

Cloud microphysical and precipitation response to the aerosols during a convective event over Southwestern Iran

Fattahi Masrou, P.¹  | Rezazadeh, M.¹  

1. Department of Marine and Atmospheric Science (Non-Biologic), Faculty of Marine Science and Technology, University of Hormozgan, Bandarabbas, Iran.

Corresponding Author E-mail: rezazadeh@hormozgan.ac.ir

(Received: 1 Aug 2022, Revised: 29 July 2023, Accepted: 21 May 2024, Published online: 6 July 2024)

Summary

In this study a convective precipitation event in southwestern Iran was examined using the aerosol-aware bulk microphysical scheme implemented in the Weather Research and Forecasting (WRF) model. Two simulations were conducted for this event, which included the control and polluted simulations. In the control simulation, the concentration of aerosols in the current climate was not considerable. In contrast, the aerosol concentration was increased by a factor of 5 at all grid points in the polluted simulation. The main aim was to study the effects of aerosols on cloud microphysics and precipitation. The simulated vertical temperature and wind speed profiles were compared with the radiosonde data, and the model well simulated temperature and wind speed. During the convective event, southerly to southwesterly warm and dry winds dominated, causing a substantial transport of aerosols and humidity. The reflection of shortwave radiation by clouds in the innermost domain was increased in the polluted experiment, indicating that the first indirect effect of aerosols had a significant impact on the radiative balance of the atmosphere. In contrast to the effect of clouds on shortwave radiation, the effect of clouds on longwave radiation was positive at the top of the atmosphere (TOA) because clouds reflect longwave radiation emitted by the earth's surface. The impact of an increase in concentration of aerosols on cloud development was substantial in this simulation, which contained a high convergence of vertical moisture flux and strong winds over the region.

The convergence of the vertical moisture flux indicates that more water vapor is available to be condensed on aerosols, which increases the cloud water content. Thus, the number density of cloud droplets is higher in the polluted compared to the control simulation. The altitude of the maximum mass density of cloud droplets is between 3 and 6 km; due to higher specific humidity at these altitudes, higher water vapor can be condensed on condensation nuclei. Also, the mass density of rain drops is higher in the polluted compared to the control simulation up to the altitude of 3 km, which is due to a higher collision of cloud droplets in the polluted simulation. An increase in ice and snow, which indicates a higher lifting of droplets to the freezing level, is seen in this simulation with the negative convergence of vertical moisture flux. This indicates that these regions may help the large-scale collection of moisture and its lifting. On the other hand, with a divergence of moisture in the northern and the whole domain, the cloud water content decreases. In addition, with a high moisture difference, there is higher precipitation in the polluted compared to control simulations because in the humid atmosphere, there is enough water vapor to be condensed on aerosols, that leads to the formation of larger cloud droplets. Thus, the collision of cloud droplets is more efficient, and precipitation increases. In addition, due to a lower cloud base, there is less chance for the evaporation and melting of precipitation.

Keywords: Aerosol-cloud interactions, Cloud droplets, Hygroscopic aerosols, Aerosol effects on precipitation, microphysics schemes.

Cite this article: Fattahi Masrou, P., & Rezazadeh, M. (2024). Cloud microphysical and precipitation response to the aerosols during a convective event over Southwestern Iran. *Journal of the Earth and Space Physics*, 50(2), 357-371. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2024.346406.1007450>

E-mail: (1) parisafattahimasroor@gmail.com



Publisher: University of Tehran Press.
DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2024.346406.1007450>

Print ISSN: 2538-371X
Online ISSN: 2538-3906

پاسخ فرایندهای خردفیزیکی ابر و بارش به حضور هواویزها طی یک رویداد بارش همرفتی در جنوب غرب ایران

پریسا فتاحی مسرور^۱ | مریم رضازاده^۱ ✉

۱. گروه علوم غیرزیستی جوی و اقیانوسی، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: rezazadeh@hormozgan.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۱/۵/۱۰، بازنگری: ۱۴۰۲/۵/۷، پذیرش نهایی: ۱۴۰۳/۳/۱، انتشار آنلاین: ۱۴۰۳/۴/۱۶)

چکیده

در این مطالعه یک رویداد بارش همرفتی، با استفاده از طرحواره خردفیزیکی حساس به هواویز در مدل WRF مورد بررسی قرار گرفت. دو شبیه‌سازی کنترلی و آلوده انجام شد. اختلاف بازتاب تابش خورشیدی به فضا توسط ابرها در آزمایش آلوده افزایش می‌یابد که نشان می‌دهد اولین اثر غیرمستقیم هواویزها نقش عمده‌ای در بودجه انرژی جو ایفا می‌کند. تأثیر غلظت هواویزها بر توسعه ابر در این شبیه‌سازی که دارای همگرایی بیشتر شار قائم رطوبت و سرعت‌های باد بیشتر در منطقه مورد مطالعه است، قابل توجه است. با توجه به همگرایی شار قائم رطوبت، بخار آب بیشتری برای میعان کردن روی ذرات هواویز وجود دارد و منجر به افزایش محتوای آب ابر می‌شود. چگالی عددی قطره ابر در آزمایش آلوده در مقایسه با آزمایش کنترلی بیشتر است. افزایش مقدار یخ و برف که نشان‌دهنده بلندشدن بیشتر قطرات آب تا سطح انجماد است، می‌تواند به دلیل همگرایی شار قائم رطوبت منفی باشد و کاهش محتوای آب ابر به دلیل واگرایی رطوبت در این مناطق رخ داده است. اختلاف میزان بارش در دو آزمایش آلوده و کنترلی در بیشتر نقاط حوزه مقادیر مثبت را نشان می‌دهد که به این دلیل است که در جو مرطوب بخار آب به اندازه کافی برای میعان روی ذرات هواویز وجود دارد که موجب تشکیل قطره‌های بزرگ‌تر ابر می‌شود. در نتیجه، قطره‌های ابر برخوردی مؤثرتری دارند و بارش افزایش می‌یابد.

واژه‌های کلیدی: برهم کنش هواویز-ابر، قطرات ابر، هواویزهای آب‌دوست، اثرات هواویز بر بارش، طرحواره خردفیزیکی.

۱. مقدمه

"نومی" (به‌عنوان مثال، کاهش اندازه قطرات و افزایش بازتاب از ابرها به دلیل افزایش تعداد قطرات برای یک مسیر آب مایع ثابت) که حدود چهار دهه پیش ارائه شد (نومی، ۱۹۷۷) نسبتاً خوب شناسایی شده است. از آن زمان اثرات غیرمستقیم متفاوت و زیادی از هواویزها مطرح شده است، از جمله افزایش طول عمر ابر و ابرناکی (آلبرشت، ۱۹۸۹) و توقف باران (روزنفیلد، ۱۹۹۹) که هر دو با کاهش اندازه قطرات و طیف محدودتر قطرات کنترل می‌شوند. از طرف دیگر، مطالعات مشاهداتی بیشماری افزایش ارتفاع قله ابر و پوشش ابر را با افزایش میزان غلظت عددی هواویزها نشان می‌دهند (آندریا و همکاران، ۲۰۰۴؛ کورن و همکاران، ۲۰۱۰؛ نیو و لی، ۲۰۱۲). با

هواویزها از طریق عمل به‌عنوان هسته چگالش ابر یا هسته یخ اثرات مختلف خود را بر روی ابرها اعمال می‌کنند. برهم کنش هواویز-ابر-بارش (ACP-Aerosol-cloud-precipitation) عمدتاً به‌عنوان یک اثر غیرمستقیم هواویز از دیدگاه اقلیمی در نظر گرفته می‌شود (لی و همکاران، ۲۰۱۶؛ کانت و همکاران، ۲۰۱۹). مایر و همکاران (۲۰۱۷) نشان دادند که عدم قطعیت در واداشت تابشی تولیدشده توسط هواویزها بسیار بیشتر از سایر سازوکارهای واداشت دیگر است. علاوه بر اثر تابشی هواویزها، هواویزها به‌عنوان هسته‌های میعان برای تشکیل ابر عمل می‌کنند و بنابراین می‌توانند بارش را به روش‌های مختلف تحت تأثیر قرار دهند (آندریا و روزنفیلد، ۲۰۰۸). برای ابرهای گرم، اثر

استناد: فتاحی مسرور، پریسا و رضازاده، مریم (۱۴۰۳). پاسخ فرایندهای خردفیزیکی ابر و بارش به حضور هواویزها طی یک رویداد بارش همرفتی در جنوب غرب ایران. مجله

فیزیک زمین و فضا، ۵۰(۲)، ۳۷۱-۳۵۷. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2024.346406.1007450>

رایانامه: (۱) parisafattahimasroor@gmail.com



تامپسون و ایدهامر (۲۰۱۴) یک طرحواره خردفیزیکی حساس به هواویز را در مدل WRF برای بحث در مورد اثرات هواویز در توسعه ابر و بارش در یک توفان زمستانی بزرگ در مقیاس قاره ای به کار بردند. آنها دریافتند که اثرات هواویز بر میزان بارش در مناطقی که میزان بارندگی کم دارند بسیار بیشتر است. آنها همچنین به تغییر مکان بارش به دلیل اثرات هواویز اشاره کردند.

داسیلوا و همکاران (۲۰۱۸) از این طرحواره خردفیزیک ابر اثرات متقابل هواویز-ابر در مدل WRF برای تخمین اثر غیر مستقیم هواویزها و تأثیر آن بر میزان بارش تابستان در منطقه یورو-مدیترانه استفاده کرد و نتیجه گرفتند که مقادیر بالاتر غلظت عددی هواویز منجر به کاهش میزان بارندگی می‌شود. همچنین بسیاری از مطالعات نقش کل آب قابل بارش و رطوبت لایه مرزی را بر استحکام و تکامل همرفت‌های عمیق هم بر روی زمین‌های حاره‌ای و هم مکان‌های اقیانوسی بررسی کرده‌اند (چیرو و همکاران، ۲۰۱۶؛ هالوی و نلین، ۲۰۰۹). علاوه بر این، مطالعات فراوانی وجود دارد که نشان می‌دهد رطوبت ورودی و آزاد برای تکامل همرفتی عمیق مهم است (وایت و خویدر، ۲۰۱۰؛ ژانگ و کلین، ۲۰۱۰؛ کومار و همکاران، ۲۰۱۳؛ شروود و همکاران، ۲۰۰۴).

علیزاده چوبری و قرایلو (۲۰۱۷) فعل و انفعالات هواویز-ابر را برای یک سیستم ابری همرفتی در عرض جغرافیایی میانی با استفاده از طرحواره میکروفیزیک دوزمانه تامپسون و آیدهامر (۲۰۱۴) در مدل تحقیق و پیش‌بینی آب‌وهوا (Weather Research & Forecasting Model) WRF مورد بررسی قرار دادند. نتایج آنها نشان داد که افزایش غلظت عددی هواویزها منجر به ایجاد قطره‌های ابر با اندازه‌های کوچک‌تر شده است که به دلیل آن خواص نوری ابرها تغییر کرده است. همچنین برای اولین بار، مشخص شد که ابرهای آلوده ارتفاع پایه ابر بالاتری دارند. از طرفی آنها یافتند که در جو آلوده، باران خفیف کاهش می‌یابد، در حالی که باران‌های متوسط و شدید شدت می‌یابد.

زارعی و همکاران (۱۳۹۶) تأثیر هواویزها بر بارش در

این‌حال، باید توجه داشت که بیشترین میزان افزایش سپیدایی ابر در پاسخ به کاهش اندازه قطرات، در ابرهای کم‌عمق اتفاق می‌افتد، زیرا ابرهای عمیق و غنی از آب، بدون توجه به اندازه قطرات آنها، بیشتر تابش خورشید را منعکس می‌کنند (پلتنیک و تامی، ۱۹۹۴).

برای درک بهتر سازوکارهای چگونگی برهم‌کنش هواویزهای گردوخاک با ابرهای همرفتی حاره‌ای، مطالعات دقیق مدل سازی لازم است. اخیراً، چند مقاله مروری در ارتباط با برهم‌کنش هواویز-ابر خلاصه تلاش‌های گذشته را شامل می‌شود که شامل نظریه‌های بنیادی (تاو و همکاران، ۲۰۱۲)، بازخورد خردفیزیک-دینامیک (آلتاراتز و همکاران، ۲۰۱۴)، مشاهدات (روزنفلد و همکاران، ۲۰۱۴)، مدل‌سازی تفکیک‌کننده ابر (Cloud Resolving Model) CRM (لی و همکاران، ۲۰۱۴) و پارامتریزه‌سازی‌های خردفیزیکی ابر (خین و همکاران، ۲۰۱۵) است. در جوهای آلوده، از آنجاکه مقدار بیشتری از هسته‌های میعان برای رطوبت یکسان وجود دارد، قطرات ابر کوچک‌تر هستند و بنابراین هواویزها مانع بارندگی می‌شوند. کندتر شدن تبدیل ابر-قطره-باران به قطرات اجازه می‌دهد تا به بالای سطح انجماد منتقل شوند و بنابراین گرمای نهان آزاد شده در انجماد، همرفت را تشدید می‌کند. با این‌حال، این رفتار بسته به منطقه می‌تواند به صورت محلی تغییر کند. در واقع، درک و توصیف نقشی که هواویزها در ایجاد ابرهای همرفتی ایفا می‌کنند، امروزه یک چالش علمی پیشرفته است (ارچر-نیکولاس و همکاران، ۲۰۱۶).

مطالعات گذشته نشان می‌دهند که رطوبت نسبی، چینش باد و انرژی پتانسیل در دسترس در همرفت مهم‌ترین عوامل مؤثر بر اهمیت تأثیر هواویز بر شدت همرفت، بارش و واداشت تابشی ابر است (خین و همکاران، ۲۰۰۸؛ خین، ۲۰۰۹؛ فن و همکاران، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۲؛ تاو و همکاران، ۲۰۱۲؛ استورر و همکاران، ۲۰۱۰؛ استورر و ون دن هیور، ۲۰۱۳). زیرا این عوامل فرایندهای خردفیزیکی غالب و بازخوردهای دینامیک-خردفیزیک را تنظیم می‌کنند.

۲. روش پژوهش

۱-۲. مدل‌سازی عددی

هدف ما بررسی واکنش ویژگی‌های ابر به تغییرات در غلظت‌های عددی هواویزها در طول یک رویداد بارش همرفتی بهاری است. رخداد بارش همرفتی با استفاده از مشاهده توسعه ابرهای همرفتی و بارندگی بر روی جنوب غرب ایران در تاریخ ۲۹ آوریل تا ۱ مه سال ۲۰۲۰ انتخاب شد. برای به حداقل رساندن تأثیر شرایط اولیه، فقط نتایج ۳۰ آوریل (که بعداً به عنوان دوره شبیه‌سازی نامیده می‌شود) مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد. برای این رویداد دو شبیه‌سازی کنترلی و آلوده انجام شد. غلظت عددی هواویزها در شبیه‌سازی کنترلی نشان‌دهنده شرایط حال حاضر است. از طرفی در شبیه‌سازی آلوده به منظور تجزیه و تحلیل اثر غلظت بالای هواویزها بر خردفیزیک ابر و بارش، در تمام نقاط شبکه مدل غلظت عددی هواویزها با ضریب ۵ افزایش دادیم. علاوه بر این، هیچ تغییری در غلظت هواویزهای هسته یخ غیر آب‌دوست (گردو خاک) به منظور به حداقل رساندن هر گونه تغییر ناشی از هسته یخ در این آزمایش‌ها ایجاد نشد.

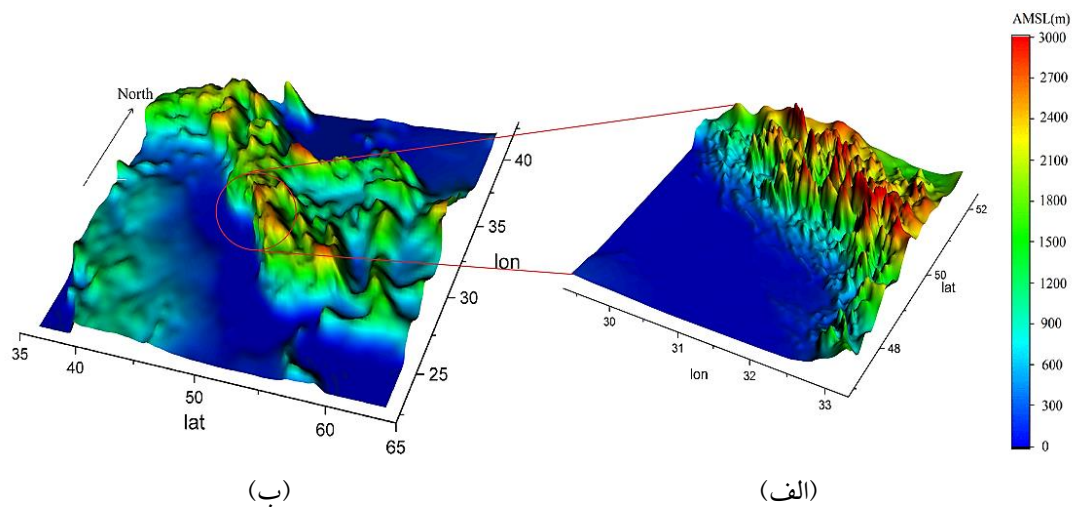
شبیه‌سازی‌ها در این مطالعه با مدل WRF (نسخه ۱-۳-۴) انجام می‌شود (دیاز-فرناندز و همکاران، ۲۰۲۱). دامنه اجرای مدل WRF دارای 145×151 نقطه شبکه‌ای است و با سه شبکه تو در تو به ترتیب با تفکیک‌های افقی ۲۷۰۰۰، ۹۰۰۰ و ۳۰۰۰ متر (دارای نسبت ۱:۳)، با ۳۳ تراز قائم در مختصات سیگما تا تراز ۵۰ هکتوپاسکال به مدت ۵۴ ساعت از ساعت UTC ۱۲ روز ۲۹ آوریل تا ساعت UTC ۱۸ روز ۰۱ مه سال ۲۰۲۰ اجرا شد. برای به حداقل رساندن اثر شرایط اولیه، فقط نتایج ۳۰ آوریل که بعداً به عنوان دوره شبیه‌سازی نامیده می‌شود (۱۲ ساعت اول به عنوان spin-up مدل در نظر گرفته شده است) مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد. پیکربندی دامنه اجرای مدل WRF در شکل ۱ نشان داده شده است.

شرایط رطوبت نسبی متفاوت را با استفاده از مدل WRF بررسی کردند. نتایج شبیه‌سازی آنها نشان داد که افزایش فراهنج‌ها در جو آلوده منجر به افزایش بارش سطحی می‌شود. همچنین نتایج آنها نشان داد که 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. همچنین مصطفوی و همکاران (۱۴۰۱) با بررسی چگونگی تأثیر هواویزها بر خردفیزیک ابر و بارش با استفاده از طرحواره دومؤلفه‌ای خردفیزیک ابر تامپسون به این نتیجه دست یافتند که با افزایش رطوبت نسبی و تعداد هواویزها، هسته‌زایی بیشتر قطره‌های ابر صورت می‌گیرد و در نتیجه، گرمای نهان میعان بیشتری آزاد می‌شود که موجب افزایش رشد قائم ابر و افزایش هسته‌زایی یخ و بنابراین تولید بیشتر بلورهای یخ می‌شود.

مطالعاتی در ایران بر روی توسعه ابرهای همرفتی با استفاده از داده‌های مشاهداتی سطح زمین انجام شده است ولی نقش هواویزها در تکامل همرفت در جنوب غرب ایران مورد تجزیه و تحلیل قرار نگرفته است. علاوه بر این مطالعات به صراحت در فصلی که رطوبت کمتر است و غلظت هواویزها می‌تواند بیشتر باشد تمرکز نداشته‌اند.

از این‌رو، در این کار، نقش (ACI Aerosol Cloud Interaction) در بارش و ابرناکی در جنوب غربی ایران به طور کامل بررسی شده است. برای این منظور، شبیه‌سازی‌های وضع هوای منطقه‌ای برای حوزه جنوب غرب ایران با استفاده از مدل WRFv4.3.1، که به طور گسترده‌ای برای شبیه‌سازی منطقه‌ای وضع هوا استفاده می‌شود و به منظور در نظر گرفتن تأثیر هواویزهای جوی بر متغیرهای فوق انجام شد.

هدف این مقاله در ابتدا ارزیابی شبیه‌سازی مدل بدون فعال کردن هواویزها است و سپس سازوکارهای برهم کنش‌های هواویز-ابر-بارش ارزیابی می‌شود.



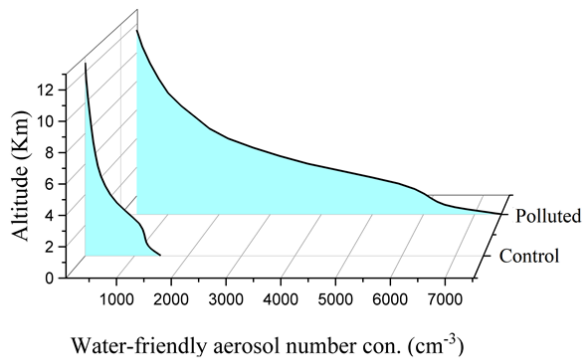
شکل ۱. اراضی نگاری (کوهساری) (الف) داخلی ترین دامنه (d03) و (ب) دامنه مادر (d01). نوار رنگی ارتفاع بالاتر از سطح متوسط دریا (AMSL) را نشان می دهد

(USGS) (سازمان زمین شناسی ایالات متحده) با توان تفکیک ۳۰-arc ثانیه (۰/۹ کیلومتر) برای داخلی ترین حوزه استفاده شده است. فیزیک مدل که در آزمایشها استفاده شده است شامل: فرایندهای همرفت برای دامنه مادر است که با استفاده از طرحواره Kain-Fritsch پارامتره شده اند (کین، ۲۰۰۴). همچنین از طرحواره پخش گرمای فیزیک سطحی پنج لایه و طرحواره اصلاح شده لایه سطحی نظریه همانندی MM5 (جیمز و همکاران، ۲۰۱۲) استفاده شد و فرایندهای لایه مرزی با استفاده از طرحواره غیر محلی دانشگاه یونسی (YSU) پارامتره شدند (هونگ و همکاران، ۲۰۰۶). تمام پارامترسازیهای هواویز-تابش با استفاده از طرحواره انتقال تابشی سریع (RRTM؛ ایاکونو و همکاران، ۲۰۰۸) برای شبیه سازی تابش موج کوتاه و بلند استفاده می شود که با اجرای اثر متقابل هواویز-تابش در برهم کنش هواویز-ابر طرحواره خردفیزیکی ابر تامپسون سازگار است. نیمرخهای قائم مقام غلظت های عددی ورودی یخ دوست و آب دوست میانگین گرفته شده روی کل دامنه برای دو شبیه سازی کنترلی و آلوده در شکل ۲ نشان داده شده است.

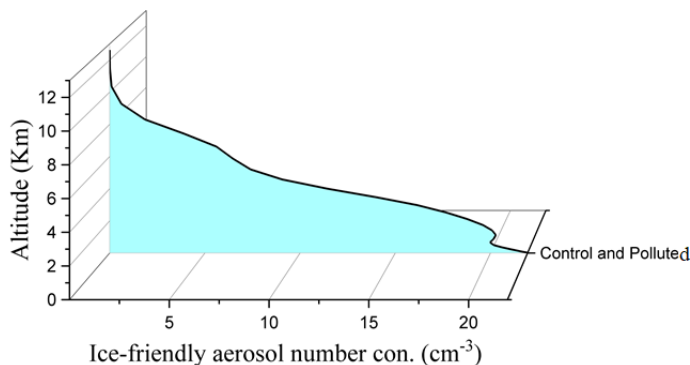
شبیه سازیها توسط داده های بازتحلیل ERA5 (pressure level) (ECMWF Reanalysis v5) (هرسپج و همکاران، ۲۰۱۸) با تفکیک افقی $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ و تفکیک عمودی با ۳۳ تراز قائم فشاری انجام شدند. غلظت هواویزها در جو به دست آمده از شبیه سازیهای جهانی در بازه زمانی ۲۰۰۱-۲۰۰۷ با تفکیک پذیری ۰/۵ درجه طول جغرافیایی و ۱/۲۵ درجه عرض جغرافیایی (کلارک و همکاران، ۲۰۱۰)، با استفاده از مدل شیمی انتقال و تابش هواویز گودارد (GOCART) (Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport) (گینوکس و همکاران، ۲۰۱۰) استخراج و به مدل خورانده می شود.

در آزمایشهای مدل سازی وضع هوای منطقه ای، از طرحواره خردفیزیکی حساس به هواویز (تامپسون و ایدهامر، ۲۰۱۴) استفاده شده است. طرحواره برهم کنش هواویز-ابر بر اساس طرحواره تامپسون است که از پنج گونه هوا آب استفاده می کند: آب ابر، یخ ابر، باران، برف و گویچه برف.

در تمام شبیه سازیها از داده های جغرافیایی land-use و توپوگرافی به دست آمده از مجموعه داده های استاندارد



(الف)



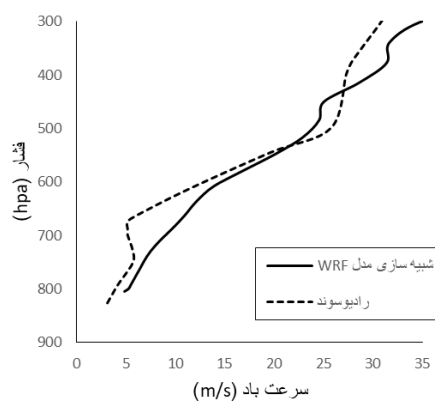
(ب)

شکل ۲. نمایه‌های قائم میانگین غلظت عددی اولیه (الف) هواویزهای آب‌دوست (cm^{-3}) و (ب) هواویزهای یخ‌دوست (cm^{-3}) در داخلی‌ترین دامنه برای آزمایش‌های کنترلی و آلوده.

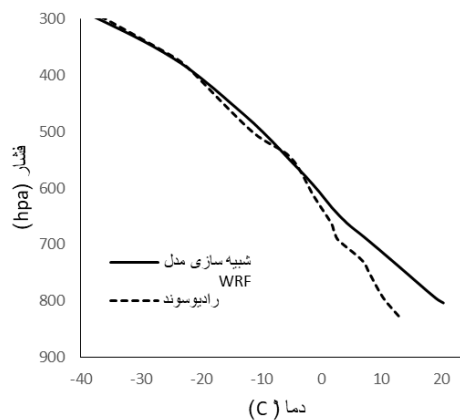
به‌دست‌آمده از رادیوسوند در ایستگاه همدیدی کرمان (۳۰/۲۵ درجه شمالی، ۵۶/۹۶ درجه شرقی) مقایسه شده است (شکل ۳). تغییرات زمانی نیم‌رخ‌های دما (شکل ۳-الف) به خوبی توسط مدل شبیه‌سازی‌شده است.

۲-۲. ارزیابی مدل

ارزیابی شبیه‌سازی مدل برای محصولات سطح با استفاده از داده‌های رادیوسوند انجام می‌شود. نیم‌رخ قائم دمای هوا و سرعت باد شبیه‌سازی‌شده در ساعت‌های ۰۰، ۰۶، ۱۲ و ۱۸ UTC روز ۳۰ آوریل با داده‌های



(ب)



(الف)

شکل ۳. نمایه‌های قائم (الف) دمای هوا ($^{\circ}\text{C}$) و (ب) سرعت باد (m s^{-1}) در ۱۲:۰۰ UTC برای ۳۰ آوریل ۲۰۲۰ در ایستگاه هواشناسی کرمان (۳۰/۲۵ درجه شمالی، ۵۶/۹۶ درجه شرقی) مشاهده‌شده توسط رادیوسوند (خطوط نقطه‌چین) و شبیه‌سازی‌شده توسط آزمایش کنترلی در خارجی‌ترین دامنه مدل WRF (خط مشکی).

تشکیل رویداد بارش شدید در جنوب غربی ایران نقش داشته باشند، را تبیین کند. تداخل بین مناطق با کم فشاری در عربستان و پرفشاری در شرق دریای خزر می تواند تأثیرات قابل توجه بر جریانات هوا و هواشناسی منطقه داشته باشد. این تداخلات به شکل گیری سیستم های هواشناسی خاصی منجر شده و به عنوان یک عامل مهم در توسعه و تحولات بارش شدید ایفا کنند. مناطق با فشار کم، هوای گرم و رطوبت زیادی دارند و این افت واردات هوا به مناطق با فشار بالا را در پی دارد. این تداخلات می توانند در ایجاد جریاناتی باد و تغییرات فشار هوا تأثیرگذار باشند. باد از مناطق با فشار بالا به مناطق با فشار پایین حرکت می کند و این جریانات هوا می توانند جابه جایی های دینامیکی در جو ایجاد کنند. همچنین، تغییرات فشار هوا در اثر تداخلات، به تغییرات در دینامیک جوی و دما منجر می شوند. تأثیرات این تداخلات بر بارش نیز می تواند بسیار مهم باشد. تغییرات در فشار هوا و جریانات باد ممکن است شرایط مساعدی را برای تشکیل ابرها و بارش شدید ایجاد کنند. این تعاملات می توانند به عنوان پیش نمونه هایی برای درک عوامل مؤثر در ایجاد شرایط هواشناسی خاص و بارش های شدید مورد بررسی قرار گیرند.

همان طور که در شکل ۳-ب مشاهده می شود مدل کمی مقادیر سرعت باد را بیشتر تخمین زده است. به طور کلی مدل به خوبی دما و سرعت باد را شبیه یازی کرده است.

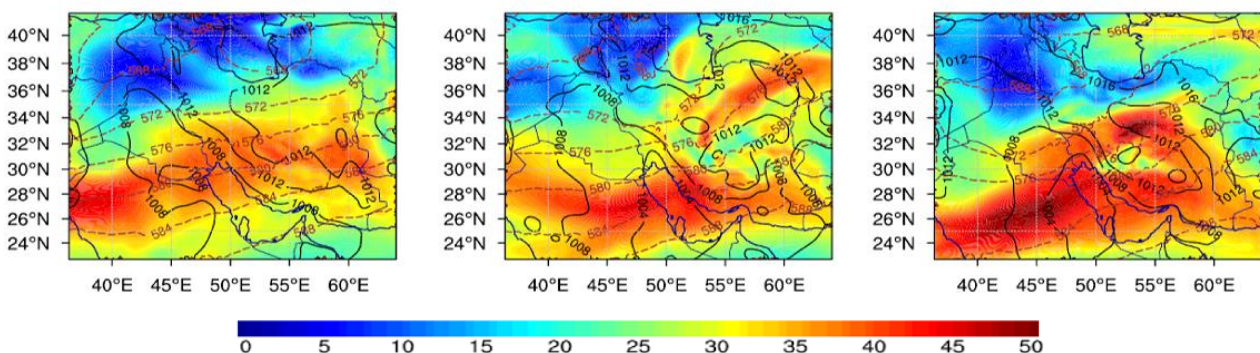
۳. نتایج و بحث

۳-۱. شرایط همدیدی

تکامل همدیدی در طول رویداد بارش شدید در دوره شبیه سازی در جنوب غربی ایران به طور طرح وار در شکل ۴ نشان داده شده است.

در مرحله اول (شکل ۴-الف)، ۱۲ ساعت قبل از زمان شبیه سازی، پرفشاری روی غرب خزر قرار گرفته است. در زمان شبیه سازی، این پرفشاری دقیقاً بر روی دریای خزر حرکت می کند و زبانه های آن به سمت جنوب غربی ایران گسترش می یابد. به نظر می رسد که این تحول در توزیع فشار نقش مهمی در تشکیل رویداد بارشی دارد.

در همین زمان (شکل ۴-ب)، کم فشاری در عربستان حرکت شمال شرقی دارد و به سمت بالا حرکت می کند. در این زمان نیز (شکل ۴-ب)، مشاهده می شود که سرعت باد روی غرب ایران به طور معناداری کاهش یافته است. به طور کلی، این شرح بیشتر به درک تغییرات در توزیع فشار هوا و سرعت باد در طول زمان شبیه سازی می پردازد و سعی دارد عوامل مختلفی که ممکن است در



(ج)

(ب)

(الف)

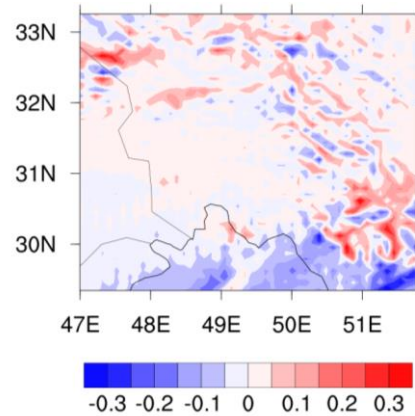
شکل ۴. فشار متوسط سطح دریا (پربندهای مشکی، فاصله پربندی ۴ hPa)، ارتفاع ژئوپتانسیلی در ۵۰۰ hPa (خطوط قهوه ای خط چین، فاصله همبند ۴ dm) و سرعت باد در ۳۰۰ hPa (رنگی، ms^{-1}) در دامنه مادر در (الف) ۰۰۰۰ UTC (ب) ۱۲۰۰ UTC ۳۰ آوریل و (ج) ۰۰۰۰ UTC ۱ مه ۲۰۲۰.

به جمع آوری رطوبت در مقیاس بزرگ و واداشت صعود کمک کنند.

۳-۲. تغییرات در واداشت تابشی ابر

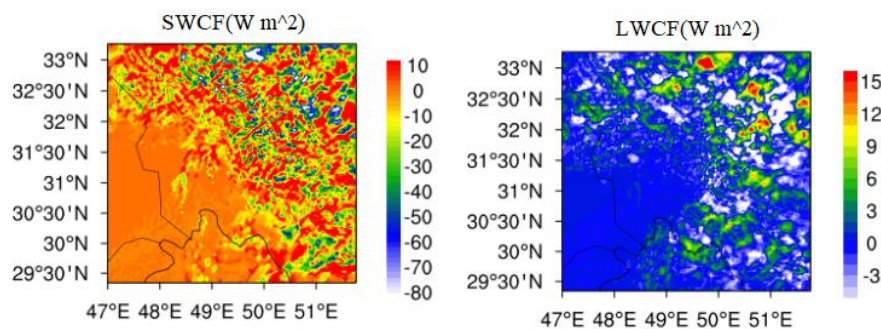
برای درک تأثیر هواویزها بر بودجه تابش، واداشت تابشی موج کوتاه (Short-Wave Flux Convergence) SWCF و بلند (Long-Wave Flux Convergence) LWCF توسط هواویزها را مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. افزایش غلظت عددی به همراه کاهش اندازه قطرک‌های ابر در آزمایش آلوده، منجر به افزایش سطح مقطع کل قطرات و به دنبال آن ایجاد واداشت تابش موج کوتاه ابر شد که از آن به اثر تومی یاد می‌شود (شکل ۶). در شبیه‌سازی ۳۰ آوریل اختلاف بازتاب تابش خورشیدی به فضا توسط ابرها در آزمایش آلوده در داخلی‌ترین دامنه افزایش می‌یابد که نشان می‌دهد اولین اثر غیرمستقیم ذرات معلق در هوا نقش عمده‌ای در بودجه انرژی جو ایفا می‌کند. بازتاب بیشتر تابش خورشیدی در آزمایش آلوده نسبت به کنترلی نیز به تغییرات در میانگین اندازه قطرک‌های ابر نسبت داده می‌شود.

برخلاف تأثیرات بر تابش موج کوتاه، واداشت ابر به تابش موج بلند در بالای جو مثبت است زیرا ابرها تابش موج بلند منتشرشده از سطح زمین به فضا را مسدود می‌کنند. اثر خنک‌کنندگی خالص (موج کوتاه+موج بلند) زمانی که هواویزهای آب‌دوست بسیار زیاد هستند می‌تواند منجر به تثبیت لایه مرزی در طول روز شود که می‌تواند تشکیل ابرهای همرفتی را تضعیف یا سرکوب کند.



شکل ۵. میانگین همگرایی شار رطوبت یکپارچه قائم (از سطح تا ۳۰۰ hPa) (MFC_advect+MFC_convection) در طول دوره شبیه‌سازی در درونی‌ترین دامنه.

برهم‌کنش فرایندهای جوی و ویژگی‌های همدیدی که به صعود و انباشت رطوبت کمک می‌کنند می‌توانند دلایل شروع فرایندهای همرفت باشند. از طرفی در حضور یک جت تراز پایین، انتقال رطوبت مرتبط ممکن است به تشکیل یک لایه کاملاً ناپایدار مرطوب کمک کند که برای شروع فعالیت همرفتی مساعد است (گیرتس و همکاران، ۲۰۱۷؛ شاپیر و همکاران، ۲۰۱۸؛ تریر و همکاران، ۲۰۱۷؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۹). همگرایی شار رطوبت یکپارچه قائم (Vertically Integrated Moisture Flux Convergence) VIMFC (integrated moisture flux convergence) تأثیر همگرایی افقی و تجمع رطوبت را در یک عمق مشخص ترکیب می‌کند. شکل ۵ نشان می‌دهد که مقدار قابل‌توجهی از همگرایی شار رطوبت در سطح پایین (VIMFC منفی) در مناطق جنوبی در شبیه‌سازی ۳۰ مارس غالب است. این نشان می‌دهد که این مناطق ممکن است



شکل ۶. تفاوت بین آزمایش‌های کنترل و آلوده برای میانگین تابش موج کوتاه (SWCF) و موج بلند (LWCF) در بالای جو (TOA) در درونی‌ترین دامنه در طول دوره شبیه‌سازی.

۳-۳. ویژگی‌های خردفیزیکی ابر

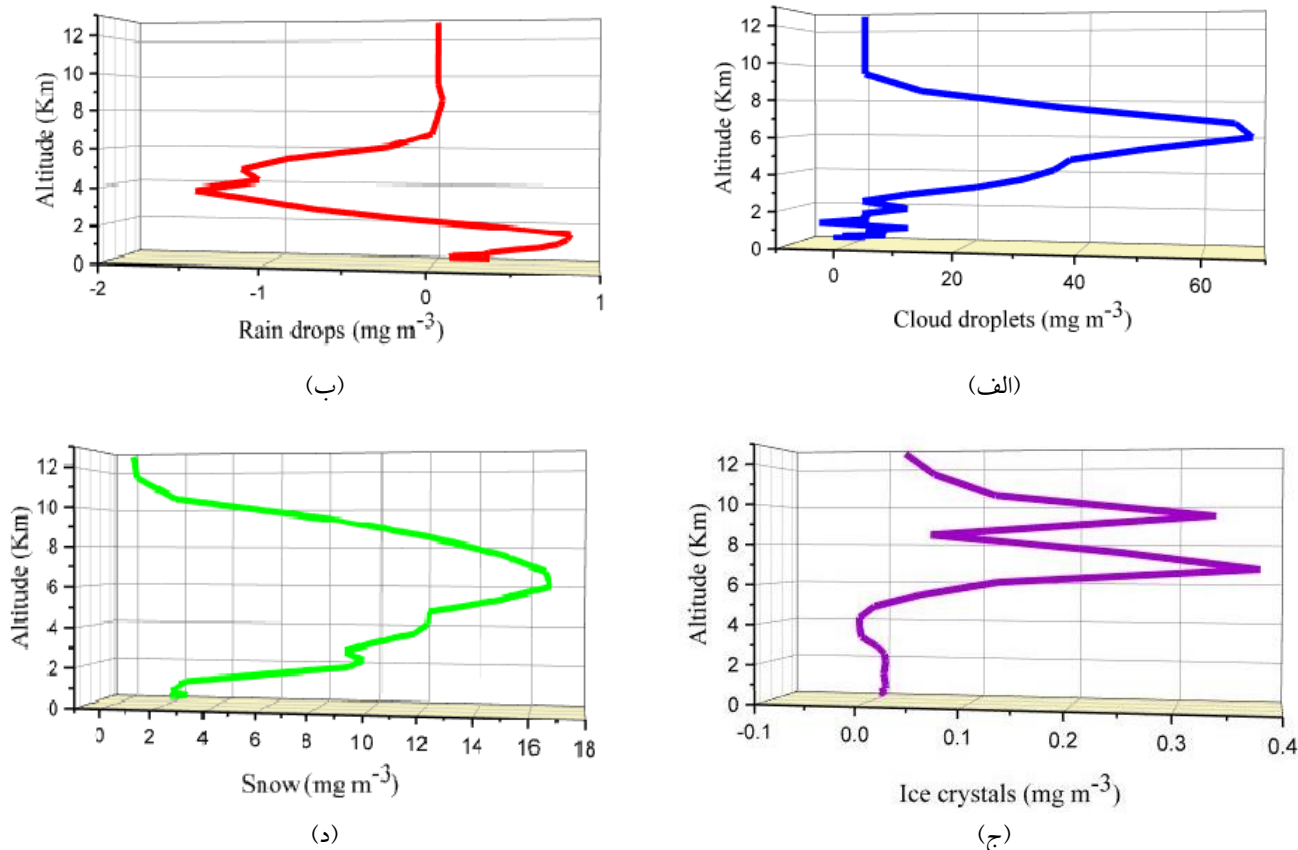
شکل ۷ اختلاف دو آزمایش آلوده و کنترلی را برای نمایه های قائم چگالی جرمی (میانگین گیری زمانی و روی حوزه داخلی) بعضی از هواآب‌ها را نشان می‌دهد. همان‌طور که انتظار می‌رفت غلظت هواویزهای بالاتر باعث افزایش متناظر در غلظت عددی قطرات ابر شدند (شکل ۷-الف). به این دلیل که در پاسخ به تعداد بیشتر هواویزها، تبدیل هواویزها به قطرک‌های ابر بیشتر اتفاق می‌افتد، به عبارت دیگر از آنجاکه تعداد هواویزهای آب‌دوست در آزمایش‌های آلوده بیشتر است، بخار آب بیشتری امکان میعان روی ذرات هواویز دارد و در نتیجه امکان شکل‌گیری قطرک‌های ابر بیشتر است (مصطفوی و همکاران، ۱۴۰۰). افزایش تعداد قطرک‌های ابر در شبیه‌سازی آلوده با نتایج مشاهدات قبلی (برای مثال، روزنفلد، ۲۰۰۰؛ کافمن و کورن، ۲۰۰۵) و شبیه‌سازی‌های عددی (برای مثال، خین و پوکروسکی، ۲۰۰۵) سازگار است.

با وجود تفاوت‌های بحث‌شده در چگالی جرمی قطرک‌های ابر محل وقوع ارتفاع بیشینه چگالی جرمی قطرک‌های ابر در شبیه‌سازی ۳۰ آوریل برابر با ۶ کیلومتر است زیرا میعان بخار آب عمدتاً پایین‌تر از تراز انجماد اتفاق می‌افتد (لی و همکاران، ۲۰۰۸).

تغییرات جمعیت قطرات آب با تغییر ذرات معلق در هوا قطعاً منجر به تغییراتی در بارش سطحی شد. با توجه به شکل ۷-ب، در شبیه‌سازی ۳۰ آوریل تا ارتفاع تقریباً ۳ کیلومتری چگالی جرمی قطرک‌های باران در آزمایش آلوده از آزمایش کنترلی بیشتر است که به دلیل برخورد بیشتر هواآب‌ها در آزمایش آلوده است. همچنین رطوبت بالای جو در زیر ۳ کیلومتر در آزمایش کنترلی نسبت به آلوده در این شبیه‌سازی موجب رشد میعانی سریع

قطرک‌های ابر (میعان بیشتر بخار آب روی قطرک ابر) و شکل‌گیری قطرک‌های بزرگ‌تر و در نتیجه هم‌آمیزی مؤثرتر قطرک‌ها و تبدیل آنها به قطره باران می‌شود. شکل ۷-ب همچنین نشان‌دهنده افزایش بارش رسیده به سطح زمین در شبیه‌سازی ۳۰ آوریل در آزمایش آلوده نسبت به آزمایش کنترلی است. این مطلب به این علت است که در این آزمایش در کمتر از ۳ کیلومتر به دلیل هم‌آمیزی بیشتر هواآب‌ها، ذرات بارشی در حالت آلوده بزرگ‌ترند. بزرگ‌تر بودن ذرات بارشی را می‌توان این‌گونه توجیه کرد که هنگامی که تعداد هسته‌های میعان افزایش می‌یابند، با آزاد شدن گرمای نهان بیشتر، سرعت فراهنج‌های ذرات بارشی افزایش می‌یابد. این فرایند باعث افزایش ابراشباع می‌شود که در نتیجه آن رشد پخشی قطرک افزایش می‌یابد. بر اثر این فعل و انفعالات زمان رشد قطرک ابر طولانی‌تر می‌شود و در نتیجه ذرات بارشی بزرگ‌تر می‌شوند. بنابراین زمان سقوط از ابر و وارد شدن به محیط زیر اشباع دچار تأخیر کمتری می‌شوند.

نیمرخ قائم چگالی جرمی بلور یخ در آزمایش آلوده نسبت به کنترلی از ارتفاع‌های ۳ تا ۶ کیلومتر افزایش یافته است. در شبیه‌سازی‌های ۳۰ آوریل وجود شار بخار آب بیشتر در جو می‌تواند به تشکیل بیشتر قطرات ابر کمک کند و در نتیجه فرایند تبدیل خودبخودی را کاهش دهد (وانگ و همکاران، ۲۰۱۶ الف و ب). جریان‌های همرفتی قوی‌تر به بالا بردن قطرات کوچک‌تر آب به ارتفاعات بالاتر کمک می‌کند و در نهایت انتظار می‌رود که قطرات یخ بزنند. افزایش مقدار یخ و برف در طول شبیه‌سازی نشان‌دهنده بلند شدن بیشتر قطرات آب تا سطح انجماد است از آنجاکه برف طی فرایند انبوهش و از برخورد بلورهای یخ تولید می‌شود (شکل ۷-د).



شکل ۷. نمایه‌های اختلاف بین آزمایش‌های کنترلی و آلوده میانگین (الف) قطرات ابر، (ب) قطرات باران، (ج) بلورهای یخ و (د) محتوای برف در داخلی‌ترین دامنه در طول دوره دوره شبیه‌سازی (میانگین‌ها روی نقاط شبکه داخلی‌ترین دامنه با مقادیر غیرصفر گرفته شد).

می‌شود.

با توجه به همگرایی شار رطوبت (شکل ۵) می‌توان نتیجه گرفت که همگرایی بیشتر شار رطوبت در شبیه‌سازی ۳۰ آوریل، بخار آب بیشتری برای میعان کردن روی ذرات هواویز وجود دارد و این منجر به افزایش محتوای آب ابر می‌شود.

افزایش تعداد هسته‌های میعان ابر در آزمایش‌های آلوده نسبت به کنترلی، موجب افزایش پوشش ابر شده است. در اینجا هم بیشترین اختلاف بین آزمایش آلوده و کنترلی دیده می‌شود. به این معنا که افزایش تعداد هواویزها موجب شکل‌گیری تعداد بیشتری از قطره‌های ابر با اندازه‌های کوچک‌تر می‌شود که با سرعت کمتری از ابر ریزش می‌کنند و در نتیجه ابرها با سرعت کمتری ناپدید می‌شوند. دلیل این اتفاق می‌تواند این باشد که رشد قطرات ابر ممکن است فرایند برخورد-هم‌آمیزی را در نتیجه افزایش طول عمر ابر مهار کند و در

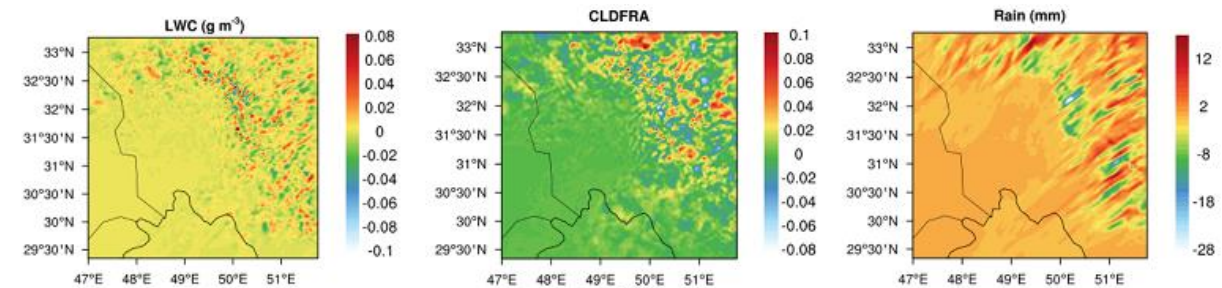
محتوای آب ابر، اندازه‌گیری جرم آب مایع موجود در واحد حجم در یک ابر است و غلظت قطرات آب مایع معلق در هوای درون ابر را کمی می‌کند. در شکل ۸ تفاوت آزمایش آلوده و کنترلی برای مقادیر محتوای آب ابر، کسر ابر و بارش تجمعی روی حوزه داخلی که در مدت شبیه‌سازی میانگین‌گیری شد، نشان داده شده است. در مطالعات قبل با تغییر غلظت هواویزها، محتوای آب ابر ثابت فرض شد (تومی و همکاران، ۱۹۸۴). اما همان‌طور که نتایج این مطالعه نشان می‌دهد (شکل ۸) و اولین بار توسط چارلسون و همکاران (۱۹۸۷) بیان شد، در آزمایش ۳۰ آوریل محتوای آب ابر با تغییر غلظت هواویزها بیشتر تغییر می‌کند. با افزایش تعداد هواویزها در شبیه‌سازی آلوده نسبت به کنترلی محتوای آب ابر افزایش یافته است؛ زیرا افزایش تعداد هواویزهای فعال شده موجب چگالش بیشتر بخار آب روی هواویزها و در نتیجه افزایش محتوای آب ابر

۳-۴. برهم کنش‌های هواویز-بارش

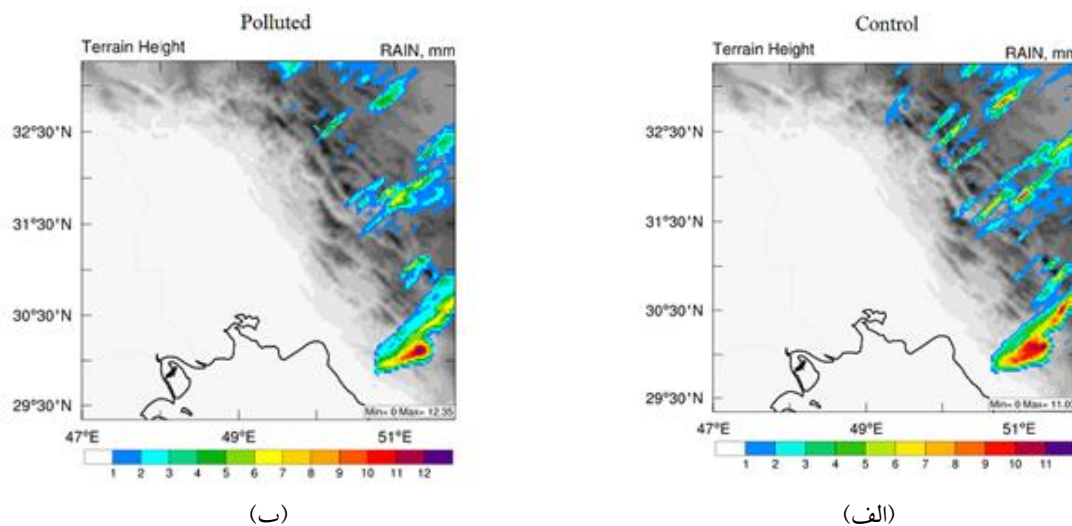
در شکل ۹ بارش تجمعی در حوضه درونی مدل طی دوره شبیه‌سازی نشان داده شده است. مطابق نتایج، بارش‌ها در مناطق جنوبی حوزه مورد مطالعه اتفاق افتاده است که به دلیل عبور ناوه تراز میانی جو از این مناطق است. با توجه به شکل ۹ در آزمایش آلوده نسبت به کنترلی تغییر اندکی در مقدار بارش رخ داده است و همچنین مناطق کمتری در مرکز حوزه مورد مطالعه تحت تأثیر بارش قرار گرفته‌اند. همچنین آهنگ بارش در حالت آلوده بیشتر از کنترلی است که می‌تواند به دلیل حضور رطوبت بیشتر در منطقه بارش باشد که ممکن است به رشد قطرات ابر کمک کند.

نتیجه، گرمای نهان بیشتری را به دلیل جریان‌های رو به بالا قوی‌تر در طی میعان آزاد کند (وانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ کانت و همکاران، ۲۰۱۹).

از طرفی، اختلاف میزان بارش در دو شبیه‌سازی آلوده و کنترلی (منفی) به بیشترین میزان می‌رسد. می‌توان به این صورت توضیح داد که افزایش تعداد هواویزها موجب افزایش تعداد قطرک‌های ابر و کاهش اندازه آنها می‌شود بنابراین فرایندهای برخورد و هم‌آمیزی بین قطرک‌ها کاهش می‌یابند و در نتیجه آغاز بارش گرم به تعویق می‌افتد که نشان‌دهنده اثر غیرمستقیم دوم هواویزها یا اثر آلبرشت است.



شکل ۸. اختلاف بین آزمایش‌های کنترلی و آلوده برای میانگین‌های محتوای آب مایع (g m^{-3})، کسر ابر (CLDFRA) و بارندگی تجمعی در داخلی‌ترین دامنه.



شکل ۹. میانگین بارش تجمعی در شبیه‌سازی‌های کنترلی و آلوده در داخلی‌ترین دامنه در طول دوره شبیه‌سازی.

۴. نتیجه گیری

در این مطالعه، برهم کنش‌های هواویز-ابر-بارش در طول یک دوره رویداد بارش بهاری که در سال ۲۰۲۰ رخ داد، با استفاده از طرحواره خردفیزیکی حساس به هواویز که توسط تامپسون و ایده‌آمر (۲۰۱۴) در مدل WRF آماده‌سازی شده است، مورد بررسی قرار گرفت. دو آزمایش با غلظت‌های عددی متفاوت هواویز انجام شد. آزمایش کنترلی بیانگر غلظت هواویزها در شرایط فعلی است و در آزمایش آلوده غلظت عددی هواویزها با ضریب ۵ افزایش یافته است.

در ابتدا برای صحت‌سنجی نتایج مدل، سرعت باد و دما در یک ایستگاه مشاهداتی بررسی شد و مشخص شد که سرعت باد و دمای شبیه‌سازی‌شده مشابه سرعت باد و دمای استخراج‌شده از ERA5 (ECMWF Reanalysis v5) است. نتایج به‌دست‌آمده از مدل مشخص کرد که وزش باد در بخش‌های غرب و جنوب‌غربی منطقه مورد مطالعه در غرب ایران همگرایی را نشان می‌دهند. این همگرایی می‌تواند یک سناریوی مطلوب به تجمع رطوبت و انتقال هواویزها در بخش‌های غربی و جنوب‌غربی ایران کمک کند. همچنین نتایج مربوط به تجمع شار رطوبت قائم نشان‌دهنده بیشترین همگرایی رطوبت است. تفاوت بین آزمایش‌های کنترلی و آلوده برای نسبت اختلاط بخار آب مثبت است که نشان می‌دهد در آزمایش آلوده رطوبت کافی برای رشد و تشکیل قطرات ابر و در نتیجه رشد هیدرومتری هواویزها وجود دارد. رشد هیدرومتری به افزایش حجم و جرم هواویزها ناشی از افزایش تراکم بخار آب در هوا و تشکیل قطرات ابر اطلاق می‌شود. این پدیده در اثر افزایش نسبت اختلاط بخار آب در هوا رخ می‌دهد.

اختلاف بازتاب تابش خورشیدی به فضا توسط ابرها در آزمایش آلوده در داخلی‌ترین دامنه افزایش می‌یابد که نشان می‌دهد اولین اثر غیرمستقیم ذرات معلق در هوا نقش عمده‌ای در خنک‌کنندگی بیشتر بر سیستم جو زمین ایفا می‌کند. همچنین مشخص شد که افزایش تعداد هسته‌های

میعان در آزمایش آلوده با افزایش میزان تابش خورشیدی منعکس شده به فضا همراه است، در حالی که تأثیر کمی بر تابش موج بلند شناسایی شد. به‌دلیل افزایش چگالی جرمی قطره‌های ابر در شبیه‌سازی آلوده نسبت به کنترلی، جذب تابش طول موج کوتاه در جو میانی و فوقانی افزایش می‌یابد که موجب افزایش دمای هوا در جو میانی می‌شود. همچنین به‌دلیل افزایش سطح مقطع و در نتیجه سپیدایی ابر، تابش رسیده به سطح زمین کاهش می‌یابد که موجب کاهش دمای هوا در نزدیکی سطح زمین می‌شود. در این تحقیق مشخص شد که ارتفاع پایه ابر با تغییر غلظت عددی هواویزها تغییری نمی‌کند که این نتیجه مغایر با نتیجه عزیزاده چوبری و قریلو (۲۰۱۷) است. علاوه بر این، همان‌طور که در مطالعه چارلسون و همکاران (۱۹۸۷) مشخص شد، محتوای آب ابر با افزایش غلظت هواویزها تغییر می‌کند. افزایش محتوای آب ابر در آزمایش آلوده که در مطالعه حاضر شناسایی شده است برخلاف نتایج تومی (۱۹۷۷) است که محتوای آب ابر ثابت را در نظر گرفت، اما مشابه نتایج آلبرشت (۱۹۸۹) است.

بر اساس نتایج تحقیقات انجام‌شده توسط عزیزاده چوبری و همکاران (۲۰۱۷) در زمینه تأثیر آلودگی هوا بر بارش در جو، مشاهده شده است که در مواجهه با جو آلوده، الگوی بارش تحت تأثیر قرار می‌گیرد. در این شرایط، باران خفیف به‌طور معناداری کاهش می‌یابد، در حالی که باران متوسط و شدید هر دو افزایش می‌یابند. تأثیر این آلودگی مختلف بر الگوی بارش ممکن است به‌دلیل عوامل متعددی باشد. یکی از این عوامل تأثیر بخار آب بر ابرها است. نمایه نیمرخ‌های عمودی مرتبط با چهار مجموعه هیدرومتر هوا-آب نشان‌دهنده حضور مقدار کافی بخار آب در جو است. این حضور بخار آب به ارتفاعی بالاتر از ۶۰۰ هکتوپاسکال، ممکن است باعث تشکیل و رشد قطرات ابر شود. به‌عبارت دیگر، آلودگی هوا ممکن است این فرایند را تسهیل کند. از طرفی وجود جریان هوای صعودی قوی‌تر نیز می‌تواند به انتقال قطرات

میکروفیزیکی خردفیزیکی ناشی شوند. بنابراین، درک علل فیزیکی و ترکیبی این پدیده‌ها نقش مهمی در تبیین تغییرات الگوی بارش در شرایط آلوده به آلودگی هوا دارد.

مراجع

زارعی، ف.؛ قرایلو، م. و علیزاده چوبری، ا. (۱۳۹۶). تأثیر هواویزها بر بارش در شرایط رطوبت‌های نسبی متفاوت: مطالعه موردی. *مجله ژئوفیزیک ایران*. ۱۱(۲)، ۱۵۵-۱۳۵.

مصطفوی، آ.؛ علیزاده، ا. و ثابت قدم، س. (۱۴۰۱). مطالعه موردی تأثیر هواویزها بر ویژگی‌های ابر و بارش در شرایط رطوبت نسبی متفاوت. *مجله ژئوفیزیک ایران*. ۱۶(۱)، ۴۶-۳۳.

Albrecht, B.A. (1989). Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245(4923), 1227-1230.

Altaratz, O., Koren, I., Remer, L.A., & Hirsch, E. (2014). Cloud invigoration by aerosols—Coupling between microphysics and dynamics. *Atmospheric Research*, 140, 38-60.

Andrea, M. O., & Rosenfeld, D. (2008). Aerosol–cloud–precipitation interactions. Part 1. The nature and sources of cloud-active aerosols. *Earth-Science Reviews*, 89(1-2), 13–41.

Andreae, M.O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A.A., Frank, G.P., Longo, K.M., & Silva-Dias, M.D. (2004). Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, 303(5662), 1337-1342.

Archer-Nicholls, S., Lowe, D., Schultz, D.M., & McFiggans, G. (2016). Aerosol–radiation–cloud interactions in a regional coupled model: the effects of convective parameterization and resolution. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(9), 5573-5594.

Alizadeh-Choobari, O., & Gharaylou, M. (2017). Aerosol impacts on radiative and microphysical properties of clouds and precipitation formation. *Atmospheric Research*, 185, 53-64.

Colarco, P., Da Silva, A., Chin, M., & 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).

Da Silva, N., Mailler, S., & Drobinski, P. (2018). March. Aerosol indirect effects on summer precipitation in a regional climate model for

آب کوچک‌تر به ارتفاعات بالاتر کمک کند. این جریانات صعودی معمولاً به‌عنوان یکی از عوامل مهم در افزایش بارش شدید مطرح می‌شوند. نتایج این تحقیق به‌دلیل وقوع باران خفیف در تاریخ ۳۰ آوریل به وضوح توضیح داده شده‌اند. این رویداد ممکن است نقش مهمی در تغییر الگوی بارش داشته باشد و نتایج تحقیق را تحت تأثیر قرار داده باشد. همچنین مقدار قابل توجهی گرمای نهان که در طول تغییر فاز قطرات ابر منتشر می‌شود، می‌تواند سیستم‌های سامانه‌های همرفتی را تقویت کرده و در نهایت میزان بارندگی را افزایش دهد. نتایج تحقیق نشان می‌دهند که ویژگی‌های ابر و میزان بارش به‌طور قابل توجهی تحت تأثیر هواویزها و توزیع ذرات معلق در هوا قرار دارند. این اثرات ممکن است از ترکیبی از فرایندهای ترمودینامیکی، دینامیکی، و

the Euro-Mediterranean region. *In Annales Geophysicae*, 36(2), 321-335.

Díaz-Fernández, J., Bolgiani, P., Santos-Muñoz, D., Sastre, M., Valero, F., Sebastián-Martín, L.I., Fernández-González, S., López, L., & Martín, M.L. (2021). On the characterization of mountain waves and the development of a warning method for aviation safety using WRF forecast. *Atmospheric Research*, 258, 105620.

Fan, J., Rosenfeld, D., Ding, Y., Leung, L.R., & Li, Z. (2012). Potential aerosol indirect effects on atmospheric circulation and radiative forcing through deep convection. *Geophysical Research Letters*, 39(9).

Fan, J., Yuan, T., Comstock, J.M., Ghan, S., Khain, A., Leung, L.R., Li, Z., Martins, V.J., & Ovchinnikov, M. (2009). Dominant role by vertical wind shear in regulating aerosol effects on deep convective clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D22).

Geerts, B., Parsons, D., Ziegler, C.L., Weckwerth, T.M., Biggerstaff, M.I., Clark, R.D., Coniglio, M.C., Demoz, B.B., Ferrare, R.A., Gallus Jr, W.A., & Haghi, K. (2017). The 2015 plains elevated convection at night field project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(4), 767-786.

Ginoux, P., Garbuzov, D., & Hsu, N.C. (2010). Identification of anthropogenic and natural dust sources using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Deep Blue level 2 data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D5).

- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., & Schepers, D. (2018). ERA5 hourly data on pressure levels from 1979 to present. Copernicus climate change service (c3s) climate data store (cds), 10.
- Holloway, C.E., & Neelin, J.D. (2009). Moisture vertical structure, column water vapor, and tropical deep convection. *Journal of the atmospheric sciences*, 66(6), 1665-1683.
- Hong, S.Y., Noh, Y., & Dudhia, J. (2006). A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly weather review*, 134(9), 2318-2341.
- Iacono, M.J., Delamere, J.S., Mlawer, E.J., Shephard, M.W., Clough, S.A., & Collins, W.D. (2008). Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D13).
- Jiménez, P.A., Dudhia, J., González-Rouco, J.F., Navarro, J., Montávez, J.P., & García-Bustamante, E. (2012). A revised scheme for the WRF surface layer formulation. *Monthly weather review*, 140(3), 898-918.
- Kain, J.S. (2004). The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of applied meteorology*, 43(1), 170-181.
- Kant, S., Panda, J., Pani, S.K., & Wang, P.K. (2019). Long-term study of aerosol-cloud-precipitation interaction over the eastern part of India using satellite observations during pre-monsoon season. *Theor. Appl. Clim.*, 136, 605-626.
- 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.
- Khain, A.P., Beheng, K.D., Heymsfield, A., Korolev, A., Krichak, S.O., Levin, Z., Pinsky, M., Phillips, V., Prabhakaran, T., Teller, A., & Van Den Heever, S.C. (2015). Representation of microphysical processes in cloud-resolving models: Spectral (bin) microphysics versus bulk parameterization. *Reviews of Geophysics*, 53(2), 247-322.
- Khain, A.P., BenMoshe, N., & 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.
- Koren, I., Remer, L.A., Altaratz, O., Martins, J.V., & Davidi, A. (2010). Aerosol-induced changes of convective cloud anvils produce strong climate warming. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(10), 5001-5010.
- Kumar, V.V., Protat, A., May, P.T., Jakob, C., Penide, G., Kumar, S., & Davies, L. (2013). On the effects of large-scale environment and surface types on convective cloud characteristics over Darwin, Australia. *Monthly Weather Review*, 141(4), 1358-1374.
- Lee, D., Sud, Y.C., Oreopoulos, L., Kim, K.M., Lau, W.K., & Kang, I.S. (2014). Modeling the influences of aerosols on pre-monsoon circulation and rainfall over Southeast Asia. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(13), 6853-6866.
- Li, G., Wang, Y., & 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).
- Li, Z., Lau, W.K.M., Ramanathan, V., Wu, G., Ding, Y., Manoj, M.G., Liu, J., Qian, Y., Li, J., Zhou, T., Fan, J., Rosenfeld, D., Ming, Y., Wang, Y., Huang, J., Wang, B., Xu, X., Lee, S.S., Cribb, M., Zhang, F., Yang, X., Zhao, C., Takemura, T., Wang, K., Xia, X., Yin, Y., Zhang, H., Guo, J., Zhai, P.M., Sugimoto, N., Babu, S.S., & Brasseur, G.P. (2016). Aerosol and monsoon climate interactions over Asia. *Rev. Geophys.* 121(9), 4386-4403.
- Myhre, G., Aas, W., Cherian, R., Collins, W., Faluvegi, G., Flanner, M., Forster, P., Hodnebrog, Ø., Klimont, Z., Lund, M.T., & Mülmenstädt, J. (2017). Multi-model simulations of aerosol and ozone radiative forcing due to anthropogenic emission changes during the period 1990-2015. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(4), 2709-2720.
- Niu, F., & Li, Z. (2012). Systematic variations of cloud top temperature and precipitation rate with aerosols over the global tropics. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(18), 8491-8498.
- Platnick, S., & Twomey, S. (1994). Remote sensing the susceptibility of cloud albedo to changes in drop concentration. *Atmospheric research*, 34(1-4), 85-98.
- Rosenfeld, D. (1999). TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophysical research letters*, 26(20), 3105-3108.
- Rosenfeld, D., Sherwood, S., Wood, R., & Donner, L. (2014). Climate effects of aerosol-cloud interactions. *Science*, 343(6169), 379-380.
- Schiro, K.A., Neelin, J.D., Adams, D.K., & Lintner, B.R. (2016). Deep convection and column water vapor over tropical land versus tropical ocean: A comparison between the Amazon and the tropical western Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(10), 4043-4063.
- Shapiro, A., Fedorovich, E., & Gebauer, J. G. (2018). Mesoscale ascent in nocturnal low-

- level jets. *J. Atmos. Sci.*, 75, 1403–1427.
- Sherwood, S.C., Minnis, P., & McGill, M. (2004). Deep convective cloud-top heights and their thermodynamic control during CRYSTAL-FACE. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D20).
- Storer, R.L., & Van den Heever, S.C. (2013). Microphysical processes evident in aerosol forcing of tropical deep convective clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(2), 430-446.
- Storer, R.L., Van Den Heever, S.C., & Stephens, G.L. (2010). Modeling aerosol impacts on convective storms in different environments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(12), 3904-3915.
- Tao, W.K., Chen, J.P., Li, Z., Wang, C., & Zhang, C. (2012). Impact of aerosols on convective clouds and precipitation. *Reviews of Geophysics*, 50(2).
- Thompson, G., & 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.
- Trier, S. B., Wilson, J. W., Ahijevych, D. A., & Sobash, R. A. (2017). Mesoscale vertical motions near nocturnal convection initiation in PECAN. *Mon. Wea. Rev.*, 145, 2919–2941.
- Twomey, S. (1977). The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34, 1149-1152.
- Twomey, S.A., Piepgrass, M., & Wolfe, T.L. (1984). An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus B*, 36(5), 356-366.
- Waite, M.L., & Khouider, B. (2010). The deepening of tropical convection by congestus preconditioning. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(8), 2601-2615.
- Wang, J., Feng, J., Wu, Q., & Yan, Z. (2016a). Impact of anthropogenic aerosols on summer precipitation in the Beijing–Tianjin–Hebei urban agglomeration in China: Regional climate modeling using WRF-Chem. *Adv. Atmos. Sci.*, 33(6), 753–766.
- Wang, X.C., Liu, Y.M., & Bao, Q. (2016b). Impacts of cloud overlap assumptions on radiative budgets and heating fields in convective regions. *Atmos. Res.*, 84, 122–132.
- Wang, Y., Lee, K.-H., Lin, Y., Levy, M., & Zhang, R. (2014). Distinct effects of anthropogenic aerosols on tropical cyclones. *Nat. Clim. Chang.* 4, 368–373.
- Zhang, M., Meng, Z., Huang, Y., & Wang, D. (2019). The mechanism and predictability of an elevated convection initiation event in a weak-lifting environment in central-eastern China. *Monthly Weather Review*, 147, 1823–1841,
- Zhang, Y., & Klein, S.A. (2010). Mechanisms affecting the transition from shallow to deep convection over land: Inferences from observations of the diurnal cycle collected at the ARM Southern Great Plains site. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(9), 2943-2959.