

## بررسی تغییرات زمانی و مکانی AOD<sup>۱</sup> و ارتباط آن با خصوصیات ابرهای سرد بر روی

### ایران با استفاده از داده‌های سنجش از دور سنجنده MODIS

علیرضا دهقانپور\*

استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور

تاریخ دریافت: ۹۵/۳/۱۲؛ تاریخ پذیرش: ۹۶/۳/۲۲

#### چکیده

آیروسول‌ها به عنوان هستک‌های تراکمی در بسیاری از پدیده‌های اقلیمی نقش مهمی دارند. در اینتحقیق با استفاده از داده‌های اتمسفری روزانه ماهواره (Aqua, 5, 1-COL3-LEV08, MYD) در دوره آماری ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ با شاخص AOD در طول موج ۵۵۰ نانومتر بر روی ایران استخراج و به صورت فصلی مورد بررسی قرار گرفت. ابرهای با دمای کمتر از ۲۷۳ درجه کلوین و پایین‌تر از تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نیز به عنوان ابرهای سرد انتخاب و خصوصیات آن شامل CER, CF, WV, CTT از این داده‌ها استخراج و همبستگی فضایی آن با میزان AOD محاسبه گردید. نتایج نشان داد که توزیع فضایی و زمانی هواویزه‌ها به شدت تحت تاثیر سامانه‌های بارش‌زا و طوفان‌های گرد و غبار فرامنطقه‌ای است به گونه‌ای که حداقل آن در فصول سرد و حداکثر آن در فصول گرم سال است که به بیش از ۰,۴۵ می‌رسد. ارتباط هواویزه‌ها با خصوصیات ابر نیز بررسی گردید. همبستگی میان AOD و بخار آب برای فصول سرد سال در اکثر مناطق مثبت و قوی بود و در فصول گرم بر روی مناطق بیابانی و کوهستانی و سواحل ارتباط مثبت بود و سایر مناطق همبستگی منفی را نشان دادند. ارتباط AOD با دمای سطح ابر مشابه بخار آب بود و در فصول سرد بیشترین همبستگی منفی را به ویژه بر روی نواحی کوهستانی و ساحلی نشان داد. برای CER نیز در فصول سرد ارتباط معنی داری دیده نشد و در فصل بهار نواحی کوهستانی غربی ارتباط منفی و در فصل تابستان نواحی بیابانی مرکزی و شرقی ارتباط مثبت را نشان دادند.

واژه‌های کلیدی: خصوصیات ابر، AOD، MODIS

#### مقدمه

نمایند (آلام<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۱۰؛ ساند استورم<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۱۲). این ذرات ممکن است مستقیم از طریق جریان‌ات هوا یا از طریق اُکسیداسیون و واکنش‌های شیمیایی جو، آتشفشان‌ها، فعالیت‌های ارگانیکی و فعالیت‌های بشری به داخل اتمسفر وارد شوند. این هواویزه‌ها از نظر زمانی و مکانی دارای تغییراتی هستند که می‌توانند منجر به تاثیرگذاری بر روی خصوصیات ظاهری ابرها گردند (بالاکریشنا<sup>۵</sup> و همکاران، ۲۰۱۲). اهمیت آیروسول‌ها به این دلیل است که شکل‌گیری ابرها در طبیعت در صورت

آیروسول‌های جو از مهمترین مؤلفه‌های سیستم آب و هوایی زمین به شمار می‌آید که به صورت مستقیم و غیرمستقیم بر روی اقلیم زمین تأثیر می‌گذارد. آیروسول‌ها به صورت مستقیم از طریق جذب و پخش طول موج‌های مختلف خورشید و به صورت غیر مستقیم به واسطه تأثیرگذاری روی ساختار میکروفیزیکی ابرها (تغییر در اندازه، تراکم و در نهایت آلبدو ابر، طول حیات ابر و میزان بارش آن) می‌توانند آب و هوا را دستخوش تغییر

3. Alam  
4. Sandstorm  
5. Balakrishnaiah

\*نویسنده مسئول: a\_dehghanpour@pnu.ac.ir

۱. عمق ابتيكي هواويزه

و رابطه منفی AOD با فشار سطح ابر و دمای سطح ابر در نواحی جنوبی هند بود.

اسپور<sup>۳</sup> و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از اندازه‌گیری‌های زمینی هواویزه‌ها و استفاده از داده‌های MODIS تاثیر آلودگی هوا را بر روی ابرهای سطوح پایین دریایی در منطقه دریای بارتز و شمال دریای نروژ بررسی کردند. نتایج این تحقیق نشان داد که ضخامت ابر و تراکم ابر به‌طور قابل ملاحظه‌ای در روزهای آلوده در مقایسه با روزهای صاف بیشتر است (خان و همکاران، ۲۰۱۴) با استفاده از تصاویر ماهواره Terra بین سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۱ تغییرات فصلی AOD و تاثیر آن بر خصوصیات ابر (فشار سطح ابر، دمای سطح ابر، ضخامت اپتیکی ابر، نسبت ابرناکی و بخار آب) را روی ۵ شهر پاکستان بررسی کرد. بیشترین میزان AOD در این تحقیق در تابستان و کمترین آن در زمستان دیده شد (ونگ<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۱۴) تاثیر غیر مستقیم هواویزه‌ها را روی ابرهای گرم تابستانی بر روی دلتای رود یانگتسه و شرق دریای چین بررسی کردند. بدین منظور آنها از داده‌های Aqua و NCEP جهت دخالت دادن تاثیر پارامترهای هواشناسی استفاده کردند. نتایج این تحقیق نشان داد که شعاع قطرات ابر (CDR) با افزایش AOD بر روی شرق دریای چین کاهش ولی برای دلتای یانگتسه افزایش می‌یابد. (لین<sup>۵</sup> و همکاران، ۲۰۰۶) نیز از داده‌های MODIS، NCEP و TRMM استفاده نمودند تا ابرهای فصل خشک آمازون را بررسی کنند. آنها به این نتیجه رسیدند که شرایط آلوده محیط همراه با افزایش پوشش ابر و سطح بالاتر ابر است؛ همچنین اسمال<sup>۶</sup> و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از داده‌های MODIS و NCEP به مطالعه سواحل شمالی استرالیا و جنوب شرق استرالیا پرداختند، آنها نشان دادند که با افزایش میزان AOD در نواحی شمالی و کاهش آن در نواحی جنوبی میزان پوشش ابر افزایش می‌یابد.

عدم حضور این ذرات که به عنوان هستک‌های تراکمی عمل می‌کنند امکان‌پذیر نخواهد بود. با این وجود تحقیقات نشان می‌دهد، همچنان که میزان این هستک‌ها افزایش می‌یابد تعداد و تراکم قطرات آب نیز افزایش می‌یابد، ولی اندازه ذرات کوچکتر می‌شود. از آنجایی که ذرات کوچکتر نسبت به ذرات بزرگتر بارش کمتری تولید می‌کنند، در نتیجه طول عمر ابرها بیشتر می‌شود. این پدیده، منجر به کاهش میزان تبخیر از سطح زمین و ایجاد شرایط خشک و پایدار در اتمسفر می‌گردد و در نهایت منجر به کاهش شکل‌گیری ابرها می‌شود (بالاکریشیانا و همکاران، ۲۰۱۲). در رابطه با پراکندگی هواویزه‌ها و تاثیر آن بر روی ابرها مطالعات متعددی صورت گرفته که می‌توان به برخی کارهای زیر اشاره کرد:

خان<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۱۰) تغییرات مکانی و زمانی هواویزه‌ها را با استفاده از داده‌های MODIS برای پاکستان بررسی کردند. نتایج این تحقیق نشان می‌داد که تغییرات در میزان AOD دارای الگوی فصلی خاصی است به گونه‌ای که بیشترین مقادیر در فصل گسترش سیستم مانسون رخ می‌دهد؛ همچنین ارتباط بین AOD و ویژگی‌های ابر را مورد مطالعه قرار دادند. نتایج نشان داد که ارتباط مثبت و قوی بین AOD و بخار آب ابر و نسبت ابرناکی برای شهرهایی که تحت تاثیر توده‌های هوای مرطوب بودند و ارتباط منفی برای شهرهایی که تحت تاثیر توده‌های هوای خشک بودند وجود دارد. بالاکریشیانان<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۱۲) تغییرات زمانی و مکانی ذرات معلق در هوا را بر روی قسمت جنوبی هند و تاثیر آن را بر روی خصوصیات ظاهری ابر با استفاده از داده‌های MODIS بررسی کردند. آنها نشان دادند که بیشترین میزان AOD در بیشتر مناطق در فصل تابستان و تحت شرایط مانسون دیده می‌شود؛ همچنین ارتباط بین AOD و ویژگی‌های ابر مطالعه شد که نتایج نشان دهنده ارتباط مثبت و قوی بین AOD و میزان بخار آب ابر برای تمام نقاط مورد بررسی

3. Spour  
4. Wang  
5. Lin  
6. Small

1. Khan  
2. Balakrishnaiah

پیرنظیر و همکاران، ۱۳۹۸: ۲۲۷) و (یوسفی، ۱۳۹۶: ۱).

در ایران مطالعاتی در زمینه بررسی درجه حرارت زمین با استفاده از سنجش از دور انجام گرفته است که می توان به کارهای پیرنظیر و یوسفی اشاره کرد



شکل ۱: محدوده مورد مطالعه

در نتیجه برای رفع این مشکل مقیاس فضایی بزرگتر در نظر گرفته می شود تا بتوان میزان هواویزه ها را در نزدیکی ابر برآورد کرد. اغلب قدرت تفکیک مکانی به اندازه  $1 \times 1$  درجه کاهش می یابد تا اطلاعات مربوط به ابر از قسمت پوشیده از ابر و اطلاعات مربوط به هواویزه ها از ناحیه بدون ابر در داخل این محدوده بزرگتر استخراج گردد (کینگ و همکاران، ۲۰۰۳). به منظور استخراج خصوصیات فیزیکی ابر از باندهای مادون قرمز و از باندهای مرئی و مادون قرمز نزدیک برای استخراج خصوصیات اپتیکی و میکروفیزیکی ابر استفاده می شود (جین و شپرد، ۲۰۰۸ و رمبر<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۵ و لوی<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۷)

عمق اپتیکی آئروسول (AOD) عبارت است از مقدار ذرات معلق موجود در ستون اتمسفر، که با استفاده از ۷ باند (0.47, 0.55, 0.67, 0.87, 1.24, 1.64, 2.1 میکرومتر) با قدرت تفکیک های ۲۵۰ و ۵۰۰ متر می توان عمق اپتیکی آئروسول ها را استخراج کرد. در این تحقیق از داده های اتمسفری

روش تحقیق و مراحل آن: سنجنده MODIS یکی از سنجنده های اصلی ماهواره های مدار قطبی Terra و Aqua است که به ترتیب در دسامبر ۱۹۹۹ و می ۲۰۰۲ به فضا پرتاب شده اند. سنجنده MODIS دارای ۳۶ باند دریافتی از طول موج ۰.۴ تا ۱۴.۴ میکرومتر است. قدرت تفکیک باندهای یک و دو ۲۵۰ متر، سه تا هفت ۵۰۰ متر و باندهای هشت تا ۳۶ هزار متر بوده از ۳۶ باند این سنجنده ۱۶ باند آن در ناحیه ۳،۶۶ تا ۱۴،۳۸۳ میکرومتر و دارای قدرت تفکیک مکانی ۱۰۰۰ مترند. محصولات متنوعی از داده های MODIS استخراج می شود که از این بین می توان به محصولات هواویزه ها و خصوصیات ابر اشاره کرد کینگ<sup>۱</sup> و همکاران، (۲۰۰۳) و لوی و همکاران، (۲۰۰۷). داده های AOD با دقت ۱۰ کیلومتر و محصولات ابر با قدرت تفکیک ۵ کیلومتر و یک کیلومتر تهیه می شود (بالاکریشیانا و همکاران ۲۰۱۲).

بررسی ارتباط بین هواویزه ها و خصوصیات ابر نیازمند اطلاعات ماهواره ای هم زمان است. از آنجایی که هواویزه ها نمی توانند زیر ابر و در شرایط ابری به وسیله بیشتر سنجنده های ماهواره ای اندازه گیری شود،

2. Rember  
3. Levy

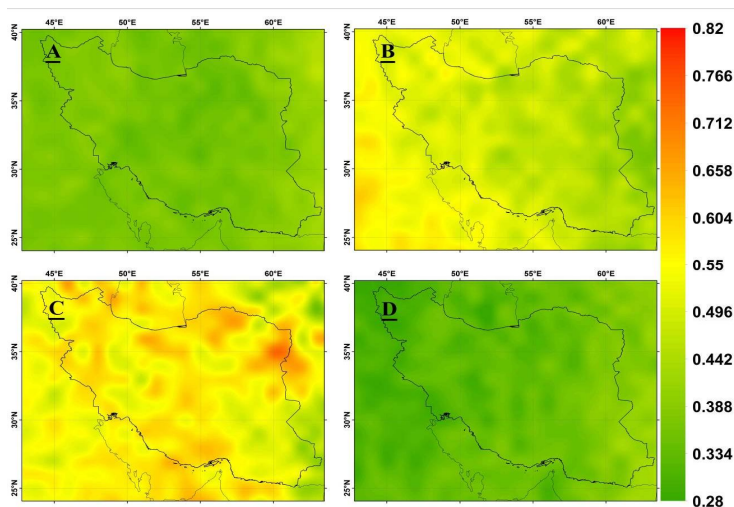
1. King

شدن ناشی از بارندگی و سردتر شدن سطح زمین میزان AOD مقادیر کمتری را نشان می‌دهد (رنجان و همکاران، ۲۰۰۷) فصل پاییز نیز روندی مشابه با زمستان دارد و تحت تاثیر سامانه‌های بارش‌زا پایین‌ترین میزان AOD را در طول سال دارد. همانگونه که نقشه‌های فصول بهار و تابستان (B-C) نشان می‌دهند در فصل بهار همزمان با وقوع طوفان‌های گرد و غباری که از بیابان‌های شبه جزیره عربستان، عراق و صحرای آفریقا منشأ گرفته است میزان هواویزه‌ها به طور قابل توجهی افزایش می‌یابد. علاوه بر طوفان‌های فرا منطقه‌ای، طوفان‌های محلی نیز باعث افزایش میزان AOD بر روی ایران شده است، اما به دلیل بارش‌های همرفتی در نیمه غربی کشور و برخی دیگر از نواحی میزان افزایش هواویزه‌ها کمتر بوده است. در فصل تابستان نیز شرایط مشابه فصل بهار است ولی میزان AOD افزایش بیشتری را نشان می‌دهد به گونه‌ای که در تمام نقاط کشور میزان آن به بالاتر از ۰,۴۵ می‌رسد. در مجموع می‌توان گفت که در بیشتر نقاط کشور تابستان و بهار بالاترین میزان (بیش از ۰,۴۵) را نشان می‌دهند که مهمترین علت آن گرد و غبار ناشی از اغتشاشات محلی و طوفان‌های گرد و خاکی است که از غرب و جنوب غرب وارد کشور شده‌اند؛ همچنین رشد هیگروسکوپی ذرات به دلیل رطوبت بیشتر جو است.

روزانه ماهواره‌های Aqua در بازه زمانی ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ استفاده گردید و با استفاده از نرم‌افزار متلب ابرهایی که دمای آنها کمتر از ۲۷۳ درجه کلوین و در سطح پایین‌تر از ۳۰۰ هکتوپاسکال بودند به‌عنوان ابرهای سرد تفکیک و اطلاعات مربوط به CF, WV, CTT, CER این ابرها برای هر فصل بر روی منطقه مورد مطالعه استخراج گردید؛ همچنین میزان AOD در روزهایی که ابرهای سرد حضور داشتند برای هر نقطه محاسبه و سپس هم بستگی فضایی فصلی آن با هر یک از پارامترها ابر سرد بررسی شد.

### یافته‌های تحقیق

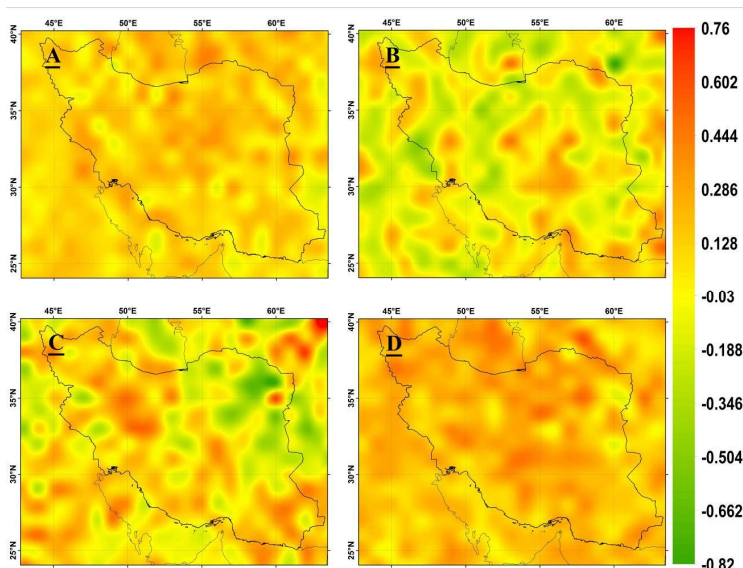
**تغییرات زمانی هواویزه‌ها:** نقشه‌های پراکنندگی فصلی AOD در روزهایی که ابرهای سرد در منطقه حضور داشتند (شکل ۲) بر روی ایران برای دوره آماری ۲۰۰۲-۲۰۱۴ ترسیم گردید. میزان AOD روندهای قابل توجهی را برای فصول گرم و سرد سال نشان می‌دهند. در فصل زمستان همزمان با شدت گرفتن نفوذ سیستم‌های بارش‌زا از سمت غرب و دریای مدیترانه بارندگی‌های زمستانه بیشتر نقاط ایران را تحت تاثیر قرار می‌دهند، اما به دلیل گسترش محدود این سیستم‌ها به نواحی جنوبی و جنوب شرق از میزان تاثیرگذاری آن‌ها به سمت شرق کاسته می‌شود. در نتیجه در این فصل به علت شسته



شکل ۲: میزان AOD برای فصول زمستان A- بهار B- تابستان C- پاییز D

سواحل شمالی و جنوبی مناطق کوهستانی غرب و شمال غرب نیز ارتباط مثبت و قوی را برای هواویزه‌ها و میزان بخار آب نشان می‌دهند. از آنجایی که افزایش رطوبت باعث افزایش رشد هیگروسکوپیکی هواویزه‌ها به علت جذب رطوبت می‌شود در نتیجه افزایش میزان AOD در نزدیکی ابرها و مثبت شدن همبستگی بین این دو پارامتر می‌تواند بازتاب این تاثیر باشد (مایهر و همکاران، ۲۰۰۷ و چینگ و همکاران ۲۰۰۷) به این نتیجه رسیدند که همزمانی مقادیر زیاد AOD و حرکت آرام توده هوا باعث بالا رفتن بخار آب قابل بارش می‌گردد و مناطق با مقادیر بالای WV منطبق بر مناطق با میزان بالای AOD هستند. آلام و همکاران (۲۰۱۴) و کومار (۲۰۱۴) و (۲۰۱۳) در بررسی‌های جداگانه نشان دادند که ارتباط بین این دو پارامتر در اکثر نقاط مثبت است. آلام و همکاران (۲۰۱۴) و کومار (۲۰۱۴) نشان دادند که بالاترین همبستگی در فصول مانسون (همزمان با شروع بارندگی) و حداقل در فصل زمستان دیده می‌شود.

ارتباط بین AOD و بخار آب: داده‌های MODIS به صورت جداگانه WV را در دو نوع برای آسمان بدون ابر و برای بالای سطح ابر اندازه‌گیری می‌کنند، که در این پژوهش از نوع دوم استفاده شده است. شکل ۳ ارتباط بین میزان AOD و WV را نشان می‌دهد. براساس این شکل در فصول سرد سال یعنی در پاییز و زمستان در اکثر نقاط کشور همبستگی بالا و مثبتی بین میزان هواویزه‌ها و بخار آب دیده می‌شود، اما در فصول گرم سال از میزان همبستگی کاسته شده و در اکثر نقاط ارتباط از نوع منفی و قوی است. در فصل بهار در برخی نواحی کوهستانی غرب کشور و بر روی بیابان‌های داخلی ارتباط بین این دو پارامتر مثبت است. در فصل بهار در برخی نواحی کوهستانی غرب کشور و بر روی بیابان‌های داخلی ارتباط بین این دو پارامتر مثبت می‌باشد؛ همچنین در نواحی ساحلی خلیج فارس و دریای عمان و برخی نقاط ساحلی دریای خزر ارتباط مثبت وجود دارد، اما در فصل تابستان مناطق بیشتری ارتباط مثبت را نشان می‌دهند. در این زمان علاوه بر نواحی داخلی و



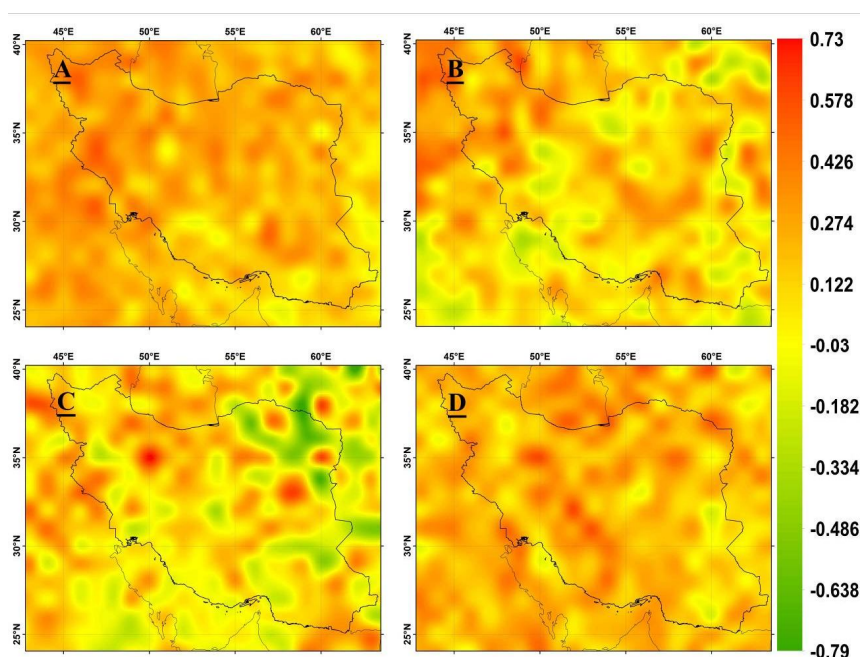
شکل ۱: همبستگی بین AOD و WV برای فصول زمستان A - بهار B - تابستان C - پاییز D.

می‌باشد. در اکثر نقاط کشور، میزان ارتباط این دو پارامتر از نوع مثبت است و در اکثر ایام سال همبستگی مثبت و قابل قبولی بین AOD و دمای سطح ابر مشاهده می‌شود. بیشترین همبستگی مثبت

ارتباط بین AOD و دمای سطح ابر: شکل ۴ بیانگر ارتباط بین دمای سطح ابرهای سرد با عمق ایتیکی هواویزه‌ها است. نوع همبستگی این دو پارامتر برای فصول مختلف بسیار مشابه همبستگی AOD و WV

می‌شود. در سایر مناطق همبستگی قابل قبولی بین دو پارامتر وجود ندارد و تنها بر روی سواحل دریای خزر و نقاط شهری ارتباط مثبت معنی‌داری وجود دارد. این امر می‌تواند به دلیل ماهیت هواویزه‌ها و جذب تابش طول موج کوتاه خورشید توسط برخی از این ذرات به ویژه ذرات ناشی از آلودگی‌های صنعتی و دود باشد، به همین دلیل افزایش تراکم این ذرات در لایه‌های اتمسفر می‌تواند دلیلی بر افزایش دمای سطح ابر برای این مناطق باشد.

مربوط به فصل زمستان و پاییز است. در این ایام با وجود پایین بودن میزان هواویزه‌ها با افزایش میزان AOD بر دمای سطح ابر افزوده می‌گردد. در این فصول بیشترین میزان همبستگی مربوط به نواحی کوهستانی و سواحل دریای خزر می‌باشد. در فصل بهار از میزان همبستگی تا حدودی کاسته می‌شود، اما همچنان نواحی کوهستانی غرب و سواحل دریای خزر به اضافه نواحی بیابانی داخلی مثبت و قابل قبولی می‌باشند. در فصل تابستان بیشترین همبستگی در طول سال برای نواحی کوهستانی شمال شرق مشاهده



شکل ۳: همبستگی بین AOD و CTT برای فصول زمستان A- بهار B- تابستان C- پاییز D

می‌دهد. علاوه بر این ویژگی‌های اقلیمی متفاوت مناطق مطالعه شده و دخالت پارامترهای هواشناسی متعدد باعث تاثیرگذاری روی CTT و بروز چنین اختلافاتی می‌شود؛ همچنین افزایش تعداد هستک‌های تراکمی باعث شکل‌گیری قطرات ابر بیشتر اما کوچکتر می‌گردد و در زمانی که گنجایش آب مایع ثابت باشد بازتاب ابر بیشتر خواهد بود (تومی<sup>۲</sup>، ۱۹۹۷ و کاواماتو و سوزوکی<sup>۳</sup> ۲۰۱۳) در نتیجه دمای سطح ابر کاهش می‌یابد.

افزایش تراکم هواویزه‌ها ممکن است پروفایل رطوبت را نیز تغییر داده و در نتیجه باعث تغییر CTT شود (چی یونگ<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۹). آلام و همکاران، ۲۰۱۰ و (۲۰۱۴) در مطالعاتی که انجام دادند برای بیشتر نواحی مورد بررسی خود، همبستگی مثبت بین AOD و CTT را نشان دادند. در حالی که کومار (۲۰۱۲) و (۲۰۱۴) برای نواحی مورد بررسی خود در اکثر مناطق همبستگی منفی را برای این دو پارامتر گزارش دادند، اما این تغییرات بسته به جنس، شعاع و میزان تراکم ذرات متفاوت بوده و نتایج متفاوتی را نشان

2. Twomey

3. Kawamoto and Susuki

1. Xiong

اشاره کرد. آلام و همکاران (۲۰۱۴) که بر روی ارتباط این دو تاثیر می‌گذارند. از دیگر عوامل موثر بر ارتباط این دو پارامتر رطوبت جوی است. بالا کریشیانا و همکاران (۲۰۱۲) نشان دادند که همبستگی بین این دو پارامتر در نواحی اقیانوسی بیش از نواحی قاره‌ای بوده است. افزایش رطوبت نسبی به دلیل جذب بیشتر آب، توسط ذرات باعث افزایش AOD می‌شود و چون رطوبت نسبی معمولاً در نزدیکی ابرهای نسبت به نواحی بدون ابر بیشتر است افزایش CF در رابطه با AOD ممکن است بازتاب این اثر باشد (مای هر و همکاران، ۲۰۰۷). ارتباط منفی بین AOD و CF نیز ممکن است مربوط به گرم شدن لایه استقرار هواویزه‌ها و پایداری تروپوسفر پایینی باشد (آلتاراتز<sup>۸</sup> و همکاران ۲۰۱۴) زمانی که ذرات تابش خورشید را جذب می‌کنند باعث گرم شدن لایه ای از اتمسفر که در آن مستقر هستند می‌شوند و رطوبت نسبی را در آن لایه کاهش می‌دهند (هاسن<sup>۹</sup> و همکاران، ۱۹۹۷؛ کورن<sup>۱۰</sup> و همکاران، ۲۰۱۴؛ دیوید و همکاران، ۲۰۰۹) در زمانی که باعث خنک شدن سطح زمین می‌شوند، این فرآیند پروفیل‌های زیر لایه آیروسل‌ها را پایدار و باعث کاهش فشار رطوبت و گرمای سطح زمین می‌شود (یو<sup>۱۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۲؛ فینگولد<sup>۱۲</sup>، ۲۰۰۵). رابطه بین افزایش هواویزه‌های جاذب و افزایش پایداری در لایه‌های سطوح پایین و جلوگیری از توسعه ابر را نشان دادند.

**ارتباط بین AOD و بخار آب:** داده‌های MODIS به صورت جداگانه WV را در دو نوع برای آسمان بدون ابر و همچنین برای بالای سطح ابر اندازه‌گیری می‌کنند. در تحقیق حاضر از نوع دوم استفاده شده است. شکل شماره ۳ ارتباط بین میزان AOD و WV را نشان می‌دهد. بر اساس این شکل در فصول سرد سال یعنی در پاییز و زمستان در اکثر نقاط کشور همبستگی بالا و مثبتی بین میزان هواویزه‌ها و بخار

**ارتباط بین AOD و نسبت ابرناکی:** MODIS برای CF دیتاهای شبانه، روزانه و ترکیبی از هر دو را فراهم کرده‌است که در این مطالعه ما از داده‌های روزانه استفاده کردیم. براساس شکل شماره ۵ که همبستگی بین AOD و CF را نشان می‌دهد، در فصول سرد سال یعنی زمستان و پاییز در اکثر نقاط کشور ارتباط معنی داری بین AOD و نسبت ابرناکی ابرهای سرد دیده نمی‌شود. با این حال در برخی نقاط به ویژه بیابان‌های داخلی ارتباط به نسبت قوی و منفی بین این دو پارامتر دیده می‌شود، اما در فصول بهار و تابستان در اکثر مناطق کشور ارتباط منفی قابل قبولی بین این دو پارامتر در اکثر نواحی کشور مشاهده می‌شود. کورن<sup>۴</sup> و همکاران (۲۰۰۷) نشان دادند که میزان CF ابرهای مایع همزمان با افزایش AOD بیشتر می‌شود. آلام و همکاران (۲۰۱۴) در مطالعه‌ای که برای چند شهر پاکستان انجام دادند، نشان دادند که همبستگی برای نواحی شهری کم و برای نواحی بیابانی و ساحلی بیشتر بوده است. کومار (۲۰۱۴) با بررسی روی Dehli هند ارتباط قوی بین AOD و CF (۰٫۷۳-) برای دوره ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۲ پیدا کرد. بیشترین همبستگی در طول فصل مانسون و کمترین آن در تابستان مشاهده شد. کومار (۲۰۱۳) نیز ارتباط قوی بین این دو پارامتر برای اکثر نقاط مورد بررسی در شمال شرق هند پیدا کرد. آلام و همکاران (۲۰۱۳) با مطالعه بر روی پاکستان به این نتیجه رسید که در عرض‌های پایین همبستگی قوی‌تر از عرض‌های بالاتر بود. نواحی تحت تاثیر مراکز کم‌فشار، تمایل زیادی برای ایجاد شرایط لازم را برای تشکیل ابر از طریق جمع‌آوری ذرات هواویزه و بخار آب دارند (چو<sup>۵</sup> و همکاران ۲۰۰۲؛ فیلیپ<sup>۶</sup> و همکاران ۲۰۰۶ و سکی گوش<sup>۷</sup> و همکاران ۲۰۰۹) در نتیجه در چنین مراکزی اغلب ارتباط بین این دو پارامتر مثبت می‌شود. علاوه بر این باید به پارامترهای اقلیمی آلام و همکاران (۲۰۱۰) شرایط سطح زمین (برای مثال آلودگی) و خواص شیمیایی ذرات

8. Altaratz

9. Hansen

10. Dividi

11. Yu

12. Feingold

4. Koren

5. Chou

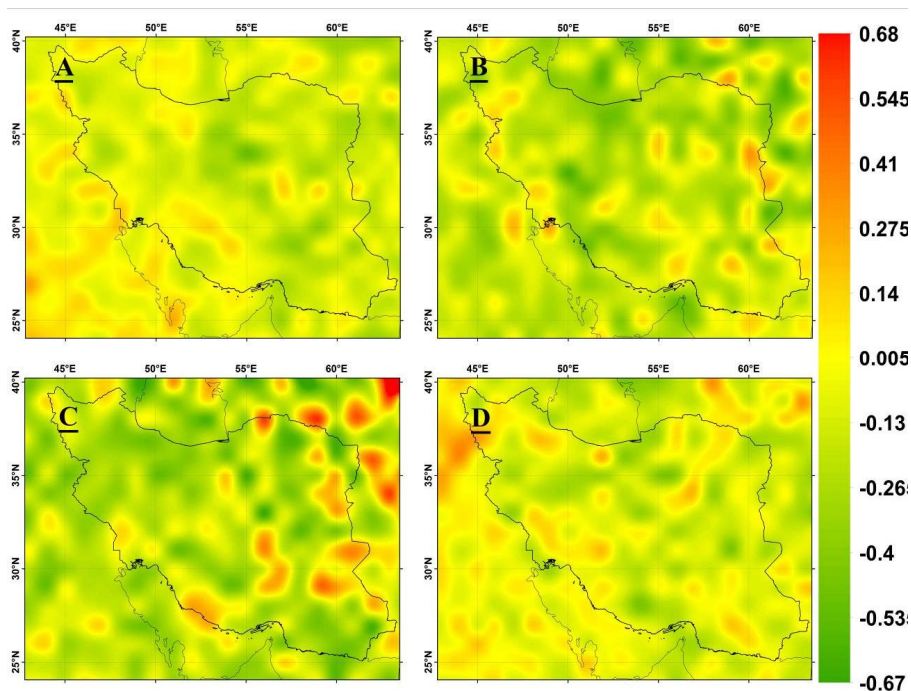
6. Philipp

7. Sekiguchi



هیگروسکوپیکی هواویزه‌ها به علت جذب رطوبت می‌گردد در نتیجه افزایش میزان AOD در نزدیکی ابرها و مثبت شدن همبستگی بین این دو پارامتر می‌تواند بازتاب این تاثیر باشد مای هر و همکاران (۲۰۰۷) و چینگ و همکاران (۲۰۰۷) به این نتیجه رسیدند که همزمانی مقادیر زیاد AOD و حرکت آرام توده هوا باعث بالا رفتن بخار آب قابل بارش می‌شود و مناطق با مقادیر بالای WV منطبق بر مناطق با میزان بالای AOD می‌باشند. آلام و همکاران (۲۰۱۴) و کومار (۲۰۱۳ و ۲۰۱۴) در بررسی های جداگانه نشان دادند که ارتباط بین این دو پارامتر در اکثر نقاط مثبت است. آلام و همکاران (۲۰۱۴) و کومار (۲۰۱۴) نشان دادند که بالاترین همبستگی در فصول مانسون (همزمان با شروع بارندگی) و حداقل در فصل زمستان دیده می‌شود.

آب دیده می‌شود، اما در فصول گرم سال از میزان همبستگی کاسته شده و در اکثر نقاط ارتباط از نوع منفی و قوی است. در فصل بهار در برخی نواحی کوهستانی غرب کشور و بر روی بیابان‌های داخلی ارتباط بین این دو پارامتر مثبت می‌باشد. در فصل بهار در برخی نواحی کوهستانی غرب کشور و بر روی بیابان‌های داخلی ارتباط بین این دو پارامتر مثبت است؛ همچنین در نواحی ساحلی خلیج فارس و دریای عمان و برخی نقاط ساحلی دریای خزر ارتباط مثبت وجود دارد، اما در فصل تابستان، مناطق بیشتری ارتباط مثبت را نشان می‌دهند. در این زمان علاوه بر نواحی داخلی و سواحل شمالی و جنوبی مناطق کوهستانی غرب و شمال غرب نیز ارتباط مثبت و قوی را برای هواویزه‌ها و میزان بخار آب نشان می‌دهند. از آنجایی که افزایش رطوبت، باعث افزایش رشد



شکل ۲: همبستگی بین AOD و CF برای فصول زمستان A- بهار B- تابستان C- پاییز D

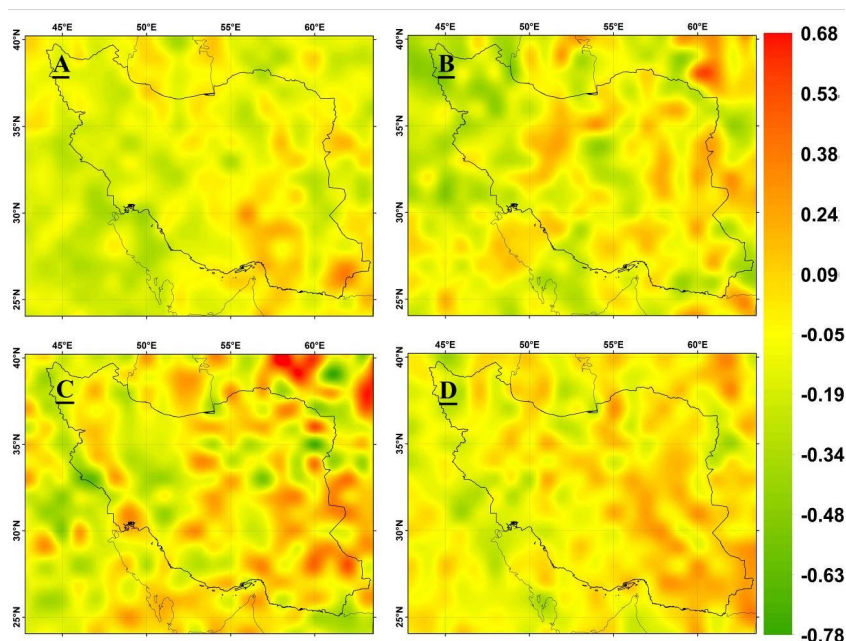
ارتباط از نوع منفی و قوی می‌باشد اما در سایر نقاط به ویژه نواحی بیابانی نوع همبستگی مثبت ولی نه چندان قوی بود. در فصل تابستان نیز اغلب ارتباط معنی‌داری بین AOD و CER ابرهای سرد دیده نمی‌شود و تنها در نواحی بیابانی و مرکزی کشور

شکل ۶ همبستگی بین CER و AOD را بر روی ایران نشان می‌دهد. با توجه به این شکل در فصول سرد سال ارتباط معنی‌داری بین این دو پارامتر دیده نمی‌شود. در فصل بهار نواحی کوهستانی غربی و شمالی غربی کشور و نیز قسمت‌هایی از نواحی داخلی



اولیه ابر بسیار پیچیده است ولی معمولاً ذرات بیشتر (شعاع کوچکتر از  $1\mu\text{m}$ ) باعث شکل‌گیری قطرات بیشتر اما کوچکتر در نزدیکی پایه ابر می‌شوند (راماناتان و همکاران، ۲۰۰۱).

ارتباط مثبت و ضعیفی برای این دو پارامتر مشاهده می‌شود. تراکم بالای هواویزه‌ها معمولاً باعث قطرات بیشتر ولی کوچکتر می‌شوند که آلبدو ابر را افزایش می‌دهد. ارتباط بین مقدار هواویزه‌ها و تعداد قطرات



شکل ۳: همبستگی بین AOD و CER برای فصول زمستان A- بهار B- تابستان C- پاییز D

### نتیجه‌گیری

در این مطالعه از داده‌های ماهواره Aqua بین سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ استفاده گردید. بررسی نقشه‌های فصلی AOD بر روی منطقه نشان داد که در فصول سرد سال یعنی پاییز و زمستان به علت سرد شدن سطح زمین و فعالیت سیستم‌های بارش‌زا از میزان AOD به طور قابل ملاحظه‌ای کاسته شده و میزان آن به کمتر از  $0.45$  می‌رسد. در فصول بهار و به ویژه تابستان به علت خشک شدن سطح زمین و افزایش اغتشاشات محلی و وقوع طوفان‌های گرد و غبار و انتقال گرد و غبار از صحرای آفریقا، بیابان‌های عربستان و عراق به شدت بر میزان AOD افزوده شده است و میزان آن بر روی ایران به بالاتر از  $0.45$  می‌رسد؛ همچنین برای این دوره آماری ارتباط بین هواویزه‌ها و خصوصیات ابر بررسی گردید. نتایج همبستگی بین AOD و WV برای فصول سرد سال در اکثر مناطق مثبت و قوی بود و در فصول گرم تنها بر

ذرات هواویزه بزرگتر به عنوان هستک‌های تراکمی درشت<sup>۱۳</sup> (شعاع بزرگتر از  $1\mu\text{m}$ ) قطرات درشتی ایجاد می‌کنند که ممکن است به گونه‌ای متفاوت با ذرات کوچکتر بر روی شکل‌گیری و توسعه ابر تاثیر گذارند (فین گلد و همکاران، ۱۹۹۹؛ یین و همکاران ۲۰۰۰). اندازه قطرات ابر به شدت وابسته به ارتفاع آن نسبت به پایه ابر است (روسن فلد و لنسکی<sup>۱۴</sup>، ۱۹۹۸) ولی به طور کلی<sup>۱۵</sup> ER قطرات ابر با افزایش AOD کاهش می‌یابد (روزنفلد و لنسکی، ۱۹۹۸، روزنفلد، ۱۹۹۹؛ روزنفلد و وودلی<sup>۱۶</sup>، ۲۰۰۰؛ آندری و همکاران، ۲۰۰۴؛ ماتسوی<sup>۱۷</sup> و همکاران، ۲۰۰۴؛ کافمن و همکاران، ۲۰۰۵؛ کورن و همکاران، ۲۰۰۵؛ یان و همکارانش، ۲۰۰۸؛ آلتاراتز و همکاران، ۲۰۱۴).

13. GCCN
14. Rosenfeld and lensky
15. Effective Radius
16. Woodley
17. Matsui

- aerosol optical depth and their impact on cloud properties in Pakistan. *Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 107(2014)104–112
5. Alam, I., laschke, T., Madl, P., Mukhtar, A., Hussain, M., Trautmann, T., and Rahman, S. 2011. Aerosol size distribution and mass concentration measurement sin various cities of Pakistan. *Environ. Monit.* 13, 1944–1952.
  6. Alam, K., Iqbal, M.J., Blaschke, T., Qureshi, S., and Khan, G. 2010. Monitoring spatio-temporal variations in aerosols and aerosol–cloud interactions over Pakistan using MODIS data. *Adv.SpaceRes.* 46, 1162–1176.
  7. Altaratz, O., Koren, I., Remer, L.A., and Hirsch, E. 2014. Cloud invigoration by aerosols—Coupling between microphysics and dynamics, *Atmospheric Research* 140–141, 38–60.
  8. Andreae, M.O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A.A., Frank, G.P., Longo, K.M., and Silva-Dias, M.A.F. 2004. Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, 303(5662), 1337–1342.
  9. Badarinath, K.V.S., Shailesh Kumar Kharol, D.G., Kaskaoutis, Anu Rani Sharma, V. Ramaswamy, and Kambezidis, H.D. 2010. Long-range transport of dust aerosols over the Arabian Sea and Indian region - A case study using satellite data and ground-based measurements. *Global and Planetary Change*, 72, 164–181.
  10. Balakrishnaiah G., Raghavendrakumar, K., Suresh Kumar Reddy, B., Rama Gopal, K., Reddy, R.R., Reddy, L.S.S., Swamulu, C., NazeerAhammedb, Y., Narasimhulu, K., KrishnaMoorthy, K., and Suresh Babu, S. 2012. Spatio-temporal variations in aerosol optical and cloud parameters over Southern India retrieved from MODIS satellite data. *Atmospheric Environment* 47: 435e445.
  11. Bouchlaghem, K., Nsom, B., Latrache, N. and Houda, H.K. 2009. Impact of Saharan dust on PM10 concentration in the Mediterranean Tunisian coasts. *Atmospheric Research*, 92, 531–539.
- روی مناطق بیابانی و کوهستانی و سواحل شمالی و جنوبی ارتباط مثبت بود و سایر مناطق همبستگی منفی را نشان دادند. بررسی نقشه‌های همبستگی AOD و CTT نیز تقریباً شرایط مشابه با میزان WV دارد و در فصول سرد بیشترین همبستگی منفی به ویژه بر روی نواحی کوهستانی و ساحلی را نشان داد. در فصول گرم نیز نواحی کوهستانی و ساحلی دارای همبستگی مثبت بودند و سایر نقاط ارتباط منفی را نشان می‌دهند. برای بررسی ارتباط AOD و CF از داده‌های روزانه MODIS استفاده گردید، بررسی نشان داد که همبستگی در فصول سرد سال بسیار ضعیف و فقط بر روی نواحی بیابانی ارتباط منفی و قوی بود. در فصول گرم اکثر نقاط همبستگی منفی و قابل قبولی را بین این دو پارامتر نشان دادند. نقشه‌های همبستگی بین CER و AOD نیز در فصول سرد ارتباط معنی-داری را برای این دو پارامتر نشان ندادند. تنها در فصل بهار نواحی کوهستانی غربی ارتباط منفی و در فصل تابستان نواحی بیابانی مرکزی و شرقی ارتباط مثبت قابل قبولی را با میزان هواویزه‌ها داشتند.
- ### منابع
۱. پیرنظر، مجتبی. روستایی شهرام و فیضی‌زاده بختیارو رئیسی نافچی فاطمه، ۱۳۹۷. بررسی درجه حرارت سطح زمین و ارتباط آن با کلاس‌های پوشش کاربری زمین شهری با استفاده از داده‌های سنجنده لندست ۸ (مطالعه موردی: شهر تهران). *آمایش جغرافیایی فضا*، دوره هشتم، شماره ۲۹، ۲۲۷–۲۴۰.
  ۲. یوسفی مریم. مکانیکی جواد و اشرفی علی و نیسانی سامانی نجمه، ۱۳۹۶. آشکارسازی و مدل‌سازی تغییرات کاربری اراضی با استفاده از داده‌های سنجنش از دور، مدل زنجیره مارکوف و سلول‌های خودکار (مطالعه موردی: شهر بجنورد)، *آمایش جغرافیایی فضا*، دوره هفتم، شماره ۲۶، ۱–۱۶.
  3. Alam, K., Iqbal, M.J., Blaschke, T., Qureshi, S., and Khan, G. 2010. Monitoring spatio-temporal variations in aerosols and aerosol cloud interaction over Pakistan using MODIS data. *Adv.Space Res.* 46, 1162–1176.
  4. Alam, k., Rehana, K., Blaschke, T., and Mukhtiar, A. 2014. Variability of

- over the Atlantic Ocean. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 102(32), 11207–11212.
22. Kaufman, Y.J., Remer, L.A., Tanre', D., Li, R.-R., Kleidman, R., Matto, S., Levy, R., Eck, T., Holben, B.N., Ichoku, C., Martins, V., and Koren, I. (2005a). A critical examination of the residual cloud contamination and diurnal sampling effects on MODIS estimates of aerosol over ocean. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 43, 2886–2897.
  23. Kawamoto, K., and Suzuki, K. 2013. Comparison of water cloud microphysics over mid-latitude land and ocean using CloudSat and MODIS observations. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* 122, 13–24.
  24. Khan Alam, Muhammad Jawed Iqbal, Thomas Blaschke, Salman Qureshi, Gulzar Khan, 2010. Monitoring spatio-temporal variations in aerosols and aerosol–cloud interactions over Pakistan using MODIS data. *Advances in Space Research*, 46, 1162–1176
  25. Khan Alam, Rehana Khan, Thomas Blaschke, Azam Mukhtiar, 2014. Variability of aerosol optical depth and their impact on cloud properties in Pakistan. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 107, 104–112
  26. King, M.D., Menzel, W.P., Kaufman, Y.J., Tanre, D., Gao, B.C., Platnick, S., Ackerman, S.A., Remer, L.A., Pincus, R., and Hubanks, P.A. 2003. Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and humidity from MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41 (2), 442e458.
  27. Koren, I., Feingold, G., and Remer, L.A. 2010. The invigoration of deep convective clouds over the Atlantic: aerosol effect, meteorology or retrieval artifact? *Atmos. Chem. Phys.* 10 (18), 8855–8872.
  28. Koren, I., Kaufman, Y., Rosenfeld, D., Remer, L., and Rudich, Y. 2005. Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds. *Geophys. Res. Lett.* 32, L14828. Doi: 10.1029/2005GL023187.
  12. Chou, M.-D., Chan, P.-K. and Wang, M. 2002. Aerosol radiative forcing derived from SeaWiFS-retrieved aerosol optical properties. *J. Atmos. Sci.* 59, 748–757.
  13. Davidi, A., Koren, I., and Remer, L. 2009. Direct measurements of the effect of biomass burning over the Amazon on the atmospheric temperature profile. *Atmos. Chem. Phys.* 9(21), 8211–8221.
  14. Davidi, A., Koren, I., and Remer, L. 2009. Direct measurements of the effect of biomass burning over the Amazon on the atmospheric temperature profile. *Atmos. Chem. Phys.* 9(21), 8211–8221.
  15. Feingold, G., Cotton, W.R., Kreidenweis, S.M., and Davis, J.T. 1999. The impact of giant cloud condensation nuclei on drizzle formation in stratocumulus: implications for cloud radiative properties. *J. Atmos. Sci.* 56(24), 4100–4117.
  16. Feingold, G., Jiang, H.L., and Harrington, J.Y. 2005. On smoke suppression of clouds in Amazonia. *Geophys. Res. Lett.* 32(2).
  17. Francois-Marie Bréon, Anne Vermeulen, Jacques, 2011. Desclotres. An evaluation of satellite aerosol products against sunphotometer measurements. *Remote Sensing of Environment* 115, 3102–3111
  18. Hansen, J., Sato, M. and Ruedy, R. 1997. Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 102(D6), 6831–6864.
  19. Hove, T, Remer, L.A., and Jacobson, M.Z. 2011. Microphysical and radioactive effect of aerosol on warm clouds during the Amazon biomass burning season as observed by MODIS: impact of water vapor and landcover. *Atmos. Chem. Phys.* 11, 3021–3036.
  20. Kaufman, Y.J., Koren, I., Remer, L.A., Rosenfeld, D., and Rudich, Y. (2005b). The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 102(32), 11207–11212.
  21. 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

2012. Arola. Biomass burning aerosols observed in Eastern Finland during the Russian wildfires in summer 2010 e Part 2: Remote sensing. *Atmospheric Environment*, 47, 279-287.
38. Moa, K., Sporre, Paul Glantz, Peter Tunved, Erik Swietlicki, Markku Kulmala, Heikki Lihavainen, 2012. A study of the indirect aerosol effect on subarctic marine liquid low-level clouds using MODIS cloud data and ground-based aerosol measurements. *Atmospheric Research* 116, 56-66.
39. Myhre, G., Stordal, F., Johnsrud, M., Kaufman, Y.J., Rosenfeld, D., Storelvmo, T., Kristjansson, J.E., Berntsen, T.K., Myhre, A., and Isaksen, I.S.A. 2007. Aerosol-cloud interaction inferred from MODIS satellite data and global aerosol models. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 9351-9388.
40. Naud, C.M., Baum, B.A., Pavolonis, M., Heidinger, A., Frey, R., and Zhang, H. 2007. Comparison of MISR and MODIS cloud-top heights in the presence of cloud overlap. *Remote Sens. Environ.* 107 (1e2), 200-210.
41. Philipp, F., Markus, F., Fritzsche, L., and Petzold, A. 2006. Measurement of ultrafine aerosol size distributions by a combination of diffusion screen separators and condensation particle counters. *J. Aerosol Sci.* 37(5), 577-597.
42. Ramanathan, V., Crutzen, P.J., Kiehl, J.T., and Rosenfeld, D. 2001. Atmosphere aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science* 294(5549), 2119-2124.
43. Ranjan, R.R., Joshi, H.P., and Iyer, K.N. 2007. Spectral variation of total column aerosol optical depth over Rajkot: a tropical semi-arid Indian station. *Aerosol Air. Qual. Res* 7(1), 33-45.
44. Remer, L.A., Kaufman, Y.J., Tanre, D., Matoo, S., Chu, D.A., Martins, J.V., Li, R.R., Ichoku, C., Levy, R.C., Kleidman, R.G., Eck, T.F., Vermote, E., and Holben, B.N. 2005. The MODIS aerosol algorithm, products and validation. *Journal of Atmospheric Sciences* 62, 947e973.
29. Koren, I., Kaufman, Y.J., Remer, L.A., and Martins, J.V. 2004. Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. *Science* 303 (5662), 1342-1345.
30. Koren, I., Martins, J.V., Remer, L.A., and Afargan, H. 2008. Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the Amazon. *Science* 321(5891), 946-949.
31. Kumar, A. 2013. Variability of aerosol optical depth and cloud parameters over North Eastern regions of India retrieved from MODIS satellite data. *Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 100-101(2013)34-49.
32. 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, 291-300.
33. Kumar, A. 2014. Long term (2003e2012) 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, 291-300.
34. Levy, R.C., Remer, L.A., and Dubovik, O. 2007. Global aerosol optical properties and application to moderate resolution Imager Spectroradiometer aerosol retrieval over land. *Journal of Geophysical Research* 112, D13210. Doi:10.1029/2006JD007815.
35. Lin, J.C., Matsui, T., Pielke Sr., R.A. and Kummerow, C. 2006. Effects of biomass burning derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: a satellite-based empirical study. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 111(D19), D19204.
36. Matsui, T., Masunaga, H., Pielke, R.A., and Tao, W.K. 2004. Impact of aerosols and atmospheric thermodynamics on cloud properties within the climate system. *Geophys. Res. Lett.* 31(6), L06109.
37. Mielonen T., H. Portin, M. Komppula, A., Leskinen, J., Tamminen, I., Jalongo, J., Hakkarainen, K.E.J. Lehtinen, A.

54. Sundström, A.-M., Kolmonen P., Sogacheva L., and Leeuw de G. 2012. Aerosol retrievals over China with the AATSR dual view algorithm. *Remote Sensing of Environment* 116, 189–198
55. Twomey, S. 1977. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J AtmosSci*; 34, 1149–52.
56. Wang, F., Guo, J., Wu, Y., Zhang, X., Deng, M., Li, X., Zhang, J., and Zhao, J. 2014. Satellite observed aerosol-induced variability in warm cloud properties under different meteorological conditions over eastern China. *Atmospheric Environment* 84, 122e132.
57. Xin, L., Ern, T.W., Khoo, R., Yong, A.K., Chew, B.N., Salinas, S.V. and Liew, S.C. 2007. Characterization of Aerosol Optical Depth and Angstrom Exponent across Singapore from Sun Photometer Measurements. CRISP, Singapore.
58. Xiong, X., Chiang, K., Sun, J., Barnes, W.L., Guenther, B. and Salomonson, V.V. 2009. NASA EOS Terra and Aqua MODIS on-orbit performance. *Adv. Space Res.* 43(3,2), 413e422.
59. Yassine Charabi, Adel Gastli 2012. Spatio-temporal assessment of dust risk maps for solar energy systems using proxy data. *Renewable Energy xxx* 1-9
60. Yin, Y., Levin, Z., Reisin, T.G., and Tzivion, S. 2000. The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds—a numerical study. *Atmos. Res.* 53(1), 91–116.
61. Yu, H.B., Liu, S.C., and Dickinson, R.E. 2002. Radiative effects of aerosols on the evolution of the atmospheric boundary layer. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 107(D12), 4142.
62. Yuan, T., Li, Z., Zhang, R., and Fan, J. 2008. Increase of cloud droplet size with aerosol optical depth: an observation and modeling study. *J. Geophys. Res. Atmos.* 113(D4), D04201.
45. Rosenfeld, D., (1999). TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys. Res. Lett.* 26(20), 3105–3108.
46. Rosenfeld, D., and Lensky, I.M. 1998. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79(11), 2457–2476 .
47. Rosenfeld, D., Rudich, Y., and Lahav, R. 2001. Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop. *PNAS*, 98, 5975–5980.
48. Rosenfeld, D., and Woodley, W.L. 2000. Deep convective clouds with sustained supercooled liquid water down to –37.5 degrees C. *Nature*, 405 (6785), 440–442.
49. Sekiguchi, M., Nakajima, T., Suzuki, K., Kawamoto, K., Higurashi, A., Rosenfeld, D., Sano, I., and Mukai, S. 2009. A study of the direct and indirect effects of aerosols using global satellite data sets of aerosol and cloud parameters. *J. Geophys. Res.* 108(D 22), 4699.
50. Shi, Z., Zhang, D., Hayashi, M., Ogata, H., Ji, H., and Fujiie, W. 2008. Influences of sulfate and nitrate on the hygroscopic behavior of coarse dust particles. *Atmos. Environ.* 42, 822–827, 2008.
51. Shupeng Wang, Li Fang, XingfaGu, Tao Yua, Jun Gao. 2011. Comparison of aerosol optical properties from Beijing and Kanpur. *Atmospheric Environment* 45, 7406-7414
52. Small, J.D., Jiang, J.H., Su, H., and Zhai, C. 2011. Relationship between aerosol and cloud fraction over Australia. *Geophys. Res. Lett.* 38, L23802.
53. Spandana, B., Niranjana, K., and Devi, A. 2012. Advection induced short period anomalies and seasonal features in Aerosol Optical Depth over Bay of Bengal in the W- ICARB Region, *Atmospheric Environment*, doi: 10.1016/j.atmosenv.2012.01.031

