

Forzamiento radiativo directo debido a los aerosoles atmosféricos en Perú utilizando técnicas de sensoramiento remoto

Direct radiative forcing due to atmospheric aerosols in Peru using remote sensing techniques

Forçante radiativo direto devido a aerossóis atmosféricos no Peru usando técnicas de sensoriamento remoto

Roberto Julio Angeles Vasquez 

Universidad Nacional del Centro del Perú, Perú

roanvas@hotmail.com

Julio Miguel Angeles Suazo 

Universidad Nacional Autónoma de Tayacaja Daniel Hernández Morillo, Perú

julioangeles@unat.edu.pe

Nataly Angeles Suazo 

Universidad Alas Peruanas, Perú

nati2643@hotmail.com

Arlitt Lozano 

Universidad Nacional Intercultural de la Selva Central Juan Santos Atahualpa, Perú

lozanopovisarlitt@gmail.com

Jose Flores Rojas 

Instituto Geofísico del Perú, Perú

jflores@igp.gob.pe

RESUMEN

Describimos los resultados del estudio del espesor óptico de aerosol (EOA) y el Forzamiento Radiativo Directo (FRD) en la cima de la atmósfera (TOA), obtenidos en el periodo 2004 utilizando el sensor MODIS del satélite TERRA para Perú. Donde se observa que el valor del EOA puede tomar valores máximos alrededor de 0.5, obteniéndose como resultado el FRD de aerosol en la parte superior de la atmósfera. Los resultados indican que, la FRD está entre $[-5 \ 0] \text{ W / m}^2$.

Palabras clave: Aerosol, sensor, atmosfera, satélite, forzamiento radiativo.

ABSTRACT

We describe the results of the study of aerosol optical depth (AOD) and Direct Radiative Forcing (DRF) at the top of the atmosphere (TOA), obtained in the period 2004 using the MODIS sensor of the TERRA satellite for Peru. Where it is observed that the AOD value can take maximum values around 0.5, resulting in aerosol DRF in the upper part of the atmosphere. The results indicate that the FRD is between $[-5 \ 0] \text{ W / m}^2$.

Keywords: Aerosol, sensor, atmosphere, satellite, radiative forcing.

RESUMO

Descrevemos os resultados do estudo da espessura óptica do aerossol (EOA) e do Direct Radiative Forcing (DRF) no topo da atmosfera (TOA), obtidos no período de 2004 usando o sensor MODIS do satélite TERRA para o Peru. Onde se observa que o valor do EOA pode assumir valores máximos em torno de 0,5, obtendo como resultado o FRD do aerossol na parte superior da atmosfera. Os resultados indicam que o FRD está entre [-5 0] W/m².

Palavras-chave: Aerossol, sensor, atmosfera, satélite, forçamento radiativo.

INTRODUCCIÓN

Desde principios del siglo XXI, un claro ejemplo es China, donde una gran cantidad de aerosoles se han liberado a la atmósfera debido a la urgente necesidad de desarrollo económico ((Chan y Yao 2008; Zhang, He y Huo 2012; Xu, Chen y Ye 2013; Xue et al. 2021). Para los seres humanos, los aerosoles, especialmente las partículas finas, están estrechamente relacionados con la morbilidad de las enfermedades cardiovasculares, cerebrovasculares y respiratorias (Qin et al. 2018; Wei, Li, Pinker, et al. 2021; Zheng et al. 2015). Para el sistema terrestre, los aerosoles también pueden interactuar con las nubes y la radiación solar para afectar el cambio climático y el medio ambiente atmosférico (Haywood y Boucher 2000; Huang et al. 2016; Yang et al. 2021; Zhang, Wen y Jang 2010). Los aerosoles son partículas sólidas y líquidas suspendidas en la atmósfera y se originan principalmente a partir de factores naturales y humanos. Un claro ejemplo es, el consumo de energía de China ha aumentado drásticamente y se han emitido grandes cantidades de SO₂, carbono orgánico (OC) y carbono negro (BC) desde el año 2000 (Klimont, Smith y Cofala 2013; Wang y Hao 2012). Con la aceleración de la industrialización y la urbanización, el nivel de carga de aerosoles por ejemplo en China se encuentra entre los más altos del mundo (Wei, Li, Pinker, et al. 2021; Wei, Li, Xue, et al. 2021; Xue et al. 2021). Los aerosoles pueden absorber y dispersar la radiación solar, lo que se denomina forzamiento radiativo directo de aerosoles (FRDA). El FRDA cambia la cantidad de radiación solar que llega a la superficie, lo que también cambia las condiciones meteorológicas (Ma et al. 2016; Novakov et al. 2008); por lo tanto, el FRDA no solo afecta el crecimiento de la vegetación, sino que también tiene efectos complejos en otros procesos del ecosistema, como el ciclo del carbono. Según el quinto informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático de las Naciones Unidas (IPCC5), el forzamiento radiativo efectivo causado por los aerosoles atmosféricos es aproximadamente de

1,9 ~ 0,1 W m² (Flato et al. 2013), lo que afecta en gran medida la evaluación de energía a escala mundial.

METODOLOGÍA

MODIS Aerosol Products

En este artículo, se utiliza el producto de aerosol MODIS (MOD04), con una resolución espacial de 10 km. Publicado por la NASA, MOD04 se produjo utilizando los algoritmos de recuperación de aerosoles Deep Blue (DB) and Dark Target (DT) algorithms y se proporciona en el formato de datos científicos HDF5, que contiene la ubicación geográfica, los datos de aerosoles y sus parámetros auxiliares. Se extrajeron los productos DT y DB EOA sobre tierra a 550 nm con un grado de calidad Q = 3 para la validación de la precisión. (Q. Wang et al., 2017)

Forzamiento Radiativo directo

Para la determinación del forzamiento radiativo (F) debido a los aerosoles en condiciones de cielo despejado se conoce como la influencia "directo" de los aerosoles sobre el clima. Se estimó que la media anual global es equivalente al efecto directo de los aerosoles, pero de signo contrario al forzamiento radiativo de los gases de efecto invernadero (IPCC, 1995). La parte superior de la atmósfera (TOA) donde incide radiación directa en el que es influido a la disminución o aumento debido a los aerosoles donde se estima como sigue (Haywood y Shine, 1995);

$$\Delta F = -DS_{\sigma}T_{at}^2(1 - Ac)\omega\beta\tau \left((1 - R_s)^2 - \frac{2R_s}{\beta} \left(\frac{1}{\omega} - 1 \right) \right) \quad (1)$$

Donde:

- D es la longitud de día fraccionado (0.5),
- S_o es la constante solar (1370 Wm⁻²),
- T_{at} la transmitancia atmosférica (0.76),

- ω cobertura de nubes (0.35, basado con la data obtenida del sensor MODIS)
- R_s reflectancia de superficie (0.20 basado en la data del sensor OMI),
- ω , albedo de dispersión simple, 0.8 a 1 calculado por el método de Iqbal (1983)
- β , fracción uppscatter (0.27, basado para medianas latitudes),
- τ , espesor óptico de aerosol.

RESULTADOS

Propiedades ópticas de aerosoles

En la figura N°1, indica la variación espacial del coeficiente de angstrom donde muestra valores alrededor de 1.8 indicando la presencia de partículas finas en la atmosfera.

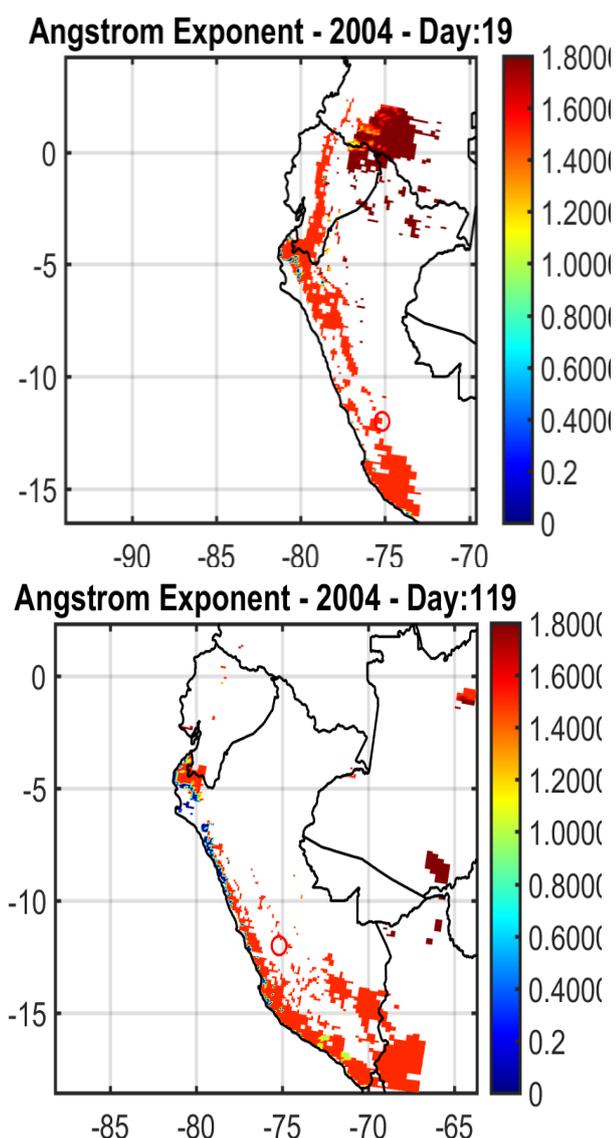


Figura 1: Variación espacial del coeficiente de angstrom para el día juliano 19 y 119 de 2004

Asimismo, en la figura 2, indica la variación espacial del espesor óptico de aerosol indicando valores cercanos a 0.5, mostrando valores máximos en la costa peruana producto de la principal fuente de contaminación que es el parque automotor. Caso contrario indica en la región sierra y selva del Perú.

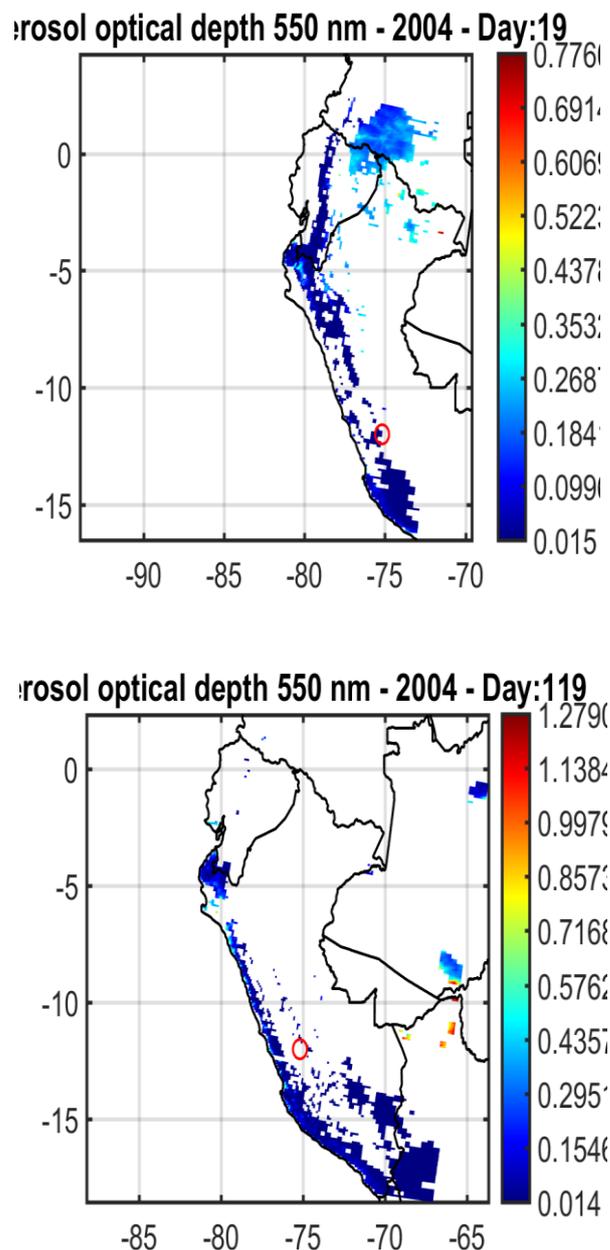


Figura 2: Variación espacial del espesor óptico de aerosol para el 19 y 119 de 2004

Asimismo, una variable importante, para el cálculo de forzamiento radiativo directo el albedo de dispersión simple donde se observa valores que oscila de 0.93 a 0.95,

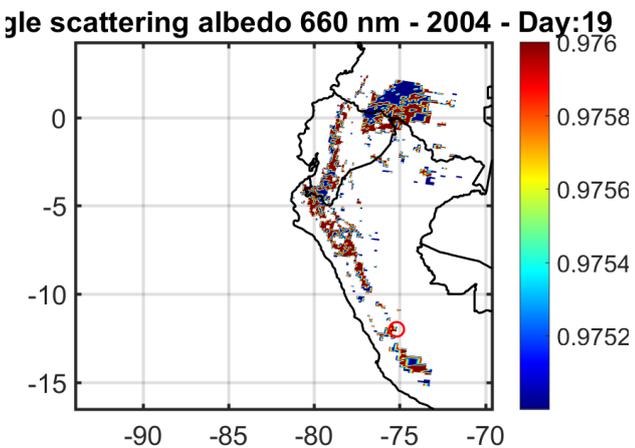
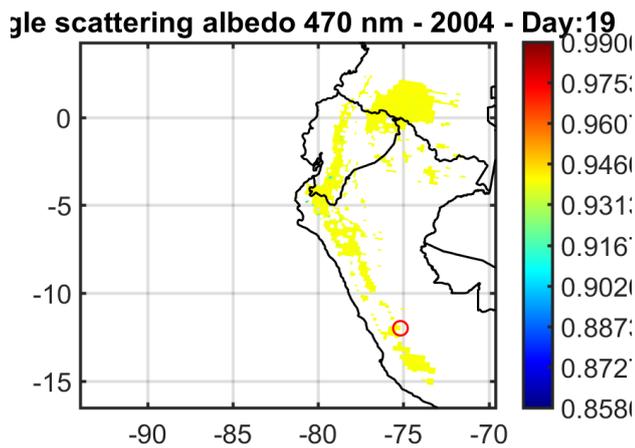
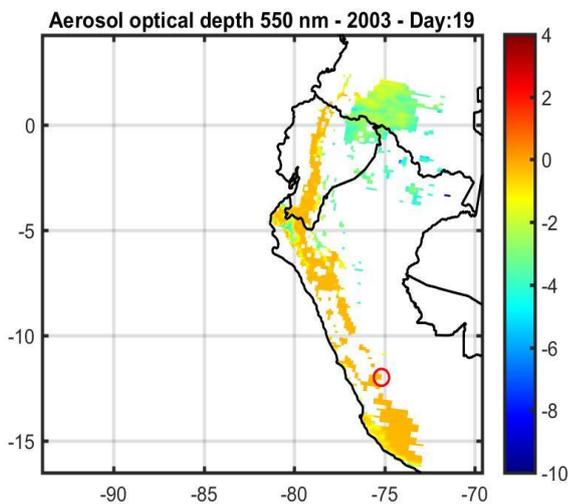


Figura 3: Variación espacial del albedo de dispersión simple de aerosol para el 19 de 2004 a 470 y 660nm

Para evaluar y estimar la FRDA se utilizó la mediana de AOD (a 500 nm) por ser el valor más representativo debido a esta distribución no paramétrica. Nuestra estimación espacial que, según la ecuación 1, el forzamiento radiativo directo del aerosol está entre $[-5 \ 0] \text{ W / m}^2$.



DISCUSIÓN

Con respecto al coeficiente de angstrom, según (Djafer & Irbah, 2013); el exponente de longitud de onda α está relacionado con la distribución de tamaño de las partículas de aerosol y el coeficiente de turbidez de Angstrom β está relacionado con la cantidad de partículas de aerosol. Los valores grandes de α indican una proporción relativamente alta de partículas pequeñas a partículas grandes, (Janjai et al., 2003), menciona que el polvo de las carreteras y la quema de biomasa producen fundamentalmente partículas antropogénicas gruesas. En el estudio de (Flores et al., 2016) los resultados para el coeficiente de turbidez de Angstrom con un valor de 0.049 y el exponente de longitud de onda de Angstrom con un valor de 1.3; muestran un patrón estacional de acuerdo con el aumento de precipitaciones durante los meses de verano en rio de Janeiro, además estos resultados permitieron caracterizar la atmósfera de Rio de Janeiro como una atmósfera limpia en condiciones de cielo despejado. Asimismo, según (Estevan et al., 2019), que utilizó el fotómetro solar CIMEL de la red AERONET, obtuvieron, durante el periodo 2015 al 2017 un valor medio de espesor óptico de aerosol de 0.10 ± 0.07 y el valor medio exponente de angstrom de 1.49 ± 0.36 , lo que indica la presencia de aerosoles de tamaño pequeño, con un ligero predominio de moda fina, relacionado con los dos tipos principales de aerosoles: continental y biomasa

Asimismo, (Suazo et al., 2020), describe los resultados del estudio de espesor óptico de aerosol y Forzamiento Radiativo Directo (FRD) en la parte superior de la atmósfera (TOA), obtenido durante la campaña de medición y monitoreo, XXI Expedición Antártica del Perú, entre los meses Enero y febrero de 2013, y en el área metropolitana de Huancayo (AMH) entre junio y julio de 2019. En la Estación Antártida peruana Machu Picchu utilizó un fotómetro solar SP02-L. Dicho instrumento tiene 4 canales: 412 nm, 500 nm, 675 nm y 862 nm, lo que permite mediciones directas del espectro de radiación visible. En AMH utilizamos el sensor BF5, que mide la radiación directo, difuso y global en longitud de onda corta. Los cálculos de AOD en latitudes polares oscilaron entre 0.0646 y 0.1061.

En AMH, tiene un valor máximo de 0.58 (11 de junio) y un mínimo de 0.19 (12 de junio). Se determinó el coeficiente de Angstrom que van de 0 a 0,07, estos valores indican la presencia de partículas grandes. En AMH varía de 0 a 1.8, lo que indica la presencia de

biomasa y aerosoles de fuentes de combustión industrial. Las propiedades ópticas observadas se utilizaron para estimar el forzamiento radiativo directamente por aerosoles (FRDA) en la parte superior de la atmósfera. Los resultados indican que el FRDA está entre -2 y 4 W / m^2 ; para AMH, el forzamiento radiativo de aerosol directo está entre 0 y 20 W / m^2 .

CONCLUSIONES

Con respecto al coeficiente de angstrom, según (Djafer & Irbah, 2013); el exponente de longitud de onda α está relacionado con la distribución de tamaño de las partículas de aerosol y el coeficiente de turbidez de Angstrom β está relacionado con la cantidad de partículas de aerosol. Los valores grandes de α indican una proporción relativamente alta de partículas pequeñas a partículas grandes, (Janjai et al., 2003), menciona que el polvo de las carreteras y la quema de biomasa producen fundamentalmente partículas antropogénicas gruesas. En el estudio de (Flores et al., 2016) los resultados para el coeficiente de turbidez de Angstrom con un valor de 0.049 y el exponente de longitud de onda de Angstrom con un valor de 1.3 ; muestran un patrón estacional de acuerdo con el aumento de precipitaciones durante los meses de verano en río de Janeiro, además estos resultados permitieron caracterizar la atmósfera de Rio de Janeiro como una atmósfera limpia en condiciones de cielo despejado. Asimismo, según (Estevan et al., 2019), que utilizó el fotómetro solar CIMEL de la red AERONET, obtuvieron, durante el periodo 2015 al 2017 un valor medio de espesor óptico de aerosol de 0.10 ± 0.07 y el valor medio exponente de angstrom de 1.49 ± 0.36 , lo que indica la presencia de aerosoles de tamaño pequeño, con un ligero predominio de moda fina, relacionado con los dos tipos principales de aerosoles: continental y biomasa

Asimismo, (Suazo et al., 2020), describe los resultados del estudio de espesor óptico de aerosol y Forzamiento Radiativo Directo (FRD) en la parte superior de la atmósfera (TOA), obtenido durante la campaña de medición y monitoreo, XXI Expedición Antártica del Perú, entre los meses Enero y febrero de 2013, y en el área metropolitana de Huancayo (AMH) entre junio y julio de 2019. En la Estación Antártida peruana Machu Picchu utilizó un fotómetro solar SP02-L. Dicho instrumento tiene 4 canales: 412 nm , 500 nm , 675 nm y 862 nm , lo que permite mediciones directas del

espectro de radiación visible. En AMH utilizamos el sensor BF5, que mide la radiación directo, difuso y global en longitud de onda corta. Los cálculos de AOD en latitudes polares oscilaron entre 0.0646 y 0.1061 .

En AMH, tiene un valor máximo de 0.58 (11 de junio) y un mínimo de 0.19 (12 de junio). Se determinó el coeficiente de Angstrom que van de 0 a $0,07$, estos valores indican la presencia de partículas grandes. En AMH varía de 0 a 1.8 , lo que indica la presencia de biomasa y aerosoles de fuentes de combustión industrial. Las propiedades ópticas observadas se utilizaron para estimar el forzamiento radiativo directamente por aerosoles (FRDA) en la parte superior de la atmósfera. Los resultados indican que el FRDA está entre -2 y 4 W / m^2 ; para AMH, el forzamiento radiativo de aerosol directo está entre 0 y 20 W / m^2 .

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] Djafer, D., & Irbah, A. (2013). Estimation of atmospheric turbidity over Ghardaia city. *Atmospheric Research*. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.03.009>
- [2] Estevan, R., Martínez-Castro, D., Suarez-Salas, L., Moya, A., & Silva, Y. (2019). First two and a half years of aerosol measurements with an AERONET sunphotometer at the Huancayo Observatory, Peru. *Atmospheric Environment: X*. <https://doi.org/10.1016/j.aeoa.2019.100037>
- [3] Flores, J. L., Karam, H. A., Marques Filho, E. P., & Pereira Filho, A. J. (2016). Estimation of atmospheric turbidity and surface radiative parameters using broadband clear sky solar irradiance models in Rio de Janeiro-Brasil. *Theoretical and Applied Climatology*. <https://doi.org/10.1007/s00704-014-1369-7>
- [4] Janjai, S., Kumharn, W., & Laksanaboonsong, J. (2003). Determination of Angstrom's turbidity coefficient over Thailand. *Renewable Energy*. [https://doi.org/10.1016/S0960-1481\(03\)00010-7](https://doi.org/10.1016/S0960-1481(03)00010-7)
- [5] Suazo, J. M. A., Salas, L. S., Cruz, A. R. H. D. La, Vasquez, R. A., Aylas, G. R., Condor, A. R., Rojas, E. R., Ccuro, F. M., Rojas, J. L. F., & Karam, H. A. (2020). Direct radiative forcing due to aerosol properties at the peruvian antarctic station and metropolitan huancayo area. *Anuario Do Instituto de Geociencias*. https://doi.org/10.11137/2020_4_404_412

- [6] Wang, Q., Sun, L., Wei, J., Yang, Y., Li, R., Liu, Q., & Chen, L. (2017). Validation and accuracy analysis of global MODIS aerosol products over land. *Atmosphere*. <https://doi.org/10.3390/atmos8080155>
- [7] Wang, Y., Sun, M., & Song, B. (2017). Public perceptions of and willingness to pay for sponge city initiatives in China. *Resources, Conservation and Recycling*. <https://doi.org/10.1016/j.resconrec.2017.02.002>
- [8] Chan, C. K., & Yao, X. (2008). Air pollution in mega cities in China. In *Atmospheric Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2007.09.003>
- [9] Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S. C., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., Forest, C., Gleckler, P., Guilyardi, E., Jakob, C., Kattsov, V., Reason, C., & Rummukainen, M. (2013). IPCC 2013 AR5 - Chapter 9: Evaluation of Climate Models. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- [10] Haywood, J., & Boucher, O. (2000). Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. In *Reviews of Geophysics*. <https://doi.org/10.1029/1999RG000078>
- [11] Huang, X., Ding, A., Liu, L., Liu, Q., Ding, K., Niu, X., Nie, W., Xu, Z., Chi, X., Wang, M., Sun, J., Guo, W., & Fu, C. (2016). Effects of aerosol-radiation interaction on precipitation during biomass-burning season in East China. *Atmospheric Chemistry and Physics*. <https://doi.org/10.5194/acp-16-10063-2016>
- [12] Klimont, Z., Smith, S. J., & Cofala, J. (2013). The last decade of global anthropogenic sulfur dioxide: 2000-2011 emissions. *Environmental Research Letters*. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/1/014003>
- [13] Ma, Z., Liu, Y., Zhao, Q., Liu, M., Zhou, Y., & Bi, J. (2016). Satellite-derived high resolution PM_{2.5} concentrations in Yangtze River Delta Region of China using improved linear mixed effects model. *Atmospheric Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.03.040>
- [14] Novakov, T., Kirchstetter, T. W., Menon, S., & Aguiar, J. (2008). Response of California temperature to regional anthropogenic aerosol changes. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2008GL034894>
- [15] Qin, W., Liu, Y., Wang, L., Lin, A., Xia, X., Che, H., Bilal, M., & Zhang, M. (2018). Characteristic and driving factors of aerosol optical depth over Mainland China during 1980-2017. *Remote Sensing*. <https://doi.org/10.3390/rs10071064>
- [16] Wang, Q., Sun, L., Wei, J., Yang, Y., Li, R., Liu, Q., & Chen, L. (2017). Validation and accuracy analysis of global MODIS aerosol products over land. *Atmosphere*. <https://doi.org/10.3390/atmos8080155>
- [17] Wang, S., & Hao, J. (2012). Air quality management in China: Issues, challenges, and options. *Journal of Environmental Sciences*. [https://doi.org/10.1016/S1001-0742\(11\)60724-9](https://doi.org/10.1016/S1001-0742(11)60724-9)
- [18] Wang, Y., Sun, M., & Song, B. (2017). Public perceptions of and willingness to pay for sponge city initiatives in China. *Resources, Conservation and Recycling*. <https://doi.org/10.1016/j.resconrec.2017.02.002>
- [19] Wei, J., Li, Z., Pinker, R. T., Wang, J., Sun, L., Xue, W., Li, R., & Cribb, M. (2021). Himawari-8-derived diurnal variations in ground-level PM_{2.5} pollution across China using the fast space-time Light Gradient Boosting Machine (LightGBM). *Atmospheric Chemistry and Physics*. <https://doi.org/10.5194/acp-21-7863-2021>
- [20] Wei, J., Li, Z., Xue, W., Sun, L., Fan, T., Liu, L., Su, T., & Cribb, M. (2021). The ChinaHighPM10 dataset: generation, validation, and spatiotemporal variations from 2015 to 2019 across China. *Environment International*. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2020.106290>
- [21] Xu, P., Chen, Y., & Ye, X. (2013). Haze, air pollution, and health in China. In *The Lancet*. [https://doi.org/10.1016/S0140-6736\(13\)62693-8](https://doi.org/10.1016/S0140-6736(13)62693-8)
- [22] Xue, W., Zhang, J., Zhong, C., Li, X., & Wei, J. (2021). Spatiotemporal PM_{2.5} variations and its response to the industrial structure from 2000 to 2018 in the Beijing-Tianjin-Hebei region. *Journal of Cleaner Production*. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2020.123742>
- [23] Yang, Y., Zhao, C., Wang, Q., Cong, Z., Yang, X., & Fan, H. (2021). Aerosol characteristics at the three poles of the Earth as characterized by Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*. <https://doi.org/10.5194/acp-21-4849-2021>

- [24] Zhang, Q., He, K., & Huo, H. (2012). Policy: Cleaning China's air. In Nature. <https://doi.org/10.1038/484161a>
- [25] Zhang, Y., Wen, X. Y., & Jang, C. J. (2010). Simulating chemistry-aerosol-cloud-radiation-climate feedbacks over the continental U.S. using the online-coupled Weather Research Forecasting Model with chemistry (WRF/Chem). Atmospheric Environment. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2010.05.056>
- [26] Zheng, S., Pozzer, A., Cao, C. X., & Lelieveld, J. (2015). Long-term (2001-2012) concentrations of fine particulate matter (PM_{2.5}) and the impact on human health in Beijing, China. Atmospheric Chemistry and Physics. <https://doi.org/10.5194/acp-15-5715-2015>