

A Long-term Study (2000-2014) of Aerosol Impact on Cloud Properties in Two Different Climatic Regions of Western and Southwestern Iran

Reza Ramezani¹, Maryam Gharaylou^{2*}, Majid Mazraeh Farahani²,
Nafiseh Pegahfar³

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

² Associate Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran,
Email: gharaylo@ut.ac.ir

³ Assistant Professor, Atmospheric Science Research Center, Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science, Tehran, Iran

Article Info

Article type:
Research Full Paper

Article history:
Received: 2024-11-01
Accepted: 2025-01-05

Keywords:
Aerosols
AOD
cloud properties
MODIS

ABSTRACT

Aerosols are solid or liquid particles found in the atmosphere, originating from both natural sources (including wind-blown dust, ocean evaporation, and volcanic eruptions) and human activities (like burning fossil fuels and changes in land cover). Aerosols play a significant role in the nucleation of cloud droplets and ice crystals, thereby affecting various cloud microphysical processes. Due to the complex mechanisms through which aerosols influence cloud properties, the potential effects of aerosols on thunderstorm characteristics require further investigation. In this study, the impact of aerosols on cloud properties in the western and southwestern regions of Iran during thunderstorm events from 2000 to 2014 was examined. The observational data, including cloud fraction, ice cloud optical thickness, cloud top height, and aerosol optical depth (AOD), were extracted from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) sensor for two different climatic regions in the west (R1) and southwest (R2) of Iran over a 15-year study period. Data from the Terra satellite (2000 to 2003) and the Aqua satellite (2003 to 2014) were utilized. Region R1, due to its geographical location and proximity to neighboring desert areas, is influenced by dust storms. Region R2, being coastal and surrounded by desert regions near the Persian Gulf, is also significantly affected by aerosols. The study results indicate that increased aerosols lead to enhanced cloud fraction in both regions (with correlation coefficients of 0.35 and 0.39, respectively). However, the effect of aerosols on ice cloud optical thickness and cloud top height varies depending on the type of aerosols. In region R1, there is a positive correlation between AOD and ice cloud optical thickness ((with a correlation coefficient of 0.54), while in R2, the correlation is negative (with a correlation coefficient of -0.25). Furthermore, there is a positive correlation between AOD and cloud top height in both regions (0.54 and 0.32, respectively) with a stronger correlation observed in region R1.

Cite this article: Ramezani, R., Gharaylou, M., Mazraeh Farahani, M., Pegahfar, N. (2025). A Long-term Study (2000-2014) of Aerosol Impact on Cloud Properties in Two Different Climatic Regions of Western and Southwestern Iran. *Journal of the Climate Change research*, 6 (21), 105-122.



©The author(s)

Publisher: Golestan University

Doi: 10.30488/CCR.2025.486280.1254



نشریه پژوهش‌های تغییرات آب و هوایی



فصلنامه علمی دانشگاه گلستان

سال ششم / شماره مسلسل بیست و یکم / بهار ۱۴۰۴ / صفحات: ۱۲۲-۱۰۵



مطالعه تأثیر هواویزها بر ویژگی‌های ابر و توفان‌های تندری در مناطق غرب و جنوب غرب ایران

رضا رمضانی^۱، مریم قرایلو^{۲*}، مجید مزرعه‌فراهانی^۳، نفیسه پگاه‌فر^۳

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

^۲ دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران، رایانامه: gharaylo@ut.ac.ir

^۳ استادیار، پژوهشکده علوم جوی، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، تهران، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
نوع مقاله: مقاله کامل علمی	هواویزها ذرات جامد یا مایع معلق در جو هستند که از منابع طبیعی و انسان‌زاد انتشار می‌یابند و با جذب و پراکندگی تابش‌های طول موج کوتاه خورشیدی و طول موج بلند زمینی به‌طور مستقیم بر توازن تابشی جو اثر می‌گذارند. از آنجائی‌که هواویزها نقش عمده‌ای در هسته‌زایی قطره‌های ابر و بلورهای یخ به‌صورت ناهمگن دارند، به‌طور غیرمستقیم بر فرایندهای خردفیزیکی ابر نیز تأثیر می‌گذارند. پیچیدگی سازوکار مربوطه موجب شده تا بررسی آنها در خلال توفان‌های تندری از اهمیت بیشتری برخوردار شود. در مطالعه حاضر، اثر هواویزها بر ویژگی‌های ابر در مناطق غرب و جنوب غرب ایران در طی رخداد‌های توفان‌های تندری سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ بررسی شده است. در این راستا، داده‌های اندازه‌گیری‌شده کسر ابر، ضخامت نوری ابر یخی، فشار و دمای قله ابر و عمق نوری هواویزها (AOD) از سنجنده MODIS برای دو منطقه متفاوت اقلیمی R1 و R2 برای بازه مطالعاتی ۱۵ ساله استخراج شد. از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۳ از داده‌های ماهواره Terra و از سال ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۴ از داده‌های ماهواره Aqua استفاده شده است. منطقه R1 به‌دلیل موقعیت جغرافیایی آن و نزدیکی به بیابان‌های کشورهای همسایه تحت تأثیر توفان‌های گردوخاک قرار می‌گیرد. منطقه R2 ساحلی بوده و بیابان‌های کشورهای حاشیه خلیج فارس و نیز تراکم کشتی‌ها سبب ایجاد منابع گوناگون هواویز در این منطقه می‌شود. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که افزایش هواویزها، کسر ابر را در هر دو منطقه افزایش می‌دهند (با ضرایب همبستگی به‌ترتیب برابر ۰/۳۵ و ۰/۳۹)، اما بسته به نوع هواویزها، اثرات متفاوتی بر ضخامت نوری ابر یخی و ارتفاع قله ابر دارند. همبستگی مثبت (۰/۵۴) بین AOD و ضخامت نوری ابر یخی در منطقه R1 و همبستگی منفی (۰/۲۵-) بین AOD و ضخامت نوری ابر یخی در R2 وجود دارد. همچنین، بین AOD و ارتفاع قله ابر در هر دو منطقه به‌ترتیب همبستگی مثبت ۰/۵۴ و ۰/۳۲ به‌دست آمد.
تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۸/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۰/۱۵	
واژه‌های کلیدی: هواویزها AOD ویژگی‌های ابر MODIS	

استناد: رمضانی، رضا؛ قرایلو، مریم؛ مزرعه‌فراهانی، مجید؛ پگاه‌فر، نفیسه. (۱۴۰۴). مطالعه تأثیر هواویزها بر ویژگی‌های ابر و توفان‌های تندری در مناطق غرب و جنوب غرب ایران. نشریه پژوهش‌های تغییرات آب و هوایی، ۶(۲۱)، ۱۰۵-۱۲۲.

Doi: 10.30488/CCR.2025.486280.1254

ناشر: دانشگاه گلستان

© نویسندگان.



مقدمه

در دهه‌های اخیر، تغییرات جوی و اقلیمی با چالش‌های متعددی روبرو شده است که تأثیرات قابل توجهی بر ویژگی‌های ابر و الگوهای توفان‌های تندری می‌گذارند. در این فرایند، هواویزها به عنوان یکی از عوامل کلیدی شناخته می‌شوند که قادرند ویژگی‌های فیزیکی ابرها مانند کسر ابر، ارتفاع قله ابر و شدت بارش را تحت تأثیر قرار دهند (آکینیولا و همکاران، ۲۰۲۴).

هواویزها ذرات جامد یا مایع معلق در جو هستند که از چشمه‌های طبیعی و انسان‌زاد گسیل می‌شوند (تاو و همکاران، ۲۰۱۲). هواویزها با جذب و پراکندگی تابش‌های طول موج کوتاه خورشیدی و طول موج بلند زمینی، به طور مستقیم بر توازن تابشی جو تأثیر می‌گذارند (چارلسون و همکاران، ۱۹۹۲). همچنین، آنها می‌توانند با تأثیر بر خردفیزیک ابر به طور غیرمستقیم بر توازن تابشی جو تأثیر داشته باشند که به نام اولین اثر غیرمستقیم هواویزها شناخته می‌شود. در نتیجه، 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 توازن تابشی جو، هواویزها می‌توانند چرخه آب‌شناختی جو را از طریق توقف بارش گرم به سبب افزایش قطرک‌ها و کوچک‌تر شدن اندازه آنها که به کاهش فرایند هم‌آمیزی منجر می‌شود (آلبرشت، ۱۹۸۹؛ روزنفلد، ۱۹۹۹) و تقویت بارش سرد (کورن و همکاران، ۲۰۰۵) را نیز تحت تأثیر قرار دهند. بخشی از دومین اثر غیرمستقیم هواویزها، تأثیرپذیری بارش با تغییر تعداد هواویزها است. برخی از هواویزها با جذب تابش خورشیدی باعث گرمایش جو و تبخیر قطره‌های ابر می‌شوند که منجر به کاهش پوشش ابر می‌شود (اکرم و همکاران، ۲۰۰۰)؛ این اثر به عنوان اثر نیمه‌مستقیم هواویزها در جو شناخته می‌شود.

هواویزهایی که به عنوان هسته‌های میعان ابر و هسته‌های یخ عمل می‌کنند، بر ویژگی‌های

خردفیزیکی ابر مانند توزیع اندازه قطرات ابر، کارایی برخورد، کارایی تبخیر و میعان و تولید ذرات یخ تأثیر می‌گذارند (تومی، ۱۹۷۷؛ روزنفلد و همکاران، ۲۰۰۸). همچنین این هواویزها می‌توانند ویژگی‌های ابر از جمله ارتفاع پایه و قله ابر را با تأثیر بر غلظت و اندازه قطرات ابر و قدرت همرفت ابر تغییر دهند (وانگ و همکاران، ۲۰۱۹). مطالعات نشان می‌دهند که افزایش غلظت هواویزها منجر به تأخیر در زمان شروع بارش و شکل‌گیری همرفت و همچنین کاهش اندازه ذرات یخ ابر می‌شود (خین و همکاران، ۲۰۰۵). این تأثیرات به ویژه در کسر ابر در تمام فصول سال و در مناطقی که تحت تأثیر هواویزهای اصلی مانند نمک دریا، گردوخاک، سولفات‌ها یا کربن هستند، مشاهده می‌شود (کواس و همکاران، ۲۰۱۰).

تأثیر هواویزها بر سامانه‌های ابر مورد بحث تعدادی از محققین بوده است که این تأثیرات، تنظیم مستقیم بودجه تابشی خورشید و تغییر غیرمستقیم دینامیک و ویژگی‌های خردفیزیکی ابر را شامل می‌شود (تای و همکاران، ۲۰۰۳؛ خین و همکاران، ۲۰۰۵؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۱). هابز و همکاران (۱۹۷۴) دریافتند که به احتمال زیاد هواویزهایی که روی ابرها مؤثر هستند، تغییراتی را در وضع هوا و اقلیم ایجاد می‌کنند. اثر هواویزها بر خردفیزیک ابر بسیار قابل توجه بوده و در مقیاس جهانی رخ می‌دهد (برون و همکاران، ۲۰۰۲). در این ارتباط، آکینیولا و همکاران (۲۰۲۴) نشان دادند که افزایش غلظت هواویزها می‌تواند موجب تغییرات در شدت و الگوی پدیده‌های جوی شود و این اثرات در مناطق مختلف به طور متفاوتی نمود پیدا می‌کند.

با استفاده از داده‌های هواویزها و ویژگی‌های ابر بازیابی‌شده از تعدادی حسگر فضایی، مطالعات متعددی برای توصیف ارتباط هواویزها و ویژگی‌های ابرها در نقاط مختلف جهان انجام شده است (الم و همکاران، ۲۰۱۱؛ کانگ و همکاران، ۲۰۱۵؛ آدسینا و همکاران، ۲۰۱۶؛ هو و همکاران، ۲۰۱۸؛ کوکالیس و همکاران، ۲۰۱۸؛ نیاسولو و همکاران، ۲۰۲۰). کافمن و همکاران (۲۰۰۵) اثر هواویزها بر ابرهای کم عمق در

اقیانوس اطلس را به کمک داده‌های سنجنده MODIS بررسی کردند. آنها همبستگی منفی بین AOD و شعاع مؤثر قطرک‌های ابر در منطقه مورد مطالعه خود را به دست آوردند. در مقابل، یوان و همکاران (۲۰۰۸) با استفاده از داده‌های سنجنده MODIS در چین و خلیج مکزیک، همبستگی مثبت بین AOD و شعاع مؤثر قطرک‌های ابر مشاهده کردند. اولین و دومین اثر غیرمستقیم هواویزها در یک منطقه صنعتی در هند توسط آبیض و موهاناکومار در سال ۲۰۱۱ بررسی شد. آنها در سال‌های ۲۰۰۱، ۲۰۰۳ و ۲۰۱۰ اثر تومی (تومی، ۱۹۷۷) را مشاهده کردند. در مطالعه آنها، بین شعاع مؤثر قطرک‌های ابر و محتوای آب مایع ابر، همبستگی مثبت در فصل موسمی و در فصول دیگر همبستگی منفی مشاهده شد.

هوانگ و همکاران (۲۰۱۴) نشان دادند که هواویزهای گردوخاک می‌توانند ویژگی‌های کلان و خردفیزیکی ابر را تغییر دهند. بسته به عوامل زیادی مانند توزیع قائم هواویزها، رطوبت در جو و نوع ابر، هواویزها می‌توانند موجب توقف یا افزایش بارش شوند. با افزایش هواویزها، بارش در ابرهای عمیق که محتوای آب مایع بالایی دارند، افزایش می‌یابد ولی در ابرهای با محتوای آب مایع کم، کاهش می‌یابد. در مورد توقف بارش، بازخورد مثبتی برای هواویزهای گردوخاک-ابر-بارش وجود دارد.

ژائو و همکاران (۲۰۱۸) با مطالعه پاسخ‌های وابسته به نوع ویژگی‌های ابر یخی به هواویزها از بازیابی‌های ماهواره‌ای دریافتند که در AOD کمتر از ۰/۳، ضخامت ابرهای یخی تولید شده توسط همرفت به‌طور قابل توجهی افزایش می‌یابد که به دلیل تقویت همرفت عمیق ناشی از هواویزها است. این ویژگی‌های فیزیکی در AODهای بالاتر، کاهش می‌یابند. نیاسولو و همکاران (۲۰۲۰) نیز با استفاده از داده‌های MODIS تغییرات مکانی-زمانی هواویزها و ویژگی‌های ابر را در جنوب شرق آفریقا در طی سال‌های ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۷ بررسی کردند. آنها نشان دادند که AOD همبستگی منفی با کسر ابر و شعاع مؤثر ابر و همبستگی مثبت با دمای قله ابر دارد. همچنین آنها نشان دادند که

هواویزها باران گرم را متوقف و باران سرد را افزایش می‌دهند. هوانگ و همکاران (۲۰۲۰) ارتباط AOD و ویژگی‌های ابر در شرق چین را از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ با استفاده از داده‌های سنجنده Terra MODIS بررسی و همبستگی‌های مثبتی بین AOD و ویژگی‌های ابر مانند کسر ابر و شعاع مؤثر قطرک‌های ابر را مشاهده کردند. همچنین، مالک و همکاران (۲۰۲۴) تغییرات مکانی-زمانی AOD و تأثیر آن بر ویژگی‌های ابر را در جنوب آسیا در طی سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۲۱ با استفاده از داده‌های ابر و هواویز ماهواره MODIS-Aqua بررسی کردند. آنها تفاوت‌های منطقه‌ای قابل توجهی را در AOD، با بالاترین مقادیر در حوضه هند-گنگتیک در طول تابستان مشاهده کردند. آنها نتیجه گرفتند که همبستگی‌های متفاوت بین AOD و ویژگی‌های ابر حاکی از برهم‌کنش پیچیده بین هواویزها و دینامیک ابر در جنوب آسیا است. همچنین، مطالعات دیگری نیز بر اثرات غیرمستقیم و مستقیم هواویزها بر ابرها و الگوهای بارشی تأکید کرده‌اند. این تغییرات در ویژگی‌های ابرها بسته به نوع هواویز و شرایط جوی محلی، می‌تواند منجر به نتایج مختلفی شود که درک عمیق‌تر آن‌ها برای پیش‌بینی‌های دقیق‌تر هواشناسی و اقلیمی ضروری است.

در ایران نیز، عبدمنافی و همکاران (۱۳۹۵) نشان دادند که مقدار هواویزها با فشار و دمای قله ابر همبستگی مثبت و با کسر ابرناکی، ضخامت نوری ابر و مسیر آب ابر همبستگی منفی دارند. دهقانپور (۱۳۹۸) همبستگی AOD و برخی ویژگی‌های ابر سرد را با استفاده از داده‌های سنجنده MODIS در منطقه ایران را از سال ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ بررسی کرد. مطالعه او نشان داد که در فصول سرد سال، همبستگی میان AOD و بخار آب در بیشتر مناطق مثبت و قوی است. در فصول گرم، این ارتباط در مناطق بیابانی، کوهستانی و سواحل مثبت بوده و در سایر مناطق همبستگی منفی مشاهده می‌شود. ارتباط AOD با دمای سطح ابر نیز مشابه ارتباط آن با بخار آب بود. همچنین برای شعاع مؤثر ابر در فصول

داده‌ها و روش کار

منطقه مطالعاتی تحقیق حاضر به دو منطقه R1 و R2 با شرایط متفاوت جغرافیایی و اقلیمی تقسیم می‌شود (شکل ۱).

منطقه R1: بین عرض‌های جغرافیایی $32/5^{\circ}N$ و $34/5^{\circ}E$ و طول‌های جغرافیایی $46/5^{\circ}E$ و $48/5^{\circ}E$ قرار گرفته است. این منطقه دارای مناطق وسیع کوهستانی و کوه‌های مرتفع است و از نظر اقلیمی دارای سه نوع آب و هوای مدیترانه‌ای (معتدل)، سرد کوهستانی و نیمه بیابانی گرم می‌باشد (رضایی بنفشه درق و کاکولوند، ۱۳۹۳). ناهمواری‌های آن در قسمت‌های شمال و شمال شرقی با دامنه‌های پشیم و مرتفع و دشت‌های میان‌کوهی کم‌وسعت دیده می‌شود و در قسمت‌های جنوب و جنوب غرب به صورت دشت‌های باز و پهناور است. اقلیم این منطقه در تابستان تحت تأثیر پر فشار جنب‌حاره‌ای قرار دارد که شرایط دمایی نسبتاً پایداری را بر آن حکم‌فرما می‌سازد و در زمستان توده‌های غربی و کم فشارهای سودانی بارش‌های رگباری و شدیدی را برای آن به همراه می‌آورند. به دلیل ماهیت دامنه‌ای منطقه R1 که جزء کوهپایه‌های بیرونی زاگرس است، جذب رطوبت توده‌های ورودی از سمت غرب و جنوب غرب در آن نقش مهمی دارد. از طرف دیگر همین دامنه‌ها در تابستان شرایط گرم و خشکی را پدید می‌آورند.

منطقه R2: بین عرض‌های جغرافیایی $27/5^{\circ}N$ و $29/5^{\circ}E$ و طول‌های جغرافیایی $50/5^{\circ}E$ و $52/5^{\circ}E$ قرار گرفته است. این منطقه از نظر ارتفاعی به دو بخش جلگه‌ای و کوهستانی تقسیم می‌شود. بخش جلگه‌ای در امتداد خلیج فارس قرار دارد و از رسوبات رودهای دالکی، شاپور، اهرم و مند تشکیل شده است. بخش کوهستانی شامل دو رشته‌کوه عمده است که به موازات هم در سراسر طول استان امتداد یافته‌اند. این رشته‌کوه‌ها شامل ارتفاعات گچ ترش و نوکند هستند که به ترتیب در محدوده شمالی و شرقی استان قرار دارند. این منطقه دارای آب و هوای گرم و بدون بارندگی قابل توجه است، اما به دلیل طولانی بودن فصل گرما، فرایند تبخیر در آن شدت بیشتری دارد.

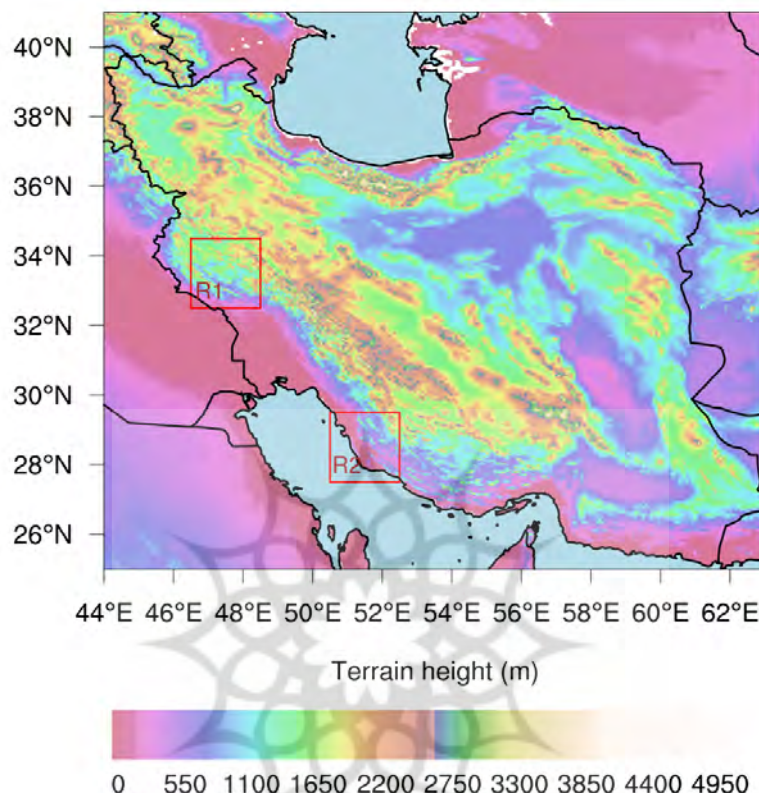
سرد ارتباط معنی‌داری مشاهده نشد. نتایج مطالعه او نشان داد که همبستگی میان AOD و شعاع مؤثر ابر در نواحی کوهستانی غربی در فصل بهار منفی و در نواحی بیابانی مرکزی و شرقی در فصل تابستان مثبت است. این نتایج بیانگر پیچیدگی ارتباط بین هواویزها و ویژگی‌های ابر در مناطق مختلف است و بر اهمیت مطالعه دقیق این ارتباط تأکید دارد.

رضایی و همکاران (۲۰۲۳) نیز رابطه آماری بین ویژگی‌های هواویزها و ویژگی‌های خردفیزیکی ابر و تأثیر آنها بر بارش در ایران را کمی‌سازی کردند. آنها با استفاده از داده‌های MODIS (۲۰۰۳-۲۰۱۹)، میانگین روزانه AOD، نمای آنگستروم و ویژگی‌های ابرها شامل کسر ابر، دما و فشار قله ابر، ضخامت نوری ابر و شعاع مؤثر قطرک‌های ابر را برای ۱۵۶ نقطه جغرافیایی در ایران بررسی کردند. آنها به همبستگی‌های معنی‌داری بین انواع هواویزها و ویژگی‌های ابرها، بارش و ویژگی‌های ابرها و بین بارش و هواویزها دست یافتند. در ۱۰ نقطه، ارتباط مثبتی بین AOD و بارش مشاهده کردند، اگرچه در برخی نقاط همبستگی منفی بود. این مطالعه بر برهم‌کنش‌های پیچیده بین هواویزها، ابرها و بارش، به‌ویژه در مناطقی با داده‌های زمینی محدود تأکید دارد.

به دلیل پیچیدگی سازوکاری که از طریق آن هواویزها بر ویژگی‌های ابر تأثیر می‌گذارند، اثرات احتمالی هواویزها بر ویژگی‌های توفان‌های تندری باید بیشتر مورد مطالعه قرار گیرد. در مطالعه حاضر، تأثیر هواویزها بر ویژگی‌های ابر در مناطق غرب و جنوب غرب ایران بررسی می‌شود. در این راستا، رابطه عمق نوری هواویز (AOD) (برگرفته از داده‌های ماهواره‌ای MODIS و برخی ویژگی‌های ابر شامل کسر ابر، ارتفاع قله ابر و ضخامت نوری ابر یخی برگرفته از MODIS در طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ در مناطق غرب و جنوب غرب ایران بررسی می‌شوند.

انتخاب این مناطق برای مطالعه به دو دلیل صورت گرفته است: یکی رخداد توفان‌های متعدد تندری و دیگری بررسی تفاوت تأثیر هواویزها بر ویژگی‌های ابر در منطقه کوهستانی- بیابانی (R1) و منطقه ساحلی- دریایی (R2).

در پاییز و بهار، رگبارهای شدید و کوتاه‌مدت همراه با آذرخش رخ می‌دهد، در حالی که در زمستان بارش‌ها به صورت باران سبک و مداوم است. ریزش برف در این منطقه بی‌سابقه است، اما تگرگ به طور پراکنده مشاهده شده است (کنین، ۱۳۹۳).



شکل ۱. نقشه توپوگرافی ایران. مستطیل‌های قرمز، مناطق مورد بررسی در این مطالعه (R2 و R1) را نشان می‌دهند.

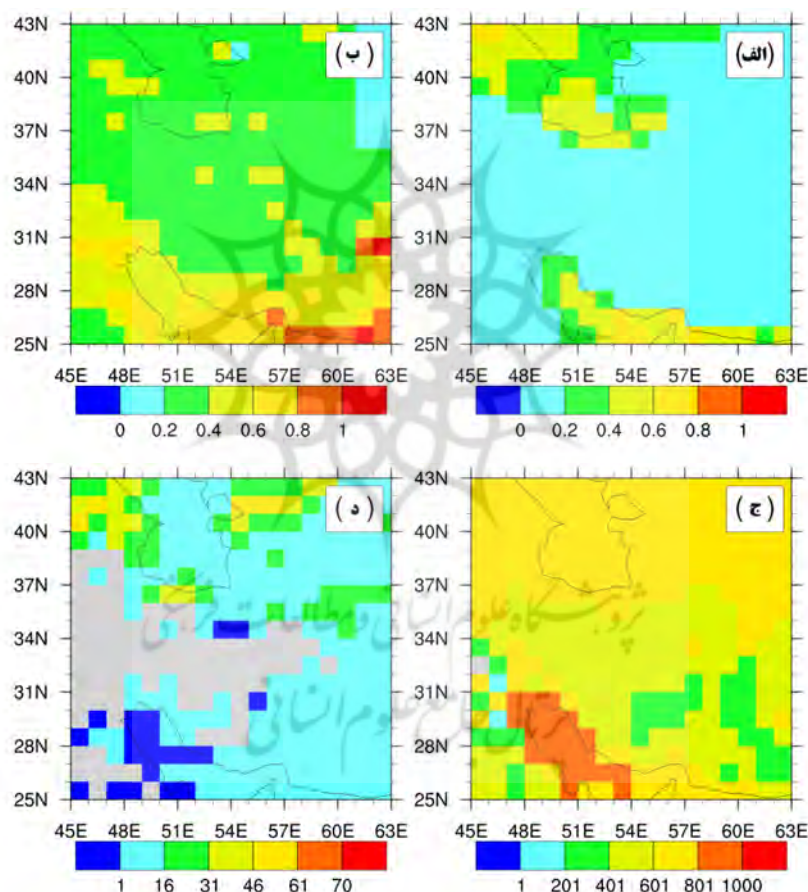
در این مطالعه از داده‌های اندازه‌گیری شده کسر ابر، فشار و دمای قله ابر، ضخامت نوری ابر یخی و AOD (در ۵۵۰ نانومتر) در روزهایی که توفان تندری رخ داده است، استفاده شده است. این داده‌ها از سنجنده MODIS روی ماهواره‌های Terra و Aqua که اطلاعات ابرها و هواویزهای محیط را شامل می‌شوند در طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ به دست آمده است. برای دوره زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۳ از داده‌های ماهواره Terra و برای دوره زمانی ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۴ از داده‌های ماهواره Aqua استفاده شده است. هر دو ماهواره به ترتیب در طول صبح و بعد از ظهر از جنوب به شمال به دور زمین می‌چرخند (کافمن و همکاران، ۱۹۹۷).

در این مطالعه از داده‌های اندازه‌گیری شده کسر ابر، فشار و دمای قله ابر، ضخامت نوری ابر یخی و AOD (در ۵۵۰ نانومتر) در روزهایی که توفان تندری رخ داده است، استفاده شده است. این داده‌ها از سنجنده MODIS روی ماهواره‌های Terra و Aqua که اطلاعات ابرها و هواویزهای محیط را شامل می‌شوند در طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ به دست آمده است. برای دوره زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۳ از داده‌های ماهواره Terra و برای دوره زمانی ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۴ از داده‌های ماهواره Aqua استفاده شده است. هر دو ماهواره به ترتیب در طول صبح و بعد از ظهر از جنوب به شمال به دور زمین می‌چرخند (کافمن و همکاران، ۱۹۹۷).

است (پلتنیک و همکاران، ۲۰۱۵). این داده‌ها، داده‌های ترکیبی حاصل از الگوریتم‌های DB و DT می‌باشند. در مطالعات صورت گرفته با استفاده از این داده‌ها، میانگین خطای نسبی داده‌های AOD برگرفته از MODIS، ۱۵٪ ذکر شده است (کافمن و همکاران، ۲۰۰۵؛ می و همکاران، ۲۰۰۷؛ لوی و همکاران، ۲۰۰۷). کسر ابر، ارتفاع قله ابر، ضخامت نوری ابر یخی و AOD برگرفته از سنجنده MODIS در منطقه ایران (بین عرض‌های جغرافیایی ۲۵ و ۴۵°N و طول‌های جغرافیایی ۴۵ و ۶۵°E) برای ژوئیه ۲۰۰۶ برای نمونه در شکل ۲ آورده شده است.

بازیابی هواویز روی سطوح زمین تاریک با مقادیر بازتاب سطحی پایین مانند خاک تاریک و مناطقی با پوشش گیاهی در بخش‌های مرئی (۰/۴۷ و ۰/۶۵ میکرومتر) و موج کوتاه فروسرخ (۲/۱ میکرومتر) طیف طراحی شده است (کافمن و همکاران، ۱۹۹۷).

داده‌های استفاده شده در این مطالعه به صورت داده‌های میانگین روزانه (میانگین بازه زمانی ۰۰:۰۰ تا ۲۴:۰۰ UTC) و ماهانه سطح سوم MODIS با توان تفکیک ۱ درجه در راستای طول و عرض جغرافیایی (محصول جوی جهانی MOD08_M3) در وبگاه <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov> در دسترس



شکل ۲. نمونه‌ای از میانگین ماهانه (الف) کسر ابر (ب) AOD، (ج) فشار قله ابر (hPa) و (د) ضخامت نوری ابر یخی اندازه‌گیری شده به کمک سنجنده MODIS در منطقه ایران (بین عرض‌های جغرافیایی ۲۵ و ۴۵°N و طول‌های جغرافیایی ۴۵ و ۶۵°E) برای ژوئیه ۲۰۰۶.

هوای حاضر بر اساس جدول ۱ گزارش‌های رخداد توفان تندری برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ استخراج شدند. تعداد کل روزهای به‌دست آمده، ۸۳۶ روز برای

برای انجام تحقیق، کد هوای حاضر ایستگاه‌های هم‌مدیدی واقع در مناطق مورد مطالعه از سازمان هواشناسی کشور جمع‌آوری شد. سپس با بررسی کد

بررسی ارتباط هواویزها با ویژگی‌های ابر، از ضریب همبستگی پیرسون (R) که سطح همبستگی خطی بین دو متغیر را توصیف می‌کند و از رابطه زیر به دست می‌آید، استفاده شده است (تیلور، ۱۹۹۱).

$$R = \frac{\sum(x-\bar{x})(y-\bar{y})}{\sqrt{\sum(x-\bar{x})^2} \sqrt{\sum(y-\bar{y})^2}} \quad (2)$$

که در آن $\bar{x}$ و $\bar{y}$ مقادیر میانگین دو متغیر هستند. میندیرلا و بالنترین (۲۰۱۷) نشان دادند که مقادیر R بزرگ‌تر از $0/7$ نشان‌دهنده ارتباط مثبت قوی بین دو متغیر هم‌بسته است، حتی اگر نمودار پراکنش آنها پراکندگی زیادی داشته باشند. وقتی R بین $0/3$ تا $0/7$ به دست آید، نشان‌دهنده این است که ارتباط مثبت متوسطی بین دو متغیر وجود دارد.

منطقه $R1$ و 504 روز برای منطقه $R2$ می‌باشد که با حذف روزهای تندر بدون داده AOD به 588 روز و 353 روز به ترتیب برای مناطق $R1$ و $R2$ کاهش یافت. برای این روزها، داده‌های کسر ابر، ضخامت نوری ابر یخی، AOD، فشار و دمای قلّه ابر از داده‌های سنجنده MODIS_D3 برای مناطق مورد بررسی استخراج شد. لازم به ذکر است که با استفاده از داده‌های فشار و دمای قلّه ابر و فرمول تجربی ارتفاع قلّه ابر (بر اساس رابطه هیپسومتريک برگرفته از هولتون، ۲۰۰۴) محاسبه شد:

$$h = \frac{\left(\left(\frac{P_0}{P}\right)^{\frac{1}{5.257}} - 1\right) \times (T + 273.15)}{0.0065} \quad (1)$$

در این رابطه، P و T به ترتیب فشار و دمای قلّه ابر و P_0 فشار تراز دریا است. در بخش نتایج، به منظور

جدول ۱. کد هوای حاضر شامل گزارش توفان تندری در داده‌های همدیدی

کد هوای حاضر (WW)	شرح پدیده	شدت
۱۷	توفان تندری بدون بارندگی در ساعت دیدبانی	-
۲۹	توفان تندری با بارندگی و یا بدون بارندگی طی یک ساعت گذشته	-
۹۵	توفان تندری همراه با باران یا برف یا مخلوط باران برف و باران (بدون تگرگ)	ملايم يا متوسط
۹۶	توفان تندری همراه با تگرگ	ملايم يا متوسط
۹۷	توفان تندری همراه با باران یا برف و یا مخلوط باران و برف (بدون تگرگ)	شدید
۹۸	توفان تندری همراه با توفان خاک و یا توفان شن	-
۹۹	توفان تندری همراه با تگرگ	شدید

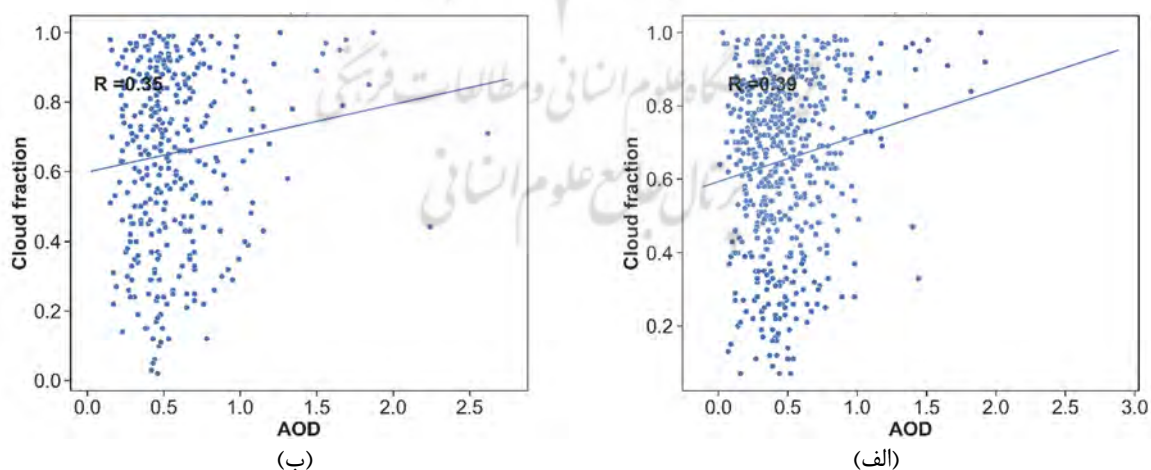
نتایج و بحث

از طریق دیدبانی ایستگاه‌های هواشناسی در مناطق غرب و جنوب غرب کشور به عنوان دالان ورود توفان-های گردوخاک به کشور برای دو منطقه متفاوت اقلیمی $R1$ و $R2$ برای بازه مطالعاتی ۱۵ ساله استخراج شد. نتایج حاصل از بررسی وضعیت رخداد و مجموع روزهای همراه با گردوخاک نشان داد که مناطق $R1$ و $R2$ تعداد زیادی ابر تندری را تجربه کرده است که از توفان‌های همرفتی بوجود آمده‌اند. رابطه بین هواویزها (AOD) و ویژگی‌های ابر شامل کسر ابر، ضخامت نوری ابر یخی و ارتفاع قلّه ابر برگرفته از داده‌های MODIS در ادامه بررسی شده است.

توفان‌های گردوخاک با غلظت‌های بالا و افزایش تعداد روزهای همراه با گردوخاک، پدیده‌های نسبتاً جدیدی در آسمان بسیاری از شهرهای غربی ایران هستند. هرچند این توفان‌ها از گذشته‌های دور وجود داشته‌اند، اما میزان آنها در حد مجاز بوده و در بیشتر موارد مشهود نبوده است. با این حال، در چند سال اخیر آمارها نشان‌دهنده تغییر غیرعادی این پدیده در کشور هستند (عرقی نژاد و همکاران، ۲۰۲۲). با توجه به تأثیر افزایش هواویزها بر ویژگی‌های ابر، در این پژوهش رابطه احتمالی بین AOD و برخی ویژگی‌های ابر در طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ در مناطق غرب و جنوب غرب ایران بررسی شد. در این راستا، ابتدا روزهای توفان تندری بر اساس آمار سازمان هواشناسی

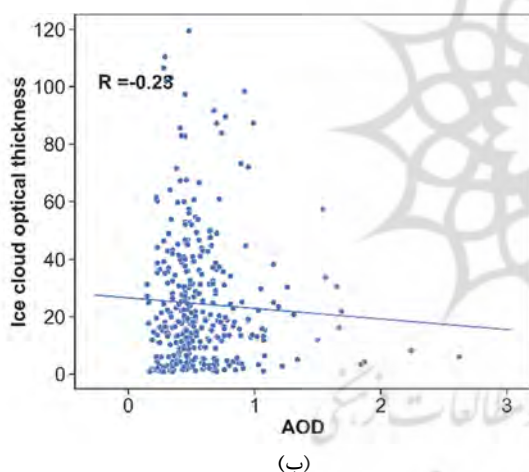
توپوگرافی نقش مهمی در تعیین رابطه بین این دو پارامتر دارند. رطوبت نسبی نیز می‌تواند بر تشکیل ابر و رشد قطره‌های ابر تأثیر داشته باشد. رطوبت نسبی بالا می‌تواند باعث افزایش کسر ابر شود، در حالی که رطوبت نسبی پایین می‌تواند باعث کاهش کسر ابر شود. همچنین، رطوبت نسبی بالا می‌تواند باعث کاهش AOD شود، زیرا قطره‌های ابری می‌توانند ذرات آلاینده را جذب کنند و از جو شسته شوند (انگستروم و اکمن، ۲۰۱۰). عامل دیگر سرعت باد است که می‌تواند بر توزیع و انتقال ذرات آلودگی در جو تأثیر داشته باشد. سرعت باد بالا می‌تواند باعث افزایش AOD شود، زیرا ذرات آلودگی را از منابع زمینی به جو منتقل می‌کند. سرعت باد همچنین می‌تواند بر کسر ابر تأثیر داشته باشد، زیرا می‌تواند بر روند همگرایی و واگرایی هوا و تشکیل ابر اثرگذار باشد (کانگ و همکاران، ۲۰۱۵). مطالعات چو و همکاران (۲۰۰۲) و کافمن و همکاران (۲۰۰۵) نشان داد که مناطق کم‌فشار، منطقه همگرایی هستند که امکان تجمع هواویزها و بخار آب را فراهم می‌کنند که شرایط مطلوبی برای تشکیل ابر است که با نتایج مطالعه حاضر همخوانی دارد.

AOD و کسر ابر: به منظور بررسی تأثیر هواویزها به عنوان هسته‌های میعان ابر (برای شکل‌گیری قطره‌های ابر) و بر ویژگی‌های خردفیزیکی ابر شکل ۳ ترسیم شد. در شکل‌های ۳ الف و ب، همبستگی میان میانگین روزانه AOD با کسر ابر در بازه ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ برای مناطق مورد مطالعه R1 و R2 نشان داده شده است. همان‌طور که این شکل نشان می‌دهد، بین AOD و کسر ابر در منطقه R1 (شکل الف) و منطقه R2 (شکل ب) همبستگی مثبت متوسطی وجود دارد (با ضرایب همبستگی به ترتیب ۰/۳۵ و ۰/۳۹). این ارتباط نشان‌دهنده این است که وجود هواویزها باعث افزایش کسر ابر می‌شود. علی‌رغم اینکه در مطالعات زیادی از جمله الم و همکاران (۲۰۱۱)، بالاکریشنا و همکاران (۲۰۱۲)، کومار (۲۰۱۴)، کانگ و همکاران (۲۰۱۵)، آدسینا و همکاران (۲۰۱۶)، کومار و همکاران (۲۰۱۴، ۲۰۱۸) و نیاسولو و همکاران (۲۰۲۰) نشان داده‌اند که AOD همبستگی منفی با کسر ابر در بیشتر مناطق قاره‌ای و همبستگی مثبت با کسر ابر در مناطق ساحلی دارد، با این حال، از نظر علمی همیشه این‌طور نیست. دلیل آن این است که سایر عوامل هواشناسی مانند دما، رطوبت نسبی، فشار، سرعت باد و گردش‌های جوی و سایر عوامل مانند

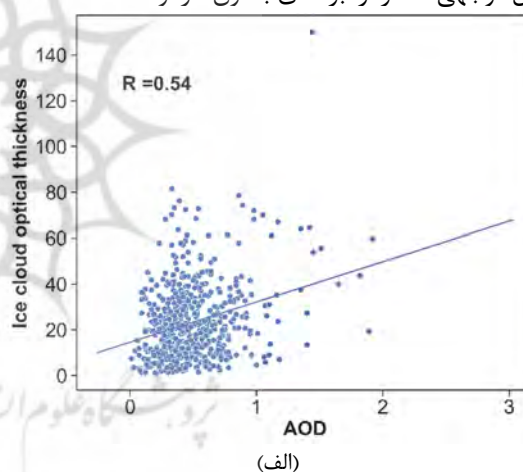


شکل ۳. پراکنش‌نگاشت میانگین روزانه AOD و میانگین روزانه کسر ابر طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ در مناطق (الف) R1 و (ب) R2.

این نشان می‌دهد که هواویزهای گردوخاک ممکن است به عنوان هسته‌های یخ ابر عمل کنند و باعث تغییر در اندازه ذرات یخ ابر شوند. همچنین با افزایش هواویزهای دود، ضخامت نوری ابرهای یخی تولید شده توسط همرفت کاهش می‌یابد، در حالی که برعکس این حالت برای افزایش هواویزهای گردوخاک و آلاینده‌های انسان‌زاد صادق است (ژائو و همکاران، ۲۰۱۸). توضیح رفتار هواویزهای دود در کاهش همرفت به این صورت است که دود در مقایسه با سایر انواع هواویزها، شامل بخش بیشتری از هواویزهای کربن سیاه و هواویزهای آلی جاذب نور است (کرچستر و تاجر، ۲۰۱۲) که می‌تواند تبخیر بلورهای یخ را تسریع کند. بنابراین، علت تفاوت همبستگی بین AOD و ضخامت نوری ابر یخی در این دو منطقه، وجود منابع هواویز مختلف می‌باشد که با نتایج ژائو و همکاران (۲۰۱۸) مطابقت دارد.



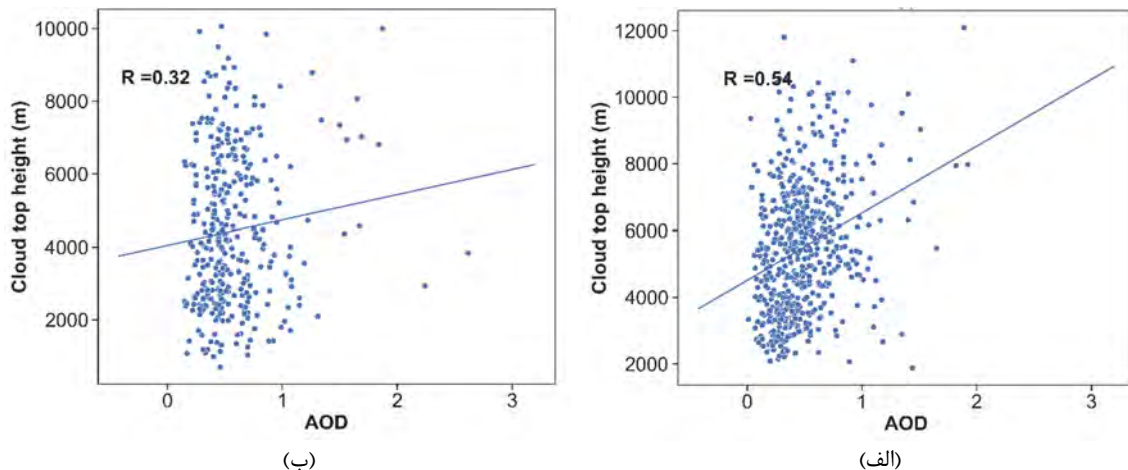
AOD و ضخامت نوری ابر یخی: شکل‌های ۴الف و ب، رابطه بین AOD و ضخامت نوری ابر یخی در طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ در مناطق R1 و R2 را نشان می‌دهد. همبستگی بین AOD و ضخامت نوری ابر یخی در منطقه R1 (شکل ۴الف) مثبت متوسط ($R = 0.54$) و در منطقه R2 منفی ضعیف ($R = -0.23$) می‌باشد. ضخامت نوری ابر در مقادیر AOD کوچک‌تر از یک متمرکز شده و همبستگی بیشتری را در این ناحیه نشان می‌دهد. به عبارت دیگر، ضخامت نوری ابر یخی در ناحیه‌ای از نمودار که حضور هواویزهای کوچک تا متوسط را نشان می‌دهد (AOD کمتر از ۰/۸) افزایش و با مقادیر بالاتر هواویزها کاهش می‌یابد. هوانگ و همکاران (۲۰۰۶) نشان دادند که تحلیل مشاهدات ماهواره‌ای نشان می‌دهد که اثر هواویزها در ابرهای با مقادیر بالاتر گردوخاک به‌طور قابل توجهی کمتر از ابرهای بدون گردوخاک است.



شکل ۴: مانند شکل ۳ ولی برای ضخامت نوری ابر یخی.

لایه مرزی را کاهش می‌دهند و در نتیجه حرکت قائم افزایش یافته و ارتفاع قله ابر افزایش می‌یابد. این نتیجه با نتایج هوانگ و همکاران (۲۰۰۶) همخوانی دارد. همچنین همان‌طور که پیش‌تر ذکر شد، برای افزایش هواویزهای گردوخاک (مشابه با منطقه R1) و آلاینده‌های انسان‌زاد (مشابه با منطقه R2)، میزان همبستگی بین AOD و ارتفاع قله ابر بیشتر است (شکل ۵الف، ژائو و همکاران، ۲۰۱۸).

AOD و ارتفاع قله ابر: شکل‌های ۵الف و ب، رابطه بین ارتفاع قله ابر با AOD را طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ در مناطق R1 و R2 نشان می‌دهد. همبستگی بین AOD و ارتفاع قله ابر در منطقه R1 (شکل ۵الف) مثبت متوسط ($R = 0.54$) و در منطقه R2 نیز مثبت متوسط ($R = 0.32$) اما ضعیف‌تر از منطقه R1 می‌باشد. هواویزهای گردوخاک، سطح زمین را خنک و جو را گرم کرده و پایداری ایستایی جو درون و بالای



شکل ۵: مانند شکل ۳ ولی برای ارتفاع قله ابر.

همبستگی مشاهده نمی‌شود. علت همبستگی مشابه در هر دو منطقه در سال ۲۰۰۹ را می‌توان به توفان گردو خاک رخ داده در این سال نسبت داد که مقادیر بالایی از هواویزهای گردو خاک را وارد جو نمود. فراوانی رخداد توفان‌های گردو خاک در یک منطقه به عواملی مانند سرعت بالای باد، رطوبت خاک، پوشش گیاهی، میزان بارش، خشکسالی، تغییرات کاربری زمین و بعضی از فعالیت‌های انسانی بستگی دارد. در سال‌های اخیر وقوع پدیده توفان گردو خاک در منطقه خاورمیانه در حال افزایش است (ریوندی و همکاران، ۱۳۹۲). کشور ایران نیز به علت قرار گرفتن در کمربند خشک و نیمه خشک جهان به‌طور مداوم در معرض سامانه‌های گردو خاک محلی متعدد قرار دارد. علت فراوانی توفان‌های گردو خاک در غرب و جنوب غربی کشور ایران در سال‌های اخیر را می‌توان به فعال‌تر شدن کم‌فشار گنگ و فرود آن در خلیج فارس و نفوذ زبانه‌های کم‌فشار جنب قطبی به عرض‌های پایین و همچنین باد شمال مرتبط دانست (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۶).

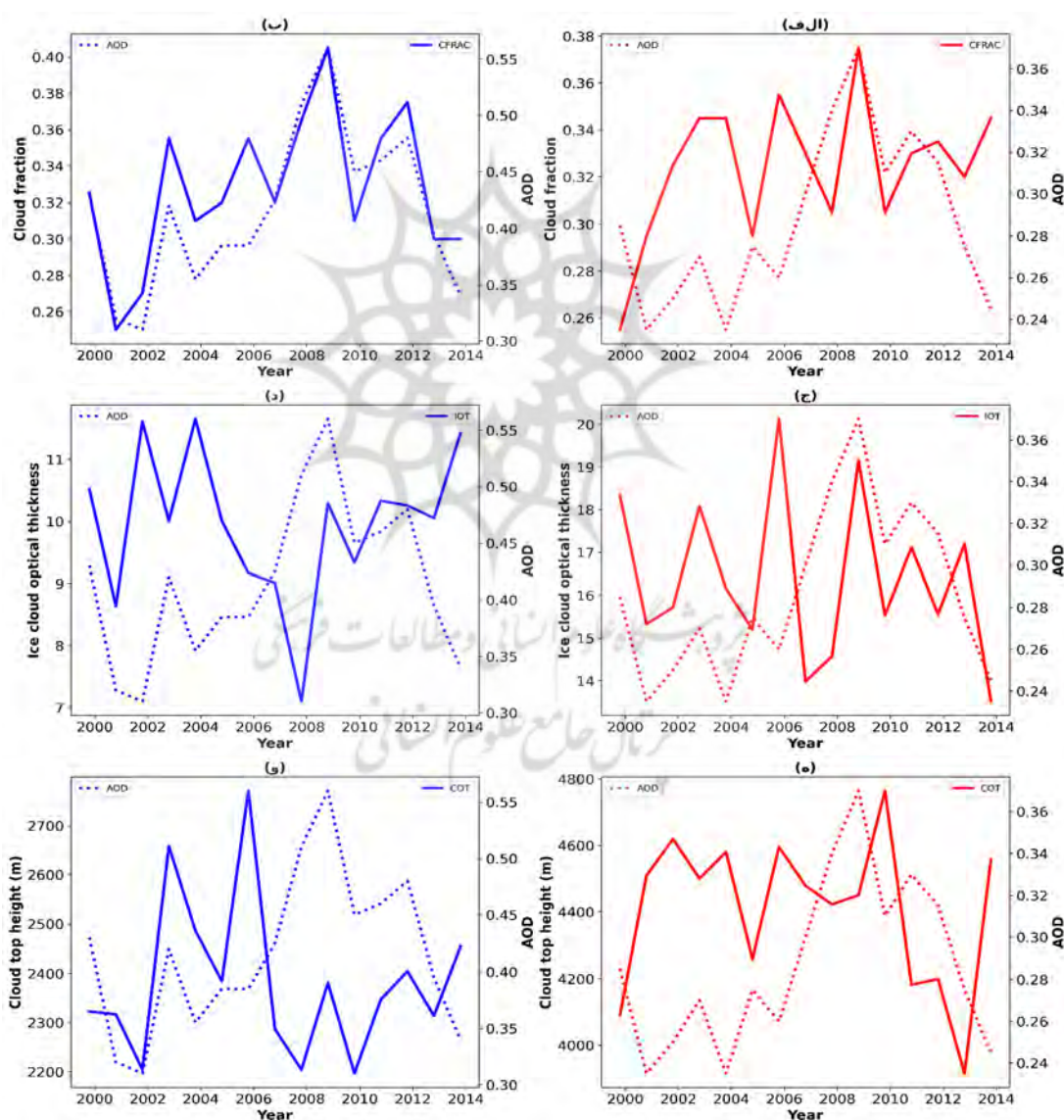
شکل‌های ۶ و ۷، سری‌های زمانی میانگین سالانه AOD و ارتفاع قله ابر از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ برای مناطق مورد مطالعه R1 و R2 را نشان می‌دهند. در هر دو منطقه، همبستگی بین مقادیر میانگین سالانه AOD و ارتفاع قله ابر بسیار ضعیف می‌باشد. در منطقه R1 تا سال ۲۰۰۶ مقادیر AOD پایین منجر به افزایش ارتفاع قله ابر شده در حالی که از ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۰ مقادیر AOD افزایش داشته و روند را معکوس

روند تغییرات AOD و ویژگی‌های ابر: شکل‌های ۶الف و ب، سری‌های زمانی میانگین سالانه AOD و کسر ابر با حذف روزهای بدون AOD از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ برای مناطق مورد مطالعه R1 و R2 را نشان می‌دهند. بر اساس این شکل، بین AOD و کسر ابر در منطقه R1 (شکل ۶الف) و منطقه R2 (شکل ۶ب) همبستگی مثبت وجود دارد، اما این همبستگی در منطقه R2 قوی‌تر از منطقه R1 می‌باشد به‌طوری که با افزایش AOD مقادیر کسر ابر نیز در بیش‌تر سال‌ها روند افزایشی و بالعکس با کاهش مقادیر AOD روند کاهشی دارد. در منطقه R1 ارتباط بین AOD و کسر ابر در تمام سال‌ها یکسان نیست. وجود مقادیر بالای AOD باعث کاهش اندازه متوسط ذرات ابر شده و از شکل‌گیری بارش جلوگیری می‌کند و طول عمر ابر را افزایش می‌دهد. همان‌طور که این شکل نشان می‌دهد، بالاترین میزان همبستگی در هر دو منطقه در سال ۲۰۰۹ می‌باشد که علت آن توفان گردو خاک فوریه ۲۰۰۹ است که تأثیر خود را بر روی نیمه غربی و جنوب غرب ایران گذاشت.

شکل‌های ۷ج و د، رابطه بین AOD و ضخامت نوری ابر یخی در طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ در مناطق R1 و R2 را نشان می‌دهد. همان‌طور که این شکل نشان می‌دهد، بین AOD و ضخامت نوری ابر یخی در منطقه R1 (شکل ۷ج) در بیش‌تر سال‌های مورد مطالعه همبستگی مثبت وجود دارد در حالی که در منطقه R2 (شکل ۷د) به‌جز سال ۲۰۰۹ هیچ

کاهش می‌یابد. این باعث می‌شود که ابرها در ارتفاعات پایین‌تری تشکیل شوند و ارتفاع قله ابر کمتر شود (دهقانپور، ۱۳۹۸). دلیل احتمالی دیگر این است که ذرات هواویز باعث افزایش تعداد هسته‌های میعان ابر می‌شوند و در نتیجه قطره‌های ابری کوچک‌تر می‌شوند. این امر سبب توقف بارش گرم شده و در نتیجه ارتفاع قله ابر کاهش می‌یابد. برای بررسی دقیق‌تر این ارتباط، نیاز به تحقیقات بیشتر و استفاده از مدل‌های عددی است.

کرده است. در این منطقه، از سال ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۴ نیز مقادیر AOD کاهشی بوده و باعث تقویت ارتفاع قله ابر در این سال‌ها شده است (شکل ۵۶). در منطقه R2، از سال ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۶ مقادیر پایین AOD باعث افزایش ارتفاع قله ابر شده و از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۲ افزایش AOD منجر به کاهش ارتفاع قله ابر در طی این سال‌ها شده است. این ارتباط بین AOD و ارتفاع قله ابر می‌تواند به دلایل مختلفی باشد. یکی از دلایل ممکن این است که هواویزها باعث کاهش انتقال گرما از زمین به جو می‌شوند و در نتیجه ارتفاع لایه اشباع



شکل ۶: سری‌های زمانی میانگین سالانه AOD و میانگین سالانه (الف و ب) کسر ابر، (ج و د) ضخامت نوری ابر یخی و (ه و و) ارتفاع قله ابر طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ در مناطق R1 (ستون سمت راست) و R2 (ستون سمت چپ).

نتیجه‌گیری

در مطالعه حاضر، اثر هواویزها بر ویژگی‌های ابر در مناطق غرب و جنوب غرب ایران در طی رخداد‌های توفان‌تندری سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ بررسی شده است. نتایج این مطالعه حاکی از وجود تأثیرات قابل توجه AOD بر ویژگی‌های مختلف ابر در دو منطقه اقلیمی متفاوت R1 و R2 است، که به شرح زیر است:

- همبستگی مثبت بین AOD و کسر ابر در منطقه R1 و R2 وجود دارد (با ضرایب همبستگی به ترتیب ۰/۳۵ و ۰/۳۹) که نشان‌دهنده این است که وجود هواویزها باعث افزایش کسر ابر می‌شود. نتایج مشابهی نیز در مطالعات دیگر، از جمله تحقیق رضایی و همکاران (۲۰۲۳) در دیگر مناطق ایران و هوانگ و همکاران (۲۰۲۰) در شرق چین گزارش شده است. این مطالعات نشان می‌دهند که با افزایش تعداد هواویزها، فرایند هسته‌زایی قطره‌های ابر تشدید می‌شود و این امر منجر به تشکیل بیشتر قطره‌های ابر و در نهایت افزایش کسر ابر می‌گردد.

- همبستگی مثبت (با ضریب همبستگی ۰/۵۴) بین AOD و ضخامت نوری ابر یخی در منطقه R1 و همبستگی منفی (با ضریب همبستگی ۰/۲۵-) بین AOD و ضخامت نوری ابر یخی در R2 وجود دارد. تفاوت این همبستگی در دو منطقه می‌تواند به دلیل وجود منابع گوناگون هواویزها مانند هواویزهای انسان‌زاد و گردوخاک باشد. به عبارت دیگر، نوع هواویزها بر نحوه تأثیر آنها بر ویژگی‌های ابر تأثیرگذار است (ژائو و همکاران، ۲۰۱۸).

- همبستگی مثبت بین AOD و ارتفاع قله ابر در منطقه R1 (با ضریب همبستگی ۰/۵۴) و در منطقه R2 (با ضریب همبستگی ۰/۳۲) وجود دارد. برای منطقه R1 که جو آن حاوی هواویزهای گردوخاک و آلاینده‌های انسان‌زاد است، میزان این

همبستگی بیشتر است که با نتایج ژائو و همکاران (۲۰۱۸) در توافق است.

- بررسی سری‌های زمانی میانگین سالانه AOD و کسر ابر، ضخامت نوری ابر یخی و ارتفاع قله ابر از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ برای مناطق مورد مطالعه R1 و R2 نشان داد که هواویزها کسر ابر را در هر دو منطقه افزایش می‌دهند، اما بسته به نوع هواویزها، اثرات متفاوتی بر ضخامت نوری ابر و ارتفاع قله ابر دارند.

به‌طور کلی، نتایج مطالعه حاضر نشان می‌دهد که هواویزها تأثیر قابل توجهی بر ویژگی‌های ابر در مناطق غربی و جنوب غربی ایران دارند و اینکه نتایج بیانگر تفاوت اثرات هواویزها بر ضخامت نوری ابر یخی و ارتفاع قله ابر بسته به نوع هواویزها می‌باشد. این نتایج با نتایج مطالعات دیگر از جمله مطالعه انجام شده در شهر تهران (عبدمنافی و همکاران، ۱۳۹۵) شباهت‌ها و تفاوت‌هایی دارد. در مطالعه آنها نیز همبستگی مثبت بین مقدار هواویزها و فشار و دمای قله ابر مشاهده شده است. همچنین، مطالعه حاضر نشان‌دهنده افزایش کسر ابر در هر دو منطقه R1 و R2 می‌باشد، در حالی که مطالعه عبدمنافی و همکاران (۱۳۹۵) در منطقه تهران نشان‌دهنده کاهش ابرناکی در مواجهه با افزایش هواویزها بوده است. این تفاوت‌ها نشان می‌دهند که اثرات هواویزها به شدت به شرایط محلی و نوع هواویزها بستگی دارد و می‌توانند تأثیرات متنوعی بر خردفیزیک ابرها داشته باشند (آکینیولا و همکاران، ۲۰۲۴؛ مالک و همکاران، ۲۰۲۴). این نتایج می‌توانند در برنامه‌ریزی و مدیریت منابع زیست‌محیطی مورد استفاده قرار گیرند تا راه کارهایی برای کنترل آلودگی هوا و کاهش تأثیرات منفی هواویزها را اجرا کنند. همچنین، با استفاده از اطلاعات مرتبط با AOD و ویژگی‌های ابر، می‌توان پیش‌بینی‌های دقیق‌تری در مورد تغییرات آب‌وهوایی و توفان‌ها انجام داد.

منابع

۱. دهقانپور، علیرضا. ۱۳۹۸. بررسی تغییرات زمانی و مکانی AOD و ارتباط آن با خصوصیات ابرهای سرد بر روی ایران با استفاده از داده‌های سنجش از دور سنجنده MODIS، *مجله آمایش جغرافیایی*، ۹ (۳۳)، ۱۷-۳۰.
۲. رضایی بنفشه درق، مجید و کاکولوند، یوسف. ۱۳۹۳. ناحیه بندی استان لرستان با استفاده از تحلیل خوشه ای. *جغرافیای طبیعی*، ۷ (۲۶)، ۴۱-۵۰.
۳. ریوندی، امیر، میررکنی، مجید و محمدیها، امیر. ۱۳۹۲. بررسی تشکیل و انتشار طوفان‌های گرد و خاک ورودی به غرب و جنوب غرب ایران با استفاده از مدل پخش لاگرانژی ذرات HYSPLIT. *پژوهش‌های اقلیم شناسی*، ۱۳، ۱-۱۶.
۴. کنین، عبدالحسین. ۱۳۹۳. *جغرافیای استان بوشهر. انتشارات آینه کتاب*.
۵. گودرزی، مسعود، حسینی، سید اسعد و احمدی، حمزه. ۱۳۹۶. بررسی توزیع زمانی و مکانی روزهای همراه با گردوغبار در غرب و جنوب غرب ایران. *مجله علوم و مهندسی آب‌خیزداری ایران*، ۱۱ (۳۹)، ۱-۱۰.
۶. عبدمنافی، دینا، مشکوتی، امیرحسین، حجام، سهراب و وظیفه دوست، مجید. ۱۳۹۵. مطالعه تاثیرات هواویزها بر خردفیزیک ابرها در شهر تهران. *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، ۳۵ (۳)، ۷۹-۹۳.
7. Akinyoola, J.A., Oluleye, A., & Gbode, I. E. (2024). A Review of Atmospheric Aerosol Impacts on Regional Extreme Weather and Climate Events. *Aerosol Science and Engineering*, 8(3), 249-274.
8. Abish, B. and Mohanakumar, K., 2011, September. Role of fine mode aerosols in modulating cloud properties over industrial locations in north India. In *Annales Geophysicae* (Vol. 29, No. 9, pp. 1605-1612). Göttingen, Germany: Copernicus Publications.
9. 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), pp.1042-1047.
10. Adesina, A.J., Kumar, K.R., Sivakumar, V. and Piketh, S.J., 2016. Intercomparison and assessment of long-term (2004–2013) multiple satellite aerosol products over two contrasting sites in South Africa. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 148, pp.82-95.
11. Alam, K., Qureshi, S. and Blaschke, T., 2011. Monitoring spatio-temporal aerosol patterns over Pakistan based on MODIS, TOMS and MISR satellite data and a HYSPLIT model. *Atmospheric environment*, 45(27), pp.4641-4651.
12. Albrecht, B.A., 1989. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245(4923), pp.1227-1230.
13. Araghinejad, S., Ansari Ghojghar, M., PourGholam Amigi, M., Liaghat, A. and Bazrafshan, J., 2022. The effect of climate fluctuation on frequency of dust storms in Iran. *Desert Ecosystem Engineering*, 7(21), pp.13-32.
14. Balakrishnaiah, G., Reddy, B.S.K., Gopal, K.R., Reddy, R.R., Reddy, L.S.S., Swamulu, C., Ahammed, Y.N., Narasimhulu, K., KrishnaMoorthy, K. and Babu, S.S., 2012. Spatio-temporal variations in aerosol optical and cloud parameters over Southern India retrieved from MODIS satellite data. *Atmospheric environment*, 47, pp.435-445.
15. Bréon, F.M., Tanre, D. and Generoso, S., 2002. Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite. *Science*, 295(5556), pp.834-838.
16. Charlson, R.J., Schwartz, S.E., Hales, J.M., Cess, R.D., Coakley Jr, J.A., Hansen, J.E. and Hofmann, D.J., 1992. Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, 255(5043), pp.423-430.
17. Chou, M.D., Chan, P.K. and Wang, M., 2002. Aerosol radiative forcing derived from SeaWiFS-retrieved aerosol optical properties. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(3), pp.748-757.
18. Engström, A. and Ekman, A.M., 2010. Impact of meteorological factors on the correlation between aerosol optical depth and cloud fraction. *Geophysical Research Letters*, 37(18).

27. Kaufman, Y.J., Wald, A.E., Remer, L.A., Gao, B.C., Li, R.R. and Flynn, L., 1997. The MODIS 2.1- μm channel-correlation with visible reflectance for use in remote sensing of aerosol. *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(5), pp.1286-1298.
28. 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: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 131(611), pp.2639-2663.
29. Kirchstetter, T.W. and Thatcher, T.L., 2012. Contribution of organic carbon to wood smoke particulate matter absorption of solar radiation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(14), pp.6067-6072.
30. Kokkalis, P., K. Al Jassar, H., Solomos, S., Raptis, P.I., Al Hendi, H., Amiridis, V., Papayannis, A., Al Sarraf, H. and Al Dimashki, M., 2018. Long-term ground-based measurements of aerosol optical depth over Kuwait City. *Remote Sensing*, 10(11), p.1807.
31. Kumar, A., 2014. Long term (2003–2012) spatio-temporal MODIS (Terra/Aqua level 3) derived climatic variations of aerosol optical depth and cloud properties over a semi arid urban tropical region of Northern India. *Atmospheric Environment*, 83, pp. 291-300.
32. Kumar, K.R., Boiyo, R., Madina, A. and Kang, N., 2018. A 13-year climatological study on the variations of aerosol and cloud properties over Kazakhstan from remotely sensed satellite observations. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 179, pp.55-68.
33. Kumar, K.R., Sivakumar, V., Yin, Y., Reddy, R.R., Kang, N., Diao, Y., Adesina, A.J. and Yu, X., 2014. Long-term (2003–2013) climatological trends and variations in aerosol optical parameters retrieved from MODIS over three stations in South
19. Hobbs, P.V., Harrison, H. and Robinson, E., 1974. Atmospheric Effects of Pollutants: Pollutants which affect clouds are most likely to produce modifications in weather and climate. *Science*, 183(4128), pp.909-915.
20. Holton, J.R., 1992. An introduction to dynamic meteorology. *International geophysics series*, 48, pp.1-497.
21. Hu, K., Kumar, K.R., Kang, N., Boiyo, R. and Wu, J., 2018. Spatiotemporal characteristics of aerosols and their trends over mainland China with the recent Collection 6 MODIS and OMI satellite datasets. *Environmental Science and Pollution Research*, 25, pp.6909-6927.
22. Huang, J., Lin, B., Minnis, P., Wang, T., Wang, X., Hu, Y., Yi, Y. and Ayers, J.K., 2006. Satellite-based assessment of possible dust aerosols semi-direct effect on cloud water path over East Asia. *Geophysical Research Letters*, 33(19).
23. Huang, J., Wang, T., Wang, W., Li, Z. and Yan, H., 2014. Climate effects of dust aerosols over East Asian arid and semiarid regions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(19), pp.11-398.
24. Huang, J., Bu, L., Kumar, K. R., Khan, R., & Devi, N. L. (2020). Investigating the relationship between aerosol and cloud optical properties inferred from the MODIS sensor in recent decades over East China. *Atmospheric Environment*, 239, 117812.
25. Kang, N., Kumar, K.R., Yin, Y., Diao, Y. and Yu, X., 2015. Correlation analysis between AOD and cloud parameters to study their relationship over China using MODIS data (2003-2013): impact on cloud formation and climate change. *Aerosol and Air Quality Research*, 15(3), pp.958-973.
26. Kaufman, Y.J., Koren, I., Remer, L.A., Rosenfeld, D. and Rudich, Y., 2005. The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 102(32), pp.11207-11212.

- MOD06/MYD06 product and associated Level-3 Datasets. *Version, 1*, p.145.
41. Quaas, J., Stevens, B., Stier, P., & Lohmann, U. (2010). Interpreting the cloud cover-aerosol optical depth relationship found in satellite data using a general circulation model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(13), 6129-6135.
 42. Rezaei, M., Farajzadeh, M., & Kant, S. (2023). The observational evidence of association between types of aerosol mode-cloud-precipitation interaction over Iran. *Atmospheric Pollution Research*, 14(6), 101760.
 43. Rosenfeld, D., 1999. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophysical research letters*, 26(20), pp.3105-3108.
 44. 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 precipitation? *science*, 321(5894), pp.1309-1313.
 45. 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(2).
 46. Taylor, R., 1990. Interpretation of the correlation coefficient: a basic review. *Journal of diagnostic medical sonography*, 6(1), pp.35-39.
 47. Tie, X., Madronich, S., Walters, S., Zhang, R., Rasch, P. and Collins, W., 2003. Effect of clouds on photolysis and oxidants in the troposphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D20).
 48. Twomey, S., 1977. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *Journal of the atmospheric sciences*, 34(7), pp.1149-1152.
 49. 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), pp.12421-12436.
 - Africa. *Atmospheric environment*, 95, pp.400-408.
 34. 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).
 35. Levy, R.C., Remer, L.A., Mattoo, S., Vermote, E.F. and Kaufman, Y.J., 2007. Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D13).
 36. Malik, M., Tariq, S., & ul Haq, Z. (2024). Investigating the spatial and temporal variation of aerosols and cloud parameters over South Asia using remote sensing. *Acta Geophysica*, 72(2), 1413-1438.
 37. Mi, W., Li, Z., Xia, X., Holben, B., Levy, R., Zhao, F., Chen, H. and Cribb, M., 2007. Evaluation of the moderate resolution imaging spectroradiometer aerosol products at two aerosol robotic network stations in China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D22).
 38. Mindrila, D. and Balentyne, P., 2017. Scatterplots and correlation. Retrieved from: http://www.westga.edu/assetsCOE/virtualresearch/scatterplots_and_correlation_notes.pdf.
 39. Nyasulu, M., Haque, M.M., Boiyo, R., Kumar, K.R. and Zhang, Y.L., 2020. Seasonal climatology and relationship between AOD and cloud properties inferred from the MODIS over Malawi, Southeast Africa. *Atmospheric Pollution Research*, 11(11), pp.1933-1952.
 40. Platnick, S., King, M.D., Meyer, K.G., Wind, G.A.L.A., Amarasinghe, N.A.N.D.A.N.A., Marchant, B.E.N.J.A.M.I.N., Arnold, G.T., Zhang, Z.H.I.B.O., Hubanks, P.A., Ridgway, B.I.L.L. and Riedi, J., 2015. MODIS cloud optical properties: User guide for the Collection 6 Level-2

- Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D4).
52. Zhao, B., Gu, Y., Liou, K.N., Wang, Y., Liu, X., Huang, L., Jiang, J.H. and Su, H., 2018. Type-dependent responses of ice cloud properties to aerosols from satellite retrievals. *Geophysical Research Letters*, 45(7), pp.3297-3306.
50. Wang, W., Zhang, T., & Pan, Z. (2019). Four-year ground-based observations of the aerosol effects on cloud base height in Wuhan, China. *Atmospheric Pollution Research*, 10(5), 1531-1535.
51. Yuan, T., Li, Z., Zhang, R. and Fan, J., 2008. Increase of cloud droplet size with aerosol optical depth: An observation and modeling study. *Journal of*





پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی