

Impacto del transporte transfronterizo de aerosoles atmosféricos debido a la quema de vegetación en la Amazonía sobre la región andina del Perú

Impact of the transboundary transport of atmospheric aerosols due to the burning of vegetation in the Amazon on the Andean region of Peru

^aÁngeles Vásquez, R.; ^bÁngeles Suazo, J.

Facultad de Ingeniería Civil / Universidad Nacional del Centro del Perú

Email: rangeles@uncp.edu.pe

Resumen

La presente investigación cuantifica, de manera aproximada, sobre los posibles orígenes de los aerosoles que se producen en la Amazonía y se dirigen hacia la región Andina del Perú, donde se concluyó que utilizando el sensor Modis del satélite TERRA se observó que la variabilidad del espesor óptico de aerosol en la provincia de Huancayo tiene un promedio de 0.3, en comparación con las estaciones De Alta Floresta, Cuiaba y Abracos es menor.

Asimismo, se indica que las emisiones de aerosoles que producen en la estación húmeda son de 0.96, en comparación con la estación seca de 0.25, de la estación de Abracos. También, en las estaciones de Alta Floresta, Cuiaba y la provincia de Huancayo indican un máximo de 1, 1.2 y 0.12, respectivamente, donde demuestra que en la estación húmeda (mes de setiembre) hay un transporte de aerosoles atmosféricos hacia la provincia de Huancayo de la Amazonía de Brasil.

Palabras clave: efecto radiativo, aerosoles atmosféricos, Amazonía, gases de efecto invernadero, quema de biomasa

Abstract

The present investigation tries to quantify about the possible origins of aerosols produced in the Amazon towards the Andean region of Peru, where it was concluded that using the TERRA satellite of the MODIS sensor the variability of the optical thickness of aerosol in the province of Huancayo has an average of 0.3, compared to the stations of De Alta Floresta, Cuiaba and Abracos is lower.

It is also indicated that the aerosol emissions that are produced in the wet season are 0.96, compared to the dry season of 0.25 in the Abracos station. Also in the stations of Alta Floresta, Cuiaba and Huancayo province indicate a maximum of 1, 1.2 and 0.12 respectively, where show that in the wet season (September) there is a transport of atmospheric aerosols to the Huancayo province of the Amazon of Brazil.

Keywords: radiative effect, atmospheric aerosols, Amazon, greenhouse gases, biomass burning

Introducción

Prácticamente, toda la energía que llega a la Tierra del Sol, y en un primer momento, toda la radiación solar recibida por la Tierra debe ser re-emitida al espacio para garantizar el equilibrio radiativo. Desde la revolución industrial, las actividades humanas han contribuido significativamente al aumento de la concentración de aerosoles y gases de efecto invernadero, como el dióxido de carbono (CO₂), el metano (CH₄) y óxido nitroso (N₂O) en la atmósfera. La emisión de gases y partículas ha provocado una interrupción en el flujo de radiación en la atmósfera de la Tierra, el principal resultado del aumento de la temperatura media global observado en los últimos años (Forster et al., 2007). Varios factores, tales como el uso de combustibles fósiles, la deforestación y la urbanización han cambiado la composición de la atmósfera, afectando el equilibrio radiativo de la Tierra (Kiehl y Trenberth, 1997; Trenberth et al., 2009). El impacto humano sobre el clima está muy en exceso de las modificaciones resultantes de los procesos naturales, como los cambios solares, erupciones volcánicas y los cambios en la órbita de la Tierra (Boucher et al., 2013). En los últimos años, no se han observado evidencias del cambio climático, como la fusión parcial de los casquetes polares y los glaciares de hielo y la consiguiente subida del nivel del mar, la intensificación de los desastres naturales, entre otros cambios bien documentados. A pesar de los grandes avances en la investigación sobre el cambio climático, las consecuencias de estos cambios en el clima futuro son aún bastante inciertos (Steffen et al., 2015).

La quema de biomasa es una fuente importante de gases y partículas en el aire (Andreae y Merlet, 2001). La Amazonía, es la selva tropical más grande del mundo y está sujeto a una de las tasas más altas de deforestación (Artaxo, 2001). Alrededor del 80 % de la actividad global de la quema se está produciendo en los trópicos y es tercero en América del Sur. En las condiciones climáticas adecuadas, las características químicas, físicas y ópticas de los aerosoles puede ser muy diferente de los promedios mundiales o regionales.

Estas características, a su vez, están fuertemente influenciadas por las perturbaciones locales y regionales, como las emisiones forestales, incendios, polvo mineral, sal marina, etc., lo que lleva a una mayor heterogeneidad espacial y temporal.

También, este estudio preliminar informa sobre los tipos de aerosoles presentes en la ciudad de Huancayo y sus posibles orígenes, como además, da a conocer si los aerosoles producen un calentamiento o un enfriamiento en el sistema terrestre, pero presentan las limitaciones como la obtención del equipo AERONET que permite cuantificar y validar las propiedades ópticas de los aerosoles medidos en la superficie.

Métodos y materiales

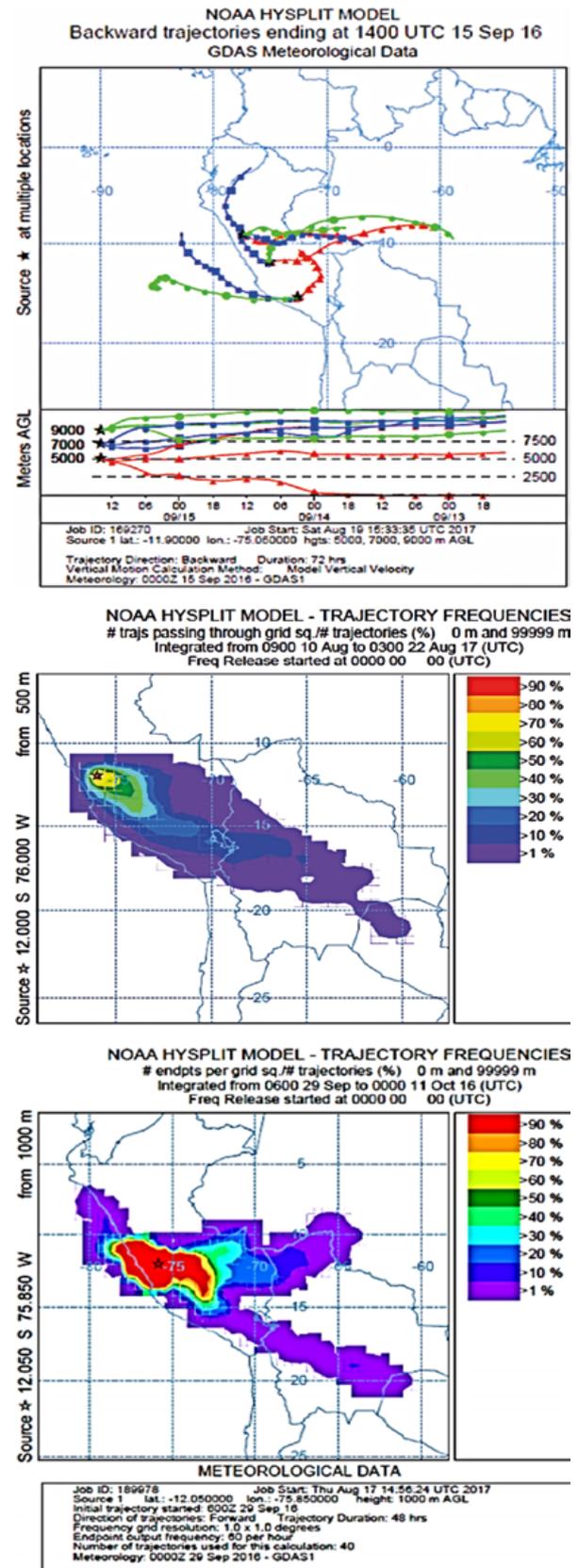
Transporte de vientos

La Figura 1, muestra el transporte de contaminantes de la Amazonía de Brasil hacia la región Andina del Perú,

utilizando el modelo Hysplit a distintas altitudes dentro de la capa de la tropósfera.

Figura 1

Transporte de vientos de la Amazonía de Brasil sobre la region Andina

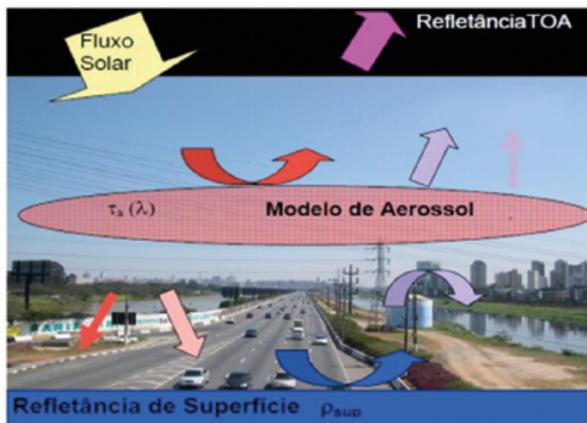


Metodología para la obtención del espesor óptico de aerosol por satélite

La metodología para la obtención del espesor óptico ($\tau_a(\lambda)$), a partir de las medidas de reflectancia con resolución de 10x10km, obtenida con el sensor MODIS a bordo de los satélites TERRA y AQUA, sobre la región andina y amazónica. La metodología envuelve la utilización del concepto de reflectancia crítica previamente definido por Kaufman (1987) y Martins (1999), en la obtención del espesor óptico de aerosol (Figura 2).

Figura 2

Esquema ilustrativo de la interacción del flujo de radiación solar con la atmósfera, debido a los aerosoles



El flujo de radiación solar que llega a la parte superior de la atmósfera (TOA) interactúa con una capa de aerosoles, siendo reflejado de vuelta para el espacio (retro-dispersión), pro-dispersión y absorbido. La fracción correspondiente en cada una de estas interacciones depende de las propiedades ópticas de la capa de aerosoles, como: albedo simple ($w_0(\lambda)$); parámetro de asimetría ((λ)) (o función de fase ($P(\Theta, \lambda)$)), eficiencia de extinción ($Q_{ext}(\lambda)$); y el espesor óptico de la capa ($\tau_a(\lambda)$). La radiación que es transmitida hacia la superficie y reflejada parcialmente de vuelta para la atmósfera, conforme la reflectancia de la superficie (λ), interactúa nuevamente con la atmósfera y con la capa de aerosoles y finalmente la radiación total que llega a la parte superior de la atmósfera es una suma de lo que es reflejado directamente por la capa de aerosoles, más lo que retorna de la interacción con la superficie.

Descripción del fotómetro solar CIMEL

El fotómetro realiza medidas directas de radiación solar, que permite la obtención del espesor óptico de las partículas de aerosol y la cantidad de vapor de agua precipitable en la columna atmosférica. Medidas de la radiación difusa se da con la ayuda de modelos de inversión, que permiten la obtención de parámetros físicos de las partículas en la columna atmosférica (como distribución de tamaño, función de fase e índice de refracción complejo) (Nakajima et al., 1983; Dubovik & King, 2000). El nuevo algoritmo de inversión utilizado por el AERONET, es descrito en Dubovik et al. (2002b), donde se considera modelos de partículas esféricas, como partículas no esféricas. Las medidas realizadas

son transmitidas a cada hora a satélites geo-estacionarios (en caso del GOES). Estos satélites, a su vez, se retransmiten para la central de control en la NASA Goddard Space Flight Center, donde son procesadas y disponibilizadas para los usuarios de Internet (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). El sistema de transmisión es alimentado por la red de energía local, se disponibiliza, o por una batería recargada por panel solar. El instrumento mide radiación solar directa en 8 longitudes de onda (1020, 940, 870, 670, 500, 440, 380 y 340 nm) cada 15 minutos. La atenuación de la radiación directa medida en cada longitud de onda es utilizada para el cálculo del espesor óptico de aerosol y coeficiente de Angstrom. El espesor óptico de los aerosoles es calculado basado en la ley de Beer-Lambert-Bouguer (Holben et al., 1998).

Metodología de focos de calor

Los focos se obtuvieron del INPE (Instituto Nacional de Investigaciones Espaciales) <http://www.inpe.br/queimadas/situacao-atual> en la localidad deseada dentro del período propuesto del tiempo de análisis. Por realización de este trabajo, solo fueron los focos considerados de quema según el satélite de referencia (MODIS). El satélite cuantifica la emisión de energía generada por las quemas principalmente térmicas en el rango de 3,7 μm para 4.1 μm .

Resultados y discusión

Lugar de estudios

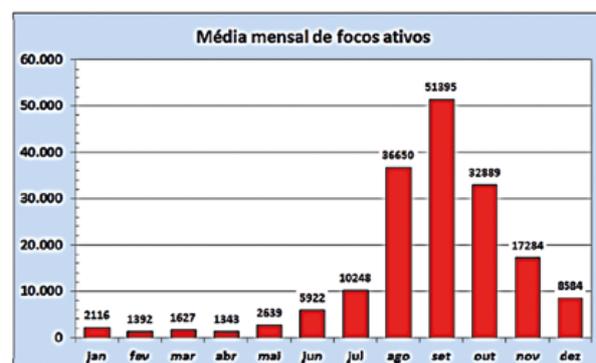
La zona de estudio es la región Andina. El sensoramiento remoto vía satélite varía al ampliar la resolución de la cobertura del área de monitoreo de material particulado en la región con una resolución espacial de 10x10km. La región definida para el estudio engloba, parte de la región Andina, fue definida en los intervalos de coordenadas de latitud -12.15° a -75.75° y longitud de -11.95° a -75.95° .

Focos de color

La Figura 3, muestra la variabilidad mensual de quema de biomasa a través de la página web del INPE de Brasil, donde indica que en septiembre se produjo la mayor cantidad de focos de calor en época húmeda.

Figura 3

Variación temporal de focos de calor hasta el 2017



Fuente: <http://www.inpe.br/queimadas>

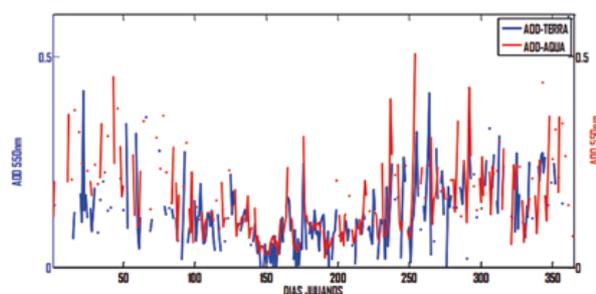
Variación temporal del espesor óptico de aerosol a 550 nm mediante los satélites AQUA y TERRA con el sensor MODIS

Se comparó la variación del espesor óptico de aerosol (EOA) a 500nm entre el sensor MODIS (satélite AQUA y TERRA) con las mediciones del radiómetro CIMEL, donde se cuantificó un coeficiente de correlación de Pearson de 0.65 ($p < 0.05$); asimismo, presentando una variabilidad temporal como se muestra en la Figura 4, donde se observa una oscilación que varía entre 0,0 a 0,5, con sus valores máximos entre los meses de agosto y septiembre (entre 0,3 y 0,5), durante un período del 2014. Este aumento coincide con el inicio de incendios forestales provocados por los agricultores en la región amazónica, siendo muy común durante la temporada seca (agosto-noviembre). La Amazonía es una zona de quema de vegetación abundante, como parte del cambio de uso del suelo para la explotación Agrícola. La diferencia entre los datos del satélite TERRA con el AQUA se basa en la diferencia de tiempo al pasar estos satélites sobre un mismo lugar.

Los resultados mostrados de EOA, están dentro del rango de los hallados que pertenece a zonas urbanas entre 0.25 a 1.7 (Castro, 2001), para los que pertenecen a los registrados en lugares de quema de la biomasa donde llegan a valores entre el rango de 0.6 a 2.4, para similares longitudes de onda. (Eck et al., 2003).

Figura 4

Variación diaria del EOA del 2014 obtenidos con el sensor MODIS

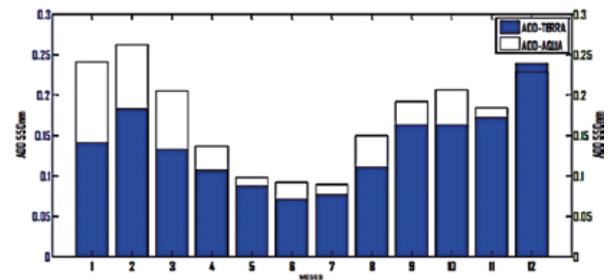


Variación mensual del espesor óptico de aerosol a 550 nm mediante los satélites AQUA y TERRA con el sensor MODIS durante el periodo del 2014

La Figura 5, muestra el promedio mensual del EOA en la longitud de onda de 550 nm, procedente del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA. Estas imágenes tienen una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ (ó 110 km x 110 km) sobre gran parte de Huancayo y abarcan el periodo del año 2014. Uno de los causantes de este aumento de concentración de aerosol para ambos satélites (TERRA y AQUA), se debe que en la Amazonía brasileña y boliviana, es donde se puede detectar cientos de focos de incendios forestales.

Figura 5

Variación mensual del EOA del 2014 obtenidos con el sensor MODIS



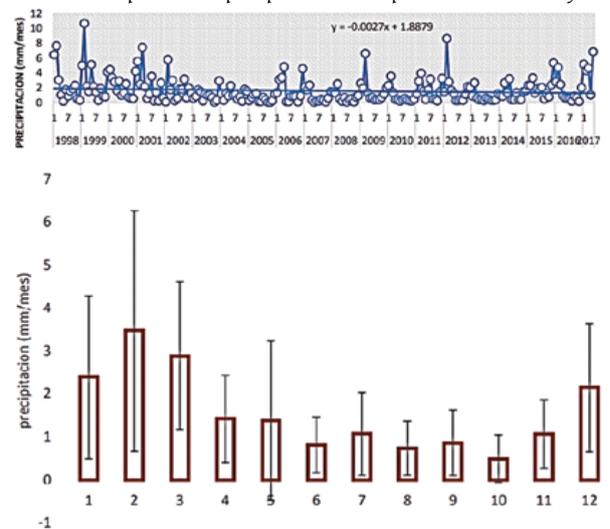
Los incendios forestales, son tanto naturales como ocasionados por el hombre. Su uso está establecido para limpiar los bosques y pastizales para la ganadería o la agricultura; Sin embargo, la quema excesiva de vegetación ha originado muchas partículas contaminantes en la región tropical. El incendio de vegetación emiten contaminantes, como por ejemplo: dióxido de carbono (CO_2), monóxido de carbono (CO), el metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O), los óxidos de nitrógeno (NO_x), aerosoles y otros hidrocarburos, los cuales tienen un papel importante en la calidad del aire en las ciudades y en la composición química de la atmósfera y el clima.

Variación temporal de precipitación en la provincia de Huancayo

En la Figura 6, se observa la variabilidad temporal de la precipitación como efecto indirecto de las partículas de aerosol durante el periodo 1998-2007, en el cual indica una disminución anual de un 0.2 % de precipitación.

Figura 6

Variación temporal de la precipitación en la provincia de Huancayo



Variación temporal del índice de aerosol en la provincia de Huancayo y Cuiaba

El Estado de Cuiaba, es uno de los lugares donde las emisiones de la quemada se transportan hacia la provincia de Huancayo, donde, según las figuras 7 y 8 muestran un máximo de índice de aerosol en los meses de agosto a setiembre del 2001 al 2017 de 0.8 y 1.1 para Huancayo y Cuiaba respectivamente.

Figura 7

Variación temporal de índice de aerosol de a) Huancayo y b) Cuiaba (Brasil)

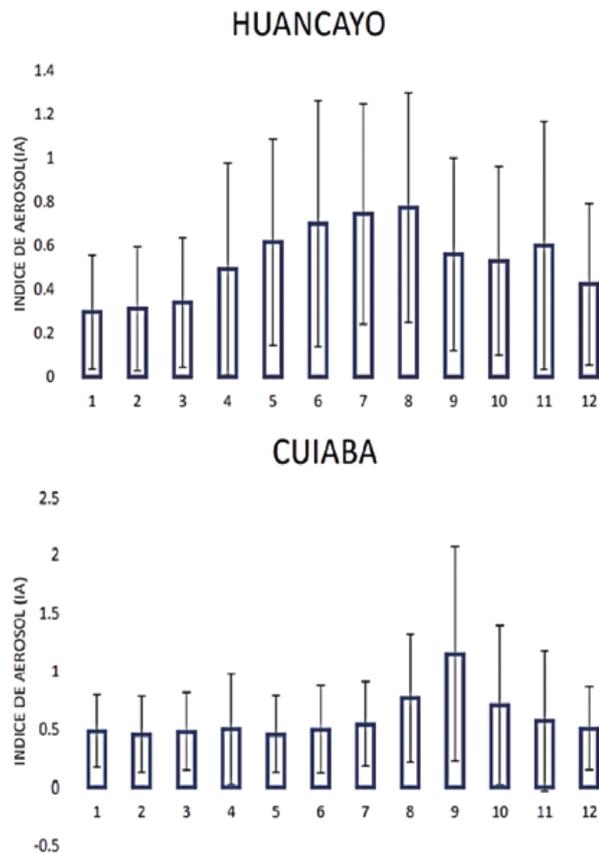
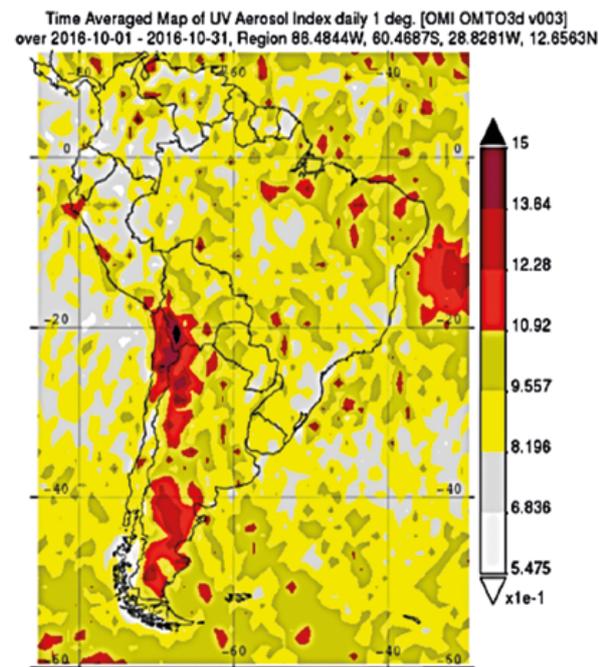
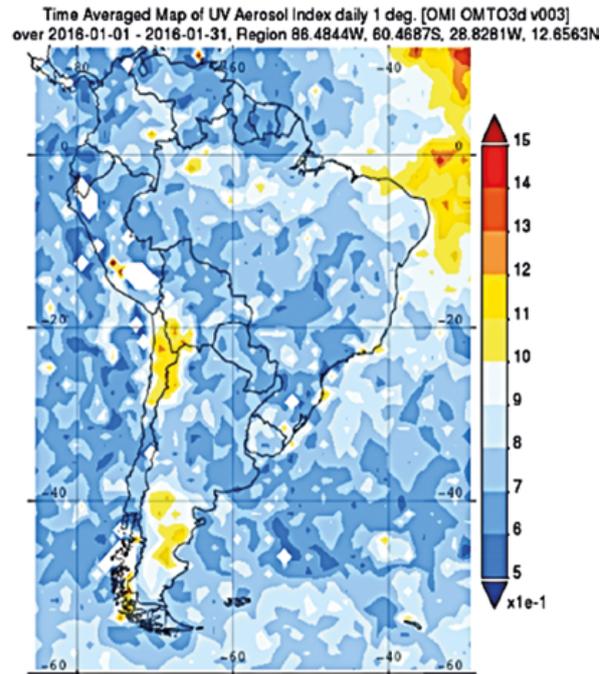


Figura 8

Variación espacial de índice de aerosol en América del Sur para dos periodos distintos de tiempo



a) Del 01 al 31 de octubre del 2016



b) Del 01 al 31 de Octubre del 2016

Variación temporal del espesor óptico de aerosol de Abracos, Alta Floresta, Cuiaba, Huancayo y Rio Branco

En la Figura 9, se muestra la variación temporal del espesor óptico de aerosol de Abracos, Alta Floresta, Cuiaba y Rio Branco hacia la provincia de Huancayo, donde indica que las emisiones de aerosoles que se producen en la estación húmeda son de 0.96 en comparación con la estación seca de 0.25 de la estación de Abracos. Asimismo, en las estaciones de Alta floresta, Cuiaba y la provincia de Huancayo indican un máximo de 1, 1.2 y 0.12 respectivamente, donde demuestra que en la estación húmeda (mes de setiembre) hay un transporte de aerosoles atmosféricos hacia la provincia de Huancayo.

También, el satélite TERRA, con su sensor MODIS, muestra la variabilidad del espesor óptico de aerosol en la provincia de Huancayo con un promedio de 0.3, en comparación con las estaciones De Alta Floresta, Cuiaba y Abracos, donde son menores (Figura 10).

Variación espacial del espesor óptico de aerosol

En las figuras 11 y 12, se observa una variación espacial y vertical del espesor óptico de aerosol sobre América del Sur. Para cuantificar el transporte de aerosoles atmosféricos, como se indicó anteriormente, que debido a la quema de biomasa en la Amazonía de Brasil, esta se transporta hacia la región andina del Perú (Huancayo).

Figura 9

Variación temporal del espesor óptico de aerosol utilizando el AERONET

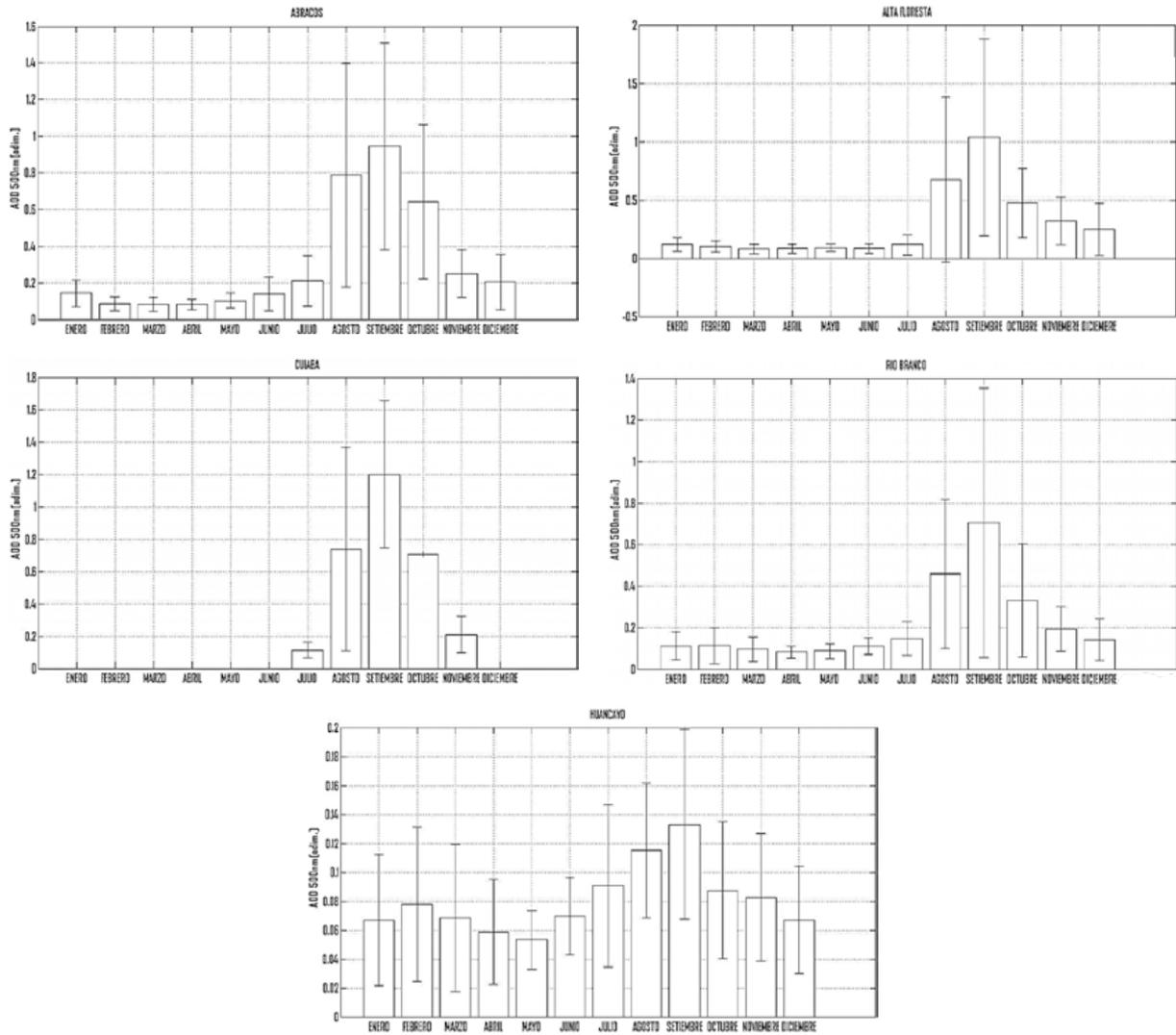


Figura 10

Variación temporal del espesor óptico de aerosol utilizando el sensor MODIS

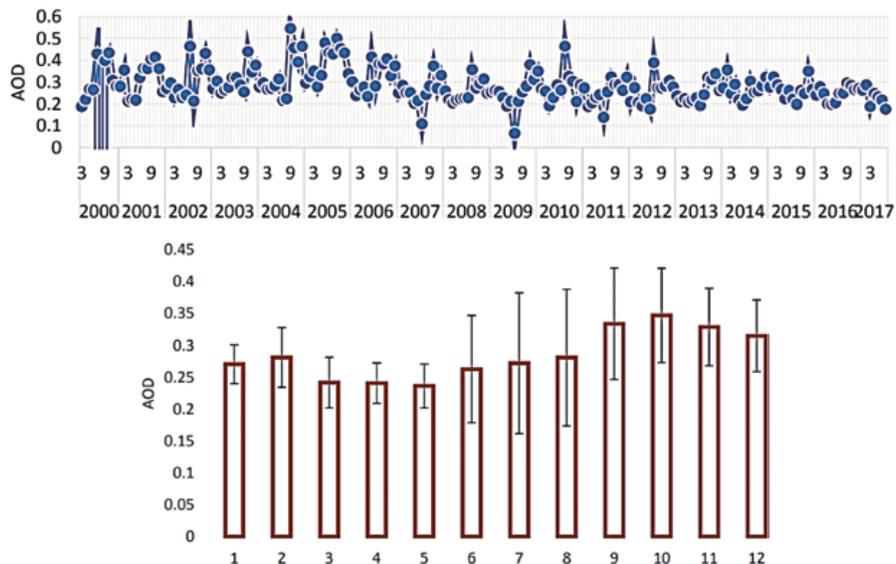


Figura 11

Variación espacial del espesor óptico de aerosol regional

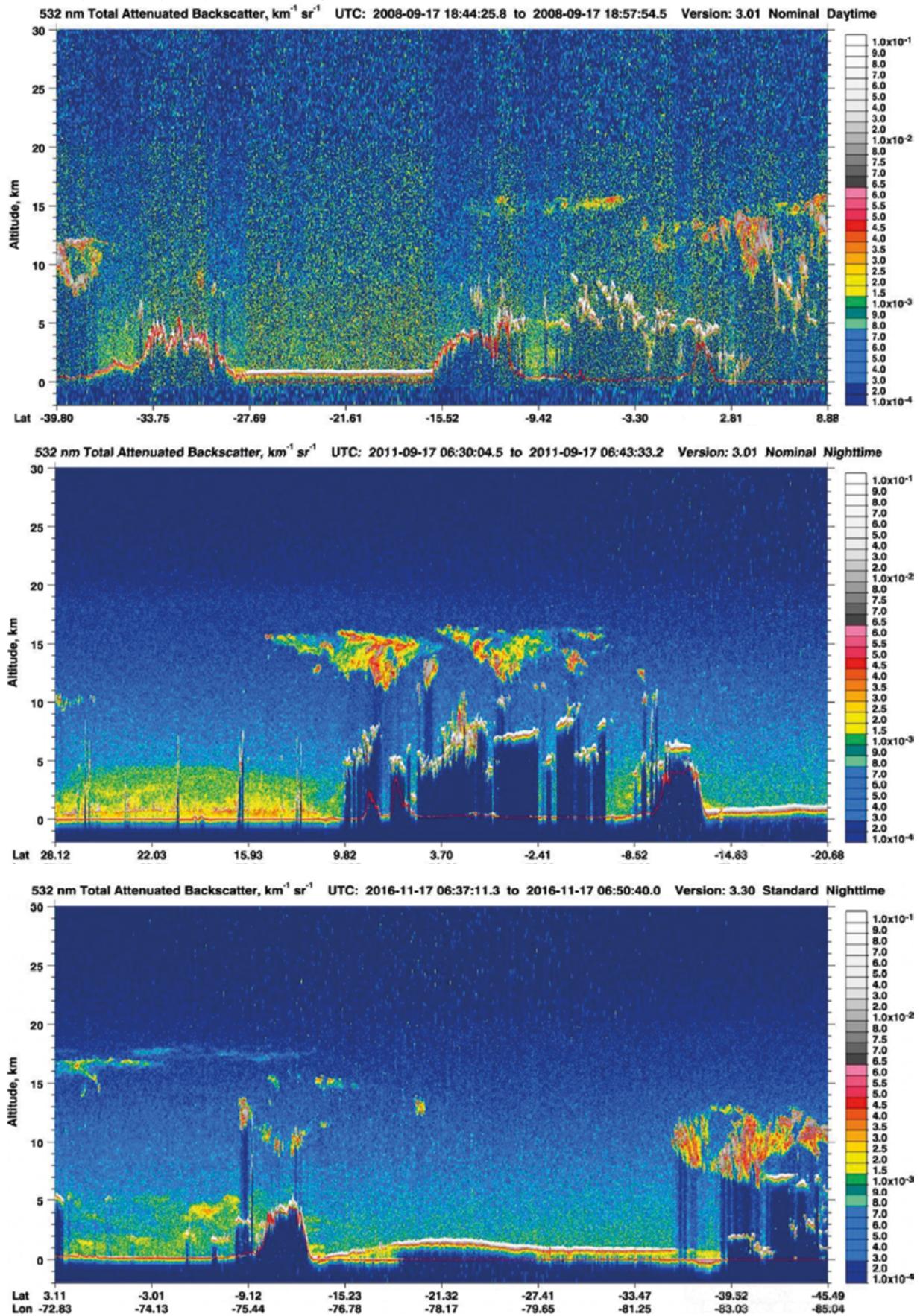
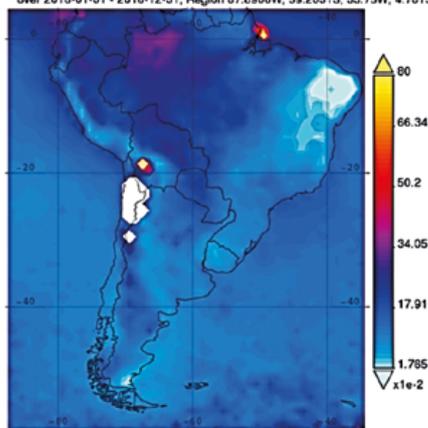


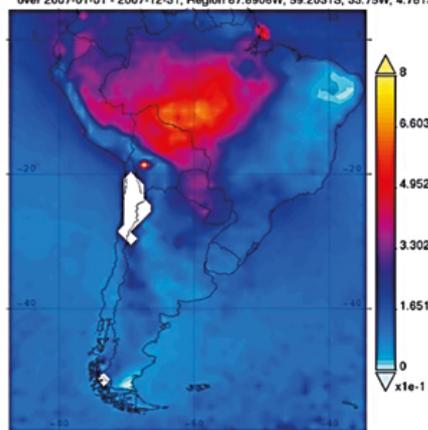
Figura 12

Variación espacial del espesor óptico de aerosol de América del Sur

Time Averaged Map of Aerosol Optical Depth 550 nm (Dark Target) daily 1 deg. [MODIS-Terra MOD08_D3 v6] over 2018-01-01 - 2018-12-31, Region 87.6506W, 59.2031S, 33.75W, 4.7813N



Time Averaged Map of Aerosol Optical Depth 550 nm (Dark Target) daily 1 deg. [MODIS-Terra MOD08_D3 v6] over 2007-01-01 - 2007-12-31, Region 87.6506W, 59.2031S, 33.75W, 4.7813N



Los valores grandes del espesor óptico de aerosol representan partículas más pequeñas, como las partículas de humo. Una forma de discriminar si los aerosoles están compuestos por partículas de radio medio pequeño, menores que 1 μm , o mayores es calcular el coeficiente de Ångström y, los valores de α que están entre 0.12 y 0.4 (Procopio et al., 2004), indican la presencia de partículas de gran tamaño, las mismas que corresponden a los aerosoles de tipo marítimo polucionado y desértico que provienen desde la Amazonía hacia la provincia de Huancayo.

Conclusiones

- Utilizando el sensor MODIS del satélite TERRA, muestra que la variabilidad del espesor óptico de aerosol en la provincia de Huancayo es de un promedio de 0.3, en comparación con las estaciones de Alta Floresta, Cuiaba y Abracos, donde son menores. Asimismo, se indica que las emisiones de aerosoles que se producen en la estación húmeda son de 0.96 en comparación con la estación seca de 0.25 de la estación de Abracos.
- En las estaciones de Alta Floresta, Cuiaba y la

provincia de Huancayo indican un máximo de 1, 1.2 y 0.12 respectivamente, donde demuestra que en la estación húmeda (mes de setiembre) hay un transporte de aerosoles atmosféricos hacia la provincia de Huancayo desde la Amazonía de Brasil.

- Se recomienda la implementación de equipos de monitoreo continuo de aerosoles atmosféricos en la provincia de Huancayo.

Referencias bibliográficas

- Akimoto, H. *Global Air Quality and Pollution*, Science, vol 302, p. 1716-1719
- Albrecht, B. A. (1989), *Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness*. EEUU, SCIENCE, P. 1227-1230
- Almeida A. (2005) *Propiedades ópticas das partículas de aerosol e uma nova metodologia para a obtencao de espessura óptica via satélite sobre Sao Paulo*.
- Andreae, M.O, et al., (2001) *Transport of biomass burning smoke to the upper troposphere by deep convection in the equatorial region*. Geophysical Research Letters, vol. 28(6), p. 951-954.
- Andreae, M.O, et al., (2004) *Smoking Rain Clouds over the Amazon*. Science, vol 303, p 1337-1342.
- Artaxo, P.; Oliveira, P. H.; Lara, L. L.; Pauliquevis, T. M.; Rizzo, L. V.; Junior, C. P.; Paixao, M. And Longo, K. M. (2006), *Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogénicos e emitidos em queimadas na Amazonia*, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21(3a), 168-22.
- Bohren, C. and Huffman, D. (1983) *Absorption and Scattering of Light by Small Particles*, John Wiley, EUA.
- Brunekreef, B. & Holgate, S. T. (2002), *Air pollution and health*. Lancet, 360(9341), 1233-42.
- Castillejos, M.; Borja-Aburto, V.H.; Dockery, D.W.; Gold, D.R. & Loomis, D. (2000) *Airborne coarse particles and mortality in Mexico City*. *Inhal. Toxicol.*, 12(suppl 1), p. 61-72.
- Dias (2002). *Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region*. *Journal Of Geophysical Research- Atmospheres*, 107(D20), 8072.
- Dubovik, O. et al. (2000) *Accuracy assessments of aerosol optical properties derived from aerosol Robotic Network (AERONET): Sun and sky radiance measurements*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, p. 9791-9806.

- Dutton, E.; Reddy, P.; Ryan, S. & Tomasi, C. (2007) *Aerosol in polar regions; A historical overview based on optical depth and in situ observations*. *J. Geophys. Res.*; 112: 1-28.
- Dubovik, O. et al. (2002b) Non-Spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids. *Journal of Geophysical Research*, vol. 29(10), p. 1415.
- EarthWatch. (1992) *Urban air pollution in megacities of the world*. Global Environment monitoring system. UNEP, WHO.
- Forster, et al., (2007) *Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Edited by: Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K. B.; Tignor, M. and Miller, H. L. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA.
- Frederick, J. E.; Koob, A. E.; Alberts, A. D. and Weatherhead, E. C. (1993). Empirical studies of tropospheric transmission in the ultraviolet: Broadband measurements. *J. of Appl. Met.*, 32, 1883-1892.
- GAO, BO-CAI. & KAUFMAN, Y. J. (2003) Water vapor retrievals using Moderate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels. *Journal of Geophysical Research*, vol. 108(13), 4389, doi: 10.1029/2002JD003023.
- Goody, R. & Yung, Y. (1989) *Atmospheric Radiation-Theoretical basis* (segunda edición). Oxford University Press, New York.
- Grassl, H. (1971). *Determination of aerosol size distributions from spectral attenuation measurements*. *Appl. Optics*, 10 (11), 2534.
- Haywood, J. et al. (2000) *Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review*. *Reviews of Geophysics*, vol. 38. P. 513-543.
- Hobbs, P., (1993) *Aerosol-Cloud-Climate Interactions*, International Geophysics.
- IPCC (2007), *Intergovernmental Panel on Climate Change*. Aplan for a Research Program on Aerosol Radiative Forcing and Climate Change.
- Kaufman, Y. J., D. Tanre, O. Boucher. (2002b) *A satellite view of aerosols in climate system*. Insight review articles. *Nature*, vol. 149, p. 215-223.
- Kaufman, Y. J.; Tanre, D.; Gordon, H. R.; Nakajima, Lenoble, J.; Frouin, V.; Brassl, H.; Herman, B. M.; King, M. D. & Teillet, P. M. (1997a) Passive remote sensing of tropospheric aerosol and atmospheric correction for the aerosol effect. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102(D14), p. 16815-16830.
- Kaufman, Y.J. and Tanré, D. (1998) *Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS*. [<http://modis.gsfc.nasa.gov/>].
- Kaufman, Y.J. & Gao, B.C. (1992) *Remote sensing of water vapor in the near IR from EOS/MODIS*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 30., 871-884.
- King, M.; Kaufman; Menzel, W. & Tanre, D. (1992). *Remote Sensing of clouds, aerosol, and water vapor properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS)*. *IEEE Trans Geosci. Remote Sens.*, vol. 30(1), p. 2-27.
- King, M.D.; Menzel, W. P.; Kaufman, Y. J.; Tanre, D.; Gao, B. C.; Platnick, S.; Ackerman, S.A.; Remer, L.A.; Pincus, R. & Hubanks, E. P. A. (2003) *Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapor from MODIS*. *IEEE Trans GEosci. Remote Sens.*, vol. 41(2), p. 442-458.
- Kirchhoff, V. W.; Silva, A. A.; Costa, C. A.; Pes Leme, N.; Pavao, H. G. & Zarratti, F. (2001). UV-B optical thickness observations of the atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, N° D3, 2963-2973. February 16.
- Koren, I.; Kaufman, Y.; Remer, L. & Martins, A. (2004). *Measurements of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation*. LONDON, Science, P. 1342-1345.
- Kuhn, U. et al. (2010). *Impact of Manaus City on the Amazon Green Ocean atmosphere ozone production, precursor sensitivity and aerosol load*. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 10(5), 13091-13178.
- Liou, K. (2002) *An introduction to Atmospheric Radiation*. Second Edition, 348 Academic, USA.
- Martin, S. T. et al. (2010b). *Sources and properties of Amazonian aerosol particles*. *Reviews of Geophysics*, 48(2).
- Martins, J.V.; Artaxo, P.; Liosse, C.; Reid, J. S.; Hobbs, P. V. and Kaufman, Y. J. (1998a). Effects of black carbon content, particle size, and mixing on light absorption by aerosols from biomass burning in Brazil. *Journal of Geophysical Research*, 103(D24), 32041-32050.
- Martins, J.V.; Artaxo, P.; Liosse, C.; Reid, J. S.; Hobbs, P. V. And Artaxo, Y. P. (1998b). Sphericity and morphology of smoke particles from biomass burning in Brazil. *Journal of Geophysical Research*, 103(D24), 32051-32057.
- Molina, M.J. & Molina, L. T. (2004) Critical review: megacities and atmospheric pollution. *Journal of the Air and Waste Management Association*. On line supplement.

- Ostro, B.; Sánchez, J. M.; Aranda, C. & Eskeland, G. (1996). Air Pollution and Mortality: Results from a Study of Santiago, Chile. *Journal of Exposure Analysis and Environmental Epidemiology*, 6 (1), 97-114.
- Ostro, B.; Eskeland, G.; Sánchez, J. M. & Feyzioglu, T. (1999). *Air Pollution and Health Effects: A Study of Medical Visits Among Children in Santiago, Chile*. Environmental Health Perspectives, 107 (1).
- Pan, L.; Gille, J. C.; Edwards, D. P.; Bailey, P.L. & Redgers, E. C. D. (1998) Retrieval of tropospheric carbon monoxide for the MOPITT experiment. *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, p. 32277-32290.
- Pope, C. A.; Burnett, R. T.; Thurston, G. D.; Thun, M. J.; Calle, E. E.; Krewski, D. & Godleski, J. J. (2004) *Cardiovascular mortality and long-term exposure to particulate air pollution: epidemiological evidence of general pathophysiological pathways of disease*. *Circulation*, 109(1), 71-7.
- Procopio, A. et al. (2004). *Multiyear analysis of Amazonian Biomass Burning Smoke Radiative Forcing of Climate*. *Geophysical Research Letters*, vol. 31.
- Raes, F.; Dingenen R.; Vita, Vignati, E.; Wilson J.; Putaud, J.; Sinfield, J. & Adams, M. (2000). *Formation and cycling of aerosols in the global troposphere*. *Atmos. Environ.*, 34, 4215-4240.
- Ricchiazzi, P.; Yang, S.; Gautier, C. & Sowle, D. (1998). *SBDART: A research and Teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the earth's atmosphere*. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, vol. 79, p. 2101-2114.
- Seinfeld J. e Pandis S. (1998). *Atmospheric chemistry and physics from Air pollution to climate change*. Wiley, New York, U.S.A.
- Suarez, L.; Castillo, L. & Marín, M. (2006). *Transboundary air pollution in the Amazonia region of Peru*. Proceedings of the 1st. ILEAPS Science Conference, Report Series in Aerosol Science Nr. 79, 168-169, Helsinki, Finlandia.
- Suarez, L. (2006). *Estudio de la variación estacional del ozono troposférico y aerosoles del Perú relacionado a las quemadas de vegetación en la Amazonia*.
- Tanre, D.; Kaufman, Y.; Herman, M. & Mattoo, S. (1999). Retrieval of aerosol optical thickness and size distribution over ocean from the MODIS airborne simulator during TARFOX. *Journal of Geophysical Research*, vol. 104(D2), p. 2261-2278.
- Terez, E. & Terez, G. (2003) *A method to determine atmospheric optical depth using observations of direct solar radiation*. *J. Geophys.*; 108 (D22): 1-6.
- Thomason, L.; Herman, B. & Reagan, J. (1983). The effect of atmospheric attenuators with structured vertical distributions on air mass determinations and Langley plot analyses. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 40, p. 1851-1854.
- Twomey, S. (1963). Determination of aerosol size distributions from diffusional decay measurements. *Journal of the Franklin Institute-Engineering and Applied Mathematics*, 275 (2), 121.
- Utrillas, M.P.; Martínez-Lozano, J.A.; Tena, F.; Lorente, J. & De Cabo, X. (2001). *Estimación de la irradiancia espectral UV mediante el código de transferencia radiativa SMARTS2*. Asamblea HispanoPortuguesa de Geodesia y Geofísica. Comunicación S12-26. Ed. Instituto Geográfico Nacional. ISBN: 84-95172-10-0.
- Wielicki, B. & Barkstrom, B. (1998). *Clouds and the earth's Radiant Energy System (CERES): Algorithm overview*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 36, p. 1127-1141.
- Wiscombe, W. J. (1980) *Improved Mie scattering algorithms*. *Applied Optics*, vol, 19(9).
- Wiscombe, W. J. (1977). The Delta- M Method: Rapid yet accurate radiative flux calculations for strongly asymmetric phase functions. *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 34, p. 1408-1422.
- WHO. (2003) Report of the WMO. *WHO aerosol measurement procedure*.
- Yamasoe, M.; Kaufman, Y.; Dubovik, O. Remer, L.; Holben, B. and Artaxo, P. (1998). Retrieval of the real part of the refractive index of smoke particles from sun/sky measurements during SCAR-B. *Journal of Geophysical Research*, vol. 103 D24, 0. 31893-31902.
- Yamasoe, M. (1999). *Estudo de propriedades Ópticas de partículas de Aerossóis a partir de uma rede de Fotômetros*. Sao Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Física, USP.