

## مطالعه موردی تأثیر هواویزها بر ویژگی‌های ابر و بارش در شرایط رطوبت نسبی متفاوت

آتنا مصطفوی<sup>۱</sup>، امید علیزاده<sup>۲\*</sup> و سمانه ثابت قدم<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد هواشناسی، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۳</sup> دانشیار موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۰۴/۲۲، پذیرش: ۱۴۰۰/۰۷/۱۴)

### چکیده

چگونگی تأثیر هواویزها بر خردفیزیک ابر و بارش با استفاده از طرح‌واره دومؤلفه‌ای خردفیزیک ابر تامپسون در مدل WRF برای یک سامانه همرفتی در آوریل ۲۰۱۹ در شمال ایران بررسی شده است. داده‌های مربوط به هواویزها از مدل جهانی GOCART استخراج و سه آزمایش عددی انجام شده است. در اجرای کنترلی، از غلظت هواویزهای استخراج‌شده بی‌هیچ تغییری در مدل WRF استفاده شده است. در اجرای آلوده، تعداد هواویزهای آب‌دوست در نقاط شبکه‌ای که هواویز وجود دارد، پنج برابر افزایش یافته است. در آزمایش آلوده-مرطوب، تعداد هواویزها مشابه آزمایش آلوده است، ولی در نقاطی از شبکه که رطوبت نسبی بین ۰ تا ۹۰ درصد است، این تعداد به میزان ۱۰ درصد افزایش یافته و در نقاطی از شبکه که رطوبت نسبی آن بین ۹۰ تا ۱۰۰ درصد است، به ۱۰۰ درصد رسیده است. بیشترین مقادیر بلور یخ در آزمایش آلوده-مرطوب شبیه‌سازی شد. 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. ارتفاع پایه ابر با افزایش تعداد هواویزهای آب‌دوست افزایش می‌یابد، اما ارتفاع پایه ابر در شبیه‌سازی آلوده-مرطوب نسبت به دو شبیه‌سازی دیگر پایین‌تر است که دلیل آن، میعان بیشتر بخار آب روی ذرات هواویز و آزاد شدن گرمای نهان و در نتیجه، تقویت همرفت است. در آزمایش آلوده نسبت به اجرای کنترلی، بارش تجمعی میانگین‌گیری‌شده در کل حوزه شبیه‌سازی کاهش می‌یابد که به دلیل کاهش اندازه قطره‌های ابر و برخوردهای غیرمؤثر آنها است که تعویق شروع بارش گرم را در پی دارد. در آزمایش آلوده-مرطوب، افزایش بارش تجمعی رخ می‌دهد؛ زیرا در جوّ مرطوب بخار آب به اندازه کافی برای میعان روی ذرات هواویز وجود دارد و موجب تشکیل قطره‌های بزرگ‌تر ابر می‌شود؛ بنابراین برخوردهای مؤثر قطره‌های ابر موجب افزایش بارش می‌شود.

واژه‌های کلیدی: هواویز، بارش، خردفیزیک ابر، مدل WRF

## ۱ مقدمه

سطح مقطع ابر را در پی دارد که باعث افزایش سپیدایی ابر یا بازتاب بیشتر تابش طول موج کوتاه می‌شود. از آنجا که افزایش تعداد هواویزها موجب افزایش تعداد قطرک‌های ابر و کاهش اندازه آنها می‌شود، فرایندهای برخورد و هم‌آمیزی بین قطرک‌ها، که سازوکار اصلی بارش از ابرهای گرم هستند، کاهش می‌یابند و در نتیجه، آغاز بارش گرم به تعویق می‌افتد (برگ و همکاران، ۲۰۰۸). این اثر هواویزها به نام اثر غیرمستقیم دوم هواویزها شناخته می‌شود که آلبرشت (۱۹۸۹) آن را برای اولین بار مطرح کرد.

تأثیر هواویزها بر بارش نیز یکی از مهم‌ترین مسائل در مباحث تغییر اقلیم (هوبس، ۱۹۹۳) است که در مطالعات گوناگونی بررسی شده و نتایج متفاوت و در برخی موارد متناقضی را در پی داشته است. برای نمونه با وجود اینکه نتایج برخی مطالعات بیانگر کاهش میزان بارش با افزایش غلظت هواویزها است، مطالعات دیگری نیز هستند که افزایش بارش را در این حالت نشان می‌دهند. از این رو بر اساس نتایج مطالعات اخیر، چگونگی تأثیر هواویزها بر بارش به شرایط محیطی شامل رطوبت نسبی، شناوری، چینش قائم باد و همچنین نوع ابر بستگی دارد. رطوبت نسبی یکی از مهم‌ترین عوامل مؤثر در چگونگی پاسخ بارش در ابرهای مختلف به افزایش تعداد هواویزها است (تائو و همکاران، ۲۰۰۷). خین و همکاران (۲۰۰۵) نشان دادند در ابرهای همرفتی عمیق، با افزایش تعداد هواویزها، بارش فقط در شرایط محیطی به نسبت مرطوب افزایش می‌یابد، اما در یک جو ناپایدار با رطوبت به نسبت کم، افزایش تعداد هواویزها کاهش بارش را در پی دارد؛ بنابراین لازم است چگونگی تأثیر تعداد هواویزها بر بارش با در نظر گرفتن عوامل محیطی دیگر مثل رطوبت و پایداری جو بررسی شود (ویلیامز و همکاران، ۲۰۰۲). از این رو در برخی مطالعات به چگونگی تأثیر عوامل محیطی

جو زمین شامل ذرات جامد و مایع معلق است که اندازه، شکل و ترکیبات شیمیایی متنوعی دارند و با نام هواویزهای جو شناخته می‌شوند (ونگ و همکاران، ۲۰۰۱). با تغییر در تعداد و اندازه قطرک‌های ابر (تومی، ۱۹۷۷ و آندرا و همکاران، ۲۰۰۴) و همچنین تغییر ویژگی‌های ترمودینامیکی (کورن و همکاران، ۲۰۰۵) و دینامیکی (خین، ۲۰۰۹)، هواویزها تأثیر چشمگیری بر تابش (فن و همکاران، ۲۰۱۳ و علیزاده چوبری و همکاران، ۲۰۱۳ الف)، خردفیزیک ابر (آندرا و همکاران، ۲۰۰۴) و بارش (خین، ۲۰۰۹ و علیزاده چوبری و قریلو، ۲۰۱۷) می‌گذارند. هواویزها در جو به طور مستقیم با جذب و پراکنش تابش خورشیدی (علیزاده چوبری و همکاران، ۲۰۱۲، ۲۰۱۳ ب، ۲۰۱۴، ۲۰۱۵ و جین و همکاران، ۲۰۱۴) و به صورت غیرمستقیم با تغییر سپیدایی و طول عمر ابرها بر ترازینه تابشی و در نتیجه، بر اقلیم تأثیر می‌گذارند (لی و همکاران، ۲۰۱۸). همچنین هواویزها در فرایند هسته‌زایی ناهمگن در نقش هسته‌های میعان عمل می‌کنند و موجب شکل‌گیری قطرک‌های ابر می‌شوند؛ بنابراین انتظار می‌رود تغییر در غلظت هواویزها با تأثیر در تعداد و اندازه قطرک‌های ابر، بر ویژگی‌های ابر و در پی آن، بر الگوی بارش تأثیرگذار باشد (رمنتن و همکاران، ۲۰۰۱).

تأثیر هواویزها بر خردفیزیک ابر، طول عمر ابر یا بارش به عنوان اثر غیرمستقیم هواویزها محسوب می‌شود (تومی، ۱۹۷۷). اثر غیرمستقیم اول هواویزها یا اثر سپیدایی ابر، که اولین بار تومی (۱۹۷۷) آن را مطرح کرد، بیان می‌کند که در حجم ثابتی از محتوای آب مایع، افزایش تعداد هواویزهایی که در قالب هسته‌های میعان ابر عمل می‌کنند، موجب افزایش تعداد قطرک‌های ابر و کاهش اندازه آنها می‌شود (آندرا و همکاران، ۲۰۰۴). افزایش تعداد قطرک‌های ابر و کوچک‌تر شدن اندازه آنها، افزایش

خردفیزیک ابر و بارش در شرایط رطوبت نسبی متفاوت توجه شده است. این موضوع به‌ویژه از این جهت حائز اهمیت است که منطقه ایران ویژگی‌های جغرافیایی خاص خود را دارد و ممکن است نتایج در این منطقه متفاوت از نتایج در سایر مناطق جهان باشد.

در مطالعه حاضر، تأثیر افزایش غلظت هواویزها بر خردفیزیک ابر و الگوی بارش در شرایط رطوبت نسبی متفاوت در مناطق شمالی ایران با استفاده از مدل WRF بررسی می‌شود. در بخش ۲ این مقاله، پیکربندی مدل و طرح‌واره‌های استفاده‌شده توصیف و در بخش ۳ تحلیل هم‌مدیدی ارائه می‌شود. درباره نتایج در بخش ۴ بحث شده است که شامل تأثیر تغییر غلظت هواویزها بر چگالی‌های جرمی و عددی آب‌شهاب‌ها، ارتفاع پایه ابر و بارش سطحی تجمعی است. نتیجه‌گیری در بخش ۵ ارائه شده است.

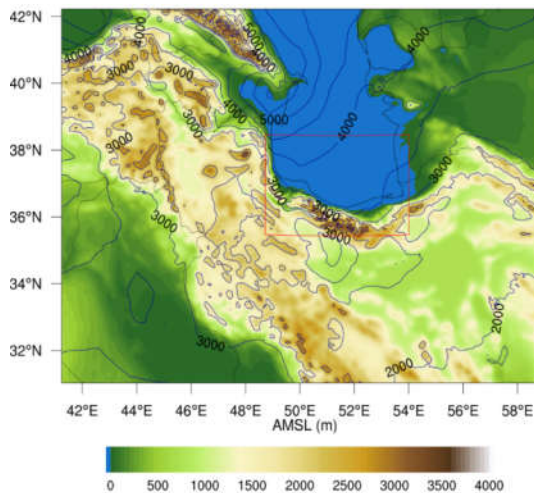
## ۲ داده‌ها، روش کار و مشخصات مدل

در پژوهش حاضر، برای مطالعه عددی از نسخه ۴.۱.۳ مدل WRF استفاده شده است. به‌منظور بررسی نقش هواویزها بر سپیدایی ابر و الگوی بارش در شرایط رطوبت نسبی متفاوت در بخش‌های شمالی ایران، سه آزمایش عددی متفاوت انجام شده است. در اجرای اول که آزمایش کنترلی نامیده می‌شود، غلظت هواویزها در جو از میانگین شبه‌سازی‌های چندساله (۲۰۰۷-۲۰۰۱) مدل جهانی (The Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport) GOCART (گینو و همکاران، ۲۰۰۱) استخراج و بی‌هیچ تغییری در مدل WRF استفاده شده است. از این مدل جهانی کولارکو و همکاران (۲۰۱۰) نیز استفاده کرده‌اند. در آزمایش عددی دوم، که از این پس آزمایش آلوده نامیده می‌شود، در نقاط شبکه‌ای که هواویز وجود دارد، تعداد هواویزهای آب‌دوست پنج برابر افزایش یافته است. آزمایش سوم از نظر تعداد هواویزها

متفاوت بر میزان بارش پرداخته شده است. برای نمونه لی و همکاران (۲۰۰۸) چگونگی تأثیر هواویزها را بر بارش در شرایط محیطی متفاوت با استفاده از مدل Weather WRF (Research and Forecasting) و کاربست یک طرح‌واره دو مؤلفه‌ای کپ‌های خردفیزیک ابر بررسی کردند و نشان دادند افزایش غلظت هواویزها در رطوبت نسبی زیاد، چینه‌ساز باد شدید و پایداری جو موجب افزایش بارش می‌شود. فن و همکاران (۲۰۰۷) نیز نقش رطوبت هوا را در شکل‌گیری ابرهای ثانویه و خط تندوزه مطالعه کردند. نتایج آن مطالعه بیانگر افزایش بارش به میزان دو تا سه برابر به‌ازای افزایش ده درصدی رطوبت نسبی است.

مطالعات محدودی در زمینه تأثیر هواویزها بر خردفیزیک ابر و بارش در منطقه ایران انجام شده است. برای مثال، علیزاده چوبری (۱۳۹۶) برای غلظت‌های متفاوت هواویزها با استفاده از مدل WRF نشان داد افزایش غلظت هواویزها باعث افزایش سپیدایی ابر و بنابراین کاهش تابش طول موج کوتاه رسیده به سطح زمین و به‌دنبال آن کاهش دمای سطح می‌شود. همچنین علیزاده چوبری و قرایلو (۲۰۱۷) با استفاده از آزمایش‌های عددی دریافتند در وضعیت آلوده، ارتفاع پایه ابرها بالاتر است که این مسئله ناشی از سرمایه‌های سطحی بیشتر و لایه مرزی خشک‌تر نسبت به جو پاک است. در مطالعه‌ای دیگر، علیزاده چوبری (۲۰۱۸) با استفاده از مدل WRF نشان داد با افزایش غلظت هواویزها، بارش‌ها در منطقه تهران به تأخیر می‌افتد که پیامد آن، رشد قائم بیشتر ابر، افزایش آزاد شدن گرمای نهان انجماد و در نتیجه، افزایش آهنگ بارش است. زارعی و همکاران (۱۳۹۶) نیز در یک مطالعه موردی در زمینه تأثیر هواویزها بر بارش نشان دادند توزیع مکانی بارش در جو پاک و آلوده متفاوت است؛ در جو آلوده به دلیل فراهنج‌های شدیدتر، بارش‌های بیشتری رخ می‌دهد. با وجود چنین مطالعاتی برای منطقه ایران، کمتر به چگونگی تأثیر افزایش فراوانی هواویزها بر

مناطق کوهستانی از داده‌های استاندارد (USGS United States Geological Survey) با تفکیک  $30\text{-arc}$  ثانیه  $(0.9\text{ km})$  جهت حوزه درونی مدل استفاده شده است.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی دو حوزه مدل به همراه ارتفاع از تراز دریا (رنگ‌ها (AMSL (m) در منطقه مورد مطالعه و همچنین غلظت اولیه هواویزهای آب‌دوست در آزمایش کنترلی (پربندهای آبی با واحد  $\text{cm}^3$ ).

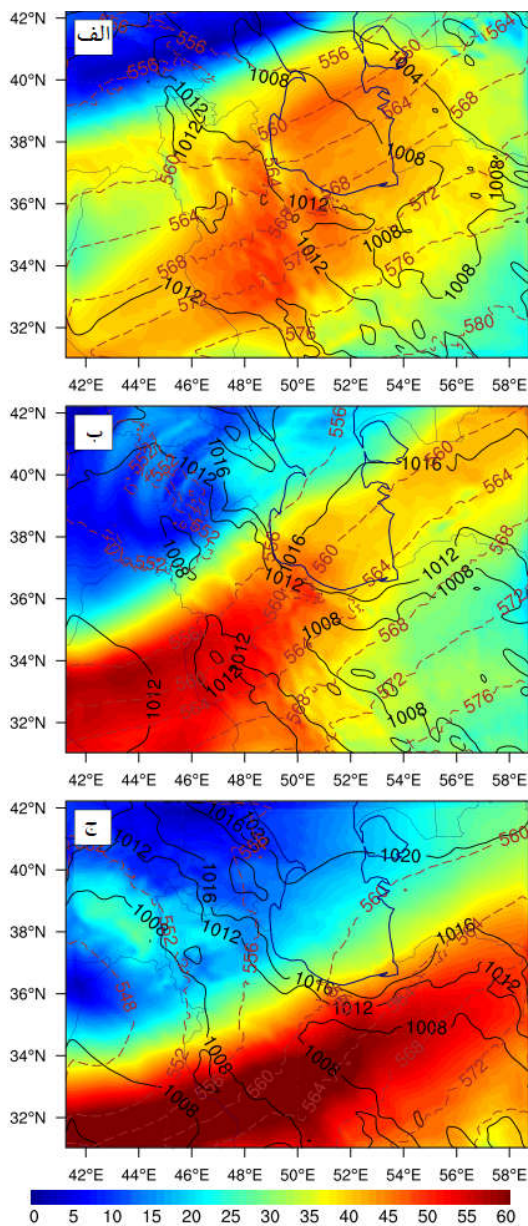
برای شبیه‌سازی فرایندهای خردفیزیک ابر از طرح‌واره خردفیزیک کپه‌ای دو مؤلفه‌ای آگاه از هواویزها استفاده شده است که تامپسون و ایدهمر (۲۰۱۴) آن را گسترش داده‌اند. این طرح‌واره به‌طور صریح هسته‌زایی قطرک‌های ابر و بلورهای یخ را مدل‌سازی می‌کند و نسبت اختلاط بخار آب، قطرک‌های ابر، قطره‌های باران، بلورهای یخ، برف، گویچه برف و همچنین تعداد قطرک‌های ابر، بلورهای یخ و قطره‌های باران را محاسبه می‌کند. شایان ذکر است طرح‌واره‌های خردفیزیک تک مؤلفه‌ای، تنها جرم آب‌شهاب‌ها را در نظر می‌گیرند، درحالی‌که در طرح‌واره‌های خردفیزیک کپه‌ای دو مؤلفه‌ای، جرم و تعداد قطرک‌های ابر پیش‌بینی می‌شود. در این طرح‌واره نظریه فعال‌سازی کوهرلر (کوهرلر، ۱۹۳۶) برای هسته‌زایی هواویزها و شکل‌گیری قطرک‌های ابر استفاده و توزیع گاما برای تعداد قطرک‌های ابر در نظر گرفته شده است.

مشابه آزمایش دوم است، اما رطوبت نسبی در نقاطی از شبکه که رطوبت نسبی آن بین ۹۰ تا ۱۰۰ درصد است، به ۱۰۰ درصد تغییر یافته است، درحالی‌که در نقاطی از شبکه با رطوبت نسبی بین ۰ تا ۹۰ درصد، رطوبت نسبی به میزان ۱۰ درصد افزایش یافته است. این اجرا از این پس آزمایش آلوده- مرطوب نامیده می‌شود.

ذرات هواویز که از منابع طبیعی و انسان‌زاد گسیل می‌شوند، در مدل جهانی GOCART بر اساس اندازه و نوع آنها مدل‌سازی می‌شوند و تعداد هواویزها بر این اساس تخمین زده می‌شود. داده‌های هواویز که ورودی مدل WRF هستند شامل نسبت‌های اختلاط جرمی سولفات، نمک دریا، کربن آلی، گردوخاک و کربن سیاه است که از شبیه‌سازی‌های مدل GOCART با تفکیک افقی  $1^\circ \times 2.5^\circ$  به دست می‌آید. گفتنی است از نقش کربن سیاه در فعال‌سازی هسته‌های میعان ابر چشم‌پوشی شده است. بر اساس تامپسون و ایدهمر (۲۰۱۴)، ذرات گردوخاک با اندازه بزرگ‌تر از  $0.5$  میکرومتر، هسته یخی و گونه‌های دیگر هواویز، هسته قطرک ابر فرض شده‌اند.

آزمایش‌های عددی برای دوره فعالیت یک سامانه همرفتی در مناطق جنوبی دریای خزر در بازه ۱۷ تا ۲۳ آوریل ۲۰۱۹ انجام شده است. بیست و چهار ساعت اول اجرای مدل، زمان spin-up مدل در نظر گرفته شده است. از این پس، دوره ۱۸ تا ۲۳ آوریل ۲۰۱۹ دوره شبیه‌سازی نامیده می‌شود. برای شرایط آغازین و مرزی هواشناسی از داده‌های ERA5 (ECMWF Reanalysis 5th Generation) با تفکیک افقی  $0.25^\circ$  بازه زمانی سه ساعته استفاده شده است. پیکربندی مدل شامل دو حوزه تودرتو با تعداد نقاط شبکه‌ای  $150 \times 200$  و  $121 \times 181$  است که تفکیک‌های افقی آنها به ترتیب  $8/33333$  و  $2/7777$  متر (با نسبت ۱:۳) است. در راستای قائم، از ۳۳ تراز سیگما تا ارتفاع ۵۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. برای کاربری زمین و

بیستم آوریل ۲۰۱۹، کم‌فشار بسته در ۵۰۰ هکتوپاسکال در شمال غرب ایران شکل گرفته و جریان جتی در ۳۰۰



شکل ۲. فشار متوسط تراز دریا (پربندهای مشکی با فواصل ۴ هکتوپاسکال)، ارتفاع ژئوپتانسیلی در ۵۰۰ هکتوپاسکال (پربندهای خط‌چین قهوه‌ای با فواصل ۴ dm) و سرعت باد در ۳۰۰ هکتوپاسکال (رنگ‌ها، m/s) در حوزه بیرونی در ساعت UTC ۰۰:۰۰ روزهای (الف) هجدهم (ب) بیستم (ج) بیست و دوم آوریل ۲۰۱۹.

برای پارامترسازی فرایندهای همرفتی در حوزه بیرونی مدل از طرح‌واره کین-فریج استفاده شده است (کین، ۲۰۰۴). برای حوزه درونی مدل نیز مدل‌سازی به‌طور صریح انجام شده است. طرح‌واره (RRTMG Rapid Radiative Transfer Model) برای شبیه‌سازی تابش طول موج کوتاه و بلند استفاده شده است (ملاور و همکاران، ۱۹۹۷). در این مطالعه از طرح‌واره سطح زمین بخش حرارتی پنج لایه و طرح‌واره لایه سطحی نظریه همانندی تجدیدنظرشده (Fifth-Generation MM5 Penn State/NCAR Mesoscale Model) (جیمز و همکاران، ۲۰۱۲) استفاده شده است. این نسخه تجدیدنظرشده محدودیت‌های قبلی را برطرف و از توابع پایداری به‌روز شده استفاده می‌کند. فرایندهای لایه مرزی با استفاده از طرح‌واره (Yonsei University) YSU پارامترسازی شده است که در آن یک لایه درون‌آمیختگی صریح و نمایه احتمالی K در یک لایه آمیخته ناپایدار به کار گرفته می‌شود (هانگ و همکاران، ۲۰۰۶). موقعیت جغرافیایی دو حوزه مدل WRF، به‌همراه عوارض سطح زمین و توزیع مکانی غلظت اولیه هواویزهای آب‌دوست در سطح زمین برای آزمایش کنترلی در شکل ۱ نشان داده شده است.

### ۳ شرایط همدیدی در دوره مطالعاتی

شکل ۲ الگوی سامانه همرفتی در دوره مورد مطالعه را نشان می‌دهد. بر اساس شکل، ورود یک ناوه تراز میانی از غرب ایران موجب تقویت فرایندهای همرفتی شده است که از قبل وجود داشته‌اند و در اوایل فصل بهار مورد انتظار هستند. در روز هجدهم آوریل ۲۰۱۹، ناوه در ۵۰۰ هکتوپاسکال در غرب ایران ظاهر شده است (شکل ۲-الف). در قسمت‌های شرقی، وجود یک پشته غالب است. همچنین جریان جتی قوی در ۳۰۰ هکتوپاسکال از عراق به غرب ایران توسعه یافته است (شکل ۲-الف). در روز

## ۳-ب.

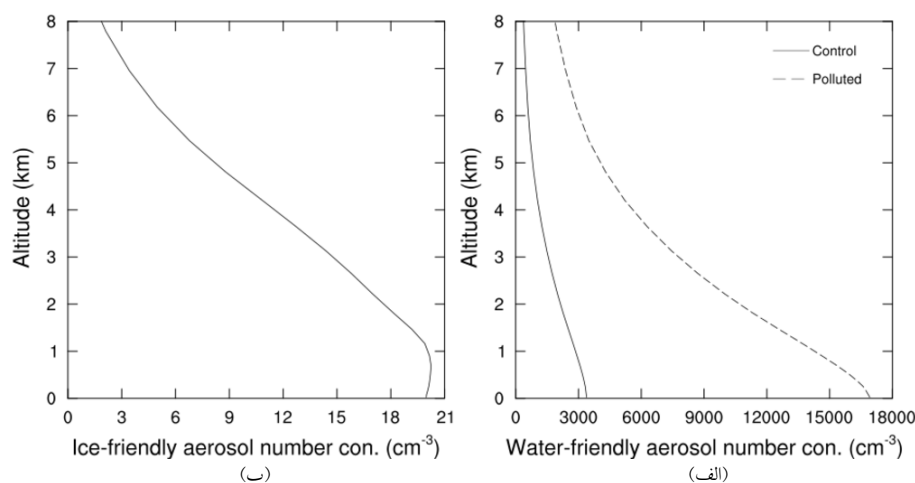
برای بررسی اثر هواویزها بر ویژگی‌های ابر، ویژگی‌های خردفیزیک ابر در شرایط متفاوت برای هواویزهای آب‌دوست تحلیل می‌شوند. تعداد اولیه هواویزهای آب‌دوست برای سه شبیه‌سازی که روی حوزه داخلی و در همه ترازها میانگین‌گیری شده‌اند در جدول ۱ نشان داده شده است. این تعداد در شبیه‌سازی کنترلی، آلوده و آلوده-مرطوب به ترتیب برابر  $33/1710 \text{ cm}^{-3}$ ،  $96/4870 \text{ cm}^{-3}$  و  $42/4742$  است. همان‌طور که مشخص است، تغییرات در تعداد اولیه هواویزهای آب‌دوست با تغییرات چشمگیر در غلظت عددی قطره‌های ابر همراه است. با افزایش تعداد هواویزها از  $33/1710$  به  $96/4870 \text{ cm}^{-3}$ ، تعداد قطره‌های ابر از  $63/204$  به  $31/356 \text{ cm}^{-3}$  افزایش می‌یابد. به نظر می‌رسد افزایش تعداد قطره‌های ابر به علت افزایش تعداد هسته‌های میعان و فعال‌سازی بیشتر هواویزهاست که با نتایج دیگر مطالعات مشاهداتی (آندرا و همکاران، ۲۰۰۴) و شبیه‌سازی‌های عددی (فن و همکاران، ۲۰۰۷ و لی و همکاران، ۲۰۰۸) سازگار است.

هکتوپاسکال تشدید شده (شکل ۲-ب)، درحالی که در سطح زمین یک کم‌فشار بسته با مرکز  $1008$  هکتوپاسکال تشکیل شده است. در روز بیست و دوم آوریل، یک زبانه کم‌فشار سطحی روی مرز ایران و عراق با مرکز  $1008$  هکتوپاسکال تشکیل و جریان جتی در تراز  $300$  هکتوپاسکال تشدید شده است (شکل ۲-ج). در این زمان، کم‌فشار در  $500$  هکتوپاسکال تقویت و مقداری به سمت جنوب غرب جابه‌جا شده است.

## ۴ تحلیل نتایج

## ۴-۱ اثر هواویزها بر ویژگی‌های ابر در شرایط رطوبت نسبی متفاوت

نمایه قائم میانگین تعداد هواویزهای آب‌دوست و یخ‌دوست در اجزای آزمایشی در حوزه درونی مدل در شکل ۳ نشان داده شده است. همان‌طور که اشاره شد، غلظت اولیه هواویزهای آب‌دوست در آزمایش آلوده پنج برابر بیش از آزمایش کنترلی و در آزمایش آلوده-مرطوب مشابه آزمایش آلوده است (شکل ۳-الف). غلظت اولیه هواویزهای یخ‌دوست که شامل گردو خاک است، در هر سه شبیه‌سازی یکسان فرض شده است (شکل



شکل ۳. نمایه قائم غلظت اولیه هواویزهای (الف) آب‌دوست (ب) یخ‌دوست که روی حوزه درونی مدل برای آزمایش‌های کنترلی و آلوده میانگین‌گیری شده‌اند. غلظت اولیه هواویزهای آب‌دوست در آزمایش‌های آلوده و آلوده-مرطوب و غلظت اولیه هواویزهای یخ‌دوست در هر سه آزمایش مشابه است.

جدول ۱. چگالی عددی هواویزهای آب‌دوست و قطره‌های ابر ( $\text{cm}^{-3}$ ) میانگین‌گیری شده در حوزه داخلی مدل و همه ترازهای قائم در طول دوره شبیه‌سازی به همراه بارش تجمعی (mm) در دوره هجدهم تا بیست و سوم آوریل ۲۰۱۹، برای سه شبیه‌سازی کنترلی، آلوده و آلوده-مرطوب.

شبه‌سازی	چگالی عددی هواویزهای آب‌دوست ( $\text{cm}^{-3}$ )	چگالی عددی قطره‌های ابر ( $\text{cm}^{-3}$ )	بارش تجمعی (mm)
کنترلی	۳۳/۱۷۱۰	۶۳/۲۰۴	۸۰/۳۳
آلوده	۹۶/۴۸۷۰	۳۱/۳۵۶	۷۹/۳۳
آلوده-مرطوب	۴۲/۴۷۴۲	۳۲/۳۴۶	۰۵/۳۹

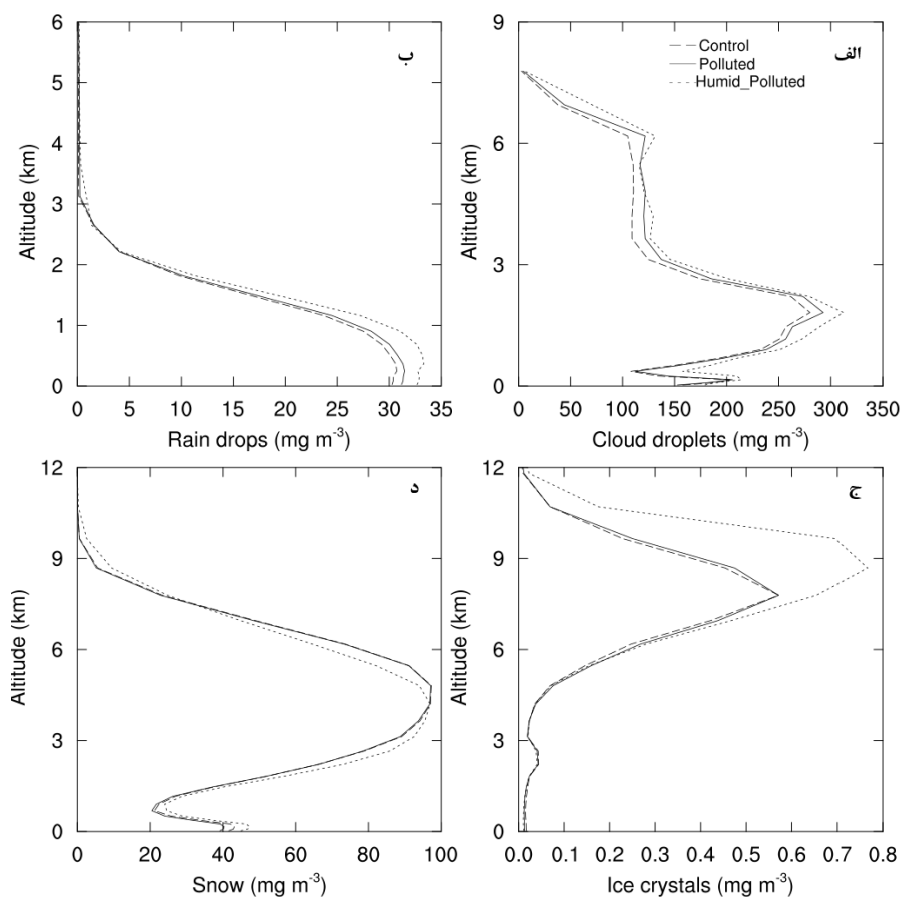
کنترلی، بخار آب روی تعداد هواویزهای بیشتری متراکم می‌شود و قطره‌های ابر تشکیل می‌شوند. همچنین با افزایش رطوبت نسبی جو، بخار آب بیشتری برای میعان روی ذرات هواویز در مقایسه با آزمایش آلوده وجود دارد و در نتیجه، تعداد قطره‌های ابر بیشتری شکل می‌گیرند. با وجود تفاوت‌های بحث‌شده در چگالی جرمی، ارتفاع و بیشینه چگالی جرمی قطره‌های ابر در هر سه شبیه‌سازی تقریباً یکسان است؛ زیرا بر اساس نتایج مطالعه لی و همکاران (۲۰۰۸) میعان بخار آب در پایین‌تر از تراز انجماد اتفاق می‌افتد. با توجه به شکل ۴-الف، برای چگالی جرمی قطره‌های ابر، یک بیشینه در حدود ارتفاع ۵/۲ کیلومتری مشاهده می‌شود. این مطلب را می‌توان این‌گونه توضیح داد که میانگین بیشینه ابراشباع محیط در حدود ارتفاع پایه ابر حاصل می‌شود؛ بنابراین یک ذره می‌تواند به صورت یک قطره ابر فعال شود. مطابق با جدول ۲ میانگین ارتفاع پایه ابر در هر سه آزمایش در این ارتفاع حدودی ۵/۲ کیلومتری است؛ بنابراین در این ارتفاع، بیشینه ابراشباع محیط اتفاق می‌افتد که به شکل‌گیری بیشترین مقادیر قطره‌های ابر منجر می‌شود. شکل ۴-ب نمایه قائم چگالی جرمی قطره‌های باران را در هر سه شبیه‌سازی نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، بیشترین میزان چگالی جرمی قطره‌های باران، مربوط به شبیه‌سازی آلوده-مرطوب با رطوبت نسبی بیشتر است. رطوبت زیاد جو در این شبیه‌سازی موجب رشد میعانی سریع قطره‌های ابر (میعان بیشتر بخار آب روی قطره ابر) و شکل‌گیری قطره‌های بزرگ‌تر و در

شکل ۴ نمایه‌های قائم چگالی جرمی برخی آب-شهاب‌ها شامل قطره ابر، قطره‌های باران و بلورهای یخ و برف را در هر سه شبیه‌سازی نشان می‌دهد. با توجه به شکل، چگالی جرمی قطره‌های ابر در دو شبیه‌سازی آلوده و آلوده-مرطوب نسبت به شبیه‌سازی کنترلی بیشتر است؛ زیرا در پاسخ به تعداد بیشتر هواویزها، تبدیل هواویزها به قطره‌های ابر بیشتر اتفاق می‌افتد. به عبارت دیگر، از آنجاکه تعداد هواویزهای آب‌دوست در آزمایش‌های آلوده بیشتر است، بخار آب بیشتری امکان چگالش را روی ذرات هواویز دارد و در نتیجه، امکان شکل‌گیری قطره‌های ابر بیشتر است. از سوی دیگر، چگالی جرمی قطره‌های ابر در شبیه‌سازی کنترلی کمترین مقدار است؛ زیرا ذرات هواویز کمتری برای تبدیل شدن به قطره‌های ابر وجود دارند.

از مقایسه جرم قطره‌های ابر در شبیه‌سازی کنترلی و آلوده که در شرایط رطوبت نسبی یکسان انجام شده‌اند، می‌توان نتیجه گرفت با وجود مقدار ثابتی از محتوای بخار آب موجود در جو، افزایش تعداد هواویزها موجب افزایش تعداد قطره‌های ابر می‌شود (شکل ۴-الف). افزایش تعداد قطره‌های ابر در شبیه‌سازی آلوده با نتایج مشاهدات قبلی (برای نمونه، روزنفلد، ۲۰۰۰ و کافمن و کورن، ۲۰۰۶) و شبیه‌سازی‌های عددی (خین و پوکروسکی، ۲۰۰۴) سازگار است. از سوی دیگر، بر اساس شکل ۴-الف، چگالی جرمی قطره‌های ابر در آزمایش آلوده-مرطوب بیشترین مقدار است. در این شبیه‌سازی، با افزایش تعداد هواویزها نسبت به شبیه‌سازی

می‌یابند، با آزاد شدن گرمای نهان بیشتر، سرعت فراهنج‌ها افزایش می‌یابد. این وضعیت از یک سو سبب افزایش ابراشباع و افزایش رشد پخشی قطرک می‌شود و از سوی دیگر، موجب طولانی‌تر شدن زمان رشد قطرک و بزرگ‌تر شدن ذرات بارشی می‌شود. بنابراین زمانی که این ذرات از پایه ابر فرو می‌افتند و وارد محیط زیراشباع می‌شوند، کمتر تبخیر می‌شوند.

نتیجه، هم‌آمیزی مؤثرتر قطرک‌ها و تبدیل آنها به قطره باران می‌شود. شکل ۴-ب همچنین نشان می‌دهد بارش رسیده به سطح زمین در شبیه‌سازی آلوده بیشتر از شبیه‌سازی کنترلی است. این مطلب احتمالاً به این علت است که ذرات بارشی در حالت آلوده بزرگ‌ترند. بزرگ‌تر بودن ذرات بارشی را می‌توان این‌گونه توجیه کرد که هنگامی که تعداد هسته‌های میعان افزایش



شکل ۴. نمایه‌های قائم چگالی جرمی ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) قطرک ابر (ب) قطره‌های باران (ج) بلورهای یخ (د) برف، میانگین‌گیری‌شده در طول دوره شبیه‌سازی و روی حوزه داخلی برای سه شبیه‌سازی.

با افزایش تعداد هواویزها، هسته‌زایی بیشتر قطرک‌های ابر صورت بگیرد؛ در نتیجه، گرمای نهان بیشتری آزاد می‌شود که موجب افزایش رشد قائم ابر و افزایش هسته‌زایی یخ و بنابراین تولید بیشتر بلورهای یخ می‌شود.

شکل ۴-ج نشان‌دهنده نیم‌رخ قائم چگالی جرمی بلور یخ برای سه شبیه‌سازی است. همان‌طور که در شکل مشخص است، بیشترین مقادیر بلور یخ مربوط به شبیه‌سازی آلوده-مرطوب است. افزایش رطوبت نسبی جو موجب می‌شود



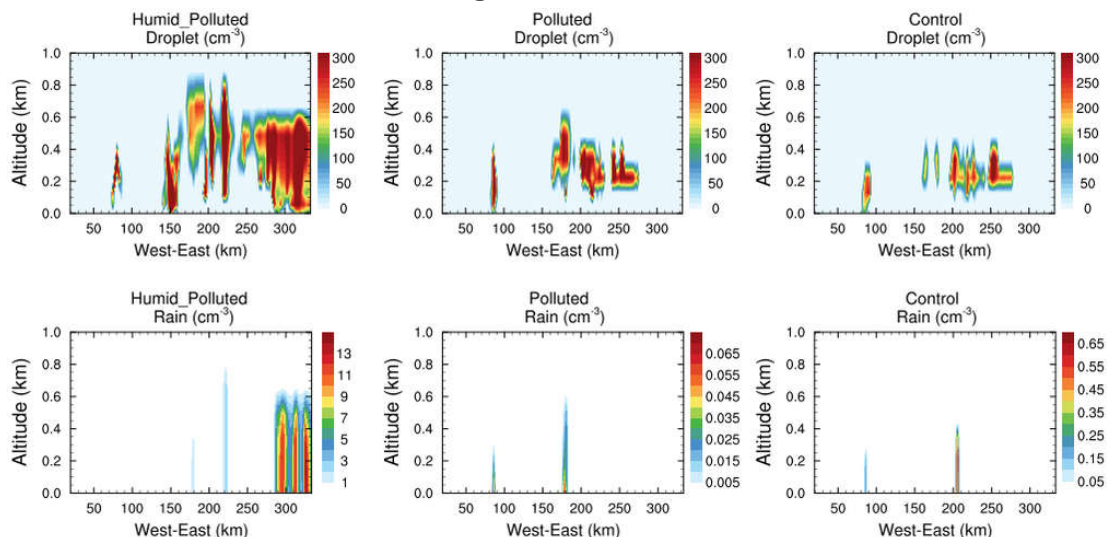
باران در آزمایش کنترلی بیش از آزمایش آلوده است؛ زیرا قطرک‌های ابر در شبیه‌سازی کنترلی بزرگ‌تر هستند و در نتیجه، تبدیل آنها به قطره‌های باران مؤثرتر است. علاوه بر این، بیشترین چگالی عددی قطره‌های باران مربوط به آزمایش آلوده- مرطوب است. به نظر می‌رسد همان‌گونه‌که پیشتر اشاره شد، در آزمایش آلوده- مرطوب قطرک‌های ابر بیشتری برای تبدیل به قطره‌های باران وجود دارند. همچنین از آنجا که در جو مرطوب، بخار آب بیشتری برای میعان روی ذرات هواویز وجود دارد، امکان شکل‌گیری قطرک‌های ابر با اندازه‌های بزرگ‌تر وجود دارد که موجب تبدیل مؤثرتر قطرک‌های ابر به قطره‌های باران می‌شود.

نمایه قائم تغییرات دمای هوا ناشی از اثرهای غیرمستقیم هواویزها در شکل ۶ نشان داده شده است. شکل ۶- الف نشان‌دهنده تغییرات دمای هوا بین دو شبیه‌سازی کنترلی و آلوده و شکل ۶- ب بیانگر تغییرات دما بین دو شبیه‌سازی آلوده و آلوده- مرطوب است که در طول دوره شبیه‌سازی و روی حوزه داخلی میانگین‌گیری شده‌اند. در شبیه‌سازی آلوده، اثر غیرمستقیم اول هواویزها و همچنین تأخیر در آغاز بارش گرم موجب کاهش تابش طول موج کوتاه رسیده به سطح زمین می‌شود؛ بنابراین دمای هوا در جو پایین (تقریباً پایین‌تر از ۷ کیلومتر) کاهش می‌یابد. از طرف دیگر، به دلیل افزایش چگالی جرمی قطرک‌های ابر در آزمایش آلوده نسبت به کنترلی (شکل ۴)، جذب تابش طول موج کوتاه در جو میانی و فوقانی (بالا‌تر از ۷ کیلومتر) افزایش می‌یابد که موجب افزایش دمای هوا در جو میانی می‌شود (شکل ۶- الف). از سوی دیگر، افزایش چگالی جرمی قطرک‌های ابر در آزمایش آلوده- مرطوب در مقایسه با آزمایش آلوده (شکل ۴) موجب افزایش جذب تابش طول موج کوتاه و در پی آن، افزایش دمای هوا در جو میانی و فوقانی می‌شود. همچنین به دلیل افزایش سطح

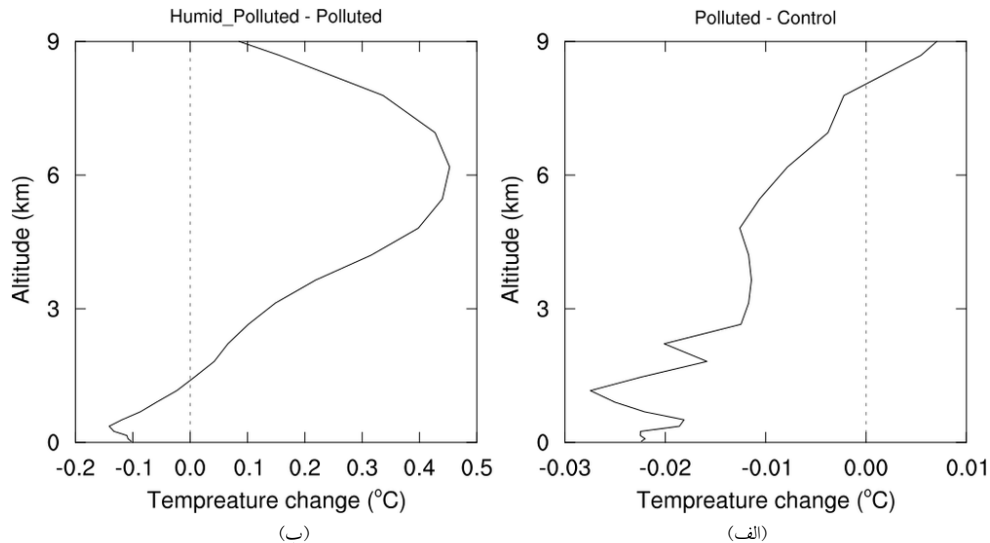
از آنجا که برف طی فرایند انبوهش و از برخورد بلورهای یخ تولید می‌شود، افزایش تولید یخ در شبیه‌سازی آلوده- مرطوب، موجب برخورد بیشتر بلورهای یخ و تولید برف بیشتر می‌شود (شکل ۴- د).

برای درک بهتر تأثیر هواویزها بر خردفیزیک ابر، سطح مقطع قائم چگالی عددی قطرک‌های ابر و قطره‌های باران برای سه شبیه‌سازی در ساعت UTC ۰۴:۰۰ هجدهم آوریل ۲۰۱۹ در شکل ۵ نشان داده شده است. گفتنی است کمینه مقادیر در این ساعت شبیه‌سازی شده است. به دلیل وجود تعداد بیشتر هسته‌های میعان ابر، چگالی عددی قطرک ابر در آزمایش آلوده در مقایسه با آزمایش کنترلی بیشتر است؛ زیرا در شبیه‌سازی کنترلی، ذرات هواویز کمتری برای میعان آب ابر سرد در دسترس است. به همین ترتیب، چگالی عددی قطرک ابر در شبیه‌سازی آلوده- مرطوب بیشترین مقادیر را دارد؛ زیرا در مقایسه با آزمایش کنترلی، تعداد ذرات هواویز بیشتری در دسترس است که آب ابر سرد روی آنها میعان می‌کند و قطرک‌های ابر بیشتری تشکیل می‌شوند. همچنین از آنجا که در آزمایش آلوده- مرطوب نسبت به آزمایش آلوده، بخار آب بیشتری برای میعان روی ذرات هواویز وجود دارد، چگالی عددی قطرک‌های ابر در مقایسه با شبیه‌سازی آلوده به‌طور چشمگیری بیشتر است. از سوی دیگر، قطرک‌های ابر در دو آزمایش آلوده و آلوده- مرطوب در مقایسه با آزمایش کنترلی، به ارتفاع بالاتری می‌رسند؛ زیرا در آزمایش‌های آلوده، قطرک‌ها کوچک‌تر هستند و بنابراین اغلب در دماهای کمتر (ارتفاعات بالاتر درون ابر) منجمد می‌شوند. همچنین در شبیه‌سازی آلوده- مرطوب، قطرک‌های ابر در مقایسه با آزمایش آلوده به ارتفاع بالاتری می‌رسند؛ زیرا همان‌طور که گفته شد، در آزمایش آلوده- مرطوب، بخار آب بیشتری برای چگالش روی ذرات هواویز وجود دارد و گرمای نهان میعان موجب صعود قطرک‌ها به ارتفاع‌های بالاتر درون ابر می‌شود. از طرفی، چگالی عددی قطره‌های

مقطع و در نتیجه سپیدایی ابر، تابش رسیده به سطح زمین  
 در آزمایش آلوده- مرطوب نسبت به آزمایش آلوده  
 کاهش می‌یابد که موجب کاهش دمای هوای نزدیک  
 سطح زمین می‌شود (شکل ۶-ب).



شکل ۵. سطح مقطع قائم چگالی عددی قطره‌های ابر (بالا) و قطره‌های باران (پایین) ( $\text{cm}^{-3}$ ) برای شبیه‌سازی‌های کنترلی (راست)، آلوده (وسط) و آلوده-مرطوب (چپ) در حوزه داخلی و در محدوده عرض جغرافیایی ۳۵ درجه در ساعت UTC ۰۴:۰۰ هجدهم آوریل ۲۰۱۹.



شکل ۶. مقایسه نمایه قائم تغییر دمای هوا ( $^{\circ}\text{C}$ ) در آزمایش (الف) آلوده منهای کنترلی (ب) آلوده-مرطوب منهای آلوده.

دو شبیه‌سازی کنترلی و آلوده به ترتیب ۶/۲۶۶۶ و ۲/۲۶۷۰ متر است که تغییر چندانی نداشته است. با توجه به جدول ۲، ارتفاع پایه ابر در شبیه‌سازی آلوده-مرطوب نسبت به

در جدول ۲ ارتفاع پایه ابر برای سه شبیه‌سازی نشان داده شده که روی حوزه داخلی و در طول دوره شبیه‌سازی میانگین‌گیری شده است. مقادیر به دست آمده از

دو شبیه‌سازی کنترلی و آلوده پایین‌تر است (۳/۲۵۶۵). این مطلب را می‌توان به این صورت توضیح داد که افزایش رطوبت نسبی جو موجب چگالش بیشتر بخار آب روی ذرات هواویز و آزاد شدن بیشتر گرمای نهان و در نتیجه، تقویت همرفت در سطح زمین می‌شود؛ بنابراین پایه ابر در ارتفاع پایین‌تری تشکیل می‌شود.

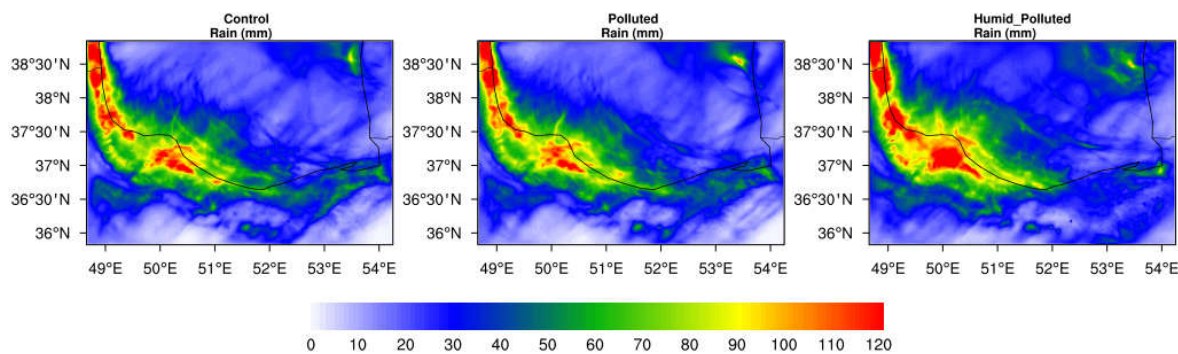
جدول ۲. تراز میعان بالابر (LCL) یا ارتفاع پایه ابر (m) برای سه شبیه‌سازی کنترلی، آلوده و آلوده-مرطوب که روی حوزه داخلی و در طول دوره شبیه‌سازی میانگین‌گیری شده است.

آلوده-مرطوب	آلوده	کنترلی	شبیه‌سازی
۲۵۶۵/۲۹۵	۲۶۷۰/۲۲۹	۲۶۶۶/۵۶۷	LCL (m)

#### ۴-۲ تأثیر هواویزها بر بارش در شرایط رطوبت نسبی متفاوت

شکل ۷ توزیع بارش سطحی تجمعی در سه شبیه‌سازی را نشان می‌دهد. در پاسخ به تغییر تعداد هواویزها، تغییرات زیادی در میزان بارش تجمعی در نواحی مختلف به‌صورت محلی دیده می‌شود (مشابه با نتایج مطالعه تامپسون و ایدهمر، ۲۰۱۴). تقریباً در مرکز حوزه، بیشترین مقادیر بارش برای سه آزمایش شبیه‌سازی شده است. در آزمایش سوم بیشترین مقدار بارش تجمعی تشخیص داده می‌شود. دلیل احتمالی کاهش جزئی بارش سطحی در

آزمایش آلوده نسبت به کنترلی می‌تواند ناشی از افزایش تعداد هواویزها باشد که موجب افزایش تعداد قطرک‌های ابر و کاهش اندازه آنها می‌شود؛ بنابراین با کاهش فرایندهای برخورد و هم‌آمیزی بین قطرک‌ها، آغاز بارش گرم به تعویق می‌افتد که نشان‌دهنده اثر غیرمستقیم دوم هواویزها است. از سوی دیگر، در شبیه‌سازی آلوده-مرطوب به علت رطوبت زیاد جو، بخار آب بیشتری روی ذرات هواویز میعان می‌کند و احتمالاً موجب شکل‌گیری قطرک‌های ابر با اندازه‌های بزرگ‌تر می‌شود که سبب برخوردهای مؤثرتر بین قطرک‌های ابر و به دنبال آن، افزایش بارش می‌شود. همچنین رطوبت زیاد جو در آزمایش آلوده-مرطوب موجب آزاد شدن بیشتر گرمای نهان میعان و صعود قطرک‌ها به ارتفاع‌های بالاتر و در نتیجه، شکل‌گیری بیشتر آب‌شهاب‌های منجمد می‌شود که هنگام عبور از تراز انجماد، ذوب می‌شوند و می‌توانند سبب افزایش بارش سطحی شوند. علاوه‌براین با توجه به جدول ۲، در شبیه‌سازی آلوده-مرطوب به علت رطوبت زیاد جو، ارتفاع پایه ابر نسبت به دو آزمایش آلوده و کنترلی پایین‌تر است که موجب می‌شود گونه‌های بارشی، ارتفاع کمتری را تا رسیدن به سطح زمین طی کنند و بنابراین کمتر تبخیر و ذوب شوند.



شکل ۷. بارش تجمعی (mm) در حوزه داخلی از هجدهم تا بیست و سوم آوریل ۲۰۱۹ برای سه آزمایش کنترلی، آلوده و آلوده-مرطوب.

#### ۵ نتیجه‌گیری

میان‌مقیاس WRF با دو شبکه تودرتو و با استفاده از طرح‌واره خردفیزیک ابر تامپسون انجام شده است. در شبیه‌سازی اول (آزمایش کنترلی) غلظت هواویزها از نتایج

در مقاله حاضر برای بررسی تأثیر هواویزها بر ویژگی‌های ابر و بارش، سه شبیه‌سازی متفاوت با استفاده از مدل

مقایسه مقادیر بارش تجمعی رسیده به سطح زمین، کاهش میزان بارش تجمعی در شبیه‌سازی آلوده را نسبت به آزمایش کنترلی نشان می‌دهد. در شرایط آلوده، افزایش تعداد هواویزها با افزایش تعداد قطره‌های ابر همراه است، اما به دلیل رقابت برای کسب بخار آب در دسترس، شعاع قطره‌ها کاهش می‌یابد که به کاهش فرایندهای برخورد و هم‌آمیزی و کاهش یا توقف بارش گرم منجر می‌شود. این نتیجه با نتایج عزیزاده چوبری (۲۰۱۸) برای بارش‌های ضعیف هماهنگی دارد. بیشترین مقادیر بارش تجمعی در شبیه‌سازی آلوده-مرطوب مشاهده شد که با نتایج مطالعه زارعی و همکاران (۱۳۹۶) مطابقت دارد. به دلیل زیاد بودن میزان رطوبت جو، بخار آب به اندازه کافی برای میعان روی ذرات هواویز وجود دارد و در نتیجه، قطره‌های ابر با اندازه‌های بزرگ‌تر تشکیل می‌شوند که با افزایش بارش همراه می‌شود. همچنین در حالت آلوده-مرطوب، رطوبت زیاد جو موجب می‌شود گرمای نهان میعان بیشتری آزاد شود که سبب شکل‌گیری بیشتر آب‌شهاب‌های منجمد می‌شود که در هنگام ریزش، پس از عبور از تراز انجماد، باعث افزایش بارش سطحی می‌شود. علاوه بر این در شبیه‌سازی آلوده-مرطوب به علت پایین بودن ارتفاع پایه ابر، گونه‌های بارش ارتفاع کمتری را تا رسیدن به سطح زمین طی می‌کنند و بنابراین کمتر تبخیر یا ذوب می‌شوند.

با توجه به وابستگی تأثیر هواویزها بر ابر و بارش به شرایط محیطی از جمله رطوبت نسبی جو، به نظر می‌رسد بررسی نقش عوامل محیطی دیگر مانند نقش چینش باد و نوع ابر ضروری است. همچنین در مطالعه حاضر، تنها یک نمونه بارش همرفتی بررسی شده است و نتایج را نمی‌توان به موارد همرفتی دیگر تعمیم داد؛ از این رو لازم است مطالعات دیگری با در نظر گرفتن تعداد بیشتری رویداد همرفتی انجام شود.

شبیه‌سازی‌های هفت ساله مدل جهانی GOCART استخراج و به مدل WRF خورانده شده است. در شبیه‌سازی دوم (آزمایش آلوده)، تعداد هواویزهای آب‌دوست در نقاط شبکه‌ای که هواویز وجود دارد، پنج برابر افزایش یافته است. در آزمایش سوم (آزمایش آلوده-مرطوب)، تعداد هواویزها مشابه آزمایش دوم است، اما رطوبت نسبی در نقاطی که رطوبت نسبی بین ۰ تا ۹۰ درصد است، به میزان ۱۰ درصد افزایش یافته است، ولی در نقاطی که رطوبت نسبی آن بین ۹۰ تا ۱۰۰ درصد است، این تعداد به ۱۰۰ درصد تغییر داده شده است. شبیه‌سازی‌ها از ۱۷ تا ۲۳ آوریل ۲۰۱۹ برای بخش‌های شمالی ایران انجام شده است. بیست و چهار ساعت اول در این شبیه‌سازی، زمان spin-up مدل در نظر گرفته شده است. بررسی نیم‌رخ قائم چگالی جرمی بلورهای یخ بیانگر رخداد بیشترین مقادیر بلور یخ در شرایط آلوده-مرطوب است. افزایش تعداد هواویزها در جو با رطوبت نسبی زیاد، منجر به هسته‌زایی بیشتر قطره‌های ابر و آزاد شدن بیشتر گرمای نهان می‌شود. این مسئله با افزایش رشد قائم ابر و افزایش هسته‌زایی یخ و بنابراین تولید بیشتر بلورهای یخ همراه است. افزایش تولید یخ در شبیه‌سازی آلوده-مرطوب، برخورد بیشتر بلورهای یخ و تولید برف را به دنبال دارد.

بر اساس نتایج مشاهده می‌شود افزایش تعداد هواویزهای آب‌دوست تغییری در ارتفاع پایه ابر ایجاد نمی‌کند، در حالی که نتایج عزیزاده چوبری و قرایلو (۲۰۱۷)، افزایش هرچند اندک ارتفاع پایه ابر را در آزمایش آلوده نشان داد. در شبیه‌سازی آلوده-مرطوب نسبت به دو شبیه‌سازی کنترلی و آلوده، پایه ابر در ارتفاع پایین‌تری شکل می‌گیرد که احتمالاً به دلیل تقویت همرفت در نزدیک سطح زمین و ناشی از افزایش رطوبت نسبی جو با چگالش بیشتر بخار آب روی ذرات هواویز و آزاد شدن گرمای نهان است.

## مراجع

- علیزاده چوبری، ا.، ۱۳۹۶، مطالعه عددی اثر غیرمستقیم هواویزها بر تابش طول موج کوتاه و بلند: مطالعه موردی: فیزیک زمین و فضا، ۴۳(۲)، ۴۴۱-۴۵۰.
- Albrecht, B. A., 1989, Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness: *Science*, **245**(4923), 1227-1230.
- Alizadeh-Choobari, O., 2018, Impact of aerosol number concentration on precipitation under different precipitation rates: *Meteorological Applications*, **25**(4), 596-605. doi:10.1002/met.1724
- Alizadeh-Choobari, O., and Gharaylou, M., 2017, Aerosol impacts on radiative and microphysical properties of clouds and precipitation formation: *Atmospheric Research*, **185**, 53-64. doi:10.1016/j.atmosres.2016.10.021
- Alizadeh Choobari, O., Zawar-Reza, P., and Sturman, A., 2012, Feedback between windblown dust and planetary boundary-layer characteristics: sensitivity to boundary and surface layer parameterizations: *Atmospheric Environment*, **61**, 294-304. doi:10.1016/j.atmosenv.2012.07.038
- Alizadeh Choobari, O., Zawar-Reza, P., and Sturman, A., 2013a, Low level jet intensification by mineral dust aerosols: *Annales Geophysicae*, **31**(4), 625-632. doi:10.5194/angeo-31-625-2013
- Alizadeh Choobari, O., Zawar-Reza, P., and Sturman, A., 2013b, Simulation of the spatial distribution of mineral dust and its direct radiative forcing over Australia: *Tellus B*, **65**, 19856. doi:10.3402/tellusb.v65i0.19856
- Alizadeh-Choobari, O., Zawar-Reza, P., and Sturman, A., 2014, The global distribution of mineral dust and its impacts on the climate system: A review: *Atmospheric Research*, **138**, 152-165. doi:10.1016/j.atmosres.2013.11.007
- Alizadeh-Choobari, O., Zawar-Reza, P., and Sturman, A., 2015, Global distribution of mineral dust and its impact on radiative fluxes as simulated by WRF-Chem: *Meteorology and Atmospheric Physics*, **127**, 635-648. doi:10.1007/s00703-015-0390-4
- Andreae, M. O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A. A., Frank, G. P., Longo, K. M., and Silva-Dias, M. D., 2004, Smoking rain clouds over the Amazon: *Science*, **303**, 1337-1342.
- Berg, W., L'Ecuyer, T., and van den Heever, S., 2008, Evidence for the impact of aerosols on the onset and microphysical properties of rainfall from a combination of satellite observations and cloud-resolving model simulations: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**, D14S23.
- 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**, D14207.
- Fan, J., Leung, L. R., Rosenfeld, D., Chen, Q., Li, Z., Zhang, J., and Yan, H., 2013, Microphysical effects determine macrophysical response for aerosol impacts on deep convective clouds: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **110**, E4581-E4590.
- Fan, J., Zhang, R., Li, G., and Tao, W. K., 2007, Effects of aerosols and relative humidity on cumulus clouds: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **112**(D14204).
- Ginoux, P., Chin, M., Tegen, I., Prospero, J. M., Holben, B., Dubovik, O., and Lin, S. J., 2001, Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **106**, 20255-20273.
- Hobbs, P. V., 1993, *Aerosol-cloud interactions: International Geophysics*, **54**, 33-73, Academic Press.
- 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**, 2318-2341.
- Jiménez, P. A., Dudhia, J., González-Rouco, J. F., Navarro, J., Montávez, J. P., and García-Bustamante, E., 2012, A revised scheme for the WRF surface layer formulation: *Monthly Weather Review*, **140**, 898-918.
- Jin, Q., Wei, J., and Yang, Z. L., 2014, Positive response of Indian summer rainfall to Middle

- East dust: *Geophysical Research Letters*, **41**, 4068-4074.
- Kain, J. S., 2004, The Kain–Fritsch convective parameterization: an update: *Journal of Applied Meteorology*, **43**(1), 170-181.
- Kaufman, Y. J., and Koren, I., 2006, Smoke and pollution aerosol effects on cloud cover: *Science*, **313**(5787), 655-658.
- Khain, A. P., 2009, Notes on state-of-the-art investigations of aerosol effects on precipitation: a critical review: *Environmental Research Letters*, **4**, 015004.
- Khain, A. P., and Pokrovsky, A., 2004, Effects of atmospheric aerosols on deep convective clouds as seen from simulations using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model, Part II: Sensitivity study: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **61**, 2983–3001.
- 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**, 2639-2663.
- Köhler, H., 1936, The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets: *Transactions of the Faraday Society*, **32**, 1152-1161.
- 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**, L14828
- Lee, S. S., Donner, L. J., Phillips, V. T., and Ming, Y., 2008, The dependence of aerosol effects on clouds and precipitation on cloud-system organization, shear and stability: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**(D16202).
- Li, J., Jian, B., Huang, J., Hu, Y., Zhao, C., Kawamoto, K., Liao, S., and Wu, M., 2018, Long-term variation of cloud droplet number concentrations from space-based Lidar: *Remote Sensing of Environment*, **213**, 144-161.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A., 1997, Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **102**, 16663-16682.
- Ramanathan, V. C. P. J., Crutzen, P. J., Kiehl, J. T., and Rosenfeld, D., 2001, Aerosols, climate, and the hydrological cycle: *Science*, **294**(5549), 2119-2124.
- Rosenfeld, D., 2000, Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution: *Science*, **287**, 1793–1796.
- Tao, W. K., Li, X., Khain, A., Matsui, T., Lang, S., and Simpson, J., 2007, Role of atmospheric aerosol concentration on deep convective precipitation: Cloud-resolving model simulations: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **112**, D24S18.
- 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**, 3636-3658.
- Twomey, S., 1977, The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **34**, 1149-1152.
- Wang, M. X., Zhang, R. J., and Pu, Y. F., 2001, Recent research on aerosol in China: *Advances in Atmospheric Sciences*, **18**(4), 576–586.
- Williams, E., Rosenfeld, D., Madden, N., Gerlach, J., Gears, N., Atkinson, L., ... , and Avelino, E., 2002, Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **107**, 8082.

## A case study of the impact of aerosols on properties of clouds and precipitation under different relative humidity

Atena Mostafavi<sup>1</sup>, Omid Alizadeh<sup>2\*</sup> and Samaneh Sabetghadam<sup>3</sup>

<sup>1</sup> M.Sc. Graduate, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Associate Professor Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 13 July 2021, Accepted: 06 October 2021)

### Summary

Aerosols can act as cloud condensation nuclei in inhomogeneous nucleation. Thus, changes in the concentration of aerosols can affect cloud microphysics and precipitation by changing the number and concentration of cloud droplets. Using the two-moment Thompson cloud microphysics for two nested domains in the weather and research forecasting (WRF) model, the impacts of aerosols on cloud microphysics and precipitation are investigated for a convective system in northern Iran on 17-23 April 2019, in which the first 24 hours are considered as spin-up of the model. Aerosols are obtained from the Goddard chemistry aerosol radiation and transport (GOCART) model and used in the WRF model. Mass mixing ratios are of sulfate, dust, black carbon, organic carbon, and sea salt, although black carbon is ignored in the cloud condensation nuclei activation. Dust aerosols larger than 0.5  $\mu\text{m}$  in diameter are accumulated into the ice-nucleating mode, while all other aerosol types mentioned above are combined into the cloud-droplet-nucleating mode. Three numerical experiments have been conducted. In the control experiment, the extracted aerosols from the GOCART model are used in the WRF model. In the polluted experiment, the number of hygroscopic aerosols in all model grid points that contain aerosols is increased by a factor of five. The third experiment is similar to the second experiment in terms of the number of hygroscopic aerosols. However, relative humidity is increased by 10 percent in all grid points with relative humidity between 0 and 90 percent. It is changed to 100 percent in all grid points with relative humidity higher than 90 percent. This experiment is referred to as the polluted-humid experiment. The maximum number of ice crystals is found in the polluted-humid experiment. The increase of relative humidity in the polluted-humid experiment also leads to the formation of more cloud droplets, and thus more release of latent heat of condensation, which results in higher cloud tops and the formation of more ice crystals. The lifted condensation level (LCL) is also shifted to lower heights in the polluted-humid experiment. In the polluted experiment, the accumulated precipitation in the innermost domain is decreased, which can be due to a decrease in the size of cloud droplets, associated with which is less collision of cloud droplets, which results in a delay in warm precipitation. Nevertheless, higher relative humidity in the polluted-humid experiment and associated larger cloud droplets are accompanied by higher accumulated precipitation.

**Keywords:** Aerosol, precipitation, cloud microphysics, WRF model

---

\*Corresponding author:

omid.alizadeh@ut.ac.ir