‌شود بلکه آب شهاب‌های منجمد نیز تولید می‌شوند؛ هر دوی این عوامل سبب افزایش بارش سطحی در این ساعت‌ها شده است.

همان‌گونه که بیان شد بارش رسیده به سطح از یک طرف به مقدار بارش گرم و از سوی دیگر به تولید آب شهاب‌های منجمد (برف و گویچهٔ برف) و بنابراین تولید بارش سرد وابسته است. برای بررسی جزئی‌تر واکنش متفاوت بارش به تغییر غلظت هواپیزها، نیمرخ چگالی جرمی آب شهاب‌ها (که بر روی حوزهٔ افقی جمع بسته شده است) در دو ساعت UTC ۲۰:۰۰ و UTC ۱۵:۰۰ در شکل ۱۴ نشان داده شده است.

کوچک‌تر از حالت پاک است. بنابراین به دلیل کاهش فرایندهای برخورد و هم‌آمیزی تبدیل قطرهٔ ابر به قطرهٔ باران صورت نگرفته است و همان‌گونه که از شکل پیداست، قطرهٔ باران در ساعت UTC ۱۵:۰۰ در حالت آلوده تولید نشده است. بنابراین در این ساعت، در حالت آلوده بارش گرم متوقف می‌شود. همچنین مطابق شکل، برف تولیدشده نیز در این ساعت‌ها در حالت آلوده مقادیر کمتری در مقایسه با حالت پاک دارد و توقف بارش گرم را نمی‌تواند جبران کند؛ بنابراین مجموع بارش رسیده به سطح کاهش یافته است. اما در ساعت‌های UTC ۱۸:۰۰ تا UTC ۲۱:۰۰ نه تنها قطرهٔ باران تشکیل شده در حالت آلوده بیشتر از حالت پاک است، بلکه برف تولیدشده نیز در این حالت بیشتر است. با توجه به شکل ۸ مشخص است که در حالت آلوده فراهنج‌های بزرگ‌تری وجود دارد. افزایش فراهنج‌ها، سبب افزایش کواشباع محیط شده و بنابراین افزایش رشد پخشی قطره‌های ابر و بلورهای یخ از طریق نهشت بخار آب بیشتر بر روی آن‌ها را به دنبال دارد. همچنین شکل ۱۲ به خوبی گویای این مطلب است که در این ساعت‌ها رطوبت نسبی افزایش یافته است. افزایش رطوبت نه تنها سبب رشد قطره‌های ابر می‌شود بلکه به



شکل ۱۳. تغییر زمانی میانگین افقی و قائم چگالی جرمی قطره‌های ابر (خطوط پر و خط‌چین سیاه‌رنگ)، قطره‌های باران (خطوط پر و خط‌چین آبی‌رنگ) و برف (خطوط پر و خط‌چین قرمز‌رنگ) برای دو حالت آلوده (خطوط پر) و پاک (خطوط خط‌چین).



شکل ۱۴. نیمرخ قائم (الف و ب): چگالی جرمی برف، (ج و د): گویچه برف و (ه و و): باران در دو حالت آلوده (خطوط قرمز رنگ) و حالت پاک (خطوط آبی رنگ) برای (الف، ج و ه): ساعت UTC ۲۰:۰۰ و (ب، د، و): ساعت UTC ۱۵:۰۰ روز ۱۴ آوریل سال ۲۰۱۲.

داشت. از طرفی شعاع میانگین بلورهای یخ برای حالت آلوده در ساعت UTC ۲۰:۰۰ و UTC ۱۵:۰۰ به ترتیب برابر با $15/13 \mu\text{m}$ و $12/16 \mu\text{m}$ است. کاملاً مشخص است که در ساعت UTC ۱۵:۰۰ اندازه بلورهای یخ نیز کوچک بوده است. بنابراین از آنجایی که فرایند یخ‌زدگی به شدت به اندازه قطرک‌های آب آبرسرد و بلورهای یخ بستگی دارد، این فرایند در حالت آلوده به شدت کاهش یافته است که توقف تولید گویچه برف در این ساعت را به دنبال دارد.

شکل‌های ۱۴-ه و ۱۴-و نمایشی از نیمرخ چگالی جرمی باران در دو ساعت UTC ۲۰:۰۰ و UTC ۱۵:۰۰ هستند. همان‌گونه که مشاهده می‌شود در ساعت UTC ۲۰:۰۰ با افزایش هواویزها، بارش رسیده به سطح افزایش یافته است. با توجه به مطالب بیان شده، رطوبت بالای جو در این ساعت سبب رشد قطرک‌های ابر و تبدیل آن‌ها به قطره باران می‌شود. همچنین به دلیل چگالش بیشتر بخار آب و بنابراین آزاد شدن بیشتر گرمای نهان، رشد قائم ابر سبب تولید آب‌شهاب‌های منجمد بیشتر در این ساعت شده است (شکل ۱۴؛ الف و ج). زمانی که این آب‌شهاب‌ها هنگام عبور از تراز صفر درجه سانتی‌گراد ذوب می‌شوند، سبب افزایش بارش رسیده به سطح می‌شوند. اما در ساعت UTC ۱۵:۰۰ که مقدار بارش سطحی به شدت کم است، افزایش تعداد هواویزها سبب کاهش شدید بارش شده است. علت کاهش درخور توجه باران در این ساعت در حالت آلوده، کوچک بودن اندازه قطرک‌های ابر تولید شده و بنابراین کاهش فرایندهای برخورد و هم‌آمیزی است که کاهش بارش گرم را به دنبال دارد. از طرف دیگر، گویچه برف تولید شده تقریباً صفر است و بنابراین نمی‌تواند تأثیری در بارش سطحی داشته باشد (شکل ۱۴-ج). همچنین برف تولید شده در این ساعت به علت شعاع کوچک ($4/3 \mu\text{m}$) سرعت سقوط کمی دارد و احتمالاً در ابر باقی می‌ماند و نقشی در تولید

قسمت الف شکل ۱۴ نشان‌دهنده مقدار چگالی جرمی برف در ساعت UTC ۲۰:۰۰ برای دو حالت آلوده (خط قرمز) و پاک (خط آبی) است. با توجه به شکل کاملاً مشخص است که در این ساعت، تولید برف در حالت آلوده بیشتر از حالت پاک بوده است. رطوبت نسبی جو در این ساعت زیاد است و با افزایش تعداد هواویزها و هسته‌زایی بیشتر قطرک‌های ابر، گرمای نهان بیشتری آزاد می‌شود که سبب افزایش ارتفاع ابر و تولید یخ بیشتر می‌گردد. همان‌گونه که پیش‌تر بیان شد، برف از برخورد بلورهای یخ و طی فرایند انبوهش تولید می‌شود؛ بنابراین با افزایش تولید یخ، برف بیشتری نیز در حالت آلوده تولید شده است. اما در ساعت UTC ۱۵:۰۰ که رطوبت جو کم است و همرفت کاهش یافته است، برف تولید شده به شدت از مقادیر برف تولید شده در ساعت UTC ۲۰:۰۰ کمتر است. در این ساعت، برف تولید شده در حالت پاک بیشتر از حالت آلوده است. ممکن است علت کاهش تولید برف در این ساعت، کاهش رطوبت جو باشد که سبب توقف رشد قائم ابر می‌شود و کاهش تولید بلورهای یخ را در پی دارد و نهایتاً به کاهش تولید برف انجامیده است.

چنان‌چه پیش‌تر اشاره شد افزایش هواویزها در جو به علت کاهش شعاع قطرک آب آبرسرد و بلور یخ، موجب کاهش فرایند یخ‌زدگی می‌شود. بنابراین تولید گویچه برف کاهش می‌یابد. شکل‌های ۱۴-ج و ۱۴-د به خوبی کاهش تولید گویچه برف را در حالت آلوده در مقایسه با حالت پاک در هر دو ساعت UTC ۱۵:۰۰ و UTC ۲۰:۰۰ نشان می‌دهند. کاهش گویچه برف سبب کاهش بارش منجمد می‌شود. تفاوت مقادیر گویچه تولید شده بین دو حالت پاک و آلوده در ساعت UTC ۱۵:۰۰ درخور توجه است که ممکن است به دلیل رطوبت کم جو در این ساعت باشد. زمانی که رطوبت جو کم است، قطرک‌های ابر تشکیل شده در حالت آلوده به دلیل رقابت برای کسب بخار آب، شعاع‌های کوچک‌تری خواهند

ملاحظه‌تر از تأثیرشان در شرایطی است که رطوبت جو بسیار زیاد است. در مطالعه تامپسون و ایدهمر (۲۰۱۴) نیز تأثیر بیشتر هواویزها بر بارش سبک گزارش شده است.

به منظور بررسی جزئی‌تر تغییر بارش در اثر تغییر هواویزها، براساس مطالعه وانگ و همکاران (۲۰۱۵)، بارش به سه دسته بارش ملایم ($< 0.41 \text{ mm h}^{-1}$)، بارش متوسط ($0.41-1.04 \text{ mm h}^{-1}$) و بارش شدید ($> 1.04 \text{ mm h}^{-1}$) تقسیم‌بندی شد. شکل ۱۵ درصد بارش برای این سه دسته‌بندی را نشان می‌دهد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، با افزایش تعداد هواویزها مقدار بارش‌های ملایم و متوسط کاهش یافته است؛ درحالی‌که بارش سنگین افزایش یافته است. این نتایج، مشابه نتایج پژوهش‌های کیان و همکاران (۲۰۰۹) و وانگ و همکاران (۲۰۱۵) است.

از آنجایی که مقدار بارش و مقدار تبخیر در مقیاس جهانی باید در تعادل باشند، بنابراین کاهش یا توقف بارش در ابرهای کم‌عمق باید با افزایش بارش در ابرهای عمیق جبران شود (روزنفلد و همکاران، ۲۰۰۸)؛ بنابراین کاهش بارش ملایم و متوسط با افزایش بارش شدید همراه است؛ بدین نحو که با افزایش هواویزها و تولید آب مایع ابر بیشتر و توقف بارش، آب تولیدشده در ابر باقی می‌ماند و با همرفت بیشتر و رشد قائم بیشتر ابر به آب‌شهاب‌های منجمد تبدیل می‌شود. بنابراین با افزایش بارش سرد سبب افزایش بارش شدید در مقیاسه با حالت پاک می‌شود.

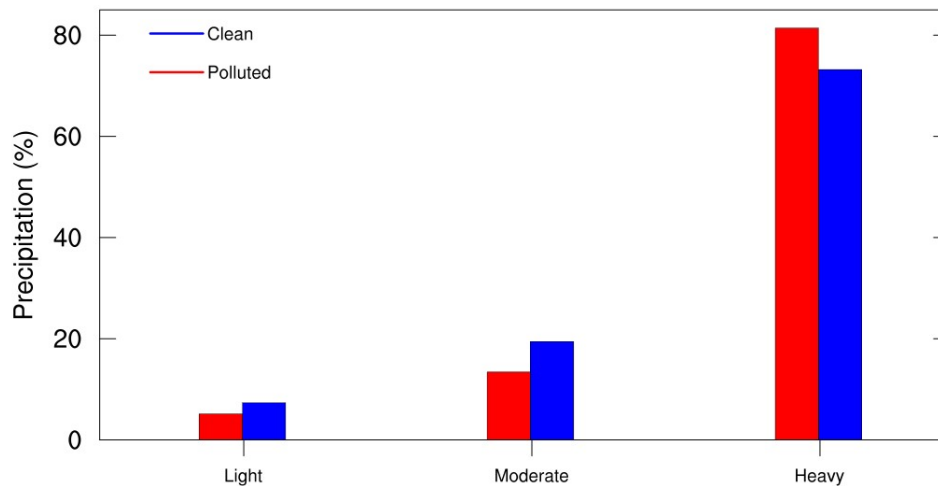
۵ نتیجه‌گیری

مقاله حاضر به‌منظور بررسی تأثیر توآمان هواویزها و رطوبت نسبی بر فرایندهای خردفیزیک ابر و بارش مدل WRF با به‌کارگیری طرح‌واره خردفیزیک ابر تامپسون برای شبیه‌سازی رخداد توفان تندی ۱۴ آوریل ۲۰۱۲ که به وقوع سیل در تهران انجامید، اجرا شد. داده‌های مربوط به هواویزها از شبیه‌سازی هفت ساله مدل جهانی

بارش در این ساعت ایفا نمی‌کند. در حالی که شعاع میانگین برف تولیدشده در ساعت UTC ۲۰:۰۰ برابر با $262 \mu\text{m}$ است که سبب افزایش سرعت سقوط آن می‌گردد و نقش شایان توجهی در افزایش بارش سطحی در ساعت UTC ۲۰:۰۰ در حالت آلوده ایفا می‌کند.

با توجه به شکل ۱۴ کاملاً واضح است که مقدار بارش سطح در دو ساعت UTC ۱۵:۰۰ و UTC ۲۰:۰۰ با تغییر هواویزها تغییر می‌کند اما چگونگی این تغییر متفاوت است. ارتفاع پایه ابر در ساعت UTC ۲۰:۰۰ به علت رطوبت بالای جو، از ارتفاع پایه ابر تشکیل‌شده در ساعت UTC ۱۵:۰۰ که رطوبت جو پایین است، کمتر است. همچنین، ارتفاع بیشینه بارش تولیدشده در ساعت UTC ۲۰:۰۰ از ارتفاع بیشینه بارش در ساعت UTC ۱۵:۰۰ کمتر است. همین امر سبب می‌شود که بارش ارتفاع کمتری را طی کند؛ بنابراین بارش بیشتری به سطح زمین می‌رسد. از طرف دیگر، جو مرطوب سبب کاهش تبخیر و ذوب گونه‌های بارشی می‌شود. اما در ساعت UTC ۱۵:۰۰ ارتفاع بیشینه بارش، از ارتفاع بیشینه بارش در ساعت UTC ۲۰:۰۰ بیشتر است؛ بنابراین بارش تولیدشده در این ساعت مسیر بیشتری را در جو خشک طی می‌کند و با روند کاهشی بیشتری به سطح زمین می‌رسد. علاوه بر این، کاهش بارش در این ساعت برای حالت آلوده، بسیار قابل ملاحظه‌تر از کاهش بارش در ساعت UTC ۲۰:۰۰ در حالت پاک می‌باشد؛ علت این موضوع همان‌گونه که قبلاً بیان شد رطوبت کم جو است که از یک سو با کاهش شعاع قطرک ابر سبب کاهش فرایندهای برخورد و هم‌آمیزی می‌شود و تولید قطره‌های باران را متوقف می‌کند و از طرف دیگر با کاهش تولید آب‌شهاب‌های منجمد سبب کاهش درخور توجه بارش سطح می‌شود.

با توجه به مطالب بیان‌شده، می‌توان نتیجه گرفت که تأثیر تغییر تعداد هواویزها بر کاهش یا توقف بارش در جو خشک‌تر که بارش‌های سبک را در پی دارد، بسیار قابل



شکل ۱۵. درصد مقدار بارش در منطقه مشخص شده در شکل ۶ برای سه دسته‌بندی بارش (ملازم، متوسط و شدید) برای دو حالت پاک (ستون‌های آبی‌رنگ) و آلوده (ستون‌های قرمز‌رنگ).

سبب افزایش بارش سطحی می‌شود، در حالی که در ساعت‌هایی که رطوبت نسبی جو کم است، کاهش بارش و گاهی توقف کامل بارش را در پی دارد. شایان ذکر است که این مطالعه یک مطالعه موردی است و نتایج آن به توفان‌های تندری دیگر که ویژگی‌های متفاوتی دارند یا در دیگر مناطق دنیا رخ می‌دهند، قابل بسط نیست.

منابع

- Ackerman, A. S., Toon, O. B., Stevens, D. E., Heymsfield, A. J., Ramanathan, V., and Welton, E. J., 2000, Reduction of tropical cloudiness by soot. *Science*, **288**(5468), 1042-1047.
- Albrecht, B. A., 1989, Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, **45**(4923), 1227-1230.
- Alizadeh-Choozari, O. and Gharaylou, M., 2017, Aerosol impacts on radiative and microphysical properties of clouds and precipitation formation: *Atmospheric Research*, **185**, 53-64.
- Andreae, M. O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A. A., Frank, G. P., Longo, K. M., and Silva-Dias, M. A. F., 2004, Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, **303**(5662), 1337-1342.

GOCART استخراج و به مدل WRF خورانده شد. دو شبیه‌سازی انجام گرفت که معرف هوای پاک و آلوده هستند و غلظت هواویزها در آن‌ها ۰/۲ و ۵ برابر غلظت استخراج شده از مدل GOCART است.

نتایج شبیه‌سازی‌ها نشان داد که توزیع مکانی بارش در دو حالت پاک و آلوده متفاوت است؛ به نحوی که در جو آلوده در برخی مناطق فراهنج‌های شدیدتری وجود دارد که بارش‌های شدیدتری را نیز در پی دارد. افزایش فراهنج‌ها در این مناطق سبب می‌شود که زمان رشد آب‌شهاب‌ها طولانی‌تر و اندازه‌شان بزرگ‌تر گردد؛ در نتیجه، زمانی که از پایه ابر فرو می‌افتند کمتر تبخیر و ذوب می‌شوند که افزایش بارش سطحی در این مناطق را در پی دارد. از طرفی کاهش بارش در حالت آلوده در مناطق پایین‌دست جریان باد شبیه‌سازی گردید؛ علت آن کاهش شعاع بلورهای یخ است که به کاهش فرایند یخ‌زدگی و تولید گویچه برف منجر می‌شود. همچنین، بررسی آهنگ ساعتی بارش نشان داد در ساعت‌هایی که رطوبت نسبی جو بالاست و بخار آب به اندازه کافی در جو وجود دارد، افزایش تعداد هواویزهای آب‌دوست

- Hong, S. Y., Noh, Y. and Dudhia, J., 2006, A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes: *Monthly Weather Review*, **134**(9), 2318-2341
- Janjic, Z., 1996, The Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP eta model, paper presented at 11th Conference on Numerical Weather Prediction, American Meteorological Society, Norfolk, Va., 19–23 Aug.
- Kain, J. S., 2004, The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *Journal of Applied Meteorology*, **43**, 170-181.
- Khain, A., Rosenfeld, D. and Pokrovsky, A., 2005, Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**(611), 2639-2663.
- Khain, A. P., BenMoshe, N., and Pokrovsky, A., 2008, Factors determining the impact of aerosols on surface precipitation from clouds: An attempt at classification: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **65**(6), 1721-1748.
- Khain, A. P., 2009, Notes on state-of-the-art investigations of aerosol effects on precipitation: a critical review: *Environmental Research Letters*, **4**(1), 015004.
- Koren, I., Kaufman, Y. J., Rosenfeld, D., Remer, L. A., and Rudich, Y., 2005, Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds: *Geophysical Research Letters*, **32**(14), L14828-1.
- Lebo, Z. J., and Morrison, H., 2013, A novel scheme for parameterizing aerosol processing in warm clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **70**(11), 3576-3598.
- Lee, S. S., Feingold, G., and Chuang, P. Y., 2012, Effect of aerosol on cloud–environment interactions in trade cumulus. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **69**(12), 3607-3632.
- Levin, Z., and Cotton, W. R., 2008, Aerosol pollution impact on precipitation: a scientific review. Springer. cumulus. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **69**(12), 3607-3632.
- Li, G., Wang, Y. and Zhang, R., 2008. Implementation of a two-moment bulk microphysics scheme to the WRF model to investigate aerosol-cloud interaction. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**(D15).
- Lin, J. C., Matsui, T., Pielke, R. A., and Kummerow, C., 2006, Effects of Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Hales, J. M., Cess, R. D., Coakley, J. J., Hansen, J. E., and Hofmann, D. J., 1992, Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, **255**(5043), 423-430.
- Chin, M., Ginoux, P., Kinne, S., Torres, O., Holben, B. N., Duncan, B. N., Martin, R. V., Logan, J. A., Higurashi, A. and Nakajima, T., 2002, Tropospheric aerosol optical thickness from the GOCART model and comparisons with satellite and Sun photometer measurements: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**(3), pp.461-483.
- Colarco, P., da Silva, A., Chin, M. and Diehl, T., 2010, Online simulations of global aerosol distributions in the NASA GEOS-4 model and comparisons to satellite and ground-based aerosol optical depth. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **115**(D14).
- Eidhammer, T., DeMott, P. J. and Kreidenweis, S. M., 2009, A comparison of heterogeneous ice nucleation parameterizations using a parcel model framework. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**(D6).
- Fan, J., R. Zhang, G. Li, and W.-K. Tao., 2007a, Effects of aerosols and relative humidity on cumulus clouds. *Journal of Geophysical Research*, **112**, D14204, doi : 10.1029/2006JD008136.
- Fan, J., R. Zhang, G. Li, W.-K. Tao, and X. Li., 2007b, Simulation of cumulus clouds using a spectral microphysics cloudresolving model. *Journal of Geophysical Research*, **112**, D04201, doi:10.1029/ 2006JD007688.
- Fan, J., Yuan, T., Comstock, J.M., Ghan, S., Khain, A., Leung, L.R., Li, Z., Martins, V.J. and Ovchinnikov, M., 2009, Dominant role by vertical wind shear in regulating aerosol effects on deep convective clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**(D22).
- Feingold, G. and Heymsfield, A. J., 1992, Parameterizations of condensational growth of droplets for use in general circulation models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **49**(23), 2325-2342.
- Ginoux, P., Chin, M., Tegen, I., Prospero, J. M., Holben, B., Dubovik, O., Lin, S. J., 2001, Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model: *Journal of Geophysical Research*, **106**, (D17), 20255–20273.

- precipitation?: *Science*, **321**(5894), 1309-1313.
- Seifert, A., and Beheng, K. D., 2006, A two-moment cloud microphysics parameterization for mixed-phase clouds. Part 2: Maritime vs. continental deep convective storms: *Meteorology and Atmospheric Physics*, **92**(1-2), 67-82.
- Tao, W. K., Chen, J. P., Li, Z., Wang, C., and Zhang, C., 2012, Impact of aerosols on convective clouds and precipitation: *Reviews of Geophysics*, **50**, RG2001.
- Teller, A. and Levin, Z., 2006, The effects of aerosols on precipitation and dimensions of subtropical clouds: a sensitivity study using a numerical cloud model: *Atmospheric Chemistry and Physics*, **6**(1), 67-80.
- Thompson, G., and Eidhammer, T., 2014, A study of aerosol impacts on clouds and precipitation development in a large winter cyclone: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **71**(10), 3636-3658.
- Twomey, S., 1977, The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **34**(7), 1149-1152.
- Wang, C., 2005, A modeling study of the response of tropical deep convection to the increase of cloud condensation nuclei concentration: 1. Dynamics and microphysics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D21).
- Wang, Y., Wan, Q., Meng, W., Liao, F., Tan, H. and Zhang, R., 2011, Long-term impacts of aerosols on precipitation and lightning over the Pearl River Delta megacity area in China: *Atmospheric Chemistry and Physics*, **11**(23), 12421-12436.
- Wang, Y., 2015, *Aerosol-Cloud Interactions from Urban, Regional, to Global Scales*. Springer.
- Zhang, D., and Anthes, R. A., 1982, A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *Journal of Applied Meteorology*, **21**(11), 1594-1609.
- Zhang, R., Li, G., Fan, J., Wu, D. L., and Molina, M. J., 2007, Intensification of Pacific storm track linked to Asian pollution *Proceedings of the National Academy of Sciences* **104**(13), 5295-5299.
- biomass-burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: A satellite-based empirical study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **111**, D19204.
- Liu, J., Zheng, Y., Li, Z. and Cribb, M., 2011, Analysis of cloud condensation nuclei properties at a polluted site in southeastern China during the AMF-China Campaign. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D16).
- Mashayekhi, R. and Sloan, J. J., 2014, Effects of aerosols on precipitation in north-eastern North America: *Atmospheric Chemistry and Physics*, **14**(10), 5111-5125.
- Miller, R. C., 1972, Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central (No. AWS-TR-200-REV). Air Weather Service Scott AFB IL.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., Clough, S. A., 1997, Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave: *Journal of Geophysical Research*. 102 (D14), 16663-16682.
- Petters, M. D. and Kreidenweis, S. M., 2007, A single parameter representation of hygroscopic growth and cloud condensation nucleus activity. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **7**(8), 1961-1971.
- Pöschl, U., 2005, *Atmospheric aerosols: composition, transformation, climate and health effects: Angewandte Chemie International Edition*, **44**(46), 7520-7540.
- Qian, Y., Gong, D., Fan, J., Leung, L. R., Bennartz, R., Chen, D. and Wang, W., 2009, Heavy pollution suppresses light rain in China: Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D7).
- Rosenfeld, D., 1999, TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall: *Geophysical Research Letters*, **26**(20), 3105-3108.
- Rosenfeld, D., Lohmann, U., Raga, G. B., O'Dowd, C. D., Kulmala, M., Fuzzi, S., Reissell, A. and Andreae, M. O., 2008, Flood or drought: how do aerosols affect

Aerosol impact on precipitation under different relative humidities: A case study

Fatemeh Zarei¹, Maryam Gharaylou^{2*}, and Omid.Alizadeh²

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

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

(Received: 07 December 2016, Accepted: 12 April 2017)

Summary

Although cloud properties and precipitation formation are primarily affected by atmospheric dynamics, cloud microphysical features also play key roles. The aerosol number concentration strongly influences cloud microphysics and precipitation formation, mainly through affecting the formation of cloud droplets and ice crystals.

In the current research, using the Thompson aerosol-aware microphysics scheme implemented on the Weather Research and Forecasting (WRF) model, the effects of aerosol number concentration was investigated on the precipitation formation of a heavy rainfall in Tehran. The aerosol number concentrations were obtained from the Goddard Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport (GOCART) model, while the National Center for Environmental Prediction Final Analysis (NCEP/FNL) dataset was used for the initial and lateral boundary conditions. Two numerical simulations were conducted, referred to as the clean and polluted experiments. The initial hygroscopic aerosol number concentrations, compared to the values obtained from the GOCART model, were reduced to one-fifth and increased by a factor of 5 in the clean and polluted experiments, respectively. The model simulations were run with three nested domains, with horizontal resolutions of 21, 7 and 2.3333 km, and 45 levels in the vertical position, reaching up to the 50 hPa level. Simulations were conducted for 30 hours, starting from 18:00 UTC April 13, 2012, from which, the first 6 hours were considered as the model spin-up. The Rapid Radiative Transfer Model (RRTM; Mlawer et al., 1997) was used for the shortwave and longwave radiation, respectively. The land surface scheme and surface layer scheme were based on the five-layer thermal diffusion and the revised MM5 similarity theory, respectively (Zhang and Anthes, 1982). The non-local Yonsei University (YSU) scheme was employed for the parameterizations of the boundary layer processes (Hong et al., 2006). The Kain-Fritsch scheme (Kain, 2004) was used to parameterize moist convection in the mother and first nested domains, while it was explicitly modelled in the innermost domain.

Results indicated that changes in the aerosol number concentration are associated with changes in the spatial distribution of precipitation. Stronger updraft cores were found in the polluted experiment, entailing higher precipitation, longer growth times, and larger sizes of hydrometeor; accordingly, more raindrops survived from the evaporation after falling from the cloud base, increasing the surface precipitation. On the other hand, surface precipitation decreased in the downstream, primarily due to the decrease in the effective radii of ice crystals, reducing the riming processes and the amounts of graupels. Results further indicated that the increase in the aerosol number concentration is associated with the increase in the rate of precipitation under high relative humidities, while the reverse is true when the available water vapour is relatively low.

Keywords: aerosol, precipitation, cloud condensation nuclei, cloud microphysics scheme

*Corresponding author:

gharaylo@ut.ac.ir