



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ciencias Físicas

Escuela Académico Profesional de Física

Distribución espacial y temporal del espesor óptico de los aerosoles y del monóxido de carbono en el Perú relacionado con las quemadas de biomasa (2002-2014)

TESIS

Para optar el Título Profesional de Licenciado en Física

AUTOR

Edison CHOLAN RODRÍGUEZ

ASESOR

Juan Neil MENDOZA NOLORBE

Lima, Perú

2016



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Cholan, E. (2016). *Distribución espacial y temporal del espesor óptico de los aerosoles y del monóxido de carbono en el Perú relacionado con las quemadas de biomasa (2002-2014)*. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Escuela Académico Profesional de Física]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

1418



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
(Universidad del Perú, Decana de América)

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE FÍSICA

16(R)
125

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN FÍSICA

XVI
125

Siendo las 19:00 horas del miércoles 13 de julio del 2016 en el Salón de Grados de la Facultad de Ciencias Físicas (Auditorio 109), bajo la presidencia del Dr. Cirilo Pablo Lagos Enriquez (Presidente), Lic. Carlos Eche Llenque (Miembro) y Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe (Asesor), se dio inicio a la Sesión pública de sustentación de tesis para la Licenciatura en Física, mediante la modalidad M1, del bachiller.

EDISON CHOLAN RODRÍGUEZ

Dando lectura al Resumen del expediente, el Presidente del Jurado, invitó al bachiller Cholan Rodríguez, Edison a realizar una exposición del trabajo de tesis titulado "Distribución espacial y temporal del espesor óptico de los aerosoles y del monóxido de carbono en el Perú relacionado con las quemadas de biomasa (2002-2014)".

Concluida la exposición del candidato y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente invitó al bachiller y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

Al término de la deliberación del Jurado, el Dr. Cirilo Pablo Lagos Enriquez invitó al candidato y al público a pasar a la Sala de Sesión para dar lectura al resultado de la deliberación. El candidato ha obtenido la calificación de:

Muy bueno
(MENCIÓN)

17
(NÚMERO)

diecisiete
(LETRAS)

Finalmente, el Presidente del Jurado, propone al Consejo de la Facultad que se le declare Licenciado en Física al bachiller Cholan Rodríguez, Edison. Siendo las..... Horas, se levanta la Sesión.

Cirilo Pablo Lagos Enriquez
Dr. Cirilo Pablo Lagos Enriquez
PRESIDENTE

Carlos Eche Llenque
Lic. Carlos Eche Llenque
MIEMBRO

Juan Neil Mendoza Nolorbe
Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe
ASESOR

DEDICATORIA

Este trabajo está dedicado a la memoria de mi tía Susana Rodríguez, a los de mis abuelos Alejandro Rodríguez, Teofila, y a la de Diana, Gabriel, Jimi, personas con quien me hubiera gustado compartir este logro, a mi madre Ana por su enorme paciencia, a mis hermanos Nevenka, Edgar y Samuel.

AGRADECIMIENTO

Un agradecimiento al Magister Juan Nolorbe por su paciencia y criterio para la elaboración de esta tesis.

ÍNDICE

DEDICATORIA.....	.ii
AGRADECIMIENTO.....	.iii
INDICE.....	.iv
LISTA DE TABLASvii
LISTA DE FIGURASviii
RESUMEN.....	.xiii
ABSTRACT.....	.xv
ACRÓNIMOS.....	.xvi
CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Aerosoles.....	1
1.2 Antecedentes.....	2
1.3 Objetivos de la Tesis.....	5
1.4 Hipótesis.....	5
CAPÍTULO 2. INTERACCIÓN DE LA RADIACIÓN ELECTROMAGNÉTICA CON LA ATMÓSFERA.....	6
2.1 Composición y estructura de la atmosfera terrestre.....	6
2.2 Circulación atmosférica regional.....	9
2.3 Zona de convergencia intertropical.....	11
2.4 Aerosoles y Núcleos de condensación	16
2.5 Monóxido de Carbono.....	18
CAPÍTULO 3. PLATAFORMAS SATELITALES Y SENSORES.....	22
3.1 Características generales del satélite TERRA.....	22
3.2 Sensor MODIS-TERRA.....	23

3.3 Características generales del satélite AQUA.....	27
3.3.1 Sondeo atmosférico infrarrojo (AIRS).....	28
3.3.2 Unidad de sondeo avanzando de microondas (AMSU A).....	29
3.3.3 Sondeo de humedad para Brasil (HSB).....	29
CAPÍTULO 4. ÁREA DE ESTUDIO Y DATOS UTILIZADOS.....	32
4.1 Área de estudio.....	32
4.2 Datos utilizados.....	35
CAPÍTULO 5. METODOLOGIA.....	37
5.1 El método cloud clearing.....	37
5.2 Conversión de las radiancias limpias de nubes a Componentes principales (PCSs).....	41
CAPÍTULO 6. RESULTADOS.....	47
6.1 Variabilidad temporal del número de incendios, monóxido de carbono y de aerosoles.....	47
6.1.1 Loreto.....	59
6.1.2 Ucayali.....	62
6.1.3 Madre de Dios.....	65
6.2 Variabilidad temporal del monóxido de carbono (CO).....	68
6.3 Correlación de los datos de monóxido de carbono (CO).....	69
6.4. Variabilidad temporal del espesor óptico de los aerosoles τ_a	73
6.5 Correlación de los datos del espesor óptico de los aerosoles τ_a	74
6.6 Variabilidad espacial del espesor óptico de los aerosoles τ_a y del monóxido de carbono (CO).....	78
6.7 Conclusiones.....	97
6.8 Recomendaciones.....	98
6.9 Referencias.....	99

ANEXO 1.....	106
ANEXO 2.....	113

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Características del Satélite TERRA (Abrams y Hook, 1998).....	23
Tabla 2. Especificaciones generales del sensor MODIS (Fuente http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php).....	24
Tabla 3. Características de las primeras 19 bandas espectrales del sensor MODIS (Fuente http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php).....	25
Tabla 4. Características de las siguientes 17 bandas espectrales del sensor MODIS (Fuente http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php).....	26
Tabla 5. Canales utilizados del sensor AIRS a bordo del satélite Aqua utilizados en la recuperación del monóxido de carbono (Suskind et al., 2003).....	31
Tabla 6. Descripción de las regiones de interés.....	35
Tabla 7. Simbologías utilizadas en el algoritmo de recuperación AIRS (Suskind et al., 2003).....	42
Tabla 8. Número de incendios forestales ocurridos en Loreto durante los años 2005 y 2014 respectivamente.....	51
Tabla 9. Número de incendios forestales ocurridos en Ucayali durante los años 2005 y 2014 respectivamente.....	54
Tabla 10. Número de incendios forestales ocurridos en Madre de Dios durante los años 2005 y 2014 respectivamente.....	57

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1. Capas de la atmosfera terrestre determinadas por un perfil de temperatura, tomada de un promedio de trópicos. La línea discontinua tiene la intención de mostrar que la capa limite se encuentra entre la superficie y los primeros kilómetros de la troposfera (Velazco, 2006).....	7
Figura 2.2 Circulación atmosférica de verano e invierno sobre Sudamérica. Izquierda: flujos de vientos en 850 hPa (m/s, flechas), Zona de Convergencia Intertropical (línea entrecortada), presión reducida a nivel medio del mar (hPa, líneas azules); Derecha: flujo de vientos en niveles altos (200 hPa) y precipitación estacional (mm). <i>Fuente de datos: Reanálisis NCEP 1980-2009 (Kalnay, 1996). Elaboración: SENAMHI</i>	11
Figura 2.3. Dinámica de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) (Fuente http://earthobservatory.nasa.gov/).....	13
Figura 2.4. Distribución vertical del vapor de agua (Mohanakumar, 2008).....	14
Figura 2.5. Balance hidrológico y ciclo de convección a través de la Amazonia (Salati, 1985).....	15
Figura 2.6. Esquema de las retroalimentaciones entre los andes y la cuenca amazónica durante mayo-setiembre (Poveda, 2011).....	16
Figura 2.7. Emisiones orgánicas y los procesos dinámicos que gobiernan la importancia climática de los aerosoles (Riipinen et al., 2011).....	17
Figura 2.8. Mecanismos asociados entre la formación y crecimiento de gotitas de nubes en relación a los aerosoles (IPCC, 2007).....	18
Figura 2.9. Perfil vertical de CO en una atmosfera estándar con diferentes fuentes de producción (azul) y destrucción. La sensibilidad vertical de diferentes técnicas de percepción remota se muestra de lado derecho. MW y TIR se refiere a radiación de microondas y emisión térmica en el infrarrojo respectivamente (Clerbaux et al., 2008b).....	20
Figura 3.1. Angulo de visión del sensor MODIS (Mas, 2009).....	27
Figura 3.2. Sensores AIRS-AMSU-HSB a bordo del satélite AQUA (Li, 2008).....	28
Figura 4.1. Regiones de interés.....	33

Figura 4.2. Área de estudio.....	34
Figura 4.3. Página web principal del GIOVANNI.....	36
Figura 5.1. Sistema de coordenadas en τ , z , u , T y p para la transferencia radiativa en el infrarrojo térmico para una atmosfera plana paralela (Liou, 2002).....	38
Figura 5.2. Diagrama utilizado en el algoritmo de recuperación AIRS (Suskind et al., 2003).....	39
Figura 5.3. Canales utilizados en el algoritmo de recuperación AIRS (Suskind et al., 2003).....	46
Figura 6.1. Metodología empleada para analizar la variación estacional de la quema de biomasa.....	47
Figura 6.2. Número de incendios producidos en Ucayali durante el año 2005-2014 (Fuente http://www.dpi.inpe.br/proarco/bdqueimadas/).....	58
Figura 6.2. Número de incendios producidos en Loreto durante el año 2005-2014 (Fuente http://www.dpi.inpe.br/proarco/bdqueimadas/).....	58
Figura 6.4. Número de incendios producidos en Madre de Dios durante el año 2005-2014 (Fuente http://www.dpi.inpe.br/proarco/bdqueimadas/).....	59
Figura 6.5. Promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del Número de incendios.....	60
Figura 6.6. Promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.....	61
Figura 6.7. Correlación del promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.....	61
Figura 6.8. Correlación del promedio mensual del monóxido de carbono a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.....	62
Figura 6.9. Promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.....	63
Figura 6.10. Promedios mensuales del monóxido de carbono a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.....	64

Figura 6.11. Correlación del promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.....	64
Figura 6.12. Correlación del promedio mensual del monóxido de carbono a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.....	65
Figura 6.13. Promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.....	66
Figura 6.14. Promedios mensuales del monóxido de carbono a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.....	67
Figura 6.15. Correlación del promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.....	67
Figura 6.16. Correlación del promedio mensual del monóxido de carbono a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.....	68
Figura 6.17. Promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Lima y Ucayali.....	70
Figura 6.18. Correlación de los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Lima y Ucayali.....	70
Figura 6.19. Promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Loreto y Piura.....	71
Figura 6.20. Correlación de los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Loreto y Piura.....	71
Figura 6.21. Promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Tacna y Madre de Dios.....	72
Figura 6.22. Correlación de los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Tacna y Madre de Dios.....	72
Figura 6.23. Promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles (Modis-Terra) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Lima y Ucayali.....	75

Figura 6.24. Correlación de los promedios mensuales espesor óptico de los aerosoles (Modis-Terra) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Lima y Ucayali.....	75
Figura 6.25. Promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles (Modis-Terra) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Piura y Loreto.....	76
Figura 6.26. Correlación de los promedios mensuales espesor óptico de los aerosoles (Modis-Terra) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Piura y Loreto.....	76
Figura 6.27. Promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles (Modis-Terra) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Tacna y Madre de Dios.....	77
Figura 6.28. Correlación de los promedios mensuales espesor óptico de los aerosoles (Modis-Terra) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Tacna y Madre de Dios.....	77
Figura 6.29 (a). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2004.....	81
Figura 6.29 (b). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2004.....	82
Figura 6.30 (a). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2005.....	83
Figura 6.30 (b). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2005.....	84
Figura 6.31 (a). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2007.....	85
Figura 6.31 (b). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2007.....	86
Figura 6.32 (a). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2010.....	87
Figura 6.32 (b). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2010.....	88

Figura 6.33 (a). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2004.....	89
Figura 6.33 (b). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2004.....	90
Figura 6.34 (a). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2005.....	91
Figura 6.34 (b). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2005.....	92
Figura 6.35 (a). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2007.....	93
Figura 6.35 (b). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2007.....	94
Figura 6.36 (a). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2010.....	95
Figura 6.36 (b). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2010.....	96

RESUMEN

Las concentraciones, espacio-temporal del monóxido de carbono (CO) y del espesor óptico de los aerosoles dependen de diversos factores, tanto de la dinámica atmosférica (dirección de los vientos, presión, temperatura, etc.), de la topografía, de la cubierta terrestre y de la quema de biomasa. Las concentraciones del monóxido de carbono (CO) y del espesor óptico de los aerosoles se incrementan durante la estación seca (julio – agosto - setiembre – octubre) tanto sobre África como en América del Sur, en esta época se producen una quema intensiva de biomasa. Las concentraciones experimentan variaciones debido a la dirección de los vientos de este a oeste, y al desplazamiento Norte-Sur de la zona de convergencia intertropical.

En el presente trabajo de investigación se analiza la distribución espacial y temporal de los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) y del espesor óptico de los aerosoles, relacionándolos con la quema de biomasa en la Selva. Los datos utilizados, de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de resolución espacial, fueron registrados por los sensores MODIS a bordo del satélite TERRA y AIRS a bordo del satélite AQUA. El área de estudio comprende un espacio muestral de los departamentos de Loreto, Piura, Ucayali, Madre de Dios, Tacna y Lima.

Utilizando los promedios mensuales de los datos registrados entre 2002 y 2014 del monóxido de carbono (CO) y del espesor óptico de los aerosoles, se observa que las concentraciones están influenciados fuertemente por la quema de biomasa, como se aprecia durante los meses de agosto y setiembre. El número de incendios en Madre de Dios alcanza los valores 31204 y de 15482 durante los meses de agosto y setiembre para los años 2007 y 2010, notándose un incremento para esas mismas fechas del monóxido de carbono (CO) y del espesor óptico de los aerosoles, similar comportamiento se observa en la región de Ucayali, y en menor medida para Loreto. La concentración del monóxido de carbono (CO) y del espesor óptico de los aerosoles en la Región Loreto se ve influenciado por las quemaduras en Madre de Dios y Ucayali, debido al transporte por los vientos alisios en dirección sureste (SE) a noroeste (NO).

Por otro lado en las regiones de las Costas (Tumbes, Lima y Tacna), la concentración del monóxido de carbono (CO) y del espesor óptico de los aerosoles se ve ligeramente influenciada por la quema de Biomasa en la selva, notándose principalmente en la Región Piura, mientras que en las regiones Lima y Tacna, las concentraciones del monóxido de carbono (CO) y del espesor óptico de los aerosoles no parecen tener relación con la quema de biomasa en la selva, esto puede estar relacionada con los andes peruanos, que se comporta como una barrera natural que bloquea el transporte del monóxido de carbono (CO) y del espesor óptico de los aerosoles. El transporte de los aerosoles es poco afectado por la cordillera de los andes en la parte norte del Perú en comparación a la parte central y sur, además el transporte de los aerosoles se ve afectado por que actúan como núcleos de condensación donde el vapor de agua se condensará para la formación de nubes. El transporte del monóxido de carbono

es poco afectado por la cordillera de los andes en la parte norte central y sur del Perú.

ABSTRACT

The spatiotemporal concentrations of carbon monoxide (CO) and the optical thickness of aerosols depend on various factors, such as of atmospheric dynamics (wind direction, pressure, temperature, etc.), topography, of the land cover and biomass burning. The carbon monoxide (CO) and the optical thickness of aerosols concentrations increase during the dry season (July - August - September - October) on both Africa and South America, at this time intensive biomass burning occur. The concentrations experience variations due to wind direction from east to west, and the North-South displacement of the intertropical convergence zone.

The present study spatial and temporal distribution of the monthly averages of carbon monoxide (CO) and the optical thickness of aerosols, relating to biomass burning in the jungle are analyzed. The data used, $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ spatial resolution, were recorded by the MODIS sensors on board the AIRS TERRA and AQUA satellites. The study area includes regional a space samples of the departments of Loreto, Piura, Ucayali, Madre de Dios, Tacna and Lima.

The analysis of the monthly averages data recorded between 2002 and 2014 of carbon monoxide (CO) and the optical thickness of aerosols, shows that the concentrations are strongly influenced by biomass burning. This can be seen during the months of August and September. The number of fires in Madre de Dios reached values of 31204 and 15482 during the months of August and September for the years 2007 and 2010, with a notable increase, for the same dates of carbon monoxide (CO) and the optical thickness of aerosols, similar behavior is observed in the Ucayali region, and to a lesser extent to Loreto. The concentration of carbon monoxide (CO) and the optical thickness of aerosols in the Loreto Region is influenced by biomass burning in Madre de Dios and Ucayali, due to the trade winds transport from southeast (SE) to northwest (NW)

On the other hand in the Costa regions (Tumbes, Lima and Tacna), the concentration of carbon monoxide (CO) and the optical thickness of aerosols are slightly influenced by biomass burning biomass in the forest, being noted mainly in the region of Piura, while in Lima and Tacna regions, the concentrations of carbon monoxide (CO) and the optical thickness of aerosols appear not to related to biomass burning in the forest, this may be related to the Peruvian Andes, acting as a natural barrier that blocks the transport of carbon monoxide (CO) and the optical thickness of aerosols. Transport of aerosols is little affected by the Andean mountain range in the northern part of Peru compared to the central and south. In addition the transport of aerosols is affected by acting as condensation nuclei where water vapor it is condensed to form clouds. Transport of carbon monoxide is little affected by the Andes Mountains in north central and southern Peru.

ACRÓNIMOS

CIDI	Consejo Interamericano para el Desarrollo integral
CCN	Núcleos de condensación
COV	Compuestos orgánicos volátiles
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
ZCIT	Zona de Convergencia Intertropical
WHO	World Health Organization
NASA	National Aeronautics and Space Administration
AOD	Aerosol Optical Depth
EOS	Earth Observing System
ASTER	Advanced Space borne Thermal Emission and Reflection Radiometer
CERES	Clouds and Earth's Radiant Energy System
MISR	Multi-angle Imaging Spectroradiometer
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MOPIT	Measurement of Pollution in the Troposphere
AIRS	Atmospheric Infrared Sounder
AMSU-A	Advanced Microwave Sounding Unit
HSB	Humidity Sounder for Brazil
GIOVANNI	GES-DISC (Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center)

CAPÍTULO 1

Introducción

1.1 Aerosoles:

Los aerosoles atmosféricos se definen como partículas (en estado sólido o líquido) que se encuentran suspendidas en el aire y son arrastradas por el viento. Su tamaño es variable, con radios situados entre $0,001 \mu\text{m}$ y $100 \mu\text{m}$, es decir, desde agregados moleculares hasta partículas que por su tamaño sólo pueden permanecer suspendidas en la atmósfera durante unas pocas horas. Su razón de mezcla, es decir, la cantidad de masa de aerosoles presente en una unidad de volumen de aire, también es variable, oscilando desde $1 \mu\text{g}/\text{m}^3$, valor que se observa en los casquetes polares o en la troposfera oceánica libre, hasta los $1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$, que se observan en las tormentas de arena o en los humos cargados de ceniza de los incendios forestales (Martínez, 2011).

Los aerosoles son un constituyente importante de la atmósfera, que interactúan de forma directa e indirecta con la radiación solar y terrestre, afectando al balance radiativo Tierra – Atmósfera. De forma directa, la absorción y el scattering de los aerosoles por parte de la radiación proveniente del Sol en su paso a través de la atmósfera. Se habla de scattering de Rayleigh cuando las longitudes de ondas son inferiores al diámetro de las partículas, el scattering de Rayleigh es también denominada el scattering molecular y es causada por moléculas de nitrógeno y oxígeno presentes en la atmósfera terrestre, la radiación solar interactúa con las moléculas de la atmósfera dispersándose de forma más efectiva las longitudes de onda corta del visible, se habla de el scattering de Mie cuando existen partículas con un diámetro similar a la longitud de onda, aerosoles y polvo atmosférico son responsables de este tipo de scattering y de scattering no selectiva cuando existen partículas de gran tamaño. Los aerosoles pueden interactuar eficazmente con la radiación electromagnética, reduciendo la irradiancia solar total que alcanza la superficie de la Tierra.

De forma indirecta, los aerosoles actúan como núcleos de condensación (CCN) en la formación de nubes, lo que produce un aumento de la reflectancia de la nube para la radiación solar de onda corta (visible, ultravioleta, infrarrojo cercano), pero muy poca o ninguna variación para la radiación infrarroja de onda larga proveniente de la superficie terrestre. Además, los procesos de formación de lluvia se debilitan, aumentando la vida media de la nube. Esta influencia de los aerosoles sobre el balance radiativo Tierra – Atmósfera se conoce como *forzamiento radiativo* de los aerosoles, y su efecto puede ser de la misma magnitud pero de sentido opuesto que el forzamiento radiativo debido a los gases de efecto invernadero (IPCC, 2007).

Ante la evidencia de estos efectos sobre el clima, en los últimos años el estudio de los aerosoles atmosféricos ha cobrado gran interés, desarrollándose nuevos instrumentos y metodologías para su estudio. Además, como los aerosoles atmosféricos pueden afectar seriamente a la salud de los seres vivos, también son

considerados como contaminantes en las guías de calidad del aire que se establecen con el objetivo de regular y normalizar la emisión de partículas contaminantes a la atmósfera (WHO, 2006)

La quema de biomasa implica la quema de vegetación viva o muerta por medio de incendios, incluyendo pastizales, bosques y residuos agrícolas, generalmente para despejar las tierras y convertirlas a usos agrícola-ganaderos. El fenómeno de la quema de biomasa por incendios no está restringido a una región geográfica sino que se produce en todo el mundo. Aunque parte de estos incendios pueden ser de origen natural (debido a rayos), la mayoría es el resultado de prácticas humanas, accidentales a veces, pero generalmente deliberadas. En escala local y regional, la quema de biomasa produce contaminación, con impacto sobre los ecosistemas y sobre la salud y seguridad de la población local. Sus efectos varían desde la irritación en ojos y piel y dificultades respiratorias producto de los gases y aerosoles producidos por el fuego hasta daños directos en plantas, animales, propiedades y personas (Galanter et al., 2000).

En escala regional y global, la quema de biomasa es una fuente significativa de emisiones gaseosas y particuladas a la atmósfera. Las emisiones incluyen: gases de efecto invernadero como dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) y óxido nitroso (N_2O), siendo un 40, 16 y 30 % respectivamente de las emisiones antropogénicas totales (Andreae et al., 2004); gases químicamente activos como el monóxido de carbono (CO), monóxido y dióxido de nitrógeno (NO , NO_2) y una gran variedad de hidrocarburos (Andreae y Merlet, 2001) que son precursores de ozono troposférico; gases que afectan el ozono estratosférico como el cloruro y bromuro de metilo (CH_3Cl , CH_3Br) (Blake et al., 1996). Se emiten además compuestos orgánicos persistentes como dioxinas y furanos (Inventario nacional de liberaciones de dioxinas y furanos, Argentina 2001, Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable). Los aerosoles liberados contienen elementos metálicos producidos por el calentamiento de la vegetación y los suelos (Pereira y Setzer, 1996).

1.2 Antecedentes:

Banerjee y Ghosh, (2014). Utilizaron el conocido test estadístico Mann-Kendall para estimar la tendencia estacional y general del espesor óptico de aerosoles y el exponente de Angstrom (α) de algunas ciudades de la India, en diferentes tamaños de grillas ($1^0 \times 1^0$, $0,75^0 \times 0,75^0$, $0,50^0 \times 0,50^0$, $0,25^0 \times 0,25^0$), a partir de datos del producto MODIS (MOD04_L2) de 10 km x 10 km de resolución espacial, para las estaciones de invierno (diciembre-febrero), Pre Monzón (marzo-mayo), Monzón (junio, setiembre), Post Monzón (octubre-noviembre) para datos de 13 años (2000-2013). Se analizara la variabilidad temporal del espesor óptico de los aerosoles en forma estacional para nuestra área de estudio, correspondiente a la región costa (Tacna, Lima, Piura) y selva (Loreto, Ucayali, Madre de Dios) tal como se empleó en este artículo.

Ñaña, (2014). Analizó la variabilidad temporal de la concentración de monóxido de carbono (CO) en las regiones costa (Chilca, Lima), sierra (Huancayo, Junín) y selva (Puerto Maldonado) para el periodo 2002-2012, utilizando datos satelitales obtenidos por el sensor MOPITT. Registro valores máximos durante los meses de agosto a octubre y valores mínimos de mayo a julio para Chilca, Huancayo, Puerto Maldonado por un periodo de once años. Registro altas concentraciones de monóxido de carbono (CO) para los años 2007 y 2010 y bajas para los años 2006 y 2009. Se analizara la variabilidad temporal del espesor óptico de los aerosoles para los meses de agosto a octubre y de mayo a julio donde se visualizó valores máximos y mínimos para nuestra área de estudio, correspondiente a la región costa (Tacna, Lima, Piura) y selva (Loreto, Ucayali, Madre de Dios) tal como se empleó en este artículo.

Bremer et al, (2004). Utilizaron datos de monóxido de carbono (CO) obtenidos a partir del sensor MOPITT para caracterizar las quemadas de biomasa en varias estaciones de ozonondas (SHADOZ) ubicadas en los trópicos, Reunion, Irene, Natal, Ascension, San cristobal y Marabarimbo, mostrando una alta correlación entre los meses de setiembre, octubre y noviembre. Además compararon datos de monóxido de carbono (CO) obtenidos a partir del sensor MOPITT y de espesor óptico de aerosoles obtenidos a partir del sensor TOMS. Se analizara la variabilidad temporal del espesor óptico de los aerosoles entre los meses de setiembre, octubre y noviembre para nuestra área de estudio, correspondiente a la región costa (Tacna, Lima, Piura) y selva (Loreto, Ucayali, Madre de Dios) tal como se empleó en este artículo.

Mielnicki et al, (2005a). Utilizaron los valores mensuales de monóxido de carbono y aerosoles a partir de datos del sensor MOPITT y MODIS respectivamente, para mostrar las variaciones regionales del ciclo anual y el fenómeno de transporte de la contaminación, observando regímenes de incendios diferentes en distintas regiones de Sudamérica, los cuales dependen principalmente de los ciclos anuales y variabilidad de las precipitaciones, fuertemente influenciados por presiones sociales, económicas y culturales. Además obtienen alta correlación en escala mensual entre aerosoles finos y monóxido de carbono. En esta tesis se analizara la variabilidad temporal del espesor óptico de los aerosoles utilizando datos obtenidos a partir del sensor MODIS abordo del satélite TERRA, tal como se realizó en este articulo

Mielnicki y Canziani, (2005b). Mediante mediciones satelitales determinaron que los meses de mayor quema en gran parte de Sudamérica son entre julio y diciembre, con máximos entre agosto y octubre, con variaciones regionales: al norte del Amazonas se realizan quemadas entre diciembre y mayo; al sudeste del Amazonas entre setiembre y enero; mientras que en Argentina y Paraguay observan un pico adicional ente enero y marzo, y que en la región patagónica los incendios se producen también durante los meses de verano. Se analizara la variabilidad temporal del espesor óptico de los aerosoles para los meses de agosto a octubre donde se visualizó valores máximos para nuestra área de estudio,

correspondiente a la región costa (Tacna, Lima, Piura) y selva (Loreto, Ucayali, Madre de Dios) tal como se empleó en este artículo.

Rojas, (2104). Utilizo las imágenes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA y AQUA para estudiar la dinámica del espesor óptico de los aerosoles producido por las fuentes naturales y antropogénicas sobre América del Sur. Verifica un aumento de concentración del espesor óptico de aerosol en la cuenca amazónica debido a que en Brasil y Bolivia se detectan cientos de focos de incendios forestales en la temporada seca (julio – agosto - setiembre – octubre) y más en el mes de setiembre. En esta tesis se analizará la variabilidad temporal del espesor óptico de los aerosoles utilizando datos obtenidos a partir del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA, tal como se realizó en esta tesis.

Dutra, (2012). Relacionan la variabilidad temporal de las concentraciones del ozono troposférico (O_3) y del monóxido de carbono (CO), para un área con pastizales ($5^0 \times 5^0$) donde es frecuente la quema de biomasa, localizado en Sinop-MT (Brasil) utilizando datos obtenidos a partir del sensor AIRS a bordo del satélite Aqua. Verifican que las concentraciones de ozono troposférico (O_3) son incrementadas debido al aumento de las concentraciones de monóxido de carbono (CO) durante la estación seca. En esta tesis se analizará la variabilidad temporal del monóxido de carbono (CO) utilizando datos obtenidos a partir del sensor AIRS a bordo del satélite Aqua, tal como se realizó en este artículo.

Suarez et al, (2006). Realizan un estudio de la variación estacional de ozono troposférico (O_3) y de los aerosoles debido a la quema de vegetación en la Amazonia. Se presentan evidencias sobre el transporte de contaminantes en el aire en la Amazonia del Perú (ozono troposférico y aerosoles) debido a la quema de vegetación en Brasil. Haciendo posible la cuantificación de los valores de ozono troposférico y de aerosoles mediante la teledetección, usando datos del sensor TOMS y MODIS. En esta tesis se analizará la variabilidad temporal del espesor óptico de los aerosoles utilizando datos obtenidos a partir del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA, tal como se realizó en este artículo.

Vargas, (2009). Utilizo las series de tiempo de los promedios temporales de aerosoles, en diferentes longitudes de onda y diferentes sensores obtenidos a partir de GIOVANNI, donde visualiza un comportamiento estacional observándose máximos en los meses de verano y mínimos en los meses de invierno, además relaciono el espesor óptico del aerosol y el coeficiente de Angström, donde obtuvo información acerca del tipo de partículas presentes en la atmósfera, demostrando la presencia de partículas de tipo antropogénico, partículas solubles que surgen de la conversión de gas a partícula (sulfatos, nitratos,) e insolubles (material orgánico) en agua. En esta tesis se utilizarán los promedios mensuales de monóxido de carbono (CO) obtenidos a partir del sensor AIRS a bordo del satélite Aqua y del espesor óptico de los aerosoles obtenidos a partir del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA, los cuales son descargados a partir del portal Web GIOVANNI tal como se realizó en esta tesis.

1.3 Objetivos de la Tesis:

Objetivo general

- Analizar la distribución espacial y temporal del espesor óptico de los aerosoles y del monóxido de carbono en la región costa (Tacna, Lima, Piura) y selva (Loreto, Ucayali, Madre de Dios) producido por las quemadas de biomasa.

Objetivos específicos

- Relacionar la serie de tiempo del espesor óptico de los aerosoles con el número de incendios en la región selva (Loreto, Ucayali, Madre de Dios).
- Relacionar la serie de tiempo del monóxido de carbono con el número de incendios en la región selva (Loreto, Ucayali, Madre de Dios).

1.4 Hipótesis

El número de incendios ocurridos en la selva peruana está relacionado con la variabilidad espacial y temporal de las concentraciones del monóxido de carbono (CO) y del espesor óptico de los aerosoles (AOD), principalmente en las regiones de la selva (Loreto, Ucayali, Madre de Dios) que en las regiones de la costa (Tacna, Lima, Piura)

CAPÍTULO 2

Interacción de la radiación electromagnética con la atmósfera

En este capítulo se describe la circulación atmosférica regional, la zona de convergencia intertropical, el vapor de agua, el monóxido de carbono (CO) en la atmósfera. En el Anexo 2 se describe el proceso de scattering de la radiación electromagnética que atraviesa la atmósfera, mediante la ecuación de transferencia radiativa, apoyándonos en los conceptos básicos para su entendimiento (Anexo 1).

2.1 Composición y estructura de la atmosfera terrestre

La composición de la atmosfera ha evolucionado de una atmosfera primaria formada principalmente de gases nobles seguido de una condensación de estos y de su escape de la Tierra (Reyes, 2001). En la actualidad, la atmósfera está compuesta principalmente por tres tipos de constituyentes gaseosos:

1. Gases permanentes: nitrógeno (78.1%), oxígeno (20.9%) y gases nobles (0.9%), que en conjunto forman el 99.9% del volumen de la atmósfera.
2. Gases variables: son todos los demás gases presentes en la atmosfera, incluyendo los gases traza (CO, N_2O , NO_x , CH_4 , etc.) y los que tienen gran importancia en los distintos procesos meteorológicos como: el vapor de agua (H_2O), el dióxido de carbono (CO_2), y el ozono (O_3)
3. Constituyentes no gaseosos: formados por aerosoles, tales como partículas volcánicas, polvos, humos, sales, etc.

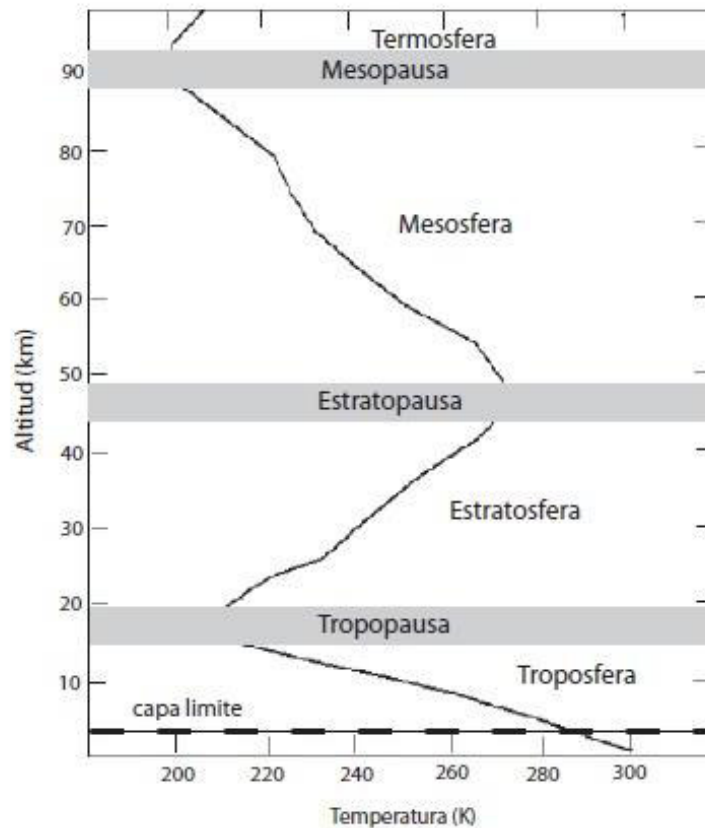


Figura 2.1. Capas de la atmósfera terrestre determinadas por un perfil de temperatura, tomada de un promedio de trópicos. La línea discontinua tiene la intención de mostrar que la capa límite se encuentra entre la superficie y los primeros kilómetros de la troposfera (Velazco, 2006)

A pesar de su despreciable cantidad los gases traza y aerosoles son muy importantes en la química y física de la atmósfera. Ambos constituyen filtros para la radiación solar, impidiendo su arribo a la superficie de la tierra por absorción. Los gases traza indican la calidad del aire, regulan el tiempo de vida del radical hidroxilo (OH) modificando la capacidad oxidante presente en la atmósfera (Finlayson –Pitts y Pitts, 2000)

La composición de la atmósfera terrestre y algunas de sus características tienen una variación con la altura. Se han identificado y caracterizado cinco capas de la atmósfera de acuerdo al perfil vertical de temperatura y en cada una existen moléculas con una composición química, una densidad y una dinámica diferentes. Cada una de las capas está limitada por “pausas” cuando ocurre el máximo cambio (Figura 2.1).

A continuación se resumen los principales aspectos de las cinco capas:

Troposfera. El término troposfera viene del griego *tropos* que significa girar ya que esta capa se caracteriza por los movimientos convectivos y de mezcla. Esta es la capa más cercana a la superficie y el límite superior varía en tiempo y espacio, dependiendo de la altitud y latitud, por ejemplo, llega a 7 km en los polos y hasta 17 km en el ecuador. En la parte baja de esta capa se localiza la capa límite planetaria que recibe las emisiones de la superficie terrestre. El límite superior se denomina tropopausa y puede presentarse como una inversión o una capa isotérmica. En esta capa la temperatura decrece con la altura y contiene el 75% de la masa total de la atmósfera. Aquí se presentan los fenómenos meteorológicos de mayor importancia.

Estratosfera. La palabra estratosfera proviene del vocablo latín *stratum* que significa capa estratificada. Esta capa comienza desde la tropopausa hasta cerca de 50 km, contiene el 19% de los gases atmosféricos, pero contiene 1000 veces menor cantidad de agua que la troposfera. La temperatura se incrementa con la altura, debido a la presencia de la capa de ozono que absorbe radiación ultravioleta transformándola posteriormente en emisión térmica. Aquí no se presentan procesos convectivos ya que es altamente estable a consecuencia de la estratificación vertical de las capas calientes arriba y capas frías abajo. El tope de la estratosfera (estratopausa) tiene una temperatura aproximada de 270 K, que es casi la misma que en la superficie de la tierra.

Mesosfera. El término mesosfera se deriva de la palabra griega *meso* que significa media. Esta capa comienza arriba de la estratosfera y termina a una altura de 80-85 km. El perfil de temperatura disminuye con la altura hasta un mínimo del orden de 180 K en la mesopausa.

Termosfera. Esta capa se extiende de los 80-85 km hasta aproximadamente 640 km. La temperatura se incrementa desde 180 K hasta los 1473 K debido a la capacidad del oxígeno atómico para absorber la radiación solar de alta energía. La densidad del aire es muy baja y está compuesta principalmente por moléculas de nitrógeno y oxígeno. En la capa baja de la termosfera, el CO₂ es fotolizado y se produce CO, resultando en concentraciones de más de 60 ppm, que es 1000 veces mayor que los valores en la troposfera.

Una característica importante de la atmósfera es el decaimiento exponencial de la presión con la altura. Esta característica es ilustrada por la ecuación de equilibrio hidrostático derivada del balance que existe entre la fuerza de gravedad y el gradiente de presión en un sistema en equilibrio, obteniendo:

$$\frac{\partial p(z)}{\partial z} = -\rho(z)g \quad (2.1)$$

Donde $p(z)$ es la presión dependiente de la altura z , g es la aceleración de la gravedad y $\rho(z)$ es la densidad del aire a cierta altura. Para una densidad variable como en el caso de la atmósfera, se emplea la ecuación de estado del gas ideal:

$$\rho(z) = \frac{M_{air}p(z)}{RT(z)} \quad (2.2)$$

donde T es la temperatura termodinámica, $R = 8.31 J/molK$ es la constante universal de los gases y M_{air} es el promedio de la masa molecular del aire ($28.97 g/mol^{-1}$). Combinando la ecuación (2.40) y (2.41) se obtiene:

$$\frac{\partial p(z)}{\partial z} = -\frac{M_{air}gp(z)}{RT(z)} \quad (2.3)$$

Esta ecuación se puede reescribir así:

$$\frac{d \ln p(z)}{dz} = -\frac{1}{H(z)} \quad (2.4)$$

donde $H(z) = RT(z)/M_{air}g$ es una característica de la longitud de escala en el decaimiento de la presión con la altura. Si la temperatura es aproximadamente constante se obtiene que la presión $p(z)$ decrece con la altura en forma exponencial:

$$p(z) = p_0 \exp(-z/H) \quad (2.5)$$

p_0 es la presión de referencia a nivel del mar (1013 hPa) y la altura de escala $H = RT/M_{air}g$ tiene un valor de cerca de 8.44 km.

2.2 Circulación atmosférica regional

Los patrones de circulación atmosférica sobre Sudamérica presentan una clara variación estacional, que obedece a procesos termodinámicos complejos, relacionados con el balance de energía. Aunado a esto, se tiene la presencia de un factor físico que modula el clima en la región: la cordillera de los Andes. Esta barrera natural orientada aproximadamente de norte a sur, divide en dos vertientes (occidental y oriental) al continente sudamericano, las cuales presentan climas antagónicos en la región tropical sur; la vertiente oriental se caracteriza por un clima con gran presencia de humedad y consecuentemente mayor ocurrencia de precipitaciones pluviales en especial en los meses de verano, mientras que la vertiente occidental desde 3°S a 30°S presenta un clima árido/semiárido, incluso, la franja desértica del sur de Perú y norte de Chile es considerada una de las zonas más áridas del mundo. En las regiones tropicales de Sudamérica, el ciclo anual de las precipitaciones está asociado a patrones de circulación sobre Sudamérica y océanos adyacentes (Nishizawa y Tanaka, 1983; Chu, 1985). Las configuraciones atmosféricas típicas de verano e invierno, definen la variación estacional de las precipitaciones, siendo el verano típicamente la estación lluviosa, y el invierno la temporada seca o de estiaje.

Durante el invierno, el patrón de flujos en la *tropósfera* alta es predominantemente del oeste (Figura 2.2.d), desde altas latitudes hasta el inicio de latitudes tropicales (~10 °S); estos flujos son generalmente intensos sobre el sur de Perú y norte de

Chile, donde se posiciona la Corriente en Chorro (CCH) subtropical, con características de alta velocidad y escasa humedad, favoreciendo la convergencia y por consiguiente el descenso de masas de aire seco a su paso (subsistencia); ocasionalmente estos flujos zonales son interrumpidos por perturbaciones meridionales del sur de características muy frías (subpolares), los cuales favorecen la intensificación de vaguadas frías que suelen tener un lento desplazamiento por su gran longitud de onda (Quispe et al., 2005); estas perturbaciones meridionales son incentivadas por el ingreso de dorsales cálidas de la región tropical hacia latitudes medias por el flanco oeste de la vaguada. Fuenzalida *et al.* (2005) muestran la climatología de sistemas de bajas presiones en altura (col), los cuales tienen su mayor frecuencia en los meses de invierno y que ocasionalmente traen consigo fenómenos severos como la ocurrencia de nevadas en los Andes del centro y sur de Perú (Quispe et al., 2005), intensos enfriamientos nocturnos en la región del Altiplano Sudamericano (heladas intensas), así como calentamientos diurnos intensos, mientras que la CCH polar favorece el ingreso de aire frío hacia latitudes más bajas.

El verano austral, conocido también como el Monzón sudamericano (Zhou, J. Lau K-M., 1998), es el periodo de lluvias y de máxima actividad convectiva, debido a la mayor presencia de humedad atmosférica y calor sensible y latente sobre continente y en consecuencia los patrones de circulación de la tropósfera alta (~ 12 Km) dan como respuesta una circulación muy particular de giro anticiclónico con centro sobre Bolivia, conocida como la Alta de Bolivia (AB), que se ubica sobre el continente (Lenters J. y Cook K., 1996). Otro patrón de circulación típico de esta estación, es la presencia de la vaguada de niveles altos del noreste de Brasil (VNEB); este sistema se extiende a lo largo del límite oriental del continente y el Atlántico, cruzando el Ecuador, manteniendo sus propias características físicas en el Hemisferio Norte (HN). Ocasionalmente, el ingreso de aire frío en niveles medios de la tropósfera desde el extratropical intensifica la vaguada y posteriormente segrega sistemas de baja presión a mesoescala conocidos como vórtices ciclónicos de niveles altos, los cuales viajan erráticamente al este hasta disipar su energía y en su camino generan eventos severos como la ocurrencia de fuertes precipitaciones y tormentas eléctricas en el trópico amazónico y la región ecuatorial sur (Ferreira *et al.*, 2003). Una vez configurado el binomio AB-VNEB en la tropósfera alta, ambos sistemas favorecen la presencia de precipitaciones sobre la región amazónica, principalmente en el áreas de difluencias, y la ausencia de lluvias a lo largo del eje de la VNEB en el noreste de Brasil (Figura 2.2b)

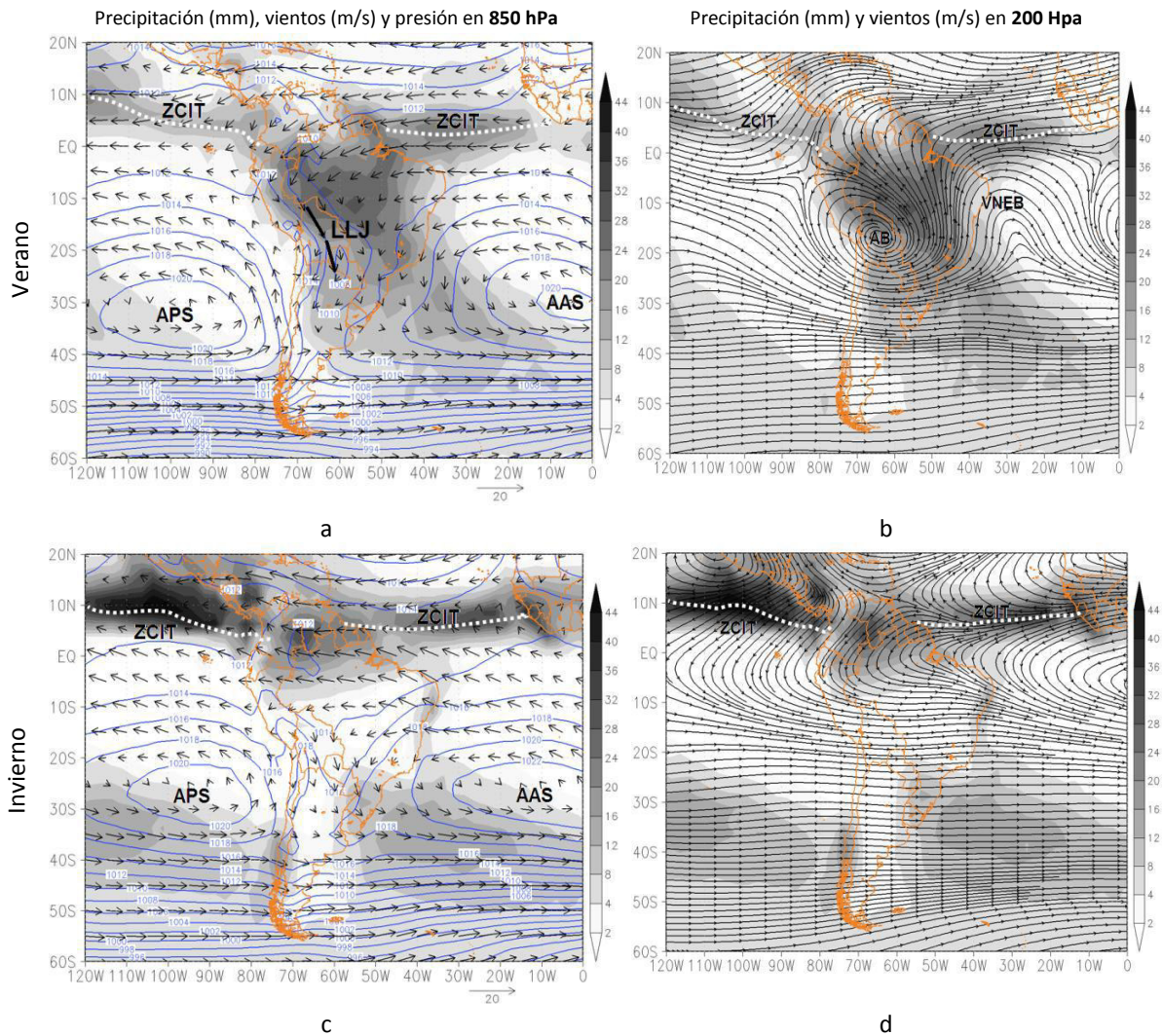


Figura 2.2. Circulación atmosférica de verano e invierno sobre Sudamérica. Izquierda: flujos de vientos en 850 hPa (m/s, flechas), Zona de Convergencia Intertropical (línea entrecortada), presión reducida a nivel medio del mar (hPa, líneas azules); Derecha: flujo de vientos en niveles altos (200 hPa) y precipitación estacional (mm). Fuente de datos: *Reanálisis NCEP 1980-2009 (Kalnay, 1996)*. Elaboración: SENAMHI

2.3 Zona de convergencia intertropical

El encuentro de los vientos alisios de ambos hemisferios forma un cinturón de extensas bandas de convección aislada alrededor de toda la región ecuatorial, conocido como la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Sobre los océanos, estas bandas de convección son moduladas por las piscinas de aguas cálidas (Webster y Lukas, 1992), observándose entre febrero y abril la presencia de dos bandas convectivas a lo largo del Pacífico ecuatorial oriental, una permanente al norte del Ecuador durante todo el año y otra al sur del Ecuador presente sólo en los

meses mencionados, excepto en años Niño (Toma y Webster, 2009). La posición de la ZCIT varía en función de la posición del sol en el cenit (perpendicularidad de los rayos solares), por lo que el ciclo estacional de la ZCIT constituye un factor de suma importancia para el periodo de lluvias en Sudamérica. Durante el verano (noviembre-marzo), es la estación en donde se presenta la mayor actividad convectiva, la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) en el Pacífico ecuatorial oriental se desplaza hacia su posición más austral (1°N), y en los meses invernales (abril-octubre) se aleja de la línea ecuatorial hasta alcanzar su posición más norte (10°N). Entre diciembre y marzo, la ZCIT migra hacia el sur ocasionando precipitaciones sobre Ecuador y alcanzando la costa norte del Perú (Quispe et al., 2005).

La estacionalidad de la ZCIT entra en fase con el movimiento cuasi estacional del Anticiclón del Pacífico Sur (APS), que en los meses de invierno migra hacia el norte de su posición normal con un núcleo promedio mayor a 1023 hPa ubicado aproximadamente en los $25^{\circ}\text{S}-90^{\circ}\text{W}$, posición que favorece la intensificación de los vientos Alisios (ver flechas de Figura 2.2c). En verano, la migración del APS hacia el sur sobre los $35^{\circ}\text{S} - 90^{\circ}\text{W}$, apoya el traslado de la ZCIT hacia el sur y se aproxima a la línea ecuatorial, favoreciendo la actividad convectiva sobre el norte del territorio peruano. De otro lado, durante el año, el APS muestra diferentes tipos de configuración espacial, por ejemplo, la distribución extendida meridionalmente a lo largo del Pacífico oriental, favorece un incremento sustancial de la intensidad del viento a lo largo de la costa, mientras que en una configuración extendida zonalmente a lo largo del Pacífico, favorece flujos de vientos más intensos mar adentro y más débiles hacia la costa (Quispe et al., 2005).

Sobre la cuenca amazónica, durante el verano los flujos de viento en niveles bajos provenientes del este y del norte de Brasil, confluyen sobre territorio peruano, generando convergencia forzada al este de los Andes; luego viran hacia el sur paralelos a los Andes centrales de Sudamérica y transportan aire cálido y húmedo hacia Paraguay, norte de Argentina y sur de Brasil (Vera et al., 2006). En continente, el flujo máximo de vientos presenta su núcleo máximo en el nivel de 850 hPa (Figura 2.2a) y son conocidos como los Jet de bajos niveles (LLJ; siglas en inglés). El viento máximo es un excelente mecanismo de transporte de humedad, calor y momento, que aunado a la dinámica de las ondas cortas en niveles medios, incentiva convección de gran desarrollo y en muchos casos la formación de Complejos Convectivos de Mesoescala (CCM) sobre la cuenca del río de La Plata (Quispe et al., 2005).

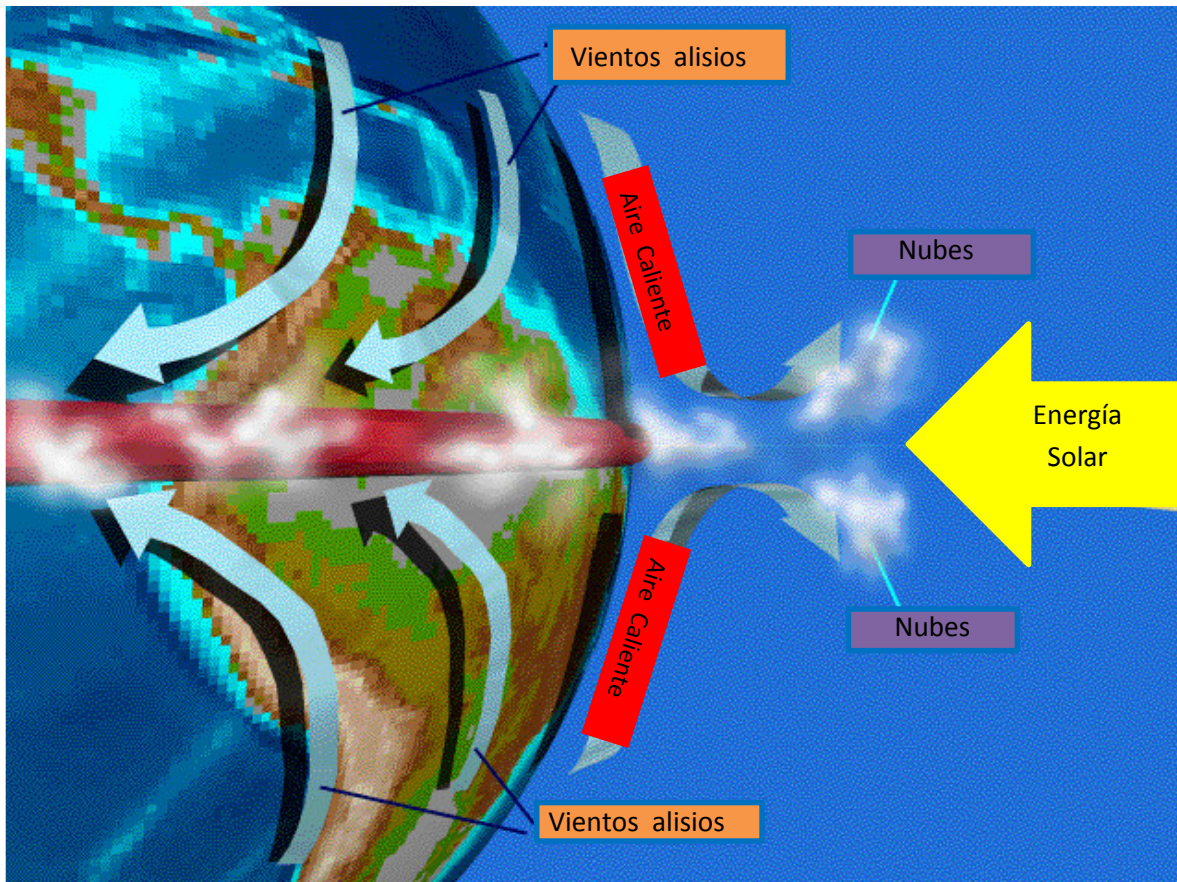


Figura 2.3. Dinámica de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) (Fuente <http://earthobservatory.nasa.gov/>)

Las precipitaciones en una determinada región dependen en gran medida de la disponibilidad de vapor de agua en la atmósfera. Dentro del ciclo hidrológico existen distintas regiones que actúan como fuentes o sumideros de agua. La circulación atmosférica es la encargada de transportar el vapor de agua desde las distintas fuentes hacia los sumideros. Las principales fuentes que proveen el vapor de agua que da origen a la precipitación sobre Sudamérica subtropical al este de la Cordillera de los Andes son la Selva Amazónica y el Océano Atlántico.

El vapor de agua es un gas muy importante en la atmósfera, no solo en formar las nubes y la precipitación, sino que también libera grandes cantidades de calor (llamado calor latente) cuando cambia de fase a los estados líquido y sólido (Figura 2.4).

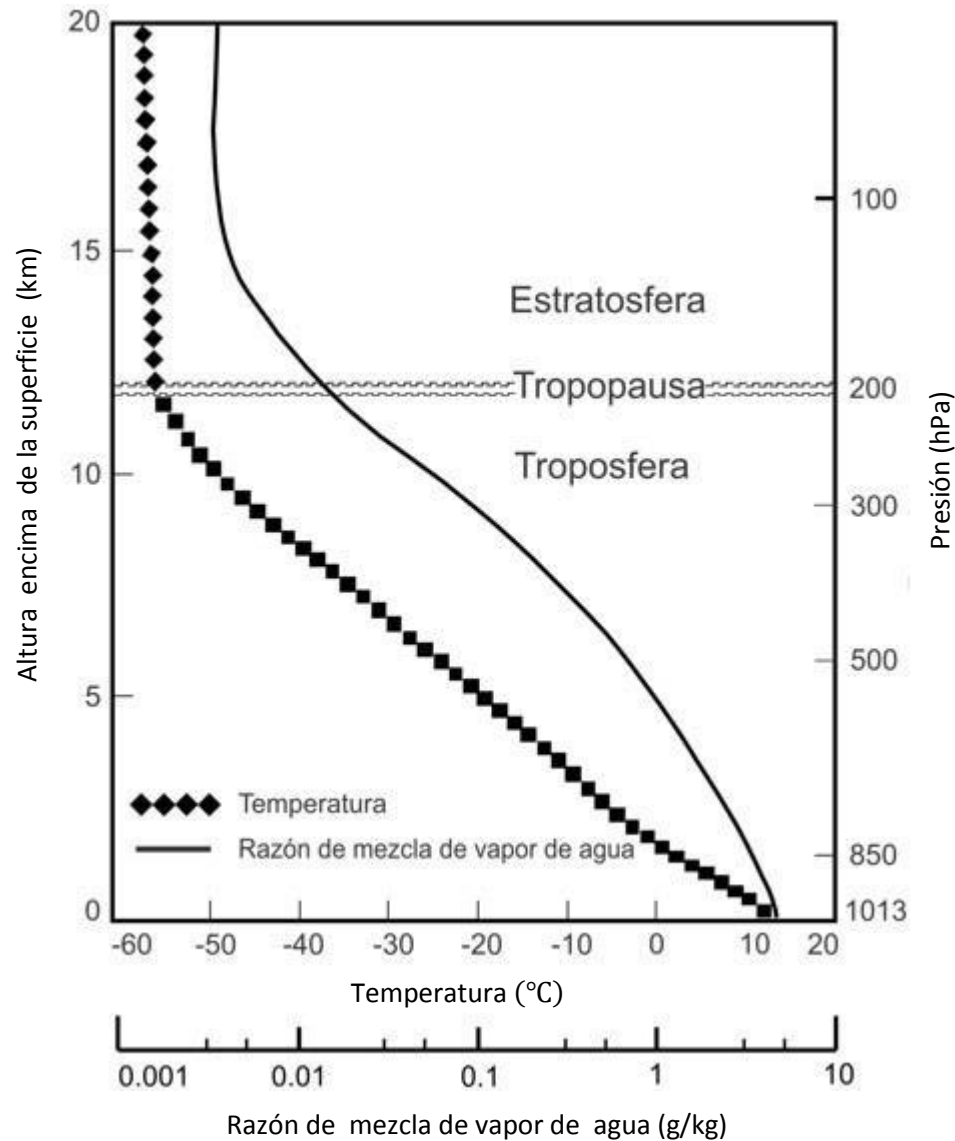


Figura 2.4. Distribución vertical del vapor de agua (Mohanakumar, 2008)

La zona ecuatorial es muy importante para el clima global porque es la zona de mayor evaporación del mundo; tiene los vientos alisios del sureste y del noreste que se encuentran en la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), una zona de alta nubosidad que oscila o migra latitudinalmente siguiendo la posición relativa del sol (Figura 2.3). Donde hay más zonas de calentamiento y evaporación superficiales hay más posibilidades para la generación de lluvia por condensación que libera calor latente, la lluvia es un proceso de calentamiento atmosférico que ocurre cuando el vapor del agua de las nubes pasa de estado gaseoso a estado líquido; esa transición de fases libera calor latente que deja la atmósfera más caliente.

Para entender la importancia del ciclo hidrológico de la cuenca amazónica dentro del contexto global, debemos decir que en el suelo de la Amazonia se almacenan alrededor de 7 000 km³ de agua. Los intercambios de agua entre el suelo y la atmósfera indican que la relación entre las tasas de precipitación y evapotranspiración en la Amazonia es del orden de 50%, lo que quiere decir que más o menos la mitad de la lluvia que cae en la cuenca amazónica es generada por evapotranspiración del bosque tropical mismo.

Hay una diferencia de migración de la ZCIT entre los océanos y el continente. En las regiones oceánicas, la ZCIT es una línea delgada, mucho más fina en su rango latitudinal, pero la ZCIT sobre la Amazonia se ensancha, debido a que los procesos físicos que gobiernan la dinámica de la interacción entre el suelo, el continente y la atmósfera son de naturaleza muy diferente a los procesos que gobiernan la interacción océano-atmósfera. El océano tiene una cantidad de agua ilimitada, pero el continente no; las plantas son organismos profundamente sofisticados que son capaces de regular la cantidad de agua que evapotranspiran. La interacción suelo atmósfera es muy distinta a la interacción océano-atmósfera. Entonces ahí vemos un papel distintivo muy interesante de la Amazonia para regular el clima continental de Sudamérica.

El clima de la Amazonia y el norte de Suramérica están afectados por la circulación de vientos que vienen del océano Atlántico tropical Norte y Sur. También se da una importación de humedad a cargo de los vientos alisios del este, que provienen desde los centros de altas presiones del Atlántico Norte que pasan por el mar Caribe, o de los vientos que vienen desde la zona de convergencia del Atlántico Sur. La gran cantidad de agua que llueve en la Amazonia proviene del océano Atlántico, la fuente fundamental de humedad para el bosque amazónico que, como se mencionó, es reciclada varias veces por la evapotranspiración (Figura 2.5)

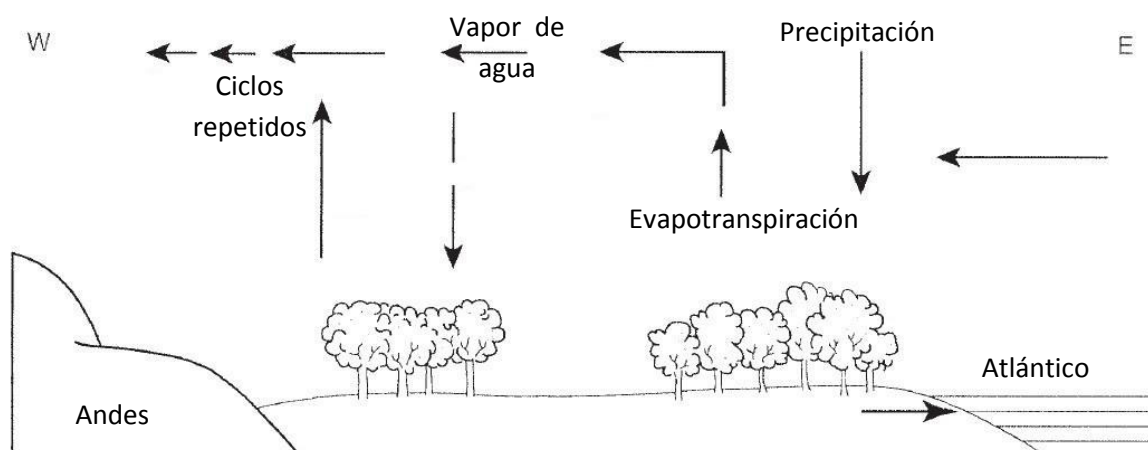


Figura 2.5. Balance hidrológico y ciclo de convección a través de la Amazonia (Salati, 1985)

La Figura 2.6 ilustra de manera muy simplificada el entendimiento sistémico de las interacciones de tipo hidrológico y climático entre la cordillera de los Andes y la parte baja de la cuenca amazónica. El bosque amazónico recibe agua que transportan los vientos alisios del este que provienen del océano Atlántico. A su vez el bosque amazónico produce gran cantidad de evapotranspiración, la cual da lugar a una gran cantidad de precipitación reciclada. Se produce un circuito de lluvia y evapotranspiración hasta alcanzar la cordillera de los Andes. Al encontrar la barrera geográfica de la vertiente oriental de la cordillera de los Andes, ese viento húmedo se ve forzado a ascender, y por tanto se enfría, lo cual produce la condensación y la lluvia sobre el piedemonte andino.

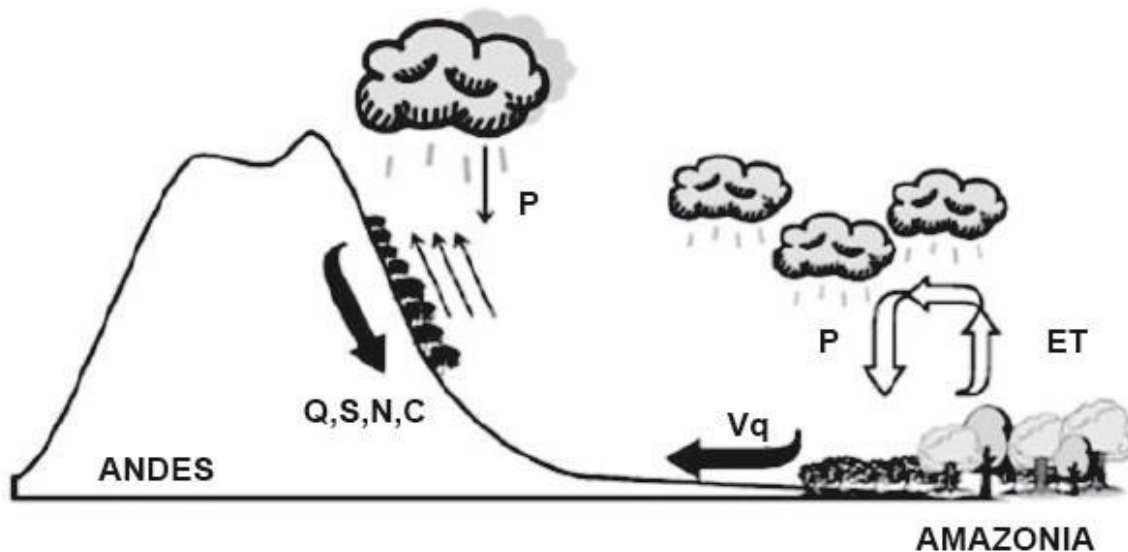


Figura 2.6. Esquema de las retroalimentaciones entre los andes y la cuenca amazónica durante mayo-setiembre (Poveda, 2011)

2.4 Aerosoles y Núcleos de condensación

Los aerosoles atmosféricos pueden originarse de manera natural (aerosoles biogénicos) o pueden ser producidos por la actividad humana (aerosoles antropogénicos). Las principales fuentes biogénicas son el suelo y los restos de roca (polvo natural), erupciones volcánicas, brisas atomizadas marinas, quema de biomasa (incendios forestales) y reacciones entre las emisiones naturales. Los aerosoles antropogénicos provienen de cuatro fuentes principales: combustión, procesos industriales, fuentes fugitivas no industriales (polvo de carreteras pavimentadas y destapadas, erosión de tierras de cultivo, construcciones y otros) y fuentes relacionadas con el transporte (automóviles y otros) (CIDI, 2010). El espesor óptico, representa la carga total de aerosoles en la columna de la atmósfera (NASA, 2014).

Para que las moléculas de vapor de agua condensen y lleguen a formar las masas nubosas que posteriormente originan las precipitaciones, es necesario que existan aerosoles sobre los cuales condense el vapor de agua y se formen las nubes. La efectividad de un determinado aerosol para actuar como núcleo de condensación depende de su tamaño y composición. Existen partículas hidrófobas que en determinadas circunstancias no activan la formación de nubes. Son las partículas hidrófilas o las que son en parte hidrófilas aquellas que activan la formación de nubes (IPCC, 2007) y por tanto actúan como núcleos de condensación (CCN). Los sulfatos, el aerosol marino y otras sales hidrosolubles son los CCN más frecuentes (Hudson y Da, 1996), si bien determinadas ocasiones ciertos compuestos orgánicos también pueden actuar como CCN (Novakov y Penner, 1993; Riviera-Carpio et al., 1996). La quema de biomasa produce grandes emisiones atmosféricas de partículas carbonosas (en principio de naturaleza hidrófoba) pero se ha observado que sirven como núcleos de condensación CCN. Algunos autores piensan que este hecho se debe no a las partículas carbonosas en si sino a los compuestos inorgánicos asociados (Van et al., 1994; Novakov y Penner, 1993), ya que las partículas no son individuales sino mezclas complejas

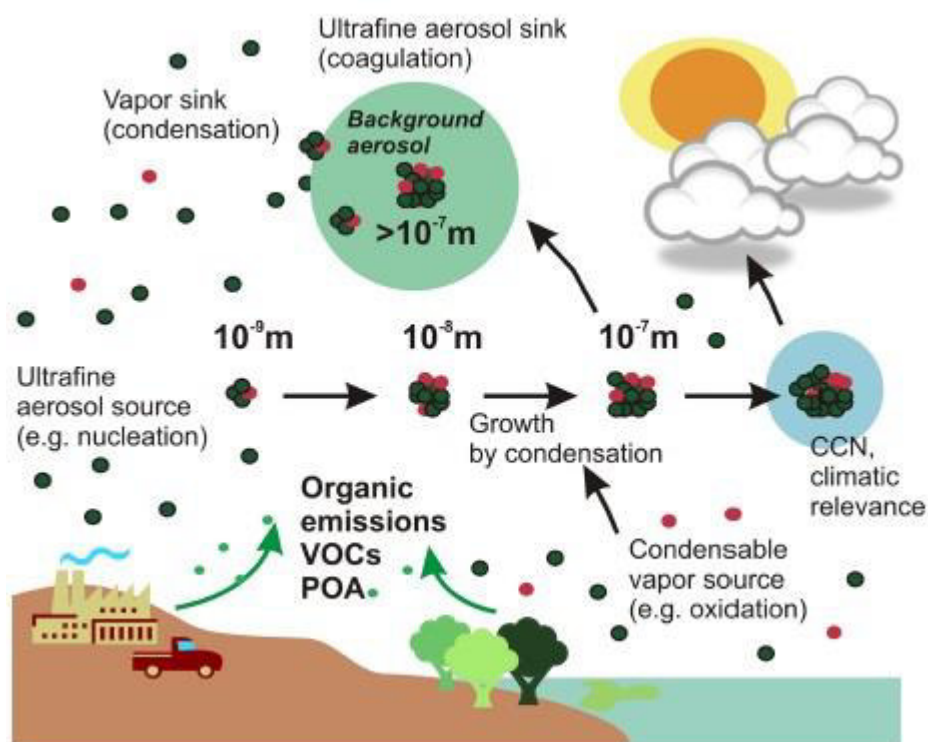


Figura 2.7. Emisiones orgánicas y los procesos dinámicos que gobiernan la importancia climática de los aerosoles (Riipinen et al., 2011)

Los aerosoles actúan como núcleos de condensación en la formación de nubes: un incremento en el número de partículas en la atmósfera causa un incremento en el número de gotas formadas (Figura 2.7). Este aumento de la cantidad de gotas de nube, conocido como “primer efecto radiativo indirecto” produce una mayor reflexión de la radiación solar y conduce también a un enfriamiento del clima. Si la humedad disponible no aumenta (lo que generalmente sucede por la disminución que producen los mismos aerosoles en la temperatura de superficie), el incremento en el número de gotas lleva a una disminución de su tamaño, lo que resulta en una disminución de la eficiencia de precipitación (Figura 2.8). Esta disminución a su vez produce un incremento en el tiempo de vida de las nubes y por lo tanto un aumento de la reflexión, lo que se conoce como “segundo efecto radiativo indirecto” (Ramanathan et al., 2001). Los efectos mencionados, tanto la disminución del tamaño de las gotas como la modificación en la estructura térmica de la atmósfera, llevan a una disminución de las precipitaciones en las regiones afectadas por aerosoles (Rosenfeld., 2000), una situación observada tanto en zonas afectadas por contaminación por quema de biomasa como por contaminación urbana (Koren et al., 2004).

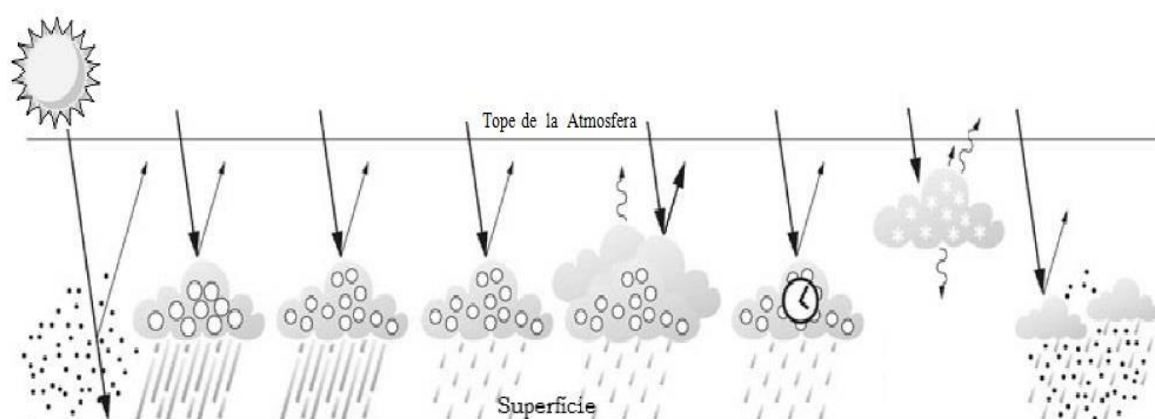


Figura 2.8. Mecanismos asociados entre la formación y crecimiento de gotitas de nubes en relación a los aerosoles (IPCC, 2007).

2.5 Monóxido de Carbono

Los gases traza en la atmósfera contribuyen en menos del 1% de la composición atmosférica y a pesar de su baja concentración determinan las propiedades físicas y químicas de la atmósfera. Algunos de estos gases son gases de efecto invernadero o son elementos claves para la formación de éstos (IPCC, 2007). Periodos largos de mediciones de gases traza permiten comprender el comportamiento y evolución de las fuentes y sumideros, su comportamiento químico y su impacto en el sistema climático (Stephens et al., 2008a).

A nivel global, el CO es uno de los principales gases traza debido a que la capacidad oxidante de la troposfera depende de su comportamiento y variabilidad. El 75% de la destrucción global del radical hidroxilo (OH) es por la reacción con el CO que produce un átomo de hidrogeno, el cual está involucrado con la producción de O_3 en la troposfera. También el CO al reaccionar con el OH, afecta la concentración del CH_4 . El CO es un gas incoloro, inodoro y tóxico en altas concentraciones (Logan et al., 1981).

La emisión de CO a la atmósfera baja y media (de la superficie terrestre hasta la estratosfera) se da principalmente por la combustión incompleta (transporte, actividades industriales y quema de biomasa), oxidación de CH_4 y compuestos orgánicos volátiles, mientras que en la mesosfera y termosfera, el CO se produce principalmente por fotólisis de CO_2 . En la troposfera baja, donde el CO tiene un tiempo de vida de semanas a pocos meses, su medición permite la caracterización de fuentes de emisión y transporte atmosférico (Logan et al., 1981). En la troposfera alta, el CO puede ser transportado a través de la tropopausa, adicionando cierta cantidad a la estratosfera, donde el CO es producido por la oxidación de CH_4 y es convertido a CO_2 por la reacción con OH. Arriba de 50km, en la mesosfera y termosfera la fotólisis de CO_2 es la principal fuente de CO (Figura 2.9). A esas latitudes, el CO puede ser utilizado como trazador de procesos de transporte atmosférico y en particular, transporte ascendente en verano en latitudes altas y transporte descendente en invierno (Solomon et al., 1985)

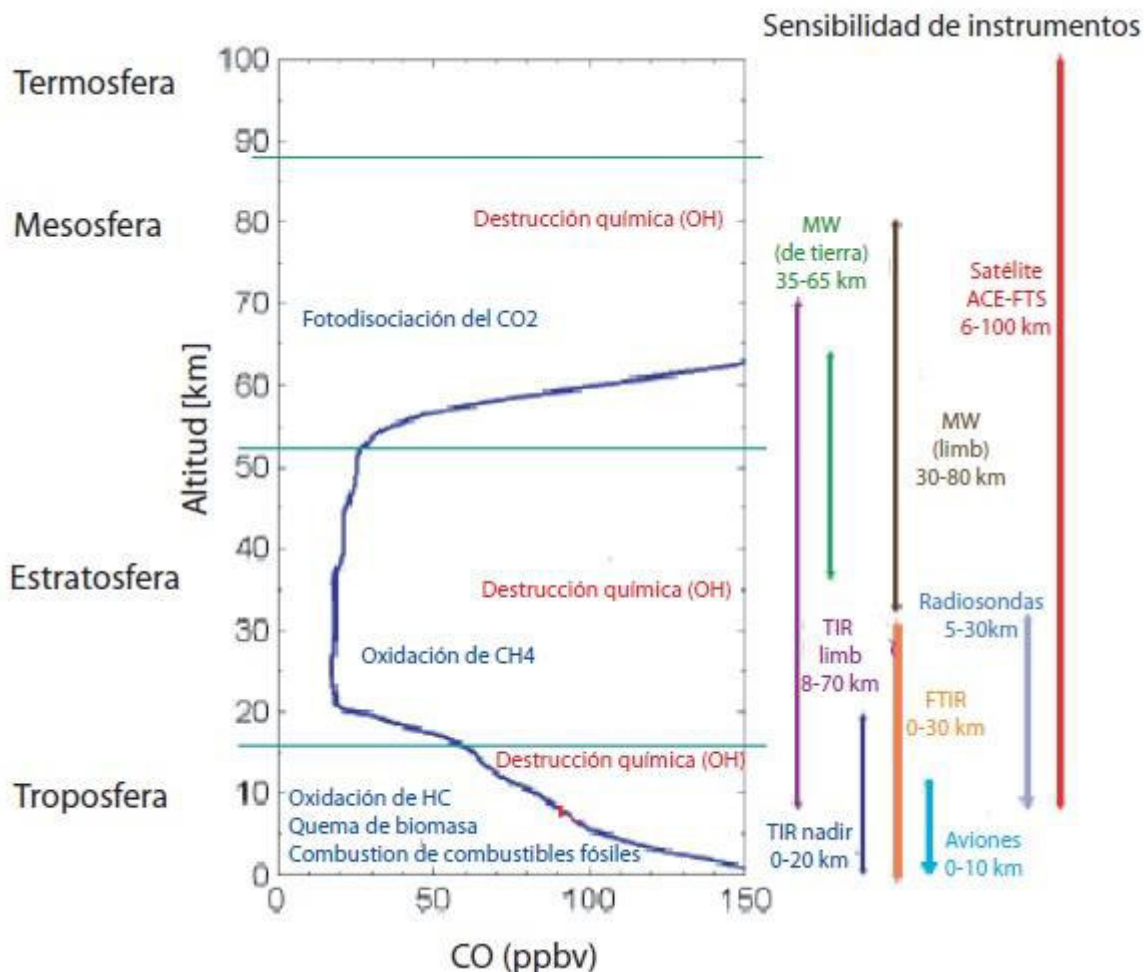


Figura 2.9. Perfil vertical de CO en una atmósfera estándar con diferentes fuentes de producción (azul) y destrucción. La sensibilidad vertical de diferentes técnicas de percepción remota se muestra de lado derecho. MW y TIR se refiere a radiación de microondas y emisión térmica en el infrarrojo respectivamente (Clerbaux et al., 2008b)

El compuesto que se emite principalmente en los incendios es el dióxido de carbono (CO_2), 80-90% del total de carbono emitido (Andreae y Merlet, 2001) y el monóxido de carbono representa el 5-8% del carbono emitido según el tipo de incendio (llama o brasa) y el tipo de vegetación (sabana o bosque). Pero no es posible medir el dióxido de carbono satelitalmente mientras que el monóxido de carbono (CO) se mide con el instrumento MOPITT (Measurement Of Pollution in The Troposphere) a bordo del satélite Terra desde marzo de 2000. Este compuesto tiene un tiempo de vida de aproximadamente 2 meses y su principal fuente en Sudamérica es la quema de biomasa, por lo que es posible utilizarlo como trazador de la contaminación producida. El MOPITT mide el CO en 6 niveles (850, 700, 500, 350, 250 y 150 mb), aunque solo son independientes dos capas: la troposfera baja y la alta. Las

mediciones no son sensibles en la capa límite sino que se mide el CO una vez que alcanza la troposfera libre. En particular en el sur de Sudamérica, se utilizan los valores en 850 mb, ya que se estableció mediante el cálculo de trayectorias que este nivel es el más representativo de la situación real (Mielnicki, 2004).

Las mediciones de las concentraciones de monóxido de carbono (CO) en la atmósfera pueden también realizarse a través de un instrumento llamado AIRS (Atmospheric Infrared Sounder), que es basado en la radiación a longitudes de onda específicas asociado con la absorción por concentraciones de monóxido de carbono, el sensor AIRS es sensible monóxido de carbono (CO) en la troposfera media a una altura de entre 2 y 10 km, con un pico de sensibilidad a una altitud de unos 5 km.

CAPÍTULO 3

Plataformas satelitales y sensores

En este capítulo se realiza una descripción de las características del satélite TERRA, AQUA y de sus sensores que llevan a bordo.

3.1 Características generales del satélite TERRA

El satélite TERRA fue lanzado el 18 de diciembre de 1999 como parte del programa Earth Observing System (EOS) de la NASA, y tiene por objetivo principal adquirir datos que permitan aumentar los conocimientos sobre la dinámica global de la atmósfera, la interacción tierra, océano y atmósfera. Los sistemas de observación de la Tierra, son una serie de plataformas espaciales que orbitan alrededor de la Tierra destinadas a registrar múltiples parámetros biológicos, físicos y químicos de la Tierra.

Una de las características más importante del satélite, es el tipo de órbita que esta describe. La órbita que sigue este satélite, es polar y Helio - sincrónica. Estas dos características son llamadas de esta manera como consecuencia del tipo de movimiento que realiza el satélite en torno a la Tierra. Se le denomina polar porque su plano es prácticamente paralelo al eje de rotación terrestre con un inclinación de $98.2^{\circ} \pm 0.15^{\circ}$, respecto al ecuador terrestre, es decir el satélite da vueltas de polo a polo, de forma que es la Tierra la que al girar hace que aquel vaya cubriendo progresivamente a lo largo de su vuelo toda la superficie terrestre, Tabla 1. Una característica muy importante en la obtención de parámetros de la superficie terrestre es la geometría de la iluminación solar. Es por ello que los satélites sobrevuelan el mismo punto de la Tierra a la misma hora. En este estudio, se ha tomado en cuenta al satélite TERRA que está orbitando a una altura promedio de 705 km desde la superficie de la Tierra, y además porque este satélite examina las condiciones climáticas de la Tierra orbitando de polo a polo (Abrams y Hook, 1998)

Misión	Earth Observing System (EOS)
Institución Responsable	NASA
País / Región	Estados Unidos
Satélite	TERRA
Lanzamiento	18/12/1999
Situación Actual	Activo
Órbita	Polar e heliosíncrona
Altitud	705 km.
Inclinación	98,2º
Tiempo de Duración de la órbita	98,1 min.
Horario de Paso	10:30 A.M.
Período de Revisita	16 días
Sensores	ASTER, MODIS, MISR, CERES e MOPIT

Tabla 1. Características del Satélite TERRA (Abrams y Hook, 1998).

3.2 Sensor MODIS-TERRA

El sensor MODIS (Radiómetro espectral con imágenes de resolución moderada), se encuentra a bordo de los satélites Terra o EOS-AM (lanzado en diciembre de 1999) y Aqua o EOS-PM (lanzado en mayo de 2002), mide los procesos biológicos y físicos en el suelo y el océano usando un radiómetro de barrido multiespectral con 36 bandas espectrales desde el visible al infrarrojo térmico. Con estos instrumentos se puede medir la temperatura de la superficie terrestre, composición de la nieve y el suelo, identificación de minerales, albedo aerosoles atmosféricos, evapotranspiración y un sin fin de características de la vegetación (Abrams y Hook, 1998).

La órbita de ambas plataformas es helio-sincrónica y cuasi-polar con una inclinación de 98.2º y 98º y una altitud media de 708 y 705 km respectivamente (Fuente <http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>). Terra está programada para pasar de norte a sur cruzando el ecuador a las 10:30 de la mañana en su órbita descendente, mientras que AQUA pasa de sur a norte sobre el ecuador a las 1:30 de la tarde. Las primeras imágenes captadas por Terra se obtuvieron en Febrero del año 2000. Ambas plataformas monitorean la totalidad de la superficie terrestre cada 1 o 2 días dependiendo de la latitud.

El instrumento MODIS cuenta con una alta sensibilidad radiométrica (12 bit) en 36 bandas espectrales, en un rango de longitud de onda que va de los 0.4 µm a los 14.4 µm, Tabla 2.

Especificaciones generales del sensor MODIS	
Orbita	Altitud: 708km (Terra) y 705km (Aqua), pasando en el ecuador a 10:30 a.m. nodo descendente (Terra) y a las 1:30p.m. ; nodo ascendente (Aqua), heliosincrona, casi polar, circular.
Tasa de escaneo	20,3rpm, ortogonal a la orbita
Dimensiones de la franja escaneada	2,330 km(ortogonal) por 10km(a lo largo de la órbita del nadir)
Telescopio	17,78 cm diámetro con planos de desvío intermediarios
Tamaño	1,0x1,6x1,0 m
Peso	228,7kg
Poder	162,5W(promedio orbital)
Tasa de transferencia de datos	10.6Mbps(pico);6,1Mbps(promedio orbital)
Codificación	12bits
Resolución espacial	250 m (bandas 1-2) 500 m (bandas 3-7) 1000 m (bandas 8-36)
Vida útil	6 años

Tabla 2. Especificaciones generales del sensor MODIS (Fuente <http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>)

Las primeras 19 bandas están posicionadas en la región del espectro electromagnético situado entre 0,405 nm y 2,155 nm. Las bandas de la 1 a la 7 son útiles para las aplicaciones terrestres; las bandas 8 a la 16 para las observaciones oceánicas y las bandas 17 a 19 para las mediciones atmosféricas, Tabla 3. Las bandas 20 a la 36, cubren la porción del infrarrojo térmico del espectro de (3,660-14,385nm), (Fuente <http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>). Dos bandas son tomadas a una resolución nominal de 250 m al nadir, cinco bandas a 500 m y las 29 bandas restantes a 1km, Tabla 4. MODIS posee una alta calidad geométrica que permite el monitoreo preciso de las alteraciones de la superficie terrestre (error RMS inferior a 50 m) (Mass, 2009).

Uso principal	Banda	Rango Espectral (nm)
Límites de Tierra /Nubes/aerosoles	1	620-670
	2	841-876
Propiedades de Tierra /Nubes/aerosoles	3	459-479
	4	545-565
	5	1230-1250
	6	1628-1652
	7	2105-2155
Color del océano/fitoplancton/ biogeoquímica	8	405-420
	9	438-448
	10	483-493
	11	526-536
	12	546-556
	13	662-672
	14	673-683
	15	743-753
	16	862-877
Vapor de agua atmosférico	17	890-920
	18	931-941
	19	915-965

Tabla 3. Características de las primeras 19 bandas espectrales del sensor MODIS (Fuente <http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>)

Uso principal	Banda	Rango Espectral (nm)
Temperatura / Superficie/Nubes	20	3,660-3,840
	21	3,929-3,989
	22	3,929 – 3,989
	23	4,020-4,080
Temperatura atmosférica	24	4,433-4,498
	25	4,482-4,549
Vapor de agua de Nubes Cirrus	26	1,360-1,390
	27	6,535-6,895
	28	7,175-7,475
Propiedades de las Nubes	29	8,400-8,700
Ozono	30	9,580-9,880
Temperatura /Superficie/Nubes	31	10,780-11,280
	32	11,770-12,270
Altitud de las nubes	33	13,185-13,485
	34	13,485-13,785
	35	13,785-14,085
	36	14,085-14,385

Tabla 4. Características de las siguientes 17 bandas espectrales del sensor MODIS (Fuente <http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>)

El sensor MODIS es un explorador de barrido: un espejo móvil que oscila perpendicularmente a la dirección de la trayectoria con un ángulo de $\pm 55^\circ$ permite explorar una franja de terreno (swath) a ambos lados de la traza del satélite, cuyo ancho es de 2,330 km (Figura 3.1). El sistema óptico es un telescopio con dos espejos fuera de su eje focal que direccionan la radiación incidente a cuatro sistemas ópticos reflectantes, uno para cada región espectral (visible, infrarrojo cercano, medio y térmico). Para las bandas del visible y del infrarrojo cercano se utiliza una nueva tecnología de fotodiodos de silicio. Para el infrarrojo térmico se usan detectores de Telureto de Mercurio-Cadmio (HgCdTe) (Mass, 2009)

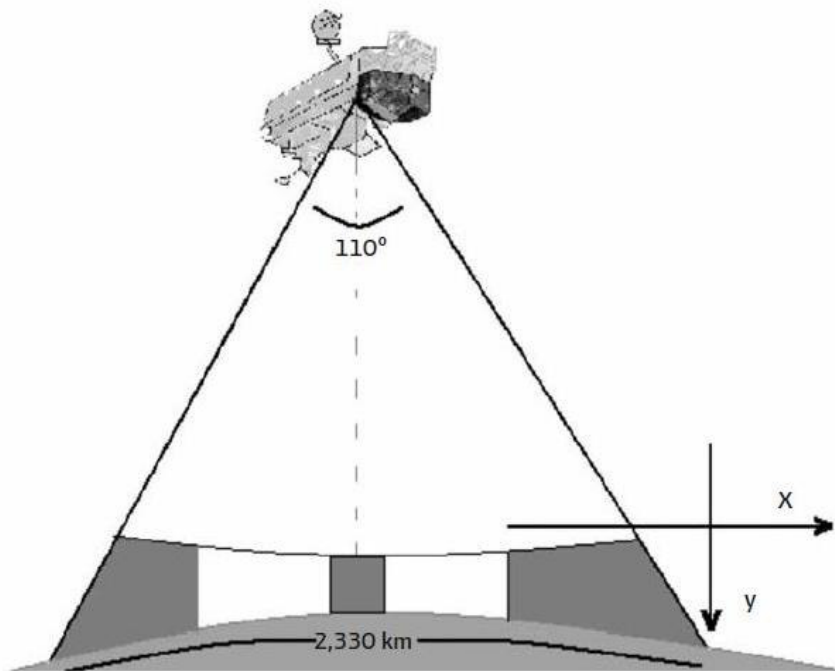


Figura 3.1. Angulo de visión del sensor MODIS (Mas, 2009)

3.3 Características generales del satélite AQUA

En la misión del satélite AQUA (EOSPM1), los Estados Unidos proporcionaron la nave espacial y cuatro de los seis instrumentos científicos que lleva a bordo; Japón proporcionó un radiómetro avanzado para la exploración de microondas y Brasil un sondeo de humedad para su país. AQUA fue el primer miembro de un grupo de satélites de la constelación vespertina, integrada además por Aura y PARASOL. Su misión científica de seis años tiene como fin primordial estudiar el ciclo global del agua en la atmósfera, tierra y océanos. Orbita de sur a norte en el nodo ascendente y cruza por el ecuador a las 1:30P.M. El aparato, de casi tres toneladas de peso y 4.8 metros de envergadura se ubica en el espacio a 705 kilómetros de la tierra. La duración de su órbita es de 99 minutos. Transporta seis instrumentos de gran precisión destinados a estudiar el espectro visible y el infrarrojo para determinar las propiedades de las nubes, la temperatura superficial del mar, el color del océano,

medir humedad y evaporación, el volumen de las masas de agua, grosor de las capas de hielo y de nieve, así como otros parámetros que influyen en la climatología (nivel de radiación de la tierra y los gases de la atmósfera como el ozono, el monóxido de carbono y el metano) (Li, 2008). El satélite AQUA, del latín agua, es propiedad de la NASA cuya misión es captar una gran cantidad de información acerca del ciclo del agua, incluyendo evaporación de los océanos, vapor de agua en la atmósfera, nubes, precipitación, suelos, hielo, cobertura de nieve. Este satélite forma parte de la misión del programa Sistema de Observación de la Tierra, constelación vespertina (EOS PM-1). Esto significa que pasa por el Ecuador por la tarde y es resultado del esfuerzo conjunto entre los Estados Unidos, Japón y Brasil (Li, 2008).

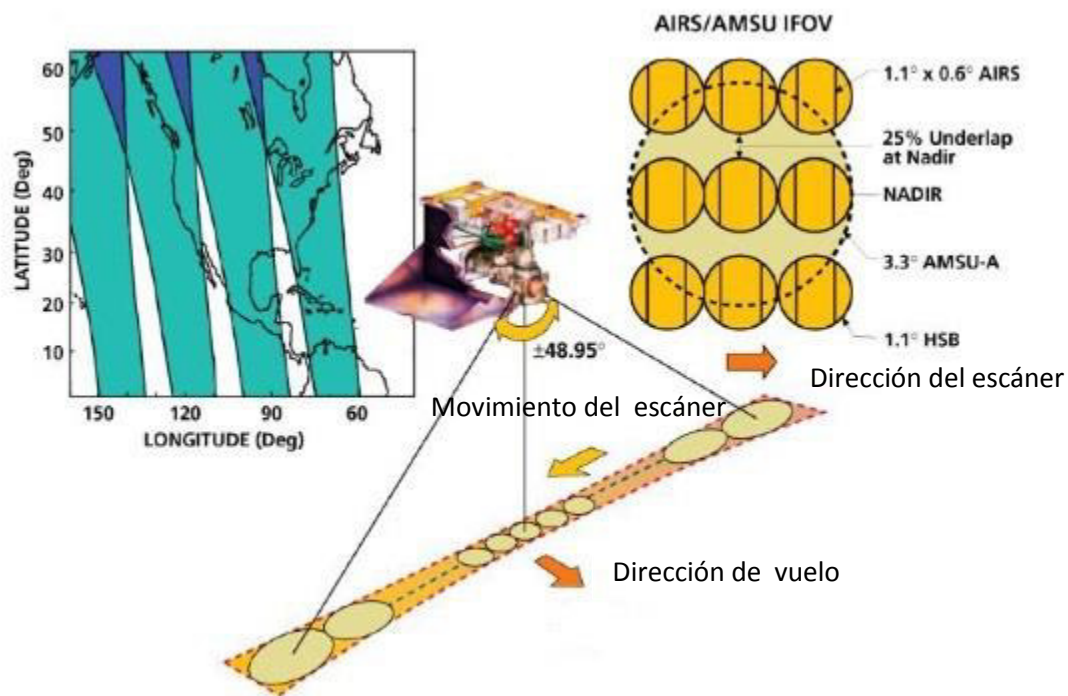


Figura 3.2. Sensores AIRS-AMSU-HSB a bordo del satélite AQUA (Li, 2008).

3.3.1 Sondeo atmosférico infrarrojo (AIRS):

AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) es un instrumento que consta de un espejo escáner que rota alrededor de un eje y que dirige la radiación infrarroja hacia el sensor de medida. A medida que el satélite avanza el escáner va barriendo con una amplitud de 800 km a cada lado. En el interior del instrumento se separa la radiación infrarroja en distintas longitudes de onda, y posteriormente esta información se envía a tierra. El termino sondeador se refiere al hecho de que la temperatura y el vapor de agua se miden en función de la altura. AIRS

también mide propiedades de las nubes y abundancias de componentes traza (O_3 , CO , CO_2 , CH_4 , SO_2 y *partículas de polvo*). El instrumento mide la intensidad de la radiación en el espectro infrarrojo procedente de la superficie de la tierra y de la atmósfera. Cada longitud de onda es sensible a la temperatura y al vapor de agua en un rango de alturas desde la superficie hasta la estratósfera. Así, el instrumento incluye múltiples sensores de infrarrojo en determinadas bandas espectrales de modo que se puedan realizar los perfiles de temperatura (Li, 2008).

El sensor AIRS realiza 90 capturas de imagen de la superficie en cada proceso de escaneo, con una resolución de visión $1,1^\circ \times 0,6^\circ$. La cobertura de observación de superficie es de $\pm 49,5^\circ$ alrededor del Nadir y la cobertura temporal global es de dos veces al día. La calibración radiométrica tiene un error absoluto del $\pm 3\%$, y la precisión radiométrica es de $0,2K$. El sensor AIRS tiene 2378 detectores, cubriendo intervalos del espectro infrarrojo entre $3,74 - 4,61 \mu m$, $6,20 - 8,22 \mu m$ y $8,80 - 15,4 \mu m$ y del visible e infrarrojo cercano entre $0,41 - 0,44 \mu m$, $0,58 - 0,68 \mu m$, $0,71 - 0,92 \mu m$ y $0,49 - 0,94 \mu m$ (Li, 2008).

Las nubes finas actúan como barrera para la radiación infrarroja medida por el sensor AIRS. Sin embargo el satélite AQUA está provisto de otros instrumentos que pueden medir la radiación de microondas que pasa a través de las nubes. Los datos del sensor AIRS y los obtenidos con la técnica de microondas se combinan mediante algoritmos especiales para conseguir medidas más precisas en todo tipo de condiciones nubosas, consiguiendo mediante estos procedimientos una imagen global diaria del estado de la atmósfera.

3.3.2 Unidad de sondeo avanzando de microondas (AMSU-A) Este sensor pasivo fue diseñado para obtener perfiles de temperatura de la superficie de la atmósfera especialmente de la estratósfera. Consta de dos unidades separadas físicamente AMSU A1 y AMSU A2. Provee mediciones de temperatura en altitudes de 40 km y tiene un filtraje de nubes capaz de realizar observaciones de la parte inferior de la atmósfera junto con AIRS obtiene variaciones de temperatura de $1^\circ C$ en 1 km de capas de la atmósfera baja. Cuenta con 15 canales, 12 de ellos son para sondeos de temperatura y tres para mediciones de vapor de agua y precipitación (Li, 2008).

3.3.3 Sondeo de humedad para Brasil (HSB) Cuenta con 4 canales de microondas cuyo objetivo es obtener perfiles de humedad de la atmósfera, aun bajo condiciones de alta nubosidad y niebla. También mide precipitaciones y la cantidad total de agua en la columna de la atmósfera que se ubica por debajo del satélite. Las mediciones se realizan en un rango de 150 a 183 MHz. Los datos colectados tienen una resolución horizontal de 13,5 km. Son básicos en pronósticos del tiempo global, ya que provee datos de zonas en donde otros sensores no pueden obtenerlos o estos son escasos y en la comprensión del sistema de lluvias en Brasil (Li, 2008).

Un total de 195 canales del sensor AIRS, 15 del sensor AMSU-A y 4 HSB son seleccionados para utilizarlos en el algoritmo de recuperación AIRS/AMSU-A/HSB (Tabla 5). Los 214 canales son utilizados para obtener 42 variables (Susskind et al., 2003).

Canales del sensor AIRS, AMSU A, HSB utilizados en la recuperación del ozono troposférico y monóxido de carbono		
Número de onda ν (cm^{-1})	O₃	CO
99,110	X	
998.39	X	
999.67	X	
1001.38	X	
1003.54	X	
1005.26	X	
1006.56	X	
1008.30	X	
1010.48	X	
1011.79	X	
1013.11	X	
1014.87	X	
1016.64	X	
1018.41	X	
1020.63	X	
1021.97	X	
1023.31	X	
1061.33	X	
1061.81	X	
1062.29	X	
1063.26	X	
1064.22	X	
1064.70	X	
1065.19	X	
1068.58	X	
1069.07	X	
2181.49		X
2182.40		X
2183.31		X
2184.21		X
2185.12		X
2186.03		X

2186.94		X
2187.85		X
2189.67		X
2190.58		X
2191.50		X
2192.41		X
2193.33		X
2194.24		X
2196.99		X
2202.51		X
2203.44		X
2204.36		X
2206.21		X
2207.14		X

Tabla 5. Canales utilizados del sensor AIRS a bordo del satélite Aqua utilizados en la recuperación del monóxido de carbono (Suskind et al., 2003).

CAPÍTULO 4

Área de estudio y datos utilizados

En este capítulo se detalla el área de estudio para analizar la variación temporal y espacial del espesor óptico de los aerosoles, monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial respectivamente obtenidos a partir de la plataforma virtual GIOVANNI.

4.1 Área de estudio

El área de estudio corresponde a la región costa (Tacna, Lima, Piura) y selva (Loreto, Ucayali, Madre de Dios) (Figura 4.2).

El departamento de Lima está ubicada en la zona central y occidental del territorio peruano, frente al Océano Pacífico. Limita al norte con la Región Ancash, al noreste con Huánuco, al este con Pasco y Junín, al sureste con Huancavelica, al sur con Ica y al oeste con la Región Callao y el Océano Pacífico.

El departamento de Tacna está situado en el extremo sur del Perú. Limita dentro de su extensión con Chile por la parte sur, por el norte con Moquegua, por el este con Puno y Bolivia, mientras que por el oeste con el Océano Pacífico.

El departamento de Madre de Dios está ubicado en la parte sur oriental del territorio peruano. Limita por el norte con el departamento de Ucayali y la república de Brasil, por el sur con los departamentos de Puno y Cusco, por el este con la república de Bolivia y al oeste con los departamentos de Cusco y Ucayali.

El departamento de Ucayali está ubicado en la selva central, al oriente del territorio peruano. Limita al norte con el departamento de Loreto, al sur con los departamentos de Madre de Dios, Cusco y Junín, al este con Brasil, y al oeste con los departamentos de Huánuco, Pasco y Junín.

El departamento de Loreto se ubica en la zona nororiental del Perú. Limita con Ecuador al noroeste, con Colombia al noreste, con el estado de Amazonas (Brasil) al sureste, con el departamento de Ucayali al sur y con los departamentos de Amazonas y San Martín al oeste.

El departamento de Piura está situado al noreste del Perú. La región Piura se ubica en la Costa y Sierra (Andes) norte del Perú frontera con Ecuador. Limita con Tumbes y el Ecuador por el norte, con Lambayeque por el sur, con Cajamarca por el este y con el Océano Pacífico por el oeste.

Las regiones de interés tomadas en el área del Perú tiene las dimensiones de $3^0 \times 3^0$ tal como se visualiza en la Figura 4.1. En la Tabla 6 se visualiza las características de las respectivas regiones de interés

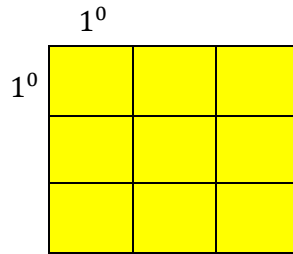


Figura 4.1. Regiones de interés

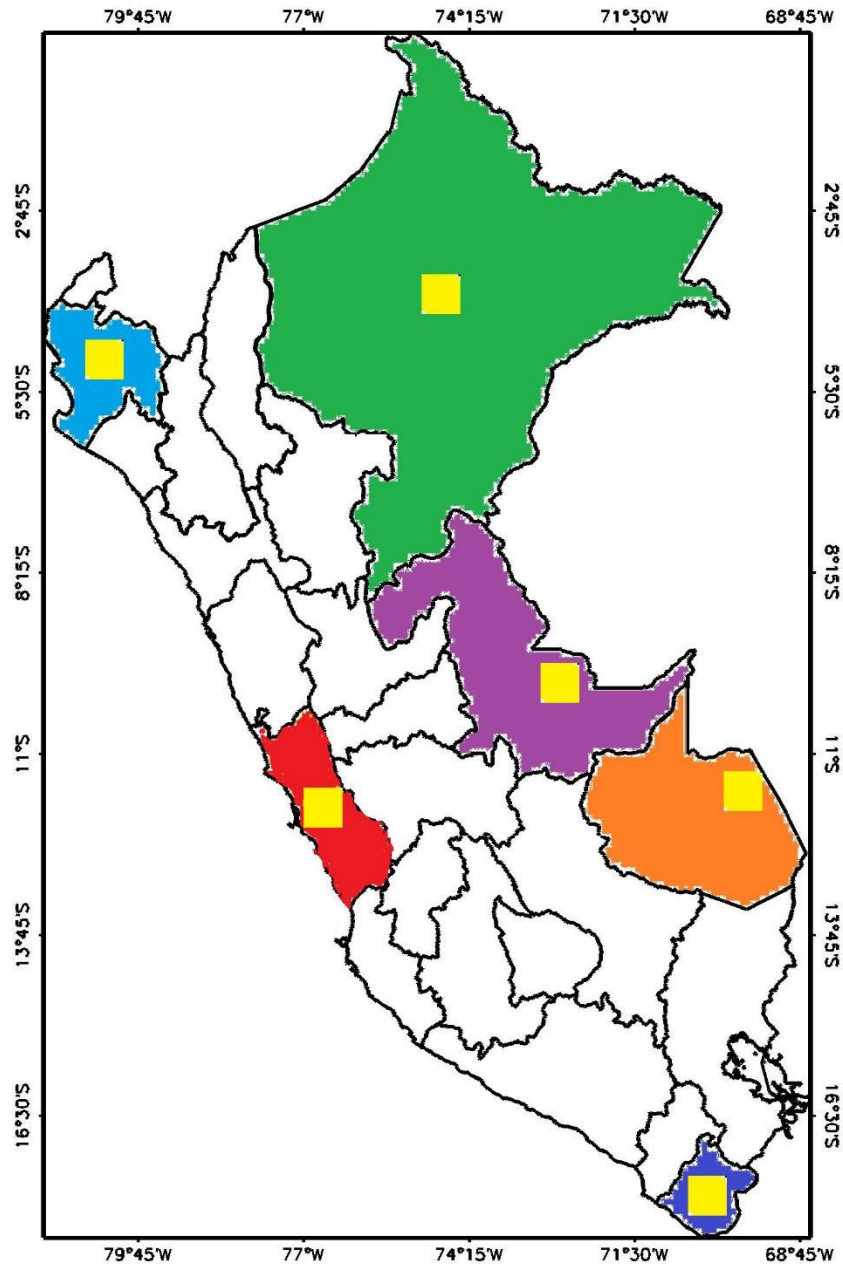


Figura 4.2. Área de estudio

	Parámetro	Satélite	Sensor	Resolución espacial	Resolución Temporal	Periodo	Latitud (°)	Longitud (°)
Madre de Dios	AOD	TERRA	MODIS	$1^0 \times 1^0$	Mensual	2002-2014	-11.54	-69.12
	Monóxido de carbono	AQUA	AIRS	$1^0 \times 1^0$	Mensual			
Ucayali	AOD	TERRA	MODIS	$1^0 \times 1^0$	Mensual	2002-2014	-10.18	-71.42
	Monóxido de carbono	AQUA	AIRS	$1^0 \times 1^0$	Mensual			
Loreto	AOD	TERRA	MODIS	$1^0 \times 1^0$	Mensual	2002-2014	-4.30	-72.42
	Monóxido de carbono	AQUA	AIRS	$1^0 \times 1^0$	Mensual			
Piura	AOD	TERRA	MODIS	$1^0 \times 1^0$	Mensual	2002-2014	-5.34	-77.31
	Monóxido de carbono	AQUA	AIRS	$1^0 \times 1^0$	Mensual			
Lima	AOD	TERRA	MODIS	$1^0 \times 1^0$	Mensual	2002-2014	-12.10	-76.04
	Monóxido de carbono	AQUA	AIRS	$1^0 \times 1^0$	Mensual			
Tacna	AOD	TERRA	MODIS	$1^0 \times 1^0$	Mensual	2002-2014	-17.58	-70.23
	Monóxido de carbono	AQUA	AIRS	$1^0 \times 1^0$	Mensual			

Tabla 6. Descripción de las regiones de interés.

4.2 Datos utilizados

Los datos del espesor óptico de los aerosoles y del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial respectivamente son obtenidos a partir de la plataforma virtual GIOVANNI para los años 2002-2014. Giovanni es una aplicación basada en Web desarrollada por el disco GES que proporciona una forma sencilla e intuitiva para visualizar, analizar y acceder a grandes cantidades de datos científicos de teledetección de la Tierra sin tener que descargar los datos (Figura 4.2). Giovanni es un acrónimo de la GES-DISC (Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center) Visualización interactiva en línea e infraestructura de análisis (GIOVANNI, 2010). Desde el punto de vista del investigador, Giovanni se compone de una serie de interfaces, cada una diseñada para satisfacer las necesidades de los campos específicos de investigación Ciencias de la Tierra. Cada interfaz, conocida como una instancia, proporciona las funciones y parámetros aplicables a esa área específica de Ciencias de la Tierra. Por ejemplo, la instancia de A-Train ofrece una interfaz diseñada para la investigación de las nubes y los

aerosoles, utilizando datos de los instrumentos a bordo de los satélites A-Train como CloudSat, Aqua, Aura y CALIPSO (GIOVANNI, 2010).

GIOVANNI The Bridge Between Data and Science v 4.21 [Release Notes](#) [Browser Compatibility](#) [Known Issues](#)
 Update on MODAPS OPeNDAP server (atmospheric data)... [1 of 5 messages] [Read More](#)

Select Plot
 Maps: Select... Comparisons: Select... Vertical: Select... **Time Series: Area-Averaged** Miscellaneous: Select...

Select Date Range (UTC) Select Region (Bounding Box or Shapefile)
 Format: West, South, East, North
 YYYY-MM-DD HH:mm to 2008 - 12 - 31 23:59 -86.4844,-22.3828,-60.4687,5.7422 [Show Map](#)
 Valid Range: 1948-01-01 to 2016-08-31

Select Variables

Disciplines

- Aerosols (46)
- Atmospheric Chemistry (4)

Measurements

- Aerosol Optical Depth (26)
- Black Carbon (2)
- Dust (4)
- Organic Carbon (2)
- Particulate Matter (12)
- SO4 (2)
- Sea Salt (2)
- Statistics (12)
- Total AOD Climatology Ano
- Total Aerosol Optical Depth

Platform / Instrument

- MERRA-2 Model (14)
- MISR (2)
- MODIS-Aqua (6)
- Aerosol Optical Depth 550 nm (SWDB_L3M05_V004) SeaWiFS
- Aerosol Optical Depth 550 nm (land-only) (SWDB_L3M05_V004) SeaWiFS
- Aerosol Optical Depth 550 nm (Ocean-only) (SWDB_L3M05_V004) SeaWiFS

Select a Shape...
 01°12' S, 25°29' W
 00°00' N
 20°00' S
 00°00' W 80°00' W 60°00' W 40°00' W 20°00' W

Temp Res.	Spat. Res.	Begin Date	End Date	Units
Daily	0.5 °	2000-02-25	2016-08-31	-
Daily	0.5 °	1997-09-03	2010-12-11	-
Daily	0.5 °	1997-09-03	2010-12-11	-
Daily	0.5 °	1997-09-03	2010-12-11	-
Daily	1 °	1997-09-03	2010-12-11	-
Daily	1 °	1997-09-03	2010-12-11	-
Monthly	0.5 °	1997-09-03	2010-12-31	-

Clear

Help Reset Feedback **Plot Data**

Figura 4.3. Página web principal del GIOVANNI

CAPÍTULO 5

Metodología

En este capítulo se menciona la metodología para la recuperación de la radiancia limpia de nubes, estas radiancias calculadas serán transformadas en Componentes principales scores (PCS), y los PCS son utilizados como predictores de regresión para la recuperación de la temperatura, ozono troposférico y monóxido de carbono (Figura 5.2).

5.1 El método cloud clearing

La radiancia observada por el sensor AIRS para el canal i es el producto integrado ("convolucion") de la radiancia monocromática con el instrumento normalizado de la función de respuesta espectral para el canal i .

$$R_i^{obs} = \int_{\Delta v_i} R_v SRF_i(v) dv \quad (5.1)$$

La recuperación de los parámetros atmosféricos de R^{obs} se lleva a cabo mediante la variación de una estimación inicial de las cantidades de temperatura y constituyentes hasta que la diferencia entre la radiancia observada y calculada es minimizada para alguna selección de canales i .

La radiancia monocromática en el tope de una atmósfera no dispersora es:

$$R(v, \alpha_0) = \varepsilon_s(v) B(v, T_s) \bar{\tau}(v, p_s, \alpha_0) + \int_{p_s}^0 B(v, T) \frac{d\bar{\tau}(v, p, \alpha_0)}{dp} dp + \rho_s(v) H_{sun}(v) \bar{\tau}(v, p_s, \alpha_0) \bar{\tau}(v, p_s, \alpha) \cos(\alpha) + R_d \quad (5.2)$$

Donde $R(v, \alpha_0)$ es la radiancia, $B(v, T_s)$ es la función de emisión de Planck a una frecuencia v y temperatura T , $\bar{\tau}(v, p, \alpha_0)$ es la transmitancia entre la presión p y el ángulo cenit satelital α_0 , y T_s , ε_s y ρ_s refiriéndose a la temperatura de la superficie terrestre, emisividad y reflectancia respectivamente (Liou, 2002).

$$\bar{\tau}(v, p_s, \alpha_0) = \prod_g \exp \left[- \int_p^0 \tau_v^g(p, \alpha_0) dp \right] \quad (5.3)$$

$\tau_v^g(p, \alpha_0)$ es el espesor óptico por unidad de presión para el gas g a la presión p con un ángulo cenit satelital α_0 . La radiancia solar incidente en el tope de la atmósfera es representado por H_{sun} mientras R_d es el flujo térmico hacia abajo (Susskind et al., 2003)

$$R_d(\nu) = 2\pi\rho_s \bar{\tau}(\nu, p_s, \alpha_0) \int_{p=0}^{p_s} B(\nu, T) \int_{\alpha_{0i}=0}^{\frac{\pi}{2}} \sin(\alpha_{0i}) \cos(\alpha_{0i}) \frac{d\bar{\tau}_d(\nu, p, \alpha_{0i})}{dp} dp d\alpha_{0i} \quad (5.4)$$

Donde $\bar{\tau}_d$ es la transmitancia entre la presión p y la superficie (Figura 5.1)

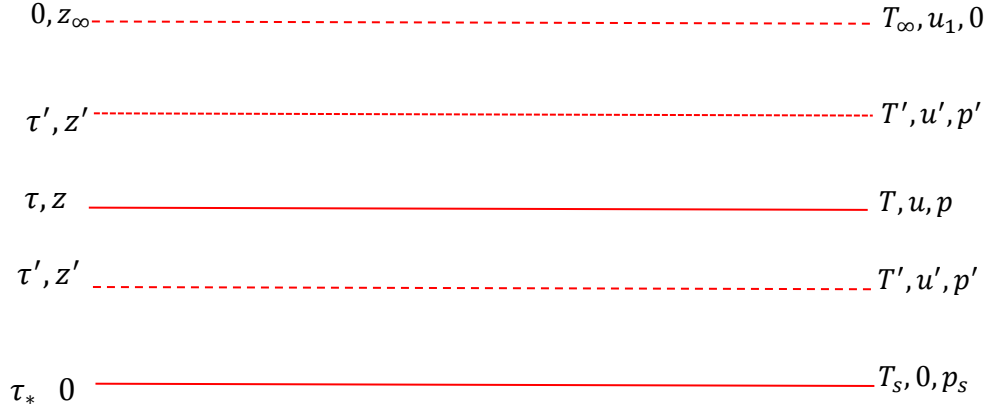


Figura 5.1. Sistema de coordenadas en τ, z, u, T y p para la transferencia radiativa en el infrarrojo térmico para una atmósfera plana paralela (Liou, 2002).

Una forma discreta de la ecuación de transferencia radiativa puede escribirse como

$$R_{means} = \int R(\nu) f(\nu - \nu_0) d\nu = \int \left(\varepsilon_s B(T_s) \bar{\tau}_N + \sum_{i=1}^N B(T_i) (\bar{\tau}_{i-1} - \bar{\tau}_i) \right) f(\nu - \nu_0) d\nu \quad (5.5)$$

Donde las capas atmosféricas son numeradas del espacio a la superficie, 1 a N respectivamente. $B(T_s)$ es la emisión de Planck para la capa i y temperatura T_i , $\bar{\tau}_i$ es la transmitancia de la capa i al espacio y $f(\nu - \nu_0)$ es la función de respuesta espectral para el canal centrado en ν_0

$$R_{means} = \varepsilon_s B(T_s) \bar{\tau}_N + \sum_{i=1}^N B(T_i) (\bar{\tau}_{i-1} - \bar{\tau}_i) \quad (5.6)$$

Donde todos los términos ahora representan las apropiadas cantidades del canal promedio. El sensor AIRS tiene 2386 canales. Diferentes canales son usados en diferentes pasos del proceso de obtención del AIRS. Un total de 195 canales del sensor AIRS, 15 canales del sensor AMSU-A y 4 canales del sensor HSB son seleccionados para ser utilizados en el algoritmo de recuperación AIRS/AMSU-A/HSB. Algunos de los parámetros de superficie. El algoritmo clear clearing es descrito en Susskind et al. (2003). El algoritmo Cloud clearing inicia con la recuperación de la temperatura atmosférica, humedad y temperatura

superficial a partir del sensor AMSU. Las radiancias cloud clearing estimadas son transformados en Componentes Principales Scores (PCS) y los PCS son utilizados como predictores de regresión para derivar los perfiles de temperatura, ozono y humedad AIRS/AMSU (Suskind et al., 2003).

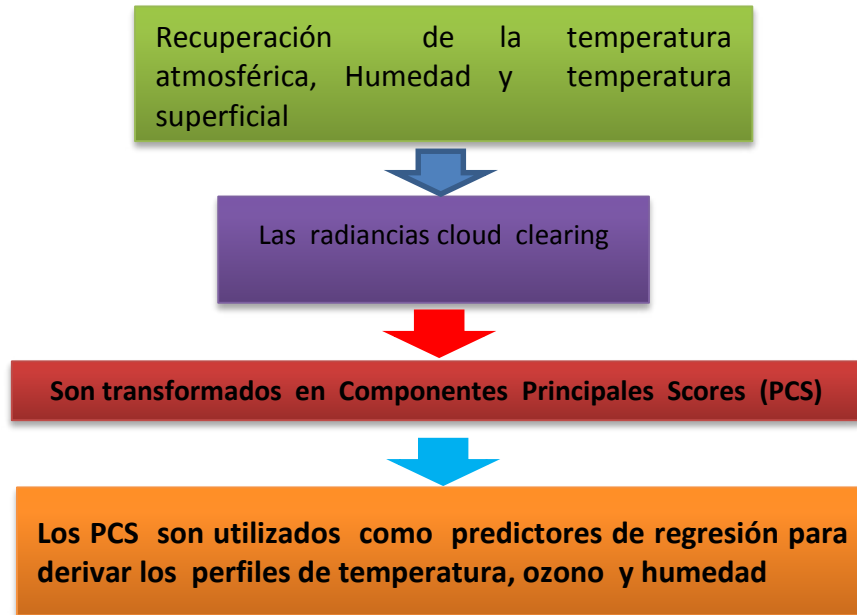


Figura 5.2. Diagrama utilizado en el algoritmo de recuperación AIRS (Suskind et al., 2003).

El método cloud clearing determinara la columna limpia de radiancia para el canal i , \hat{R}_i del sensor AIRS, que representa que canal i habría observado, si la escena entera estaba libre de nubes (Suskind et al., 2003).

Las entradas básicas para el proceso cloud clearing son $R_{i,k}$ y una (nth) estimación del estado superficial y atmosférico. Estos son utilizados juntos para generar la (nth) estimación de coeficientes de cloud clearing $\eta_k^{(n)}$ que se puede utilizar para determinar $\hat{R}_i^{(n)}$. Las radiancias en algunos canales no son sensibles a las nubes en el campo de visión y para estos canales es mejor hacer un promedio de las observaciones $R_{i,k}$ sobre 9 campos de visión para obtener $\hat{R}_i^{(n)}$ (Suskind et al., 2003).

La columna limpia de nubes para la radiancia en el canal i , \hat{R}_i puede escribirse como una combinación lineal de las radiancias medidas en $K + 1$ campos de visión $R_{i,1} \dots \dots R_{i,K+1}$

$$\hat{R}_i = R_{i,1} + \eta_1 [R_{i,1} - R_{i,K+1}] + \dots \eta_K [R_{i,1} - R_{i,(K+2)-k}] + \dots \eta_K [R_{i,1} - R_{i,2}] \quad (5.7)$$

Donde $\eta_1 \dots \eta_K$ son constantes independientes desconocidos del canal y $K + 1$ campos de visión (FOV) son necesarios para resolver K formaciones de nubes.

Extrapolando la radiancia en K campos de visión

$$\hat{R}_i = R_{i,AVG} + \sum_{k=1}^K \eta_k (R_{i,AVG} - R_{i,k}) \quad (5.8)$$

Donde $R_{i,AVG}$ es la radiancia promedio de todos los campos de visión.

El termino diagonal de la matriz de covariancia de ruido de la columna limpia de radiancia en un paso dado, refiriéndose al error en \hat{R}_i obtenido por la ecuación (5.12) sería

$$[\delta\hat{R} \cdot \delta\hat{R}]_{ii} = NE\Delta N_i^2 \cdot A(\eta_k)^2 \quad (5.9)$$

Donde $A(\eta_k)$ es el factor de amplificación del ruido, dado por

$$A(\eta_k) = \left[\sum_{k=1}^9 \left(\frac{1}{9} (1 + \sum_{k=1}^9 \eta_k) - \eta_k \right)^2 \right]^{1/2} \quad (5.10)$$

$A(\eta_k)$ es aproximadamente igual a $[\sum \eta_k^2]^{1/2}$ debido al primer término, que contiene el factor $1/9$ es pequeño. Es deseable encontrar una adecuada expresión para la columna limpia de radiancia que minimice $A(\eta_k)$. Podemos minimizar $A(\eta_k)$ expresando la ecuación (5.12) en términos de radiancia en un óptimo conjunto de campos de visión. El óptimo $A(\eta_k)$ puede encontrarse mediante la transformación de los términos originales de contraste ΔR_k a un nuevo conjunto ΔR_k^T , de acuerdo a (Suskind et al., 2003).

$$\Delta R_{i,k}^T \equiv \sum_{k'} U_{k,k'} \Delta R_{i,k'} \quad (5.11)$$

Donde U es la transformación unitaria que diagonaliza $\Delta R' N^{-1} \Delta R$

$$[U'(\Delta R' N^{-1} \Delta R)U]_{K,K'} = \lambda_k \delta_{kk'} \quad (5.12)$$

Esto es equivalente a haber seleccionado

$$R_i^T = R_{AVG} - \sum_{k'} U_{k,k'} (R_{AVG} - R_{k'}) \quad (5.13)$$

Un eigenvalor λ_k es siempre cero debido a solamente a 8 valores linealmente independientes de $\Delta R_{i,k}$ existen. En el espacio transformado

$$\hat{R}_i = R_{i,AVG} + \sum_{k=1}^{K_{max}} \zeta_k \Delta R_{i,k}^T \quad (5.14)$$

Y la solución para ζ_k es dado por

$$\zeta_k = \lambda_k^{-1} \left(\Delta R^T N^{-1} \Delta R_{CLR} \right) \quad (5.15)$$

Donde $\Delta R_{i,k}^{T'}$ es la transpuesta de $\Delta R_{i,k}^T$

$$\eta_k = \sum_{k'=1}^{K_{max}} U_{k,k'} \zeta_{k'} \quad (5.16)$$

Los valores de η_k obtenidos de la ecuación (5.16) son utilizados en la ecuación (5.8) para obtener \hat{R}_i

5.2 Conversión de las radiancias limpias de nubes a Componentes principales (PCSS)

Las desviaciones de la radiancia normalizada son denotadas por la matriz de desviación

$$\Delta \tilde{\theta}_{m,j} \equiv \frac{R_{n(m),j}}{NE\Delta N_{n(m)}} - \frac{\langle R_{n(m),j} \rangle_{J_e}}{NE\Delta N_{n(m)}} \equiv \frac{R_{n(m),j}}{NE\Delta N_{n(m)}} - \langle \tilde{\theta}_{m,j} \rangle_{J_e} \quad (5.17)$$

La matriz de covarianza de las radiancias normalizadas $\Delta \tilde{\theta}_{cov}$ es una matriz cuadrada de orden $M_e = 1680$ y es dada por

$$\Delta \tilde{\theta}_{cov} \equiv \frac{1}{J_e} \sum_{j=1}^{J_e} \Delta \tilde{\theta}_{m,j} \Delta \tilde{\theta}_{j,m}^T \quad (5.18)$$

Los elementos de la diagonal de $\Delta \tilde{\theta}_{cov}$ representa la variancia del respectivo ruido del canal de la radiancia escalada mientras los elementos fuera de la diagonal representa la covariancia entre pares de canales

Las relaciones entre la covariancia de la radiancia y eigenvectores y eigenvalores está dada por:

$$\Delta \tilde{\theta}_{cov} \equiv E_{m,k}^T \Lambda_{kk'} E_{k'm} \quad (5.19)$$

Donde $\Lambda_{kk'}$ es la matriz diagonal con elementos igual a λ_k

En la Tabla 7 se muestran las simbologías utilizadas en el algoritmo de recuperación AIRS

Símbolo	Descripción
n	Número del canal
m	número índice del canal
$n(m)$	Subconjunto de canales del sensor AIRS utilizados en la regresión
$NE\Delta N_{n(m)}$	Diferencia de radiancia equivalente al ruido para el canal n del sensor AIRS
$R_{n(m),j}$	Radiancia para el canal n , caso j
$\Delta\tilde{\Theta}_{m,j}$	Argumento de la radiancia
i	Índice del parámetro geofísico
L	Índice vertical de la cuadrícula
$X_{i,j}$	Parámetros geofísicos para el caso j y índice geofísico i
j	Índice para una escena de radiancia y/o parámetro geofísicos
α	Angulo de visión del sensor AIRS $-48.95 \leq \alpha \leq 48.95$
v	Índice para el ángulo de visión
J_e	Conjunto de casos utilizados para el entrenamiento de
$J_r(v, L)$	Conjunto de casos utilizados para el entrenamiento de regresiones de perfil para un régimen de ángulo de visión = v y capa atmosférica L
$J_e(l)$	Conjunto de casos utilizados para el entrenamiento de regresiones de emisividad para un tipo de superficie = l
k	Índice del eigenvalor
λ_k	Eigenvalor
$E_{k,m}$	Eigenvalor para el canal $n(m)$
v	Índice del ángulo de visión
$P^v(k, j)$	Arreglo predictor a un ángulo de visión v para una sola escena j
$A_{L,k}^v$	Coficiente de regresión a un ángulo de vision v

Tabla 7. Simbologías utilizadas en el algoritmo de recuperación AIRS (Suskind et al., 2003).

Cada espectro $R_{n(m),j}$ es primero convertido de una señal a ruido la salida del promedio del conjunto de entrenamiento del eigenvalor $\langle R_{n(m),j} \rangle_{J_e}$

$$\Delta \tilde{\theta}_{m,j} \equiv \frac{R_{n(m),j}}{NE\Delta N_{n(m)}} - \frac{\langle R_{n(m),j} \rangle_{J_e}}{NE\Delta N_{n(m)}} \equiv \frac{R_{n(m),j}}{NE\Delta N_{n(m)}} - \langle \tilde{\theta}_{m,j} \rangle_{J_e} \quad (5.20)$$

Y luego se convierten en $PCS's$

$$P_{k,j} = \frac{1}{\sqrt{\lambda_k}} E_{k,m} \Delta \tilde{\theta}_{m,j} \quad (5.21)$$

Solamente $k = 1, k_{max}$ componentes principales son mantenidos, donde $k_{max} = 85$ es el número de eigenvalores

Una arreglo predictor es construido utilizando los $PCS's$ para aquellos casos con $\alpha_1(v) < |\alpha| < \alpha_2(v)$, donde α es el ángulo de visión del instrumento. El argumento predictor para el subconjunto de casos es unido con los primeros K_{max} elementos siendo iguales a $P_{k,j}$. El elemento $i = K_{max} + 1$ es igual a uno si $\alpha < 0$ o cero si $\alpha \geq 0$. El elemento $i = K_{max} + 2$ es igual a $1 - \cos\left(\frac{\pi - \alpha}{180}\right)$. Por lo tanto el vector predictor completo utilizado en esta regresión es dado por (Susskind et al., 2003).

$$P_{k,j} = \begin{pmatrix} P_{1,j} \\ P_{2,j} \\ \dots \\ P_{K_{max},j} \\ \frac{1 - \text{sig}(\alpha_j)}{2} \\ 1 - \cos\left(\frac{\pi \alpha_j}{180}\right) \end{pmatrix} \quad i = 1, K_{max} + 2 \quad (5.22)$$

Para el sensor AIRS nosotros usamos $k_{max} = 85$ valores de las componentes principales (llamados tambien scores) para predecir y resolver para perfiles de ozono, humedad, temperatura atmosférica

Escribiendo el número total de casos para entrenar la regresión en cada capa de la atmosfera y cada régimen de ángulo de visión como $J_r(v, L)$. Calculando el argumento del predictor promedio

$$\Delta P_{k,j} = P_{k,j} - \langle P_{k,j} \rangle_{J_r(v, L)} \quad (5.23)$$

La ecuación generalizada que resolverá para $X_i = T(L)$, $X_i = T_{surf}$, $X_i = r_w(L)$, $X_i = \log_e(r_w(L))$ y $X_i = \log_e(O_3(L))$, es dado por

$$X_{i,j} = \langle X_{i,j} \rangle_{J_r(v, L)} + A_{i,k}^v \Delta P_{k,j} \quad (5.24)$$

Donde nosotros podemos escribir

$$\Delta X_{i,j} = X_{i,j} - \langle X_{i,j} \rangle_{J_r(v, L)} \quad (5.25)$$

Nosotros podemos resolver la ecuación (5.24) para los coeficientes de regresión $A_{i,k}^v$, como sigue

$$A_{i,k}^v = \Delta X_{i,j} \cdot \Delta P_{j,k}^T \cdot [\Delta P_{k,j} \cdot \Delta P_{j,k}^T]^{-1} \quad (5.26)$$

Una vez que $A_{i,k}^v$ es determinado podemos combinar el promedio de los parámetros geofísicos dado en la ecuación (5.25)

$$\bar{X}_j \equiv \langle X_{i,j} \rangle_{J_r(v,L)} \quad (5.27)$$

Y el promedio de lo predicho dado en la ecuación (5.23)

$$\bar{P}_k \equiv \langle P_{k,j} \rangle_{J_r(v,L)} \quad (5.28)$$

En un solo valor llamado

$$\bar{A}_i = \bar{X}_i + A_{i,k} \cdot \bar{P}_k \quad (5.29)$$

Nuestra ecuación de regresión puede utilizarse en la predicción un normalizado. Podemos reescribir la ecuación (5.23) como

$$X_{i,j} = \bar{A}_i^v + A_{i,k}^v \cdot P_{k,j} \quad (5.30)$$

Donde A_i^v es definido como

$$\bar{A}_i^v \equiv \langle X_{i,j} \rangle_{J_r(v,L)} - A_{i,k}^v \cdot \langle P_{k,j} \rangle_{J_r(v,L)} \quad (5.31)$$

Una vez se conoce la matriz de regresión es útil calcular la media y desviación estándar del error entre la regresión, aplicado a las radiancias del conjunto de entrenamiento

$$\delta X_{i,j} = X_{i,j} - [\bar{A}_i^v + A_{i,k}^v \cdot P_{k,j}] \quad (5.32)$$

Para cada parámetro geofísico nosotros podemos calcular la media y la desviación estándar del error de regresión. El error medio es dado por

$$\delta \bar{X}_i \equiv \frac{1}{J_r(v,L)} \sum_j \delta X_{i,j} \quad (5.33)$$

La desviación estándar del error es dado por

$$\sigma(\delta X_i) \equiv \left[\frac{1}{J_r(v,L)} \sum_j (\delta X_{i,j} - \delta \bar{X}_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (5.34)$$

Por ejemplo el perfil de temperatura es derivado a partir de los componentes principales (Ecuación 5.30)

$$T(L) = \bar{A}_i^v + A_{i,k}^v \cdot P_{k,j} \quad i = 1 + 4(L - 1) \quad (5.35)$$

y T_{surf} es calculada como :

$$T_{surf} = \bar{A}_i^v + A_{i,k}^v \cdot P_{k,j} \quad i = 397 \quad (5.36)$$

Para el ozono la regresión es entrenada en el logaritmo natural de razón de mezcla masa de ozono $\log_e(r_0(L))$ en gramos *grams/Kilo – gram* (*g/kg*). Para cada nivel L la razón de mezcla de ozono puede darse como:

$$r_0(L) = \exp(\text{MIN}[-3.5, \bar{A}_i^v + A_{i,k}^v \cdot P_{k,j}]) \quad i = 4 + 4(L - 1) \quad (5.37)$$

Si nosotros asumimos que $\bar{m}w_t \cong \bar{m}w_d$ y $g = 980.64 \approx 1000$ entonces la razón de mezcla puede convertirse en una densidad de columna (moleculas/cm²) como sigue:

$$\Delta C_0(L) = \frac{r_0(L)N_A}{\bar{m}w_0 1000 \Delta_p(L)} \quad (5.38)$$

Donde $\bar{m}w_t = \bar{m}w_d + \bar{m}w_0$, es el peso molecular para el aire

Si $\bar{m}w_0 = 47.9982$ *grams/mole* es el peso molecular de ozono y N_A es el número de Avogadro = $6.02214199 \times 10^{23}$ *moleculas/mole*

Un total de 195 canales del sensor AIRS (Figura 5.3), 15 del sensor AMSU-A y 4 HSB son seleccionados para utilizarlos en el algoritmo de recuperación AIRS/AMSU-A /HSB (Tabla 7). Los 214 canales son utilizados para resolver 42 variables (Susskind et al., 2003).

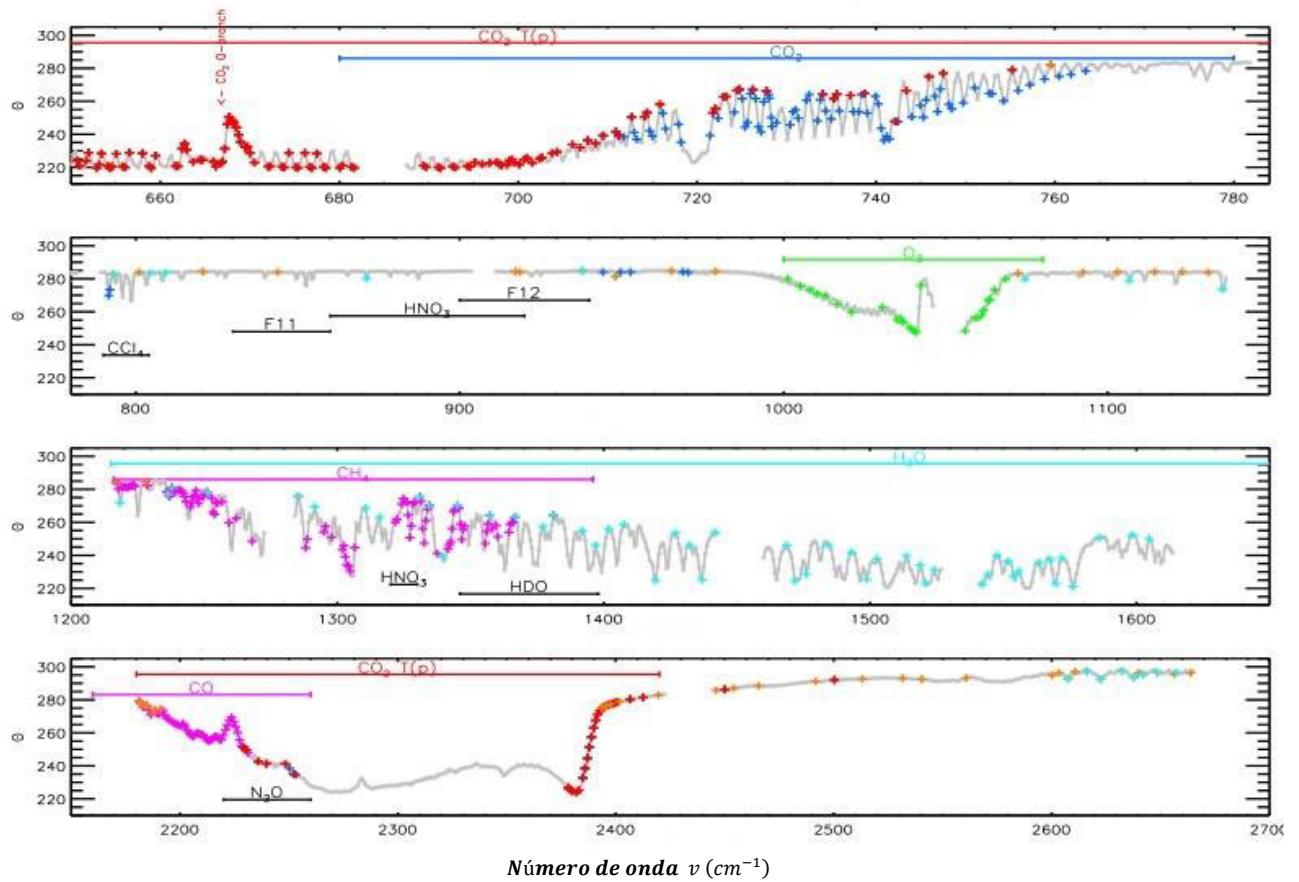


Figura 5.3. Canales utilizados en el algoritmo de recuperación AIRS (Suskind et al., 2003).

CAPÍTULO 6

Resultados

En este capítulo se analizará la variación estacional entre los promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de resolución espacial procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA y del monóxido de carbono (CO) a $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de resolución espacial (Figura 6.1). El área de estudio es el espacio aéreo de Perú, que se encuentra entre las latitudes $0^{\circ}02'00''$ S a $18^{\circ}21'03''$ S y las longitudes de $68^{\circ}39'00''$ O a $81^{\circ}19'35''$ O.

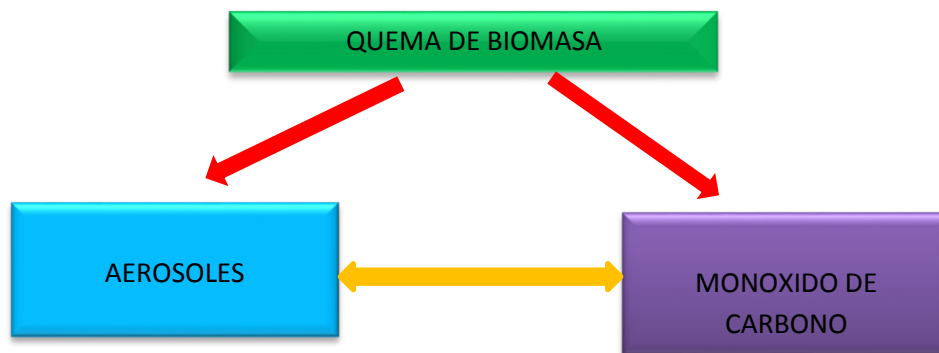


Figura 6.1. Metodología empleada para analizar la variación estacional de la quema de biomasa

6.1 Variabilidad temporal del número de incendios, monóxido de carbono y de aerosoles.

El Perú tiene una superficie de $1'285,215 \text{ km}^2$ y sus cuantiosos recursos forestales lo ubican en el segundo lugar en extensión de bosques naturales a nivel de Sudamérica y en el noveno lugar a nivel mundial (FAO, 2001). Así mismo, está ubicado entre los 17 países con mayor biodiversidad del mundo ya que presenta más del 75% de la biodiversidad total del planeta (FAO, 2001). Su relieve es muy accidentado, debido a la interacción de procesos geológicos y tectónicos, perteneciendo al Círculo de Fuego del Pacífico.

Diversos factores geográficos como la cordillera de los andes, la corriente peruana, el anticiclón del pacífico sur, el ciclón amazónico y el anticiclón del atlántico sur, hacen que el Perú posea un abanico de climas. El fenómeno del Niño produce fuertes sequías que pueden originar incendios forestales. La mayoría de los incendios que ocurren en el país no se notifican ni registran debido al insuficiente recurso económico, humano y operativo de la Intendencia Forestal y de Fauna Silvestre del INRENA, de manera que el Perú no cuenta con un banco de datos sobre estadísticas de incendios (Manta y León, 2004).

En la región de la selva se puede distinguir los siguientes tipos de comunidades forestales: bosques aluviales, de colina, bosques de Podocarpus (dominados por 11 especies de podocarpaceas), y Aguajales (con predominio de *Mauritia flexuosa* L.), bosques de protección y bosques secundarios. El clima se caracteriza por tener un promedio anual de precipitación de entre 900 y 5.500 mm y una temperatura promedio anual de 22 a 26 °C (Tosi, 1960). Aunque se cree que en esta región es poca la incidencia de incendios forestales debido a la humedad del ambiente, los incendios pueden ocurrir aún en los ambientes más húmedos, ya que están relacionados con actividades humanas. La “quema” de los bosques en esta región despiertan poco o ninguna preocupación por constituir prácticas cotidianas que ocurren en tierras de aptitud agrícola y pecuaria, sin embargo, su uso se ha hecho muy intensivo en los suelos de producción y protección forestal ya que es parte de la ampliación de la frontera agrícola en esta región, y cuenta con el apoyo legal para ello. Así los pequeños incendios intencionados, comúnmente denominados “quemadas”, no sobrepasan una hectárea y media en promedio, pero en conjunto han conducido a una acelerada pérdida de la superficie boscosa, que habrían destruido 9.559.817 ha de bosques amazónicos hasta el año 2000 (Reategui, 1996) y 11.295.299 ha de bosques hasta el 2002 (Grande, 2002). Es importante mencionar la mayoría de estos pequeños incendios no se habían transformado en grandes hasta la década de los 90, pero a partir de ella son más frecuentes en los Departamentos de San Martín, Ucayali y Madre de Dios principalmente (Manta y León, 2004).

En la actualidad no hay una estadística completa de la cantidad exacta y el tamaño de los incendios que se realizan en Sudamérica. Sumado a esto, la detección satelital de focos de incendios no permite todavía conocer con precisión el tamaño de las superficies quemadas, y las estimaciones se realizan con grandes errores, en especial en zonas de selvas tropicales y subtropicales. En este contexto adquiere relevancia el desarrollo de las nuevas mediciones de variables atmosféricas tales como CO y aerosoles, lo cual permite obtener información más precisa acerca de los efectos sobre la atmósfera de la quema de biomasa.

Las mediciones de monóxido de carbono, por su detección a mayor altura, están más influenciadas por el proceso de transporte. Ambos son productos de la quema de combustibles, tanto fósiles como biomasa, pero en América del Sur su principal fuente es la quema de biomasa por incendios, como se infiere de su ciclo anual y porque existe una alta relación entre sus concentraciones y los incendios regionales. En algunas zonas las altas concentraciones se deben principalmente a las

emisiones de incendios en la misma región y en otras prevalece el transporte de productos provenientes de la quema en otras regiones

En la Tablas 8, 9 y 10 se muestran las frecuencias de los incendios forestales ocurridos en Loreto, Ucayali y Madre de Dios durante los años 2005 y 2014 respectivamente.

Tiempo (meses)	Número de incendios
junio-2005	3
julio-2005	619
agosto-2005	889
setiembre-05	1082
octubre-2005	1725
noviembre-2005	865
diciembre-2005	56
enero-2006	48
febrero-2006	9
marzo-2006	3
abril-2006	56
mayo-2006	9
junio-2006	55
julio-2006	162
agosto-2006	1259
setiembre-06	1216
octubre-06	1096
noviembre-06	468
diciembre-06	854
enero-2007	63
febrero-2007	1
abril-2007	14
mayo-2007	2
junio-2007	60
julio-2007	163
agosto-2007	4689
setiembre-2007	7419
octubre-2007	6970
noviembre-2007	8422
diciembre-2007	1322
enero-2008	78
febrero-2008	50

marzo-2008	12
abril-2008	6
mayo-2008	23
junio-2008	85
julio-2008	1127
agosto-2008	4499
setiembre-2008	3964
octubre-2008	6472
noviembre-2008	4476
diciembre-2008	2414
enero-2009	208
febrero-2009	12
marzo-2009	24
abril-2009	20
mayo-2009	7
junio-2009	15
julio-2009	155
agosto-2009	1942
setiembre-2009	2541
octubre-2009	3838
noviembre-2009	8397
diciembre-2009	1530
enero-2010	257
febrero-2010	45
marzo-2010	119
abril-2010	6
mayo-2010	16
junio-2010	49
julio-2010	511
agosto-2010	705
setiembre-2010	3303
octubre-2010	1697
noviembre-2010	1126
diciembre-2010	114
enero-2011	8
febrero-2011	1
marzo-2011	13
abril-2011	3
junio-2011	25
julio-2011	132

agosto-2011	859
setiembre-2011	2318
octubre-2011	1246
noviembre-2011	276
diciembre-2011	242
enero-2012	87
febrero-2012	15
marzo-2012	11
mayo-2012	7
junio-2012	11
julio-2012	173
agosto-2012	2209
setiembre-2012	1423
octubre-2012	1430
noviembre-2012	709
diciembre-2012	32
enero-2013	4
febrero-2013	5
jul-13	2
agosto-2013	50
setiembre-2013	103
octubre-2013	109
noviembre-2013	4
diciembre-2013	17
enero-2014	8
abril-2014	2
mayo-2014	3
junio-2014	12
julio-2014	40
setiembre-2014	130
octubre-2014	166
noviembre-2014	1
diciembre-2014	7

Tabla 8. Número de incendios forestales ocurridos en Loreto durante los años 2005 y 2014 respectivamente.

Tiempo (meses)	Número de incendios
junio-2005	6
julio-2005	1363
agosto-2005	4853
setiembre-2005	4218
octubre-2005	2130
noviembre-2005	890
diciembre-2005	66
enero-2006	62
febrero-2006	35
marzo-2006	34
abril-2006	98
mayo-2006	11
junio-2006	101
julio-2006	422
agosto-2006	4886
setiembre-2006	5421
octubre-2006	1253
noviembre-2006	505
diciembre-2006	877
enero-2007	100
febrero-2007	63
marzo-2007	210
abril-2007	18
mayo-2007	8
junio-2007	106
julio-2007	414
agosto-2007	17630
setiembre-2007	21396
octubre-2007	8807
noviembre-2007	8688
diciembre-2007	1360
enero-2008	193
febrero-2008	120
marzo-2008	262
abril-2008	182
mayo-2008	42
junio-2008	171

julio-2008	1940
agosto-2008	9882
setiembre-2008	9343
octubre-2008	9563
noviembre-2008	4896
diciembre-2008	2503
enero-2009	245
febrero-2009	30
marzo-2009	219
abril-2009	70
mayo-2009	36
junio-2009	36
julio-2009	398
agosto-2009	3222
setiembre-2009	4824
octubre-2009	4701
noviembre-2009	8618
diciembre-2009	1615
enero-2010	309
febrero-2010	173
marzo-2010	405
abril-2010	51
mayo-2010	51
junio-2010	188
julio-2010	1552
agosto-2010	8656
setiembre-2010	11192
octubre-2010	3562
noviembre-2010	1190
diciembre-2010	179
enero-2011	23
febrero-2011	7
marzo-2011	17
abril-2011	10
mayo-2011	14
junio-2011	84
julio-2011	390
agosto-2011	2012
setiembre-2011	5382
octubre-2011	1842

noviembre-2011	318
diciembre-2011	262
enero-2012	95
febrero-2012	28
marzo-2012	16
abril-2012	4
mayo-2012	28
junio-2012	115
julio-2012	472
agosto-2012	5281
setiembre-2012	4237
octubre-2012	2028
noviembre-2012	786
diciembre-2012	48
enero-2013	22
febrero-2013	9
marzo-2013	1
junio-2013	48
julio-2013	84
agosto-2013	589
setiembre-2013	630
octubre-2013	266
noviembre-2013	4
diciembre-2013	19
enero-2014	11
abril-2014	5
mayo-2014	19
junio-2014	70
julio-2014	123
agosto-2014	157
setiembre-2014	832
octubre-2014	429
noviembre-2014	2
diciembre-2014	7

Tabla 9. Número de incendios forestales ocurridos en Ucayali durante los años 2005 y 2014 respectivamente.

Tiempo (meses)	Número de incendios
junio-2005	26
julio-2005	1704
agosto-2005	6247
setiembre-2005	6787
octubre-2005	3072
noviembre-2005	938
diciembre-2005	66
enero-2006	77
febrero-2006	36
marzo-2006	34
abril-2006	102
mayo-2006	111
junio-2006	399
julio-2006	568
agosto-2006	5776
setiembre-2006	7861
octubre-2006	1296
noviembre-2006	625
Diciembre-2006	877
enero-2007	99
febrero-2007	62
marzo-2007	212
abril-2007	47
mayo-2007	118
junio-2007	483
julio-2007	798
agosto-2007	21469
setiembre-2007	31204
octubre-2007	11617
noviembre-2007	8933
diciembre-2007	1392
enero-2008	200
febrero-2008	121
marzo-2008	262
abril-2008	182
mayo-2008	114
junio-2008	664
julio-2008	2778
agosto-2008	11318
setiembre-2008	11676
octubre-2008	12113
noviembre-2008	5102

diciembre-2008	2529
enero-2009	259
febrero-2009	35
marzo-2009	239
abril-2009	78
mayo-2009	103
junio-2009	558
julio-2009	1078
agosto-2009	3765
setiembre-2009	5643
octubre-2009	5408
noviembre-2009	8735
diciembre-2009	1625
enero-2010	319
febrero-2010	176
marzo-2010	409
abril-2010	180
mayo-2010	398
junio-2010	659
julio-2010	2238
agosto-2010	11128
setiembre-2010	15482
octubre-2010	5206
noviembre-2010	1348
diciembre-2010	238
enero-2011	28
febrero-2011	21
marzo-2011	17
abril-2011	48
mayo-2011	142
junio-2011	479
julio-2011	651
agosto-2011	2809
setiembre-2011	7542
octubre-2011	2675
noviembre-2011	473
diciembre-2011	276
enero-2012	97
febrero-2012	50
marzo-2012	26
abril-2012	44
mayo-2012	291
junio-2012	758
julio-2012	1090
agosto-2012	6663

setiembre-2012	6154
octubre-2012	2699
noviembre-2012	948
diciembre-2012	115
enero-2013	51
febrero-2013	14
marzo-2013	1
abril-2013	6
mayo-2013	2
junio-2013	191
julio-2013	447
agosto-2013	1055
setiembre-2013	1152
octubre-2013	374
noviembre-2013	43
diciembre-2013	23
enero-2014	23
febrero-2014	1
marzo-2014	1
abril-2014	18
mayo-2014	152
junio-2014	360
julio-2014	363
agosto-2014	274
setiembre-2014	1563
octubre-2014	901
noviembre-2014	16
diciembre-2014	7

Tabla 10. Número de incendios forestales ocurridos en Madre de Dios durante los años 2005 y 2014 respectivamente.

En las Figuras 6.2, 6.3 y 6.4 se muestran los números de los incendios forestales ocurridos en Ucayali, Loreto y Madre de Dios durante los años 2005 y 2014 respectivamente.

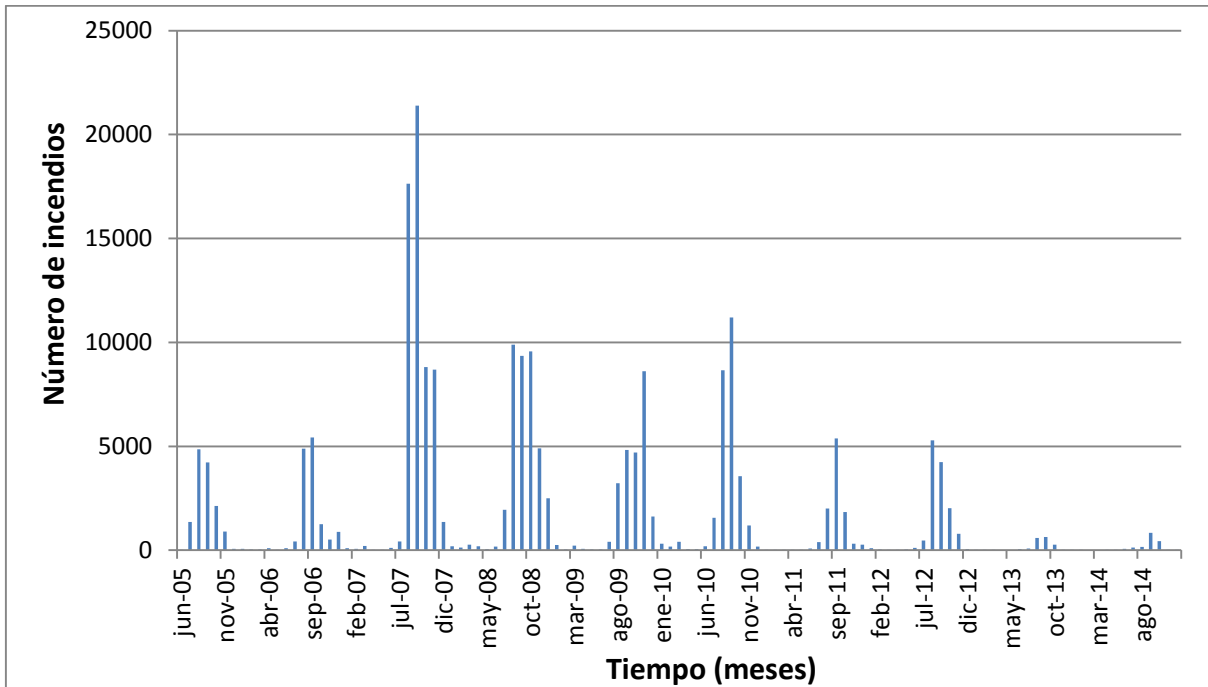


Figura 6.2. Número de incendios producidos en Ucayali durante el año 2005-2014 (Fuente <http://www.dpi.inpe.br/proarco/bdqueimadas/>).

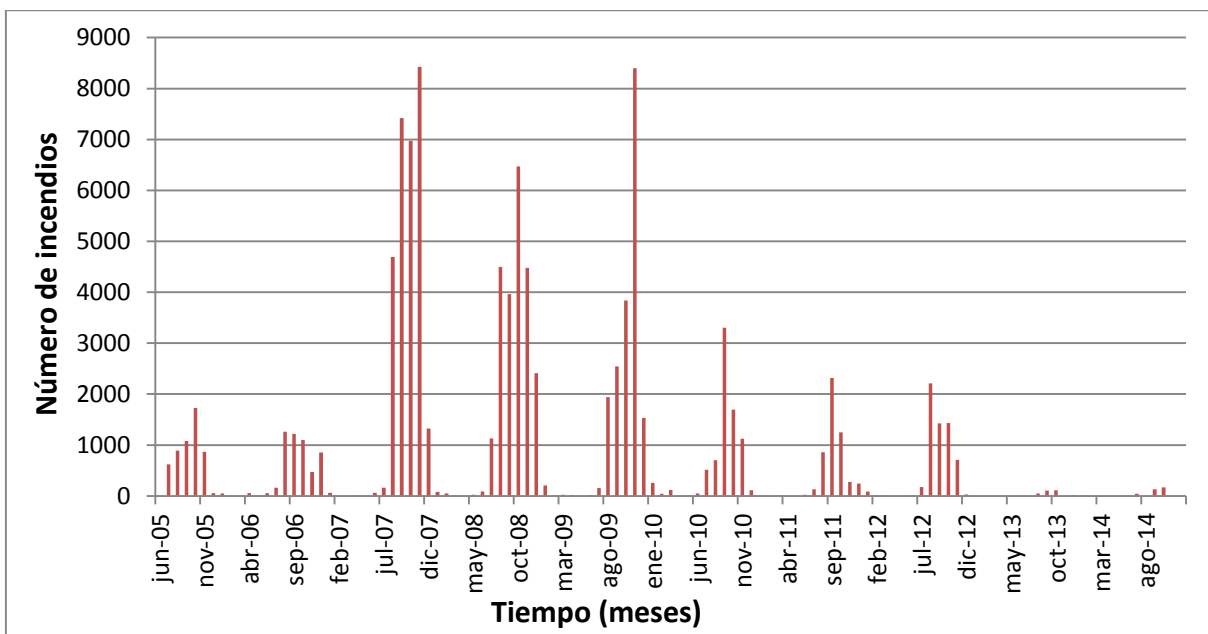


Figura 6.3. Número de incendios producidos en Loreto durante el año 2005-2014 (Fuente <http://www.dpi.inpe.br/proarco/bdqueimadas/>).

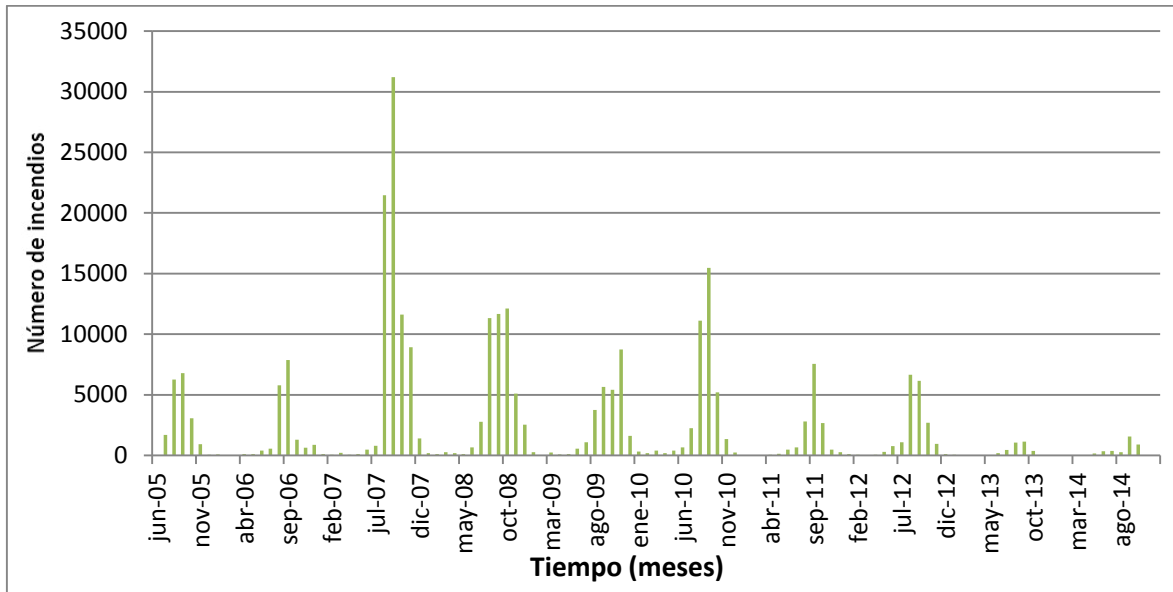


Figura 6.4. Número de incendios producidos en Madre de Dios durante el año 2005-2014 (Fuente <http://www.dpi.inpe.br/proarco/bdqueimadas/>).

6.1.1 Loreto

En la Figura 6.5 se muestran los promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de resolución espacial procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA y del número de incendios ocurridos, con valores en el rango de 0,02 a 0,81 y de 1 a 8422 respectivamente, correspondiente al departamento de Loreto. Los máximos correspondientes al espesor óptico de los aerosoles y al número de incendios se producen todos los años en los meses de agosto, setiembre, con algunos máximos secundarios en febrero-marzo. Se registran altas concentraciones de aerosoles y del número de incendios para los años 2007 y 2010 ocurridos entre los meses de agosto y setiembre correspondiendo a la temporada seca, época en que se produce la quema de biomasa en Brasil, Bolivia y Paraguay. Las masas de aire contaminado provienen de quemas en Brasil, Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemas locales (Mielnicki et al., 2005c). Los incendios forestales originados tanto en Brasil como en Bolivia, contaminan la atmósfera peruana debido a las corrientes de viento que se dirigen de este a oeste (hacia el Ecuador) (Suárez et al., 2006).

En la Figura 6.6 se muestran los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de resolución espacial y del número de incendios ocurridos, con valores en el rango de $1,43E+18$ a $2,90E+18$ y de 1 a 8422 respectivamente, correspondiente al departamento de Loreto. Los máximos correspondientes al monóxido de carbono (CO) y al número de incendios se producen todos los años en los meses de agosto, setiembre, con algunos máximos secundarios en febrero-marzo. Se registran altas concentraciones de monóxido de carbono (CO) y del

número de incendios para los años 2007 y 2010 ocurridos entre los meses de agosto y setiembre correspondiendo a la temporada seca, época en que se produce la quema de biomasa en Brasil, Bolivia y Paraguay. Las masas de aire contaminado provienen de quemas en Brasil, Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemas locales (Mielnicki et al., 2005c). Los incendios forestales originados tanto en Brasil como en Bolivia, contaminan la atmósfera peruana debido a las corrientes de viento que se dirigen de este a oeste (hacia el ecuador) (Suárez et al., 2006).

En la Figura 6.7 se muestra la gráfica de dispersión entre los promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y los promedios mensuales del número de incendios ocurridos, presentando una baja correlación de 0,13.

En la Figura 6.8 se muestra la gráfica de dispersión entre los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución y los promedios mensuales del número de incendios ocurridos, presentando una baja correlación de 0,27

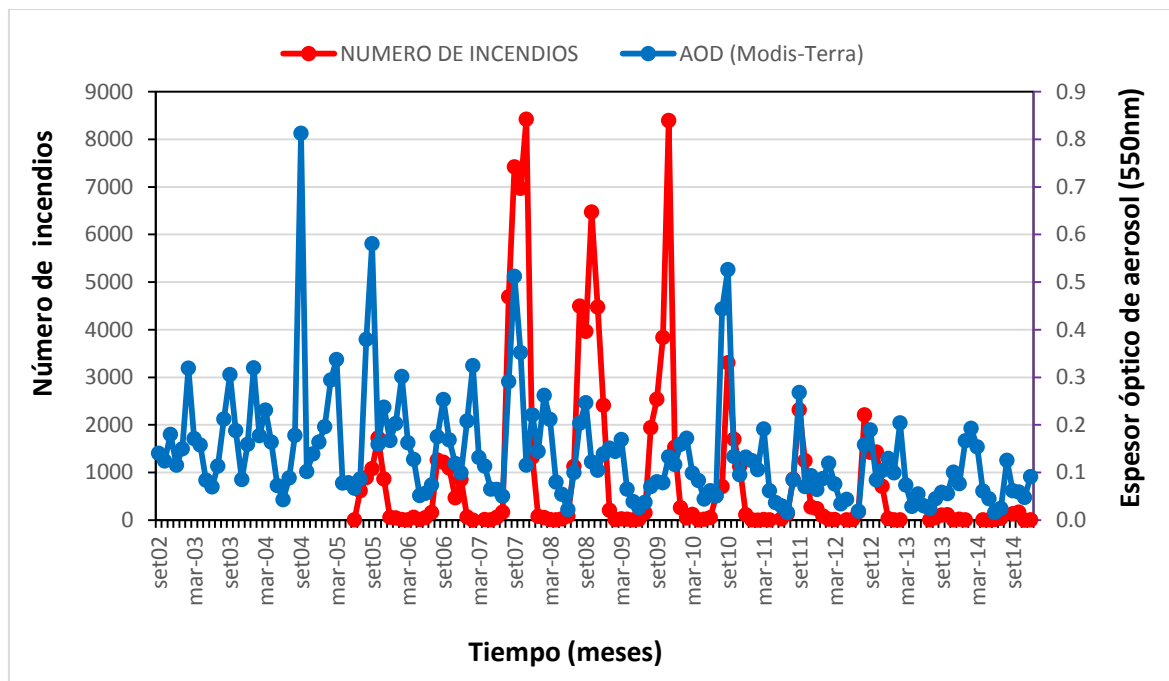


Figura 6.5. Promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.

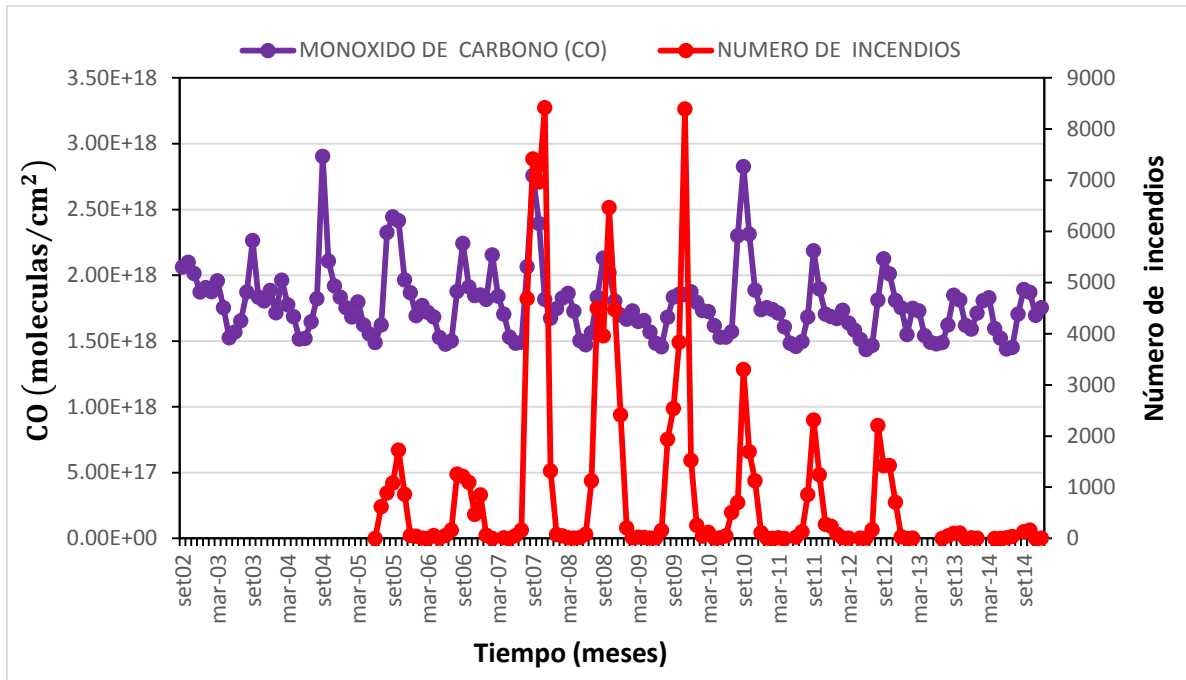


Figura 6.6. Promedios mensuales del monóxido de carbono a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.

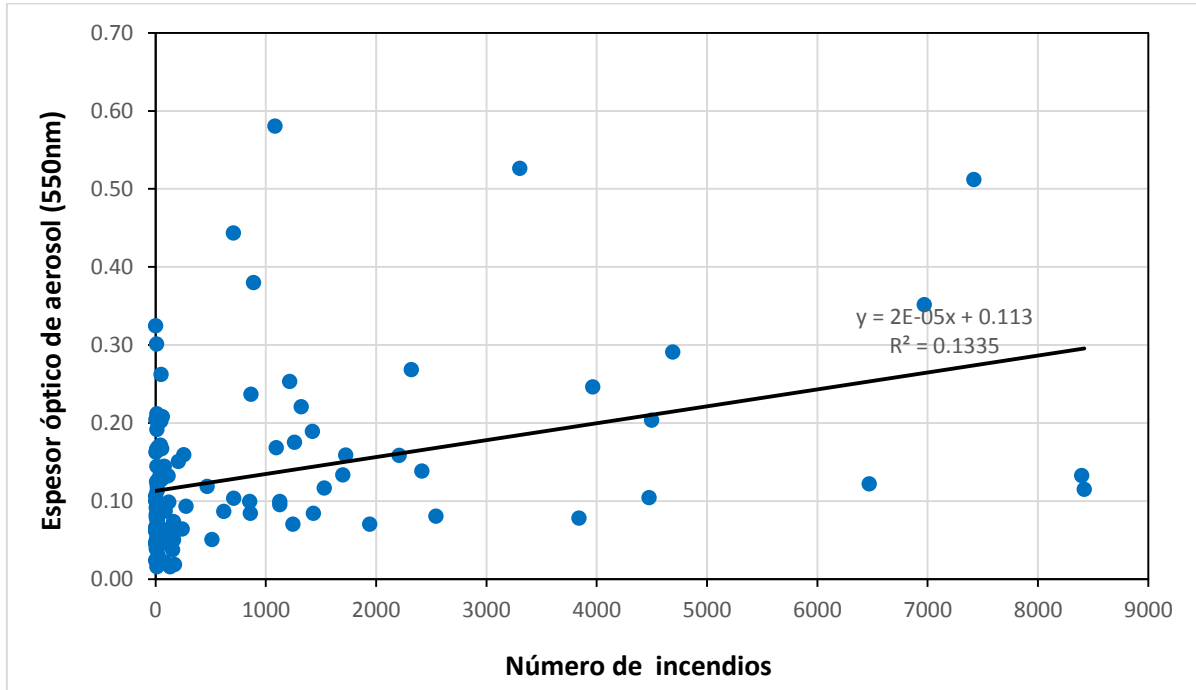


Figura 6.7. Correlación del promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.

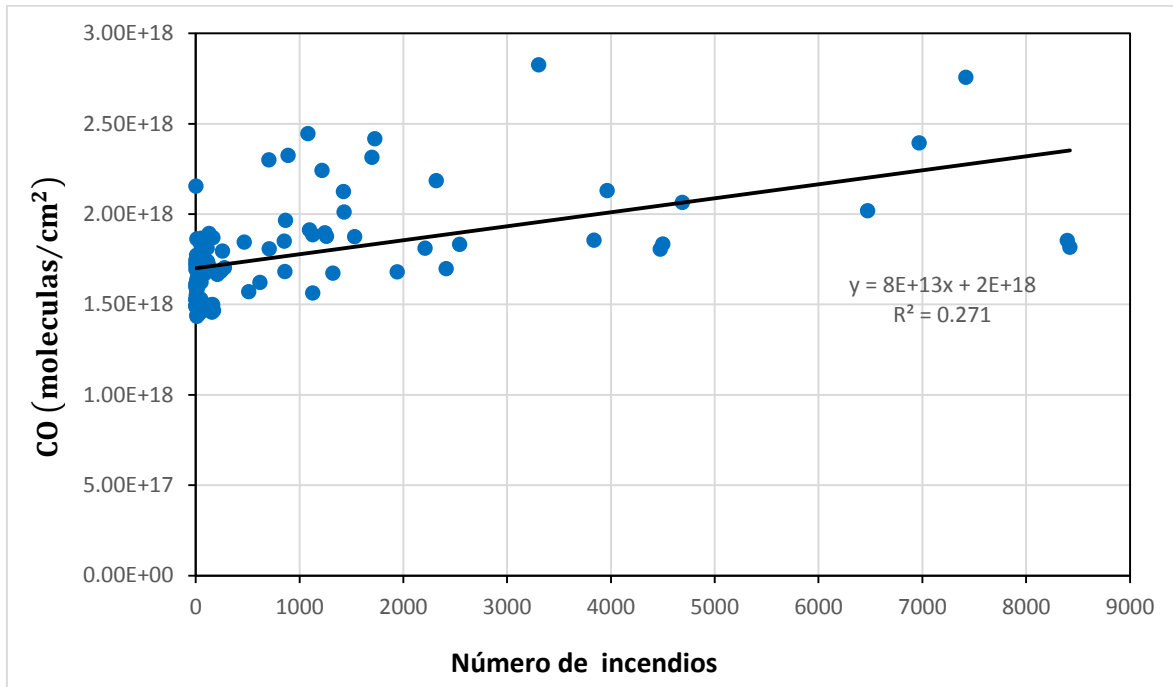


Figura 6.8. Correlación del promedio mensual del monóxido de carbono a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.

6.1.2 Ucayali

En la Figura 6.9 se muestran los promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA y del número de incendios ocurridos, con valores en el rango de 0,0 a 1,17 y de 1 a 21396 respectivamente, correspondiente al departamento de Ucayali. Los máximos correspondientes al espesor óptico de los aerosoles y al número de incendios se producen todos los años en los meses de agosto, setiembre, con algunos máximos secundarios en febrero-marzo. Se registran altas concentraciones de aerosoles y del número de incendios para los años 2007 y 2010 ocurridos entre los meses de agosto y setiembre correspondiendo a la temporada seca, época en que se produce la quema de biomasa en Brasil, Bolivia y Paraguay. Las masas de aire contaminado provienen de quemas en Brasil, Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemas locales (Mielnicki et al., 2005c). Los incendios forestales originados tanto en Brasil como en Bolivia, contaminan la atmósfera peruana debido a las corrientes de viento que se dirigen de este a oeste (hacia el ecuador) (Suárez et al., 2006).

En la Figura 6.10 se muestran los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios ocurridos, con valores en el rango de $1,43E+18$ a $3,28E+18$ y de 1 a 21396 respectivamente, correspondiente al departamento de Ucayali. Los máximos correspondientes al monóxido de carbono (CO) y al número de incendios se producen todos los años

en los meses de agosto, setiembre, con algunos máximos secundarios en febrero-marzo. Se registran altas concentraciones de monóxido de carbono (CO) y del número de incendios para los años 2007 y 2010 ocurridos entre los meses de agosto y setiembre correspondiendo a la temporada seca, época en que se produce la quema de biomasa en Brasil. Las masas de aire contaminado provienen de quemas en Brasil, Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemas locales (Mielnicki et al., 2005c). Los incendios forestales originados tanto en Brasil como en Bolivia, contaminan la atmósfera peruana debido a las corrientes de viento que se dirigen de este a oeste (hacia el ecuador) (Suárez et al., 2006).

En la Figura 6.11 se muestra la gráfica de dispersión entre los promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y los promedios mensuales del número de incendios ocurridos, presentando una baja correlación de 0,49.

En la Figura 6.12 se muestra la gráfica de dispersión entre los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución y los promedios mensuales del número de incendios ocurridos, presentando una baja correlación de 0,50.

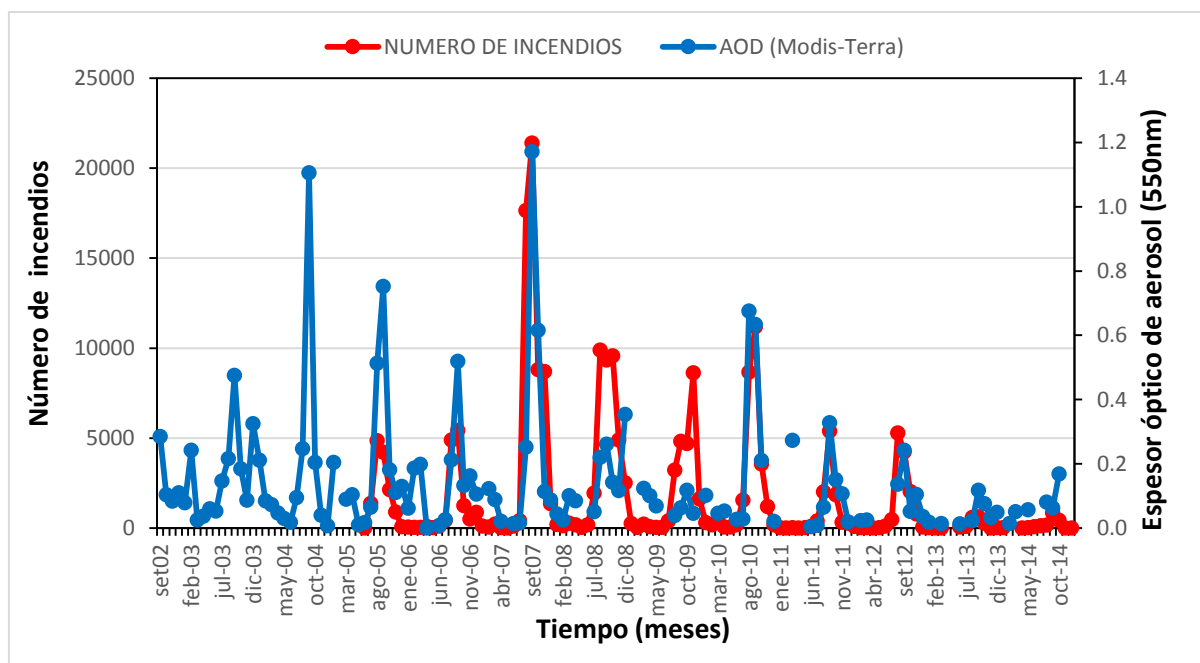


Figura 6.9. Promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios

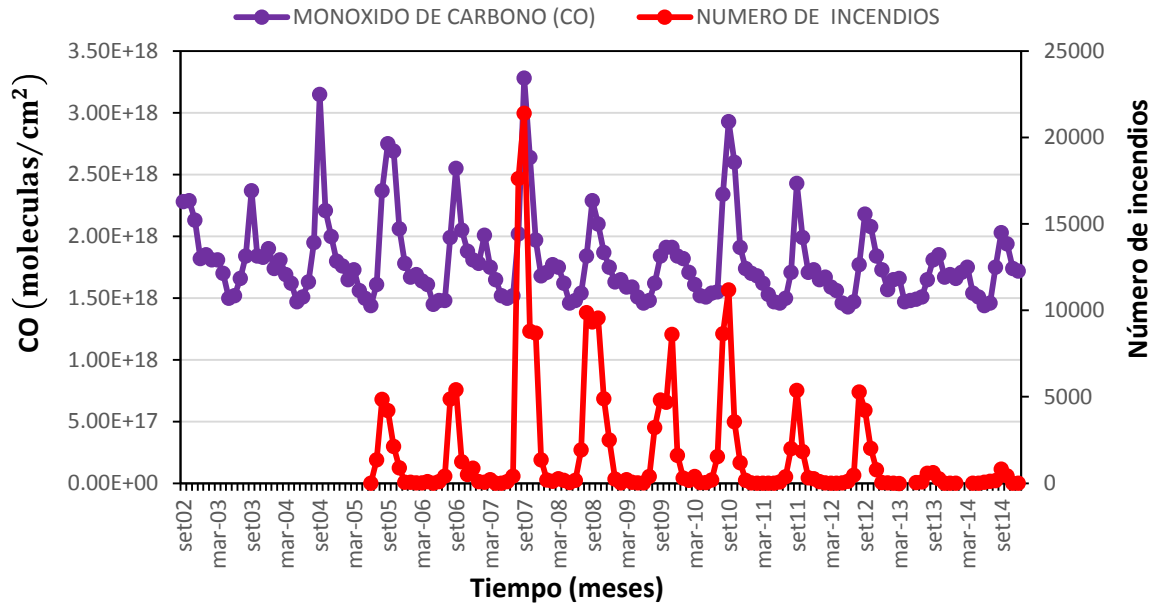


Figura 6.10. Promedios mensuales del monóxido de carbono a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios

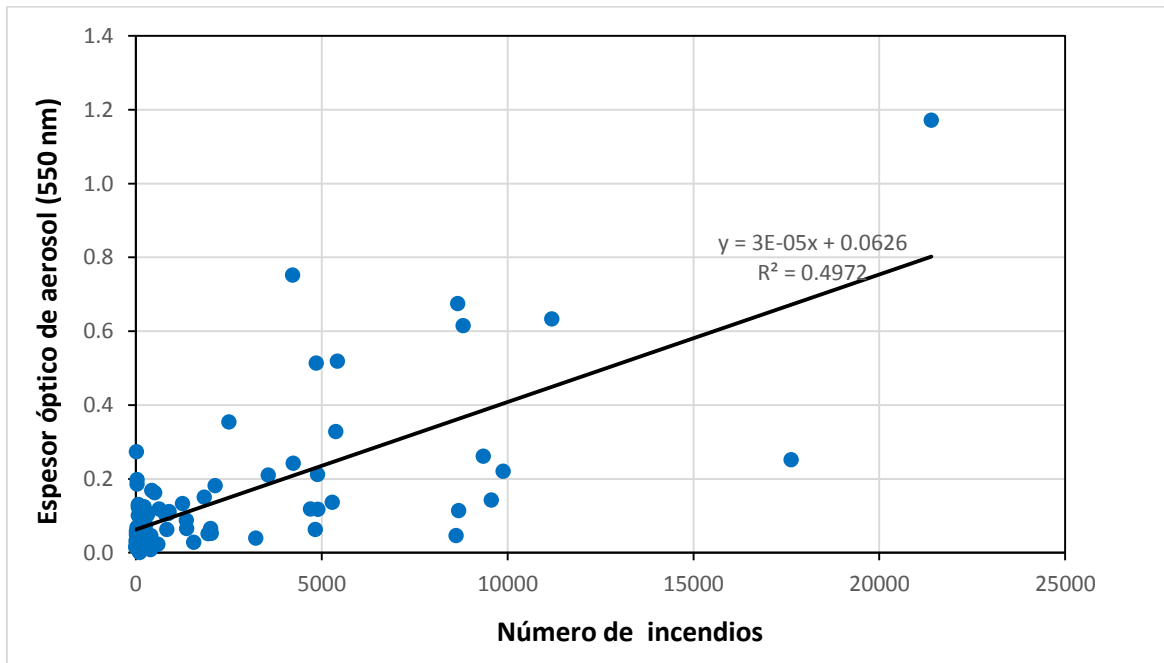


Figura 6.11. Correlación del promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.

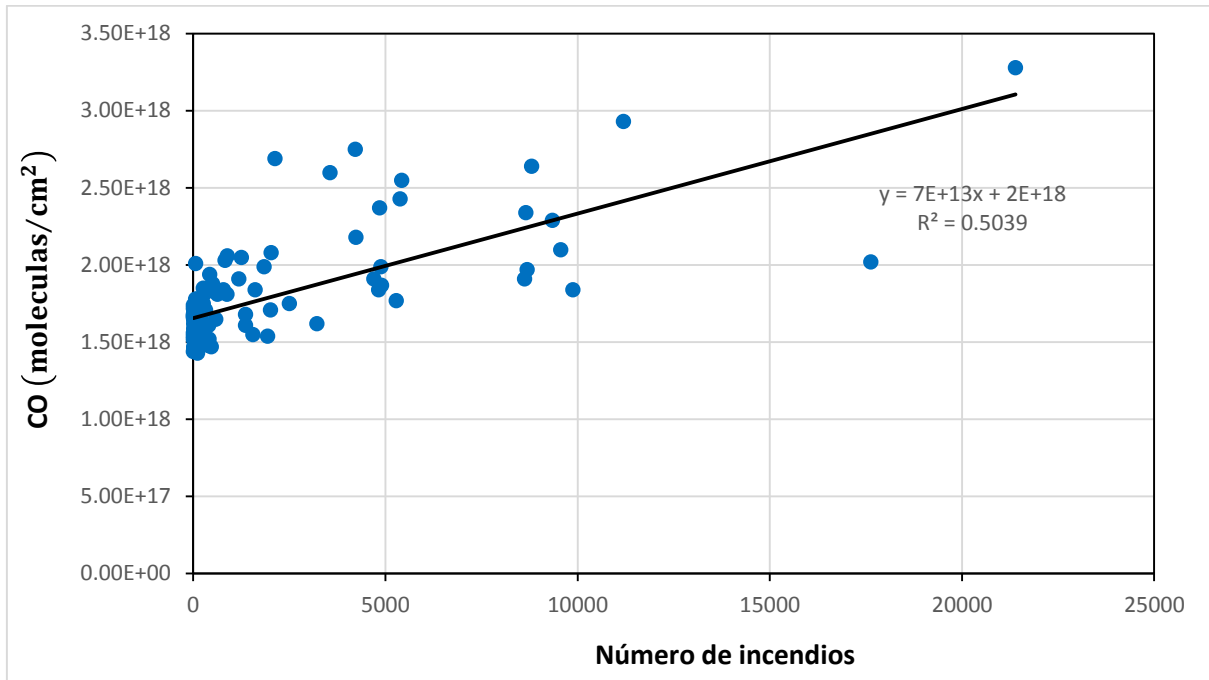


Figura 6.12. Correlación del promedio mensual del monóxido de carbono a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios

6.1.3 Madre de Dios

En la Figura 6.13 se muestran los promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA y del número de incendios ocurridos, con valores en el rango de 0,0 a 1,26 y de 1 a 31204 respectivamente, correspondiente al departamento de Madre de Dios. Los máximos correspondientes al espesor óptico de los aerosoles y al número de incendios se producen todos los años en los meses de agosto, setiembre, con algunos máximos secundarios en febrero-marzo. Se registran altas concentraciones de aerosoles y del número de incendios para los años 2007 y 2010 ocurridos entre los meses de agosto y setiembre correspondiendo a la temporada seca, época en que se produce la quema de biomasa en Brasil, Bolivia y Paraguay. Las masas de aire contaminado provienen de quemas en Brasil, Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemas locales (Mielnicki et al., 2005c). Los incendios forestales originados tanto en Brasil como en Bolivia, contaminan la atmósfera peruana debido a las corrientes de viento que se dirigen de este a oeste (hacia el Ecuador) (Suárez et al., 2006).

En la Figura 6.14 se muestran los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios ocurridos, con valores en el rango de $3,62E+18$ a $1,42E+18$ y de 1 a 31204 respectivamente, correspondiente al departamento de Madre de Dios. Los máximos correspondientes al monóxido de carbono (CO) y al número de incendios se

producen todos los años en los meses de agosto, setiembre, con algunos máximos secundarios en febrero-marzo. Se registran altas concentraciones de monóxido de carbono (CO) y del número de incendios para los años 2007 y 2010 ocurridos entre los meses de agosto y setiembre correspondiendo a la temporada seca, época en que se produce la quema de biomasa en Brasil, Bolivia y Paraguay. Las masas de aire contaminado provienen de quemas en Brasil, Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemas locales (Mielnicki et al., 2005c). Los incendios forestales originados tanto en Brasil como en Bolivia, contaminan la atmósfera peruana debido a las corrientes de viento que se dirigen de este a oeste (hacia el ecuador) (Suárez et al., 2006).

En la Figura 6.15 se muestra la gráfica de dispersión entre los promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y los promedios mensuales del número de incendios ocurridos, presentando una baja correlación de 0,58.

En la Figura 6.16 se muestra la gráfica de dispersión entre los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución y los promedios mensuales del número de incendios ocurridos, presentando una baja correlación de 0,57.

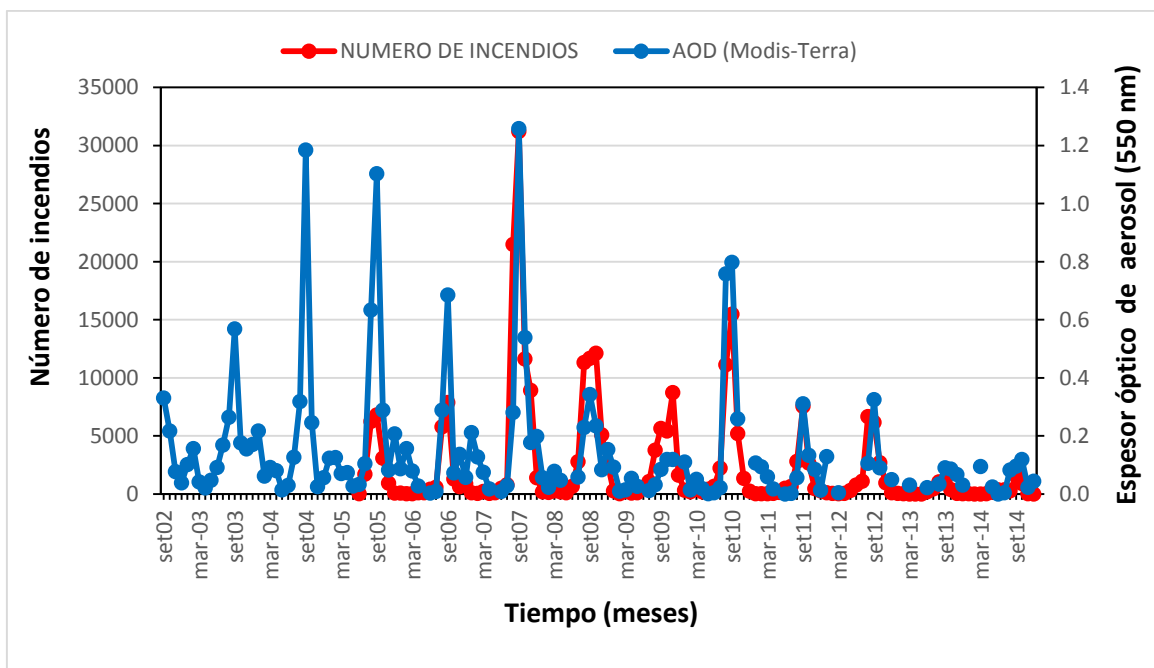


Figura 6.13. Promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios

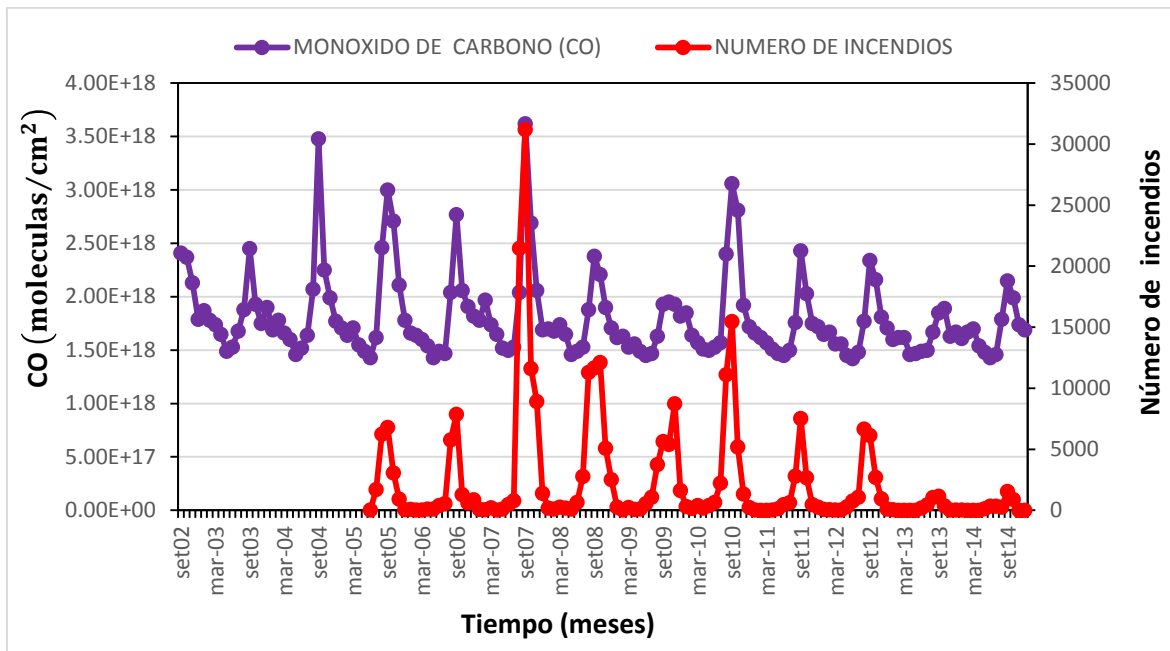


Figura 6.14. Promedios mensuales del monóxido de carbono a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios

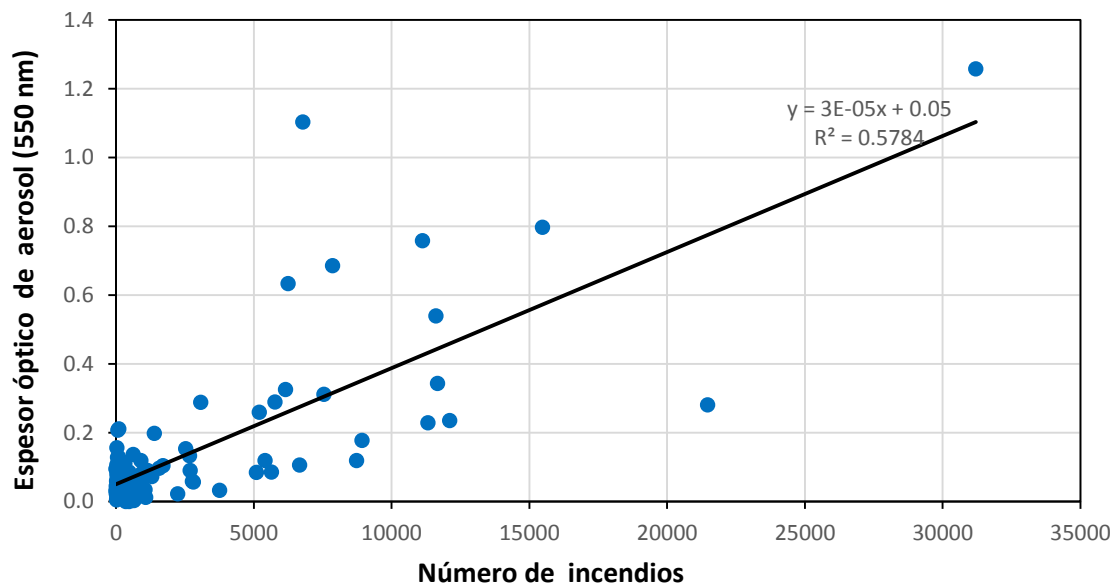


Figura 6.15. Correlación del promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.

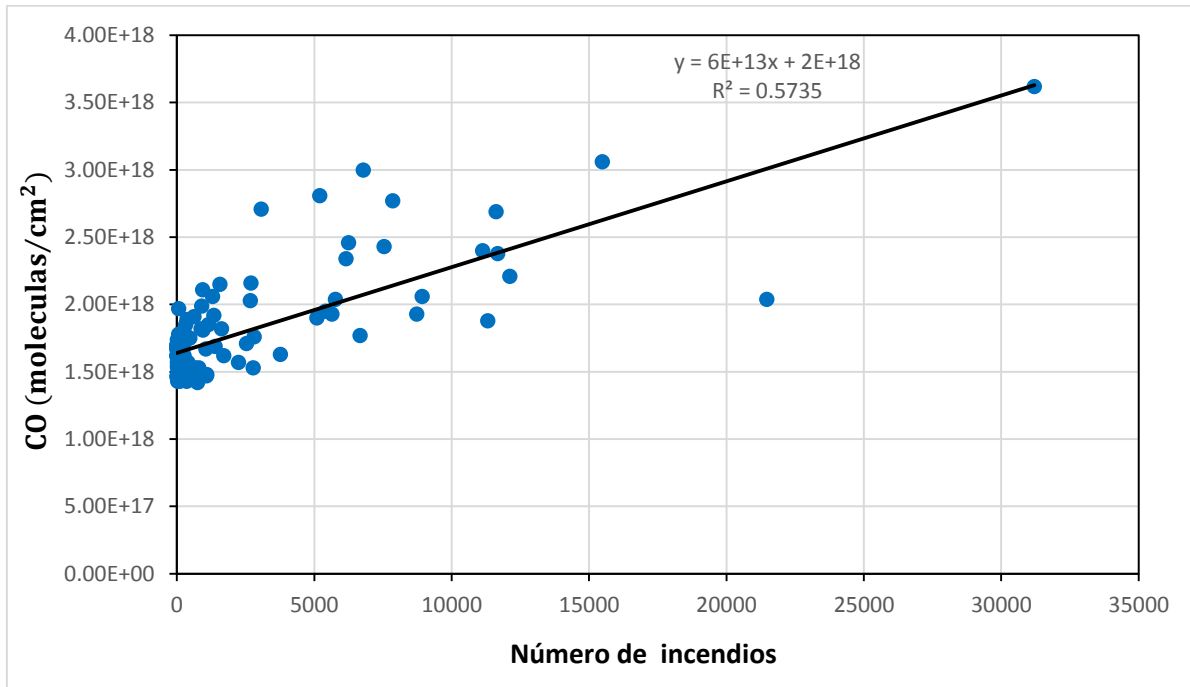


Figura 6.16. Correlación del promedio mensual del monóxido de carbono a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial y del número de incendios.

6.2 Variabilidad temporal del monóxido de carbono (CO)

En la Figura 6.17 se muestran los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial, con valores en el rango de $9,74E+17$ a $1,75E+18$ y de $1,43E+18$ a $3,28E+18$ respectivamente, correspondiente a los departamentos de Lima y Ucayali. Los máximos correspondientes al monóxido de carbono (CO) se producen todos los años en los meses de agosto, setiembre. Se registran altas concentraciones de monóxido de carbono (CO) para los años 2004, 2005, 2007 y 2010 ocurridos entre los meses de agosto y setiembre correspondiendo a la temporada seca, época en que se produce las quemadas de biomasa en Brasil (Mato Grosso), en el Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay, liberando grandes cantidades de monóxido de carbono (CO) a la atmósfera que reacciona con otros productos químicos favoreciendo la producción de ozono troposférico (O_3) (Kirchhoff, 1996). El transporte del monóxido de carbono (CO) proveniente de las quemadas de biomasa desde Ucayali a Lima es afectado por las altas elevaciones de la cordillera de los andes en la parte central del Perú.

En la Figura 6.19 se muestran los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial, con valores en el rango de $1,37E+18$ a $2,55E+18$ y de $1,43E+18$ a $2,90E+18$ respectivamente, correspondiente a los departamentos de Piura y Loreto. Los máximos correspondientes al monóxido de

carbono (CO) se producen todos los años en los meses de agosto, setiembre. Se registran altas concentraciones de monóxido de carbono (CO) para los años 2004, 2005, 2007, y 2010 ocurridos entre los meses de agosto y setiembre correspondiendo a la temporada seca. En la parte norte, cerca del Ecuador, la cordillera de los andes presenta elevaciones relativamente bajas, permitiendo el transporte del monóxido de carbono (CO) que provienen de quemas en Brasil (Mato Grosso), del Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemas locales (Mielnicki et al., 2005c) hacia la costa norte del Perú.

En la Figura 6.21 se muestran los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial, con valores en el rango de $1,23E+18$ a $1,85E+18$ y de $1,42E+18$ a $3,62E+18$ respectivamente, correspondiente a los departamentos de Tacna y Madre de Dios. Los máximos correspondientes al monóxido de carbono (CO) se producen todos los años en los meses de agosto, setiembre. Se registran altas concentraciones de monóxido de carbono (CO) para los años 2004, 2005, 2007 y 2010 ocurridos entre los meses de agosto y setiembre correspondiendo a la temporada seca, época en que se producen las quemas de biomasa en Brasil (Mato Grosso), en el Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay, liberando grandes cantidades de monóxido de carbono (CO) en la atmósfera reacciona con otros productos químicos favoreciendo la producción de ozono troposférico (O_3) (Kirchhoff, 1996). El transporte del monóxido de carbono (CO) proveniente de las quemas de biomasa desde Madre de Dios a Tacna es afectado por las altas elevaciones de la cordillera de los andes en la parte sur del Perú.

6.3 Correlación de los datos de monóxido de carbono (CO)

En la Figura 6.18 se muestra la gráfica de dispersión entre los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Lima y Ucayali presentando una alta correlación de 0.82

En la Figura 6.20 se muestra la gráfica de dispersión entre los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Piura y Loreto presentando una alta correlación de 0.96

En la Figura 6.22 se muestra la gráfica de dispersión entre los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Tacna y Madre de Dios presentando una alta correlación de 0.75

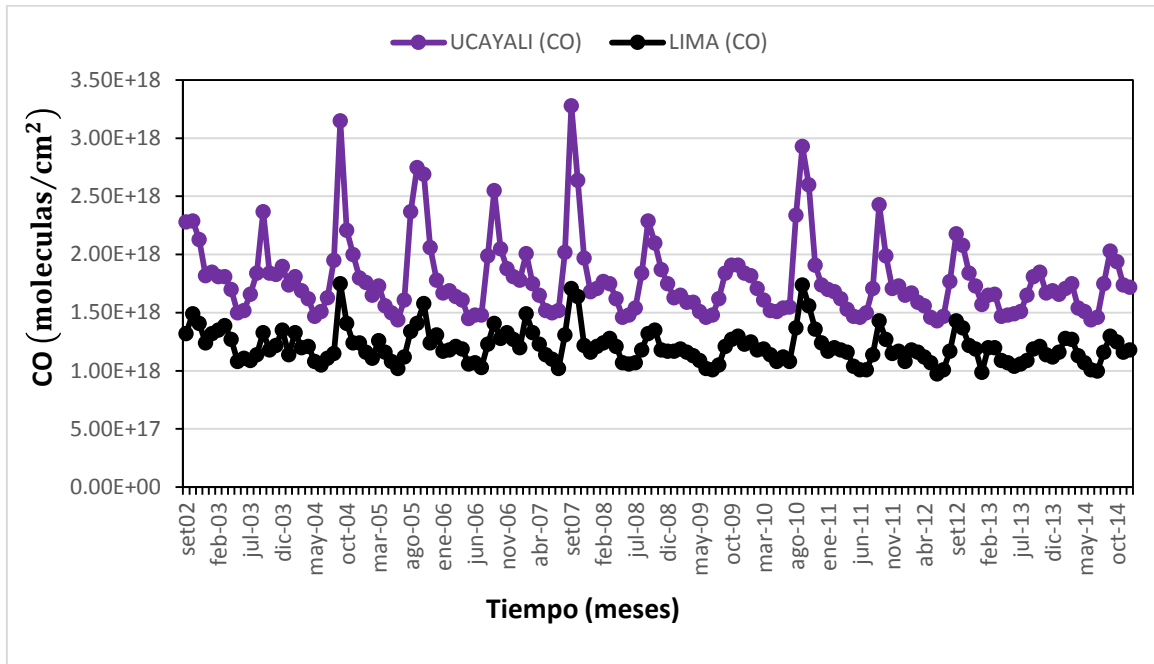


Figura 6.17. Promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Lima y Ucajali.

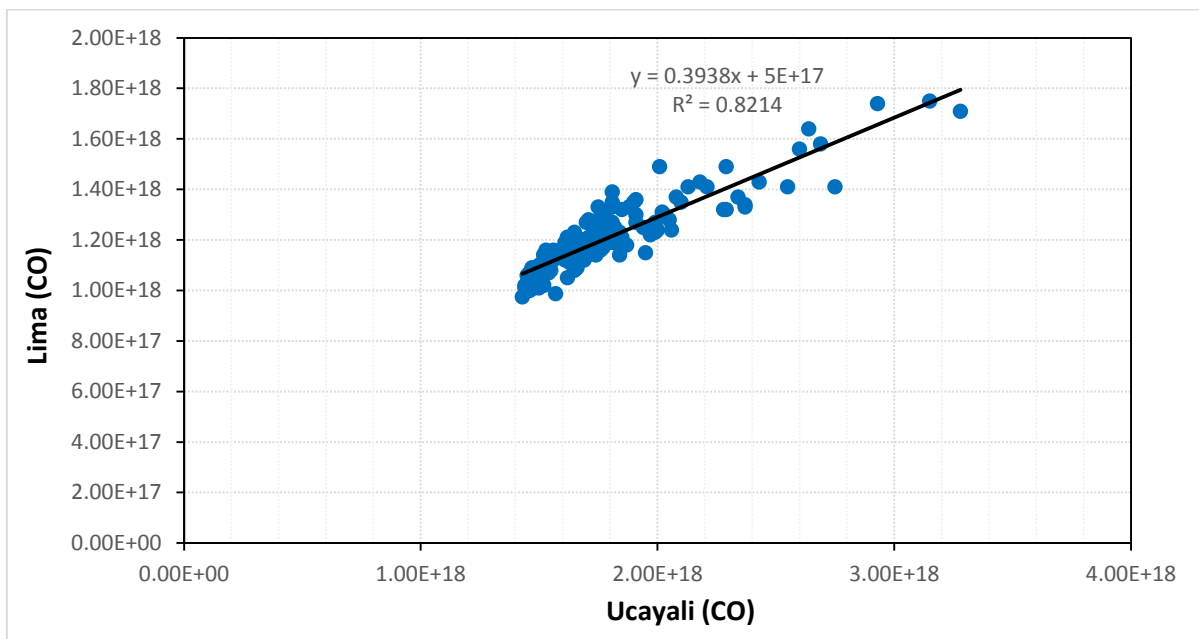


Figura 6.18. Correlación de los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Lima y Ucajali.

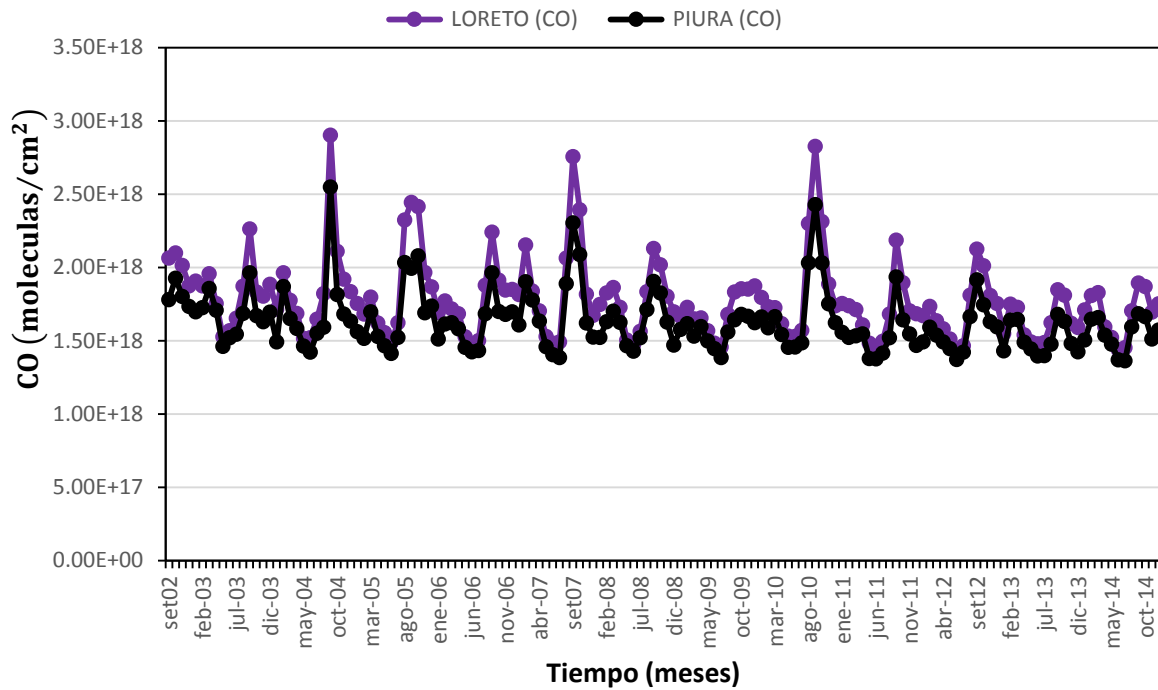


Figura 6.19. Promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Loreto y Piura.

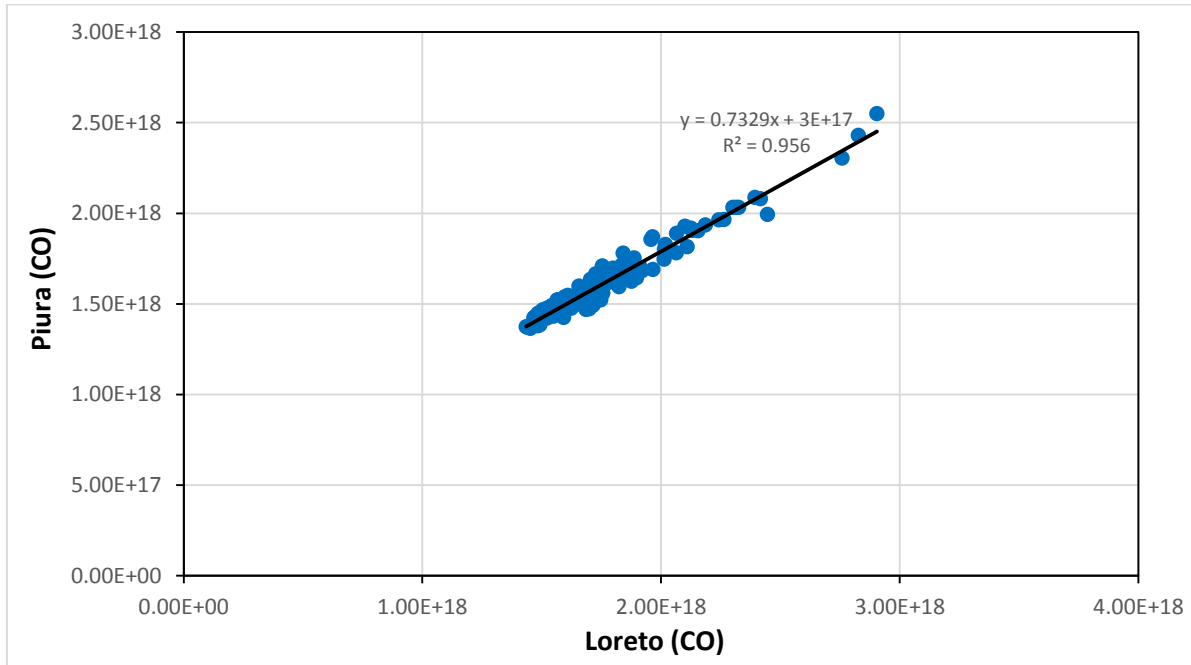


Figura 6.20. Correlación de los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Loreto y Piura.

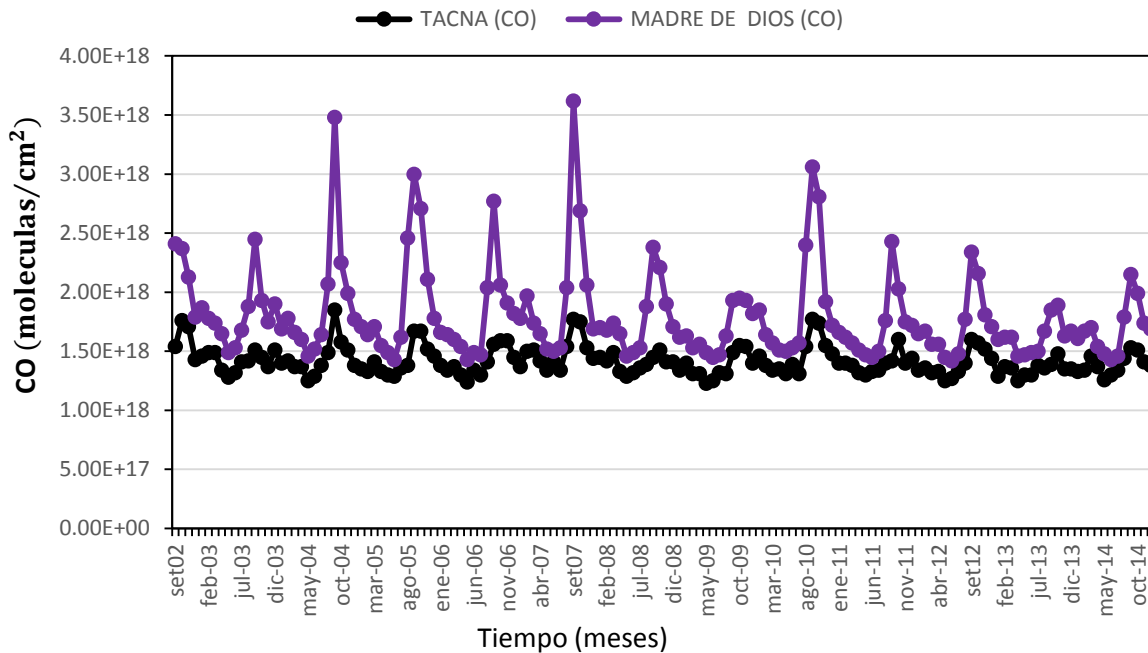


Figura 6.21. Promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Tacna y Madre de Dios

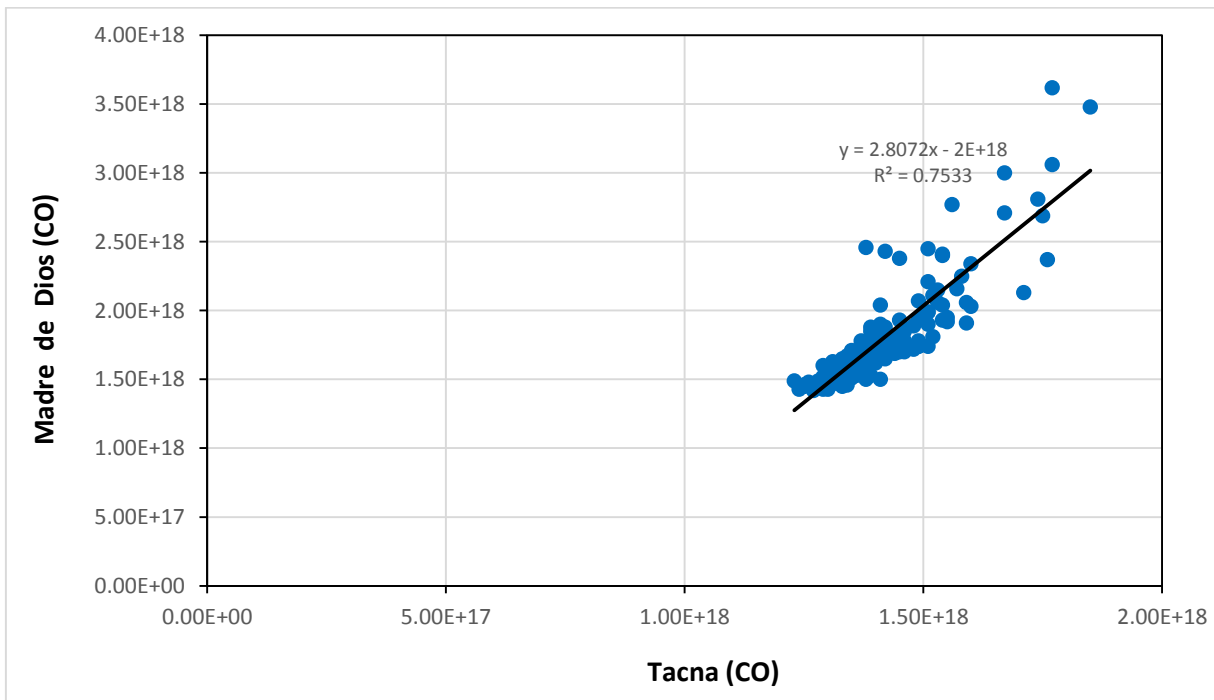


Figura 6.22. Correlación de los promedios mensuales del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Tacna y Madre de Dios

6.4. Variabilidad temporal del espesor óptico de los aerosoles τ_a

En la Figura 6.23 se muestran los promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^\circ \times 1^\circ$ de resolución espacial procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA con valores en el rango de 0,03 a 0,28 y de 0,0 a 1,17 y respectivamente, correspondiente a los departamentos de Lima y Ucayali. Los máximos correspondientes al espesor óptico de los aerosoles se producen todos los años en los meses de agosto, setiembre, con algunos máximos secundarios en febrero-marzo. Se registran altas concentraciones de aerosoles para los años 2004, 2005, 2007 y 2010 ocurridos entre los meses de agosto y setiembre correspondiendo a la temporada seca, época en que se produce la quema de biomasa en Brasil. Las masas de aire contaminado provienen de quemas en Brasil (Mato Grosso), del Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemas locales (Mielnicki et al., 2005c). Los incendios forestales originados tanto en Brasil como en Bolivia, contaminan la atmósfera peruana debido a las corrientes de viento que se dirigen de este a oeste (hacia el Ecuador) (Suárez et al., 2006). El transporte del espesor óptico de los aerosoles proveniente de las quemas de biomasa desde Ucayali a Lima es afectado en gran medida por las altas elevaciones de la cordillera de los Andes en la parte central del Perú.

En la Figura 6.25 se muestran los promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^\circ \times 1^\circ$ de resolución espacial procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA con valores en el rango de 0,05 a 0,51 y de 0,02 a 0,81 respectivamente, correspondiente a los departamentos de Piura y Loreto. Los máximos correspondientes al espesor óptico de los aerosoles se producen todos los años en los meses de agosto, setiembre, con algunos máximos secundarios en febrero-marzo. Se registran altas concentraciones de aerosoles para los años 2004, 2005, 2007 y 2010 ocurridos entre los meses de agosto y setiembre correspondiendo a la temporada seca, época en que se produce la quema de biomasa en Brasil. Las masas de aire contaminado provienen principalmente de quemas en Brasil (Mato Grosso), del Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemas locales, debido a que el estado brasileño de Amazonas límite con Loreto la quema de biomasa es muy baja (Mielnicki et al., 2005c). En la parte norte, cerca del Ecuador, la cordillera presenta elevaciones relativamente bajas, permitiendo el transporte del espesor óptico de los aerosoles que provienen de quemas en Brasil (Mato Grosso), del Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemas locales (Mielnicki et al., 2005c) hacia la costa norte del Perú.

En la Figura 6.27 se muestran los promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^\circ \times 1^\circ$ de resolución espacial procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA con valores en el rango de 0,04 a 0,414 y de 0,0 a 1,26 respectivamente, correspondiente a los departamentos de Tacna y Madre de Dios. Los máximos correspondientes al espesor óptico de los aerosoles se producen todos los años en los meses de agosto, setiembre, con algunos máximos secundarios en febrero-marzo. Se registran altas concentraciones de aerosoles para los años 2004, 2005, 2007 y 2010 ocurridos entre los meses de agosto y

setiembre correspondiendo a la temporada seca, época en que se produce la quema de biomasa en Brasil. La temporada alta de quemas coincide con la época seca que se ve favorecida con los cambios en condiciones de sequía asociada al fenómeno Oscilación Sur de El Niño (ENSO). Las masas de aire contaminado provienen de quemas en Brasil, del Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemas locales (Mielnicki et al., 2005c). Los incendios forestales originados tanto en Brasil como en Bolivia, contaminan la atmósfera peruana debido a las corrientes de viento que se dirigen de este a oeste (hacia el Ecuador) (Suárez et al., 2006). El transporte del espesor óptico de los aerosoles proveniente de las quemas de biomasa desde Madre de Dios a Tacna es afectado en gran medida por las altas elevaciones de la cordillera de los Andes en la parte sur del Perú.

6.5 Correlación de los datos del espesor óptico de los aerosoles τ_a

En la Figura 6.24 se muestra la gráfica de dispersión entre los promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^\circ \times 1^\circ$ de resolución espacial procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA correspondiente a los departamentos de Lima y Ucayali presentando una baja correlación de 0.06

En la Figura 6.26 se muestra la gráfica de dispersión entre los promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^\circ \times 1^\circ$ de resolución espacial procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA correspondiente a los departamentos de Piura y Loreto presentando una baja correlación de 0.30

En la Figura 6.28 se muestra la gráfica de dispersión entre los promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles a $1^\circ \times 1^\circ$ de resolución espacial procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA correspondiente a los departamentos de Madre de Dios y Tacna presentando una baja correlación de 0.05

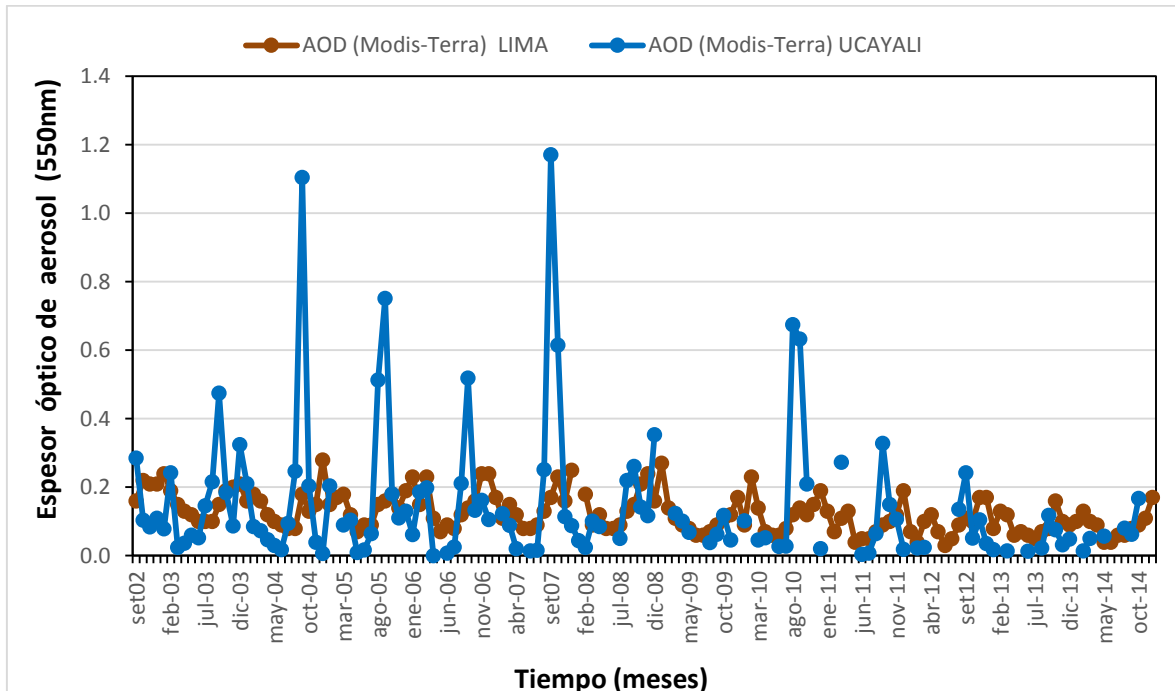


Figura 6.23. Promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles (Modis-Terra) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Lima y Ucajali.

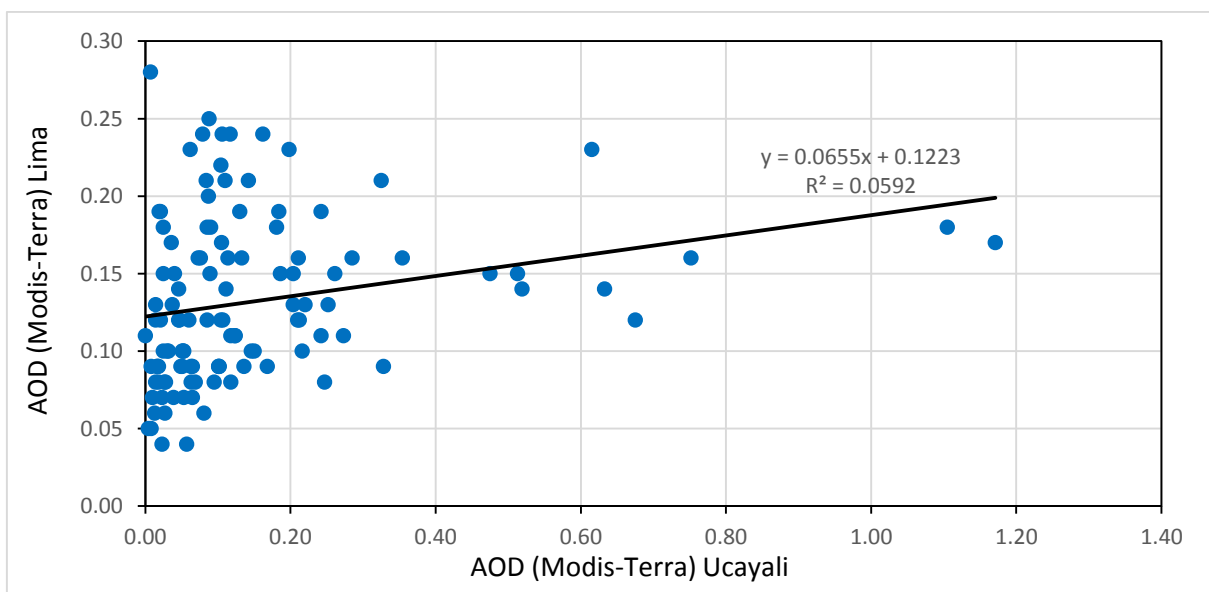


Figura 6.24. Correlación de los promedios mensuales espesor óptico de los aerosoles (Modis-Terra) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Lima y Ucajali.

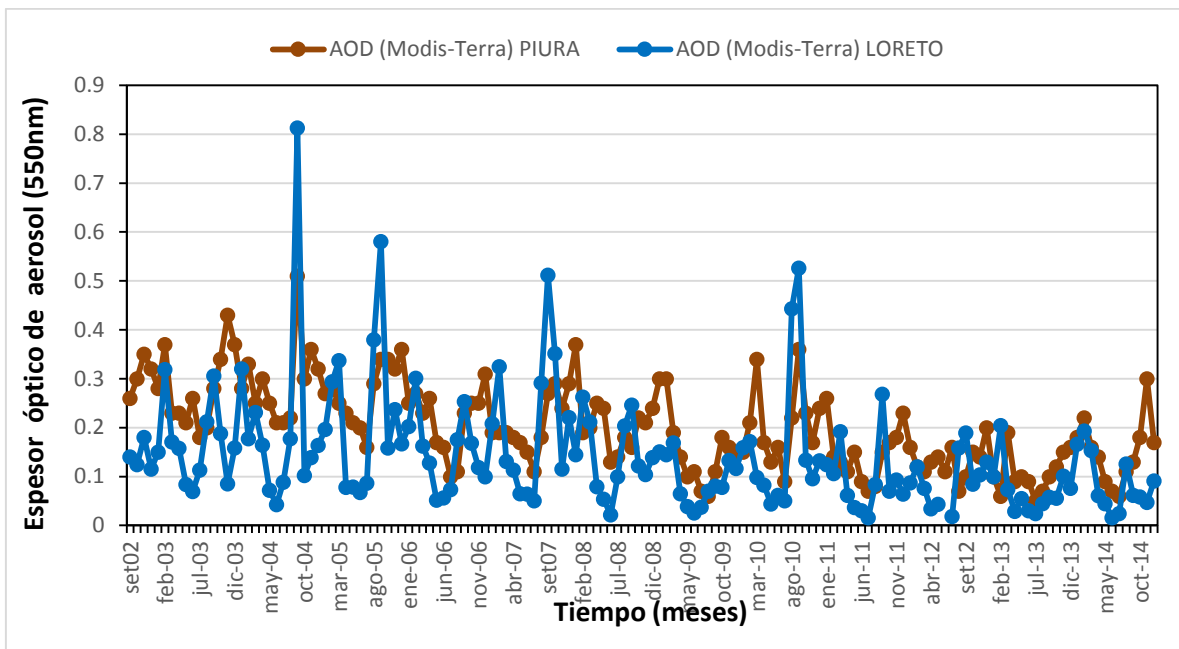


Figura 6.25. Promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles (Modis-Terra) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Piura y Loreto.

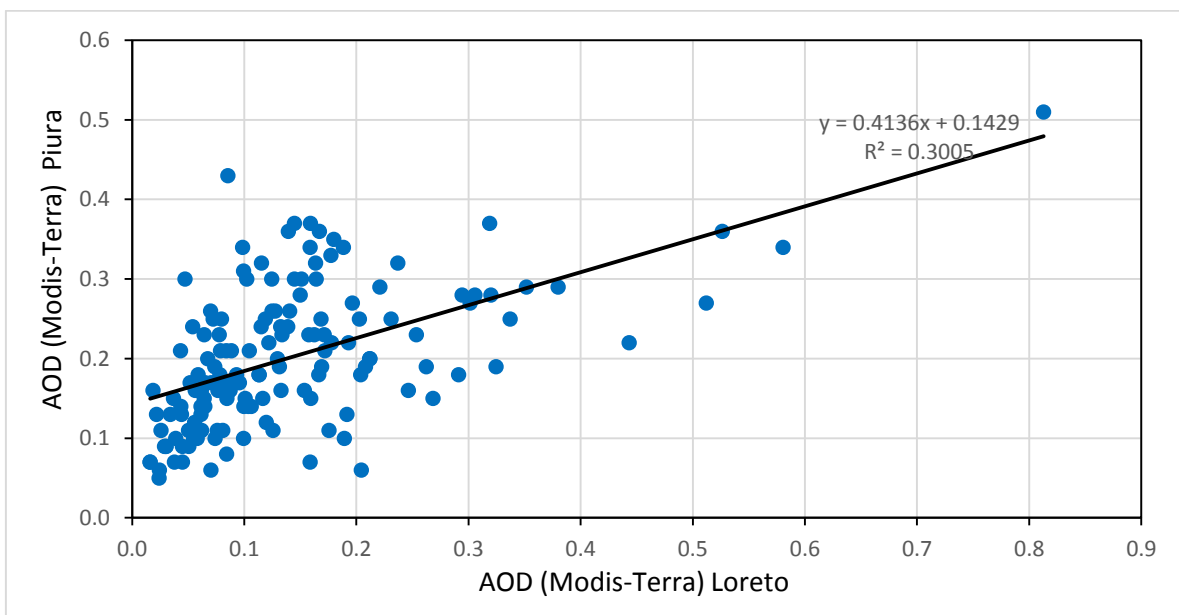


Figura 6.26. Correlación de los promedios mensuales espesor óptico de los aerosoles (Modis-Terra) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Piura y Loreto.

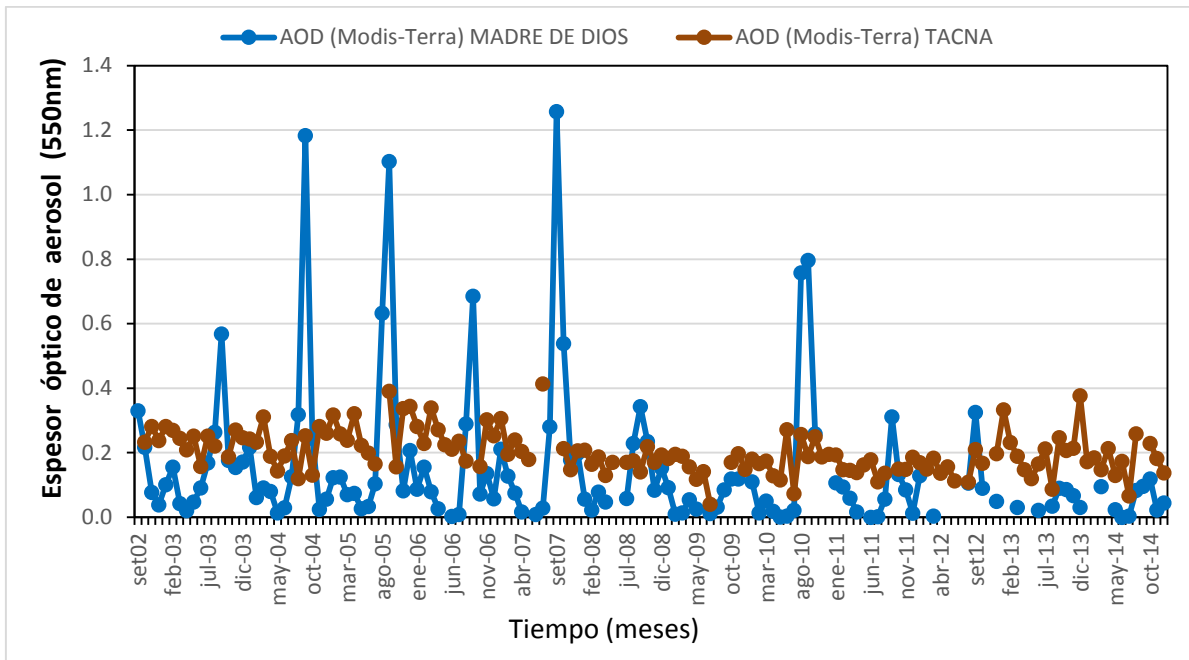


Figura 6.27. Promedios mensuales del espesor óptico de los aerosoles (Modis-Terra) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Tacna y Madre de Dios.

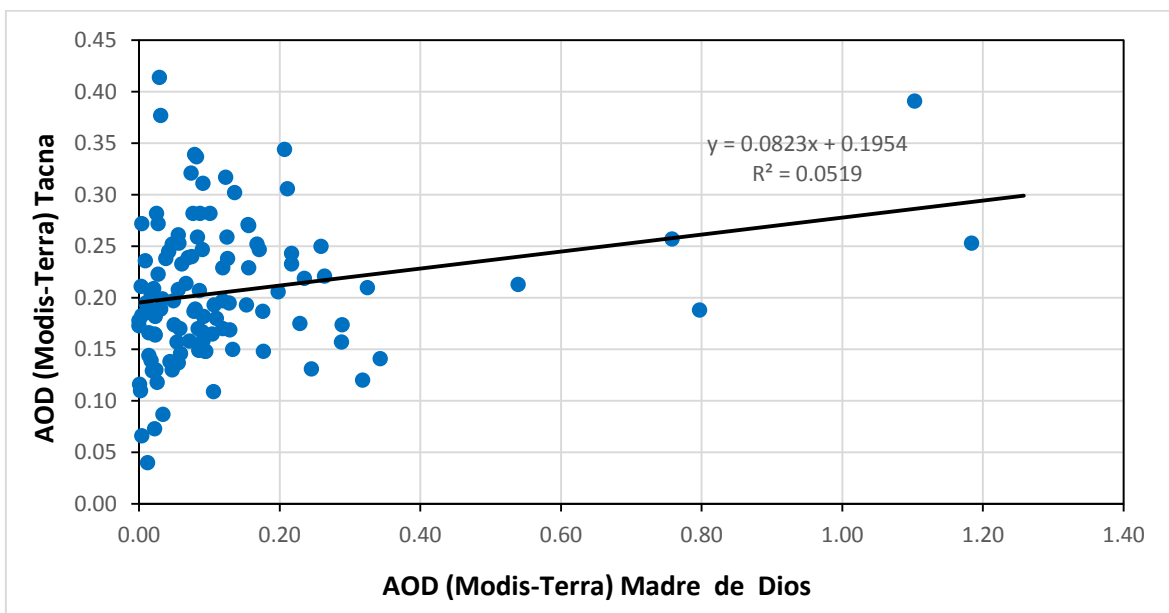


Figura 6.28. Correlación de los promedios mensuales espesor óptico de los aerosoles (Modis-Terra) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial correspondiente a los departamentos de Tacna y Madre de Dios.

6.6 Variabilidad espacial del espesor óptico de los aerosoles τ_a y del monóxido de carbono (CO)

Se analizará la variación espacial del monóxido de carbono (CO) y del espesor óptico de los aerosoles τ_a para los años 2004, 2005, 2007 y 2010 debido a que para los meses de agosto y setiembre de los respectivos años, se observa altas concentraciones que corresponden a la temporada seca, época en que se produce las quemadas de biomasa en Brasil (Mato Grosso), en el Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay.

Se considerará la Figura (a) para visualizar como las quemadas de biomasa en el norte de África entre los meses noviembre a marzo y en el sur de África entre los meses de abril a octubre influyen en las concentraciones de monóxido de carbono y aerosoles en América del Sur debido a la dirección de los vientos de este a oeste, y al desplazamiento de la zona de convergencia intertropical.

También se consideró la Figura (b) para obtener una mejor visualización de la distribución espacial de las concentraciones de monóxido de carbono y del espesor óptico de los aerosoles τ_a para nuestra área de estudio.

En las Figuras 6.29 (a) y 6.29 (b) se muestra el promedio mensual del espesor óptico de aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA para el año 2004, donde se visualiza un aumento de las concentraciones del espesor óptico de aerosoles en la parte norte de África entre los meses de enero, febrero y marzo, a partir del mes de abril disminuyen las concentraciones en el norte de África, luego ocurre un aumento en las concentraciones del espesor óptico de aerosoles en la parte sur de África entre los meses de mayo, junio, julio, agosto y setiembre donde en forma simultánea también ocurre un aumento de las concentraciones del espesor óptico de aerosoles al este de la frontera de Perú – Brasil, debido a las quemadas de biomasa en Brasil (Mato Grosso), en el Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemadas locales hasta el mes de octubre, donde nuevamente inicia un aumento de las concentraciones del espesor óptico de los aerosoles en la parte norte de África a partir de noviembre, diciembre.

En las Figuras 6.30 (a) y 6.30 (b) se muestra el promedio mensual del espesor óptico de aerosoles a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA para el año 2005, donde se visualiza un aumento de las concentraciones del espesor óptico de aerosoles en la parte norte de África entre los meses de enero, febrero y marzo, a partir del mes de abril disminuyen las concentraciones en el norte de África, luego ocurre un aumento en las concentraciones del espesor óptico de aerosoles en la parte sur de África entre los meses de mayo, junio, julio, agosto y setiembre donde en forma simultánea también ocurre un aumento de las concentraciones del espesor óptico de aerosoles al este de la frontera de Perú – Brasil, debido a las quemadas de biomasa en Brasil (Mato Grosso), en el Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemadas locales hasta el mes de octubre, donde nuevamente

inicia un aumento de las concentraciones del espesor óptico de los aerosoles en la parte norte de África a partir de noviembre, diciembre.

En las Figuras 6.31 (a) y 6.31 (b) se muestra el promedio mensual del espesor óptico de aerosoles a $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de resolución espacial procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA para el año 2007, donde se visualiza un aumento de las concentraciones del espesor óptico de aerosoles en la parte norte de África entre los meses de enero, febrero y marzo, a partir del mes de abril disminuyen las concentraciones en el norte de África, luego ocurre un aumento en las concentraciones del espesor óptico de aerosoles en la parte sur de África entre los meses de mayo, junio, julio, agosto y setiembre donde en forma simultánea también ocurre un aumento de las concentraciones del espesor óptico de aerosoles al este de la frontera de Perú – Brasil, debido a las quemaduras de biomasa en Brasil (Mato Grosso), en el Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemaduras locales hasta el mes de octubre, donde nuevamente inicia un aumento de las concentraciones del espesor óptico de los aerosoles en la parte norte de África a partir de noviembre, diciembre.

En las Figuras 6.32 (a) y 6.32 (b) se muestra el promedio mensual del espesor óptico de aerosoles a $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de resolución espacial procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA para el año 2010, donde se visualiza un aumento de las concentraciones del espesor óptico de aerosoles en la parte norte de África entre los meses de enero, febrero y marzo, a partir del mes de abril disminuyen las concentraciones en el norte de África, luego ocurre un aumento en las concentraciones del espesor óptico de aerosoles en la parte sur de África entre los meses de mayo, junio, julio, agosto y setiembre donde en forma simultánea también ocurre un aumento de las concentraciones del espesor óptico de aerosoles al este de la frontera de Perú – Brasil, debido a las quemaduras de biomasa en Brasil (Mato Grosso), en el Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemaduras locales hasta el mes de octubre, donde nuevamente inicia un aumento de las concentraciones del espesor óptico de los aerosoles en la parte norte de África a partir de noviembre, diciembre.

En las Figuras 6.33 (a) y 6.33 (b) se muestra el promedio mensual del monóxido de carbono (CO) a $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de resolución espacial procedentes del sensor AIRS a bordo del satélite AQUA para el año 2004, donde se visualiza un aumento de las concentraciones del monóxido de carbono (CO) en la parte norte de África entre los meses de enero, febrero y marzo, a partir del mes de abril disminuyen las concentraciones en el norte de África, luego ocurre un aumento en las concentraciones del monóxido de carbono (CO) en la parte sur de África entre los meses de mayo, junio, julio, agosto y setiembre donde en forma simultánea también ocurre un aumento de las concentraciones del monóxido de carbono (CO) al este de la frontera de Perú – Brasil, debido a las quemaduras de biomasa en Brasil (Mato Grosso), en el Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemaduras locales hasta el mes de octubre, donde nuevamente inicia un aumento de las concentraciones del monóxido de carbono (CO) en la parte norte de África a partir de noviembre, diciembre.

En las Figuras 6.34 (a) y 6.34 (b) se muestra el promedio mensual del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial procedentes del sensor AIRS a bordo del satélite AQUA para el año 2005, donde se visualiza un aumento de las concentraciones del monóxido de carbono (CO) en la parte norte de África entre los meses de enero, febrero y marzo, a partir del mes de abril disminuyen las concentraciones en el norte de África, luego ocurre un aumento en las concentraciones del monóxido de carbono (CO) en la parte sur de África entre los meses de mayo, junio, julio, agosto y setiembre donde en forma simultánea también ocurre un aumento de las concentraciones del monóxido de carbono (CO) al este de la frontera de Perú – Brasil, debido a las quemaduras de biomasa en Brasil (Mato Grosso), en el Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemaduras locales hasta el mes de octubre, donde nuevamente inicia un aumento de las concentraciones del monóxido de carbono (CO) en la parte norte de África a partir de noviembre, diciembre.

En las Figuras 6.35 (a) y 6.35 (b) se muestra el promedio mensual del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial procedentes del sensor AIRS a bordo del satélite AQUA para el año 2007, donde se visualiza un aumento de las concentraciones del monóxido de carbono (CO) en la parte norte de África entre los meses de enero, febrero y marzo, a partir del mes de abril disminuyen las concentraciones en el norte de África, luego ocurre un aumento en las concentraciones del monóxido de carbono (CO) en la parte sur de África entre los meses de mayo, junio, julio, agosto y setiembre donde en forma simultánea también ocurre un aumento de las concentraciones del monóxido de carbono (CO) al este de la frontera de Perú – Brasil, debido a las quemaduras de biomasa en Brasil (Mato Grosso), en el Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemaduras locales hasta el mes de octubre, donde nuevamente inicia un aumento de las concentraciones del monóxido de carbono (CO) en la parte norte de África a partir de noviembre, diciembre.

En las Figuras 6.36 (a) y 6.36 (b) se muestra el promedio mensual del monóxido de carbono (CO) a $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial procedentes del sensor AIRS a bordo del satélite AQUA para el año 2010, donde se visualiza un aumento de las concentraciones del monóxido de carbono (CO) en la parte norte de África entre los meses de enero, febrero y marzo, a partir del mes de abril disminuyen las concentraciones en el norte de África, luego ocurre un aumento en las concentraciones del monóxido de carbono (CO) en la parte sur de África entre los meses de mayo, junio, julio, agosto y setiembre donde en forma simultánea también ocurre un aumento de las concentraciones del monóxido de carbono (CO) al este de la frontera de Perú – Brasil, debido a las quemaduras de biomasa en Brasil (Mato Grosso), en el Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay, que se suman a las quemaduras locales hasta el mes de octubre, donde nuevamente inicia un aumento de las concentraciones del monóxido de carbono (CO) en la parte norte de África a partir de noviembre, diciembre.

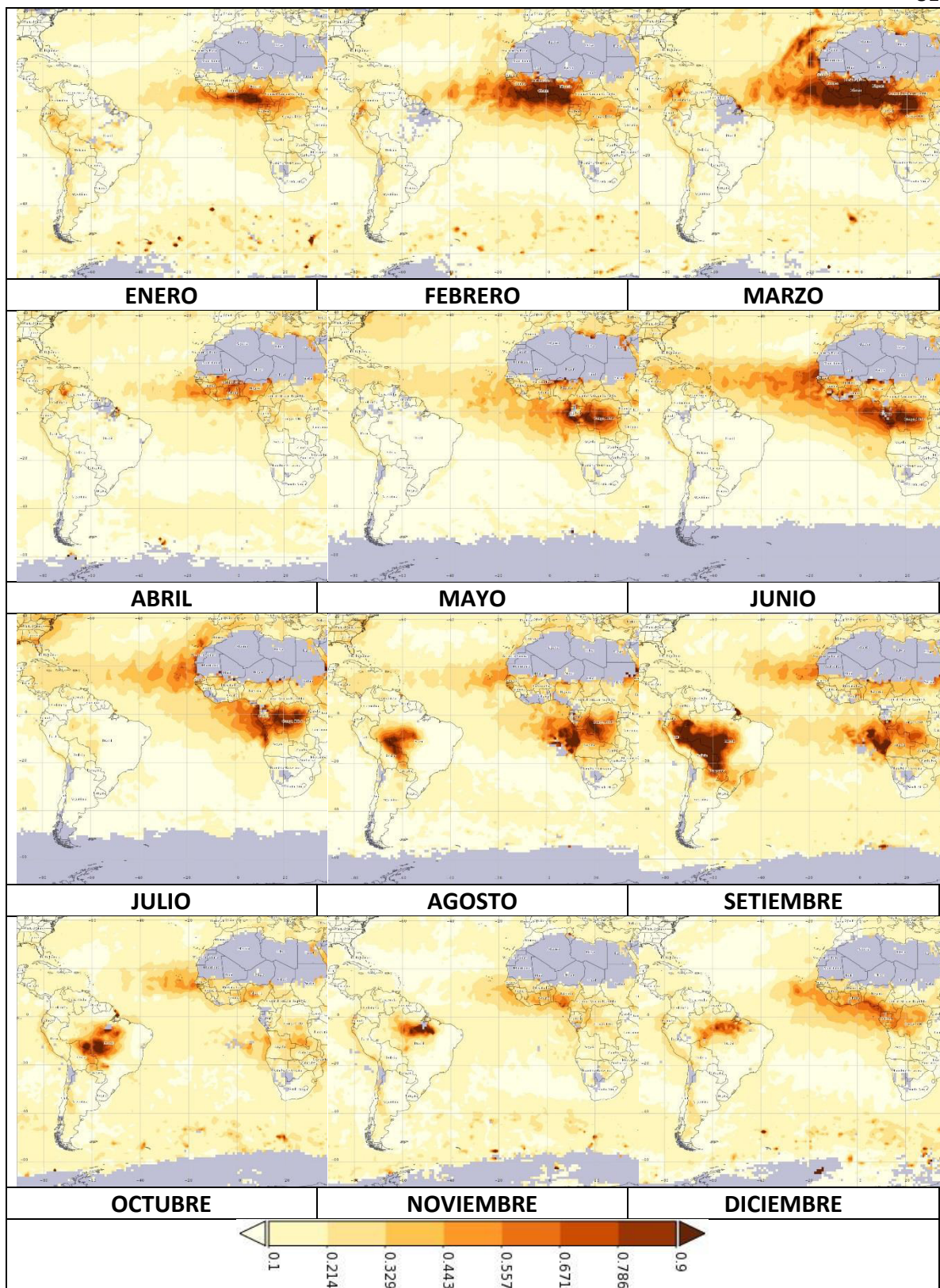


Figura 6.29 (a). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2004.

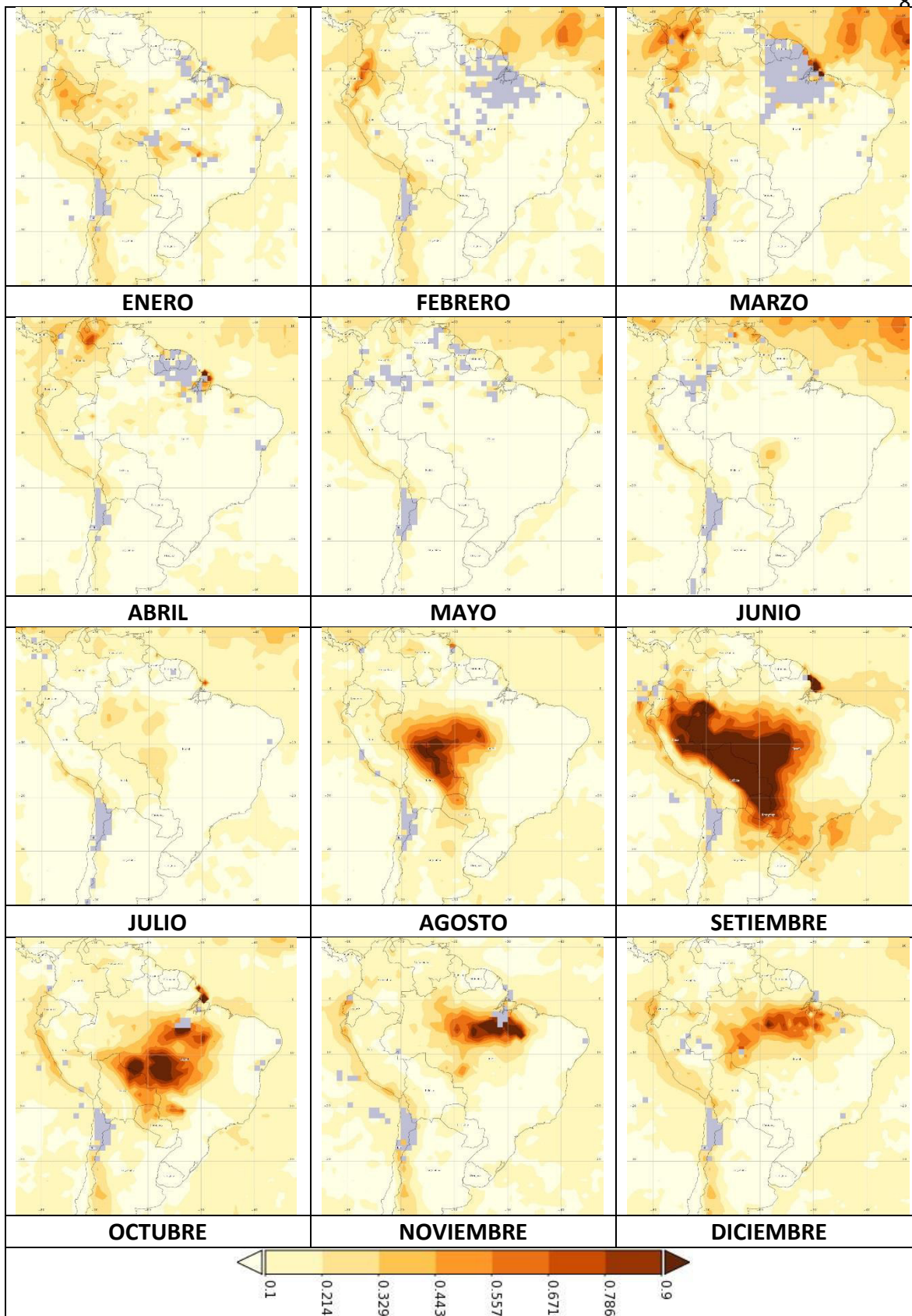


Figura 6.29 (b). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2004.

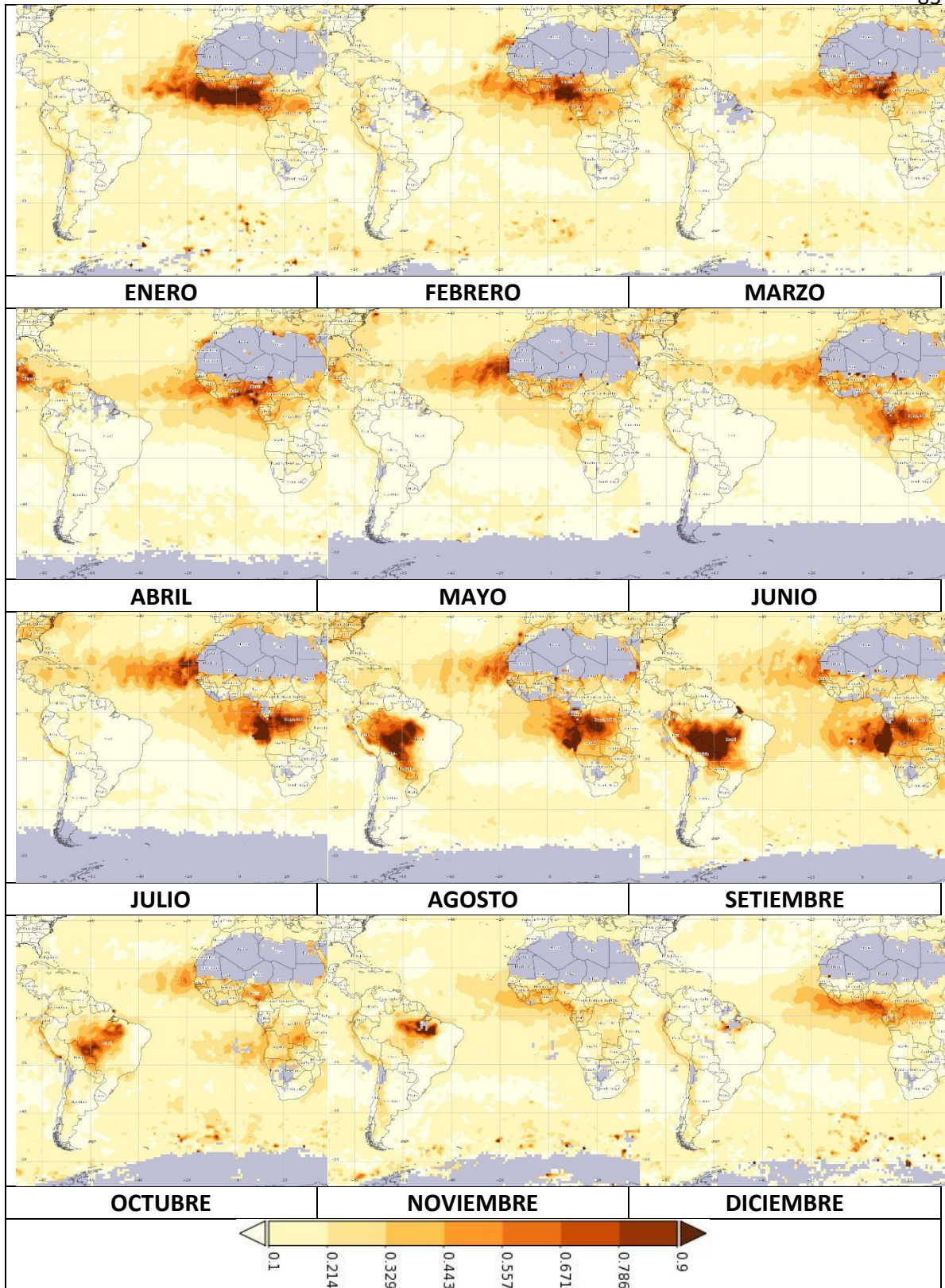


Figura 6.30 (a). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2005.

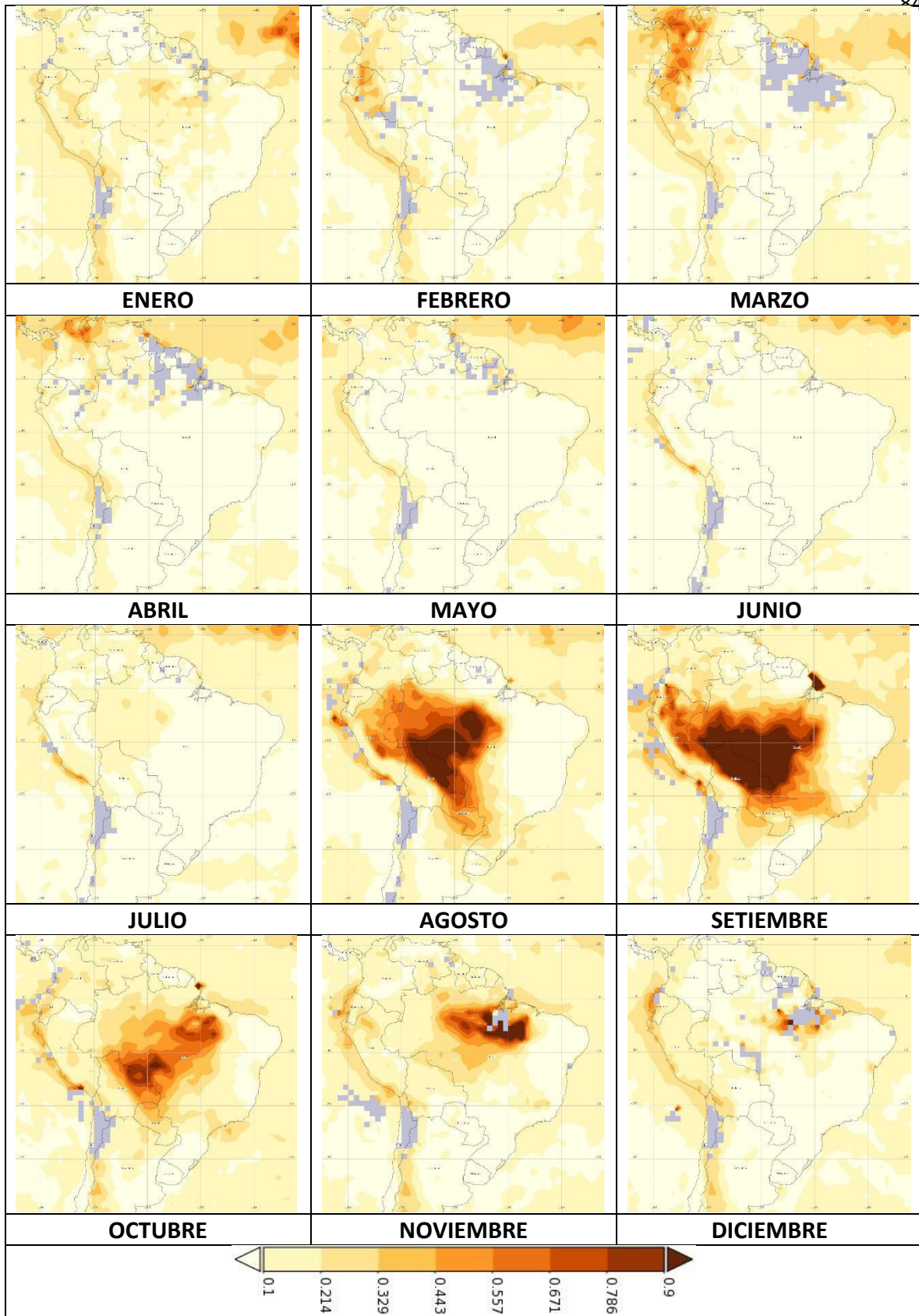


Figura 6.30 (b). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2005.

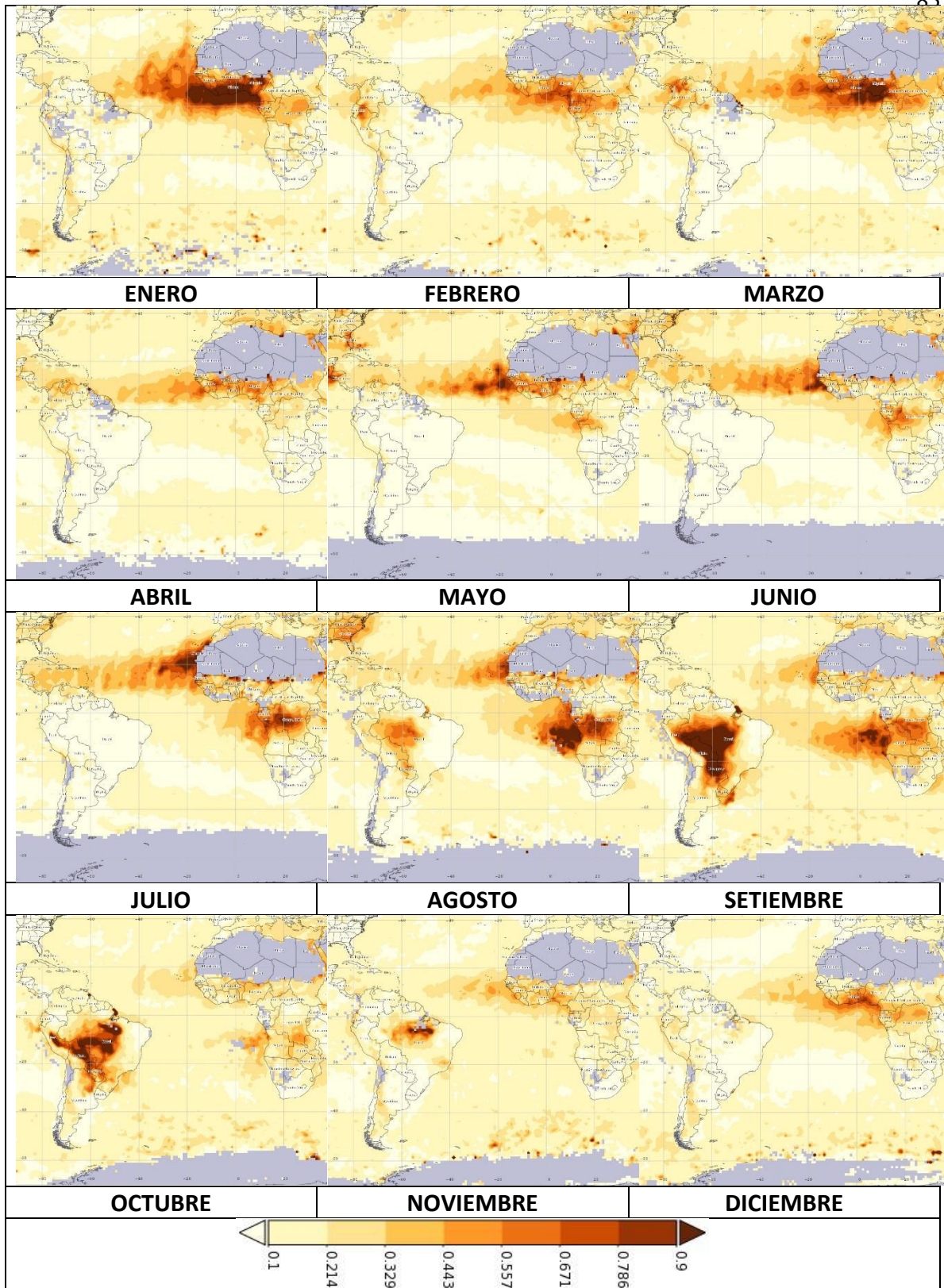


Figura 6.31 (a). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2007.

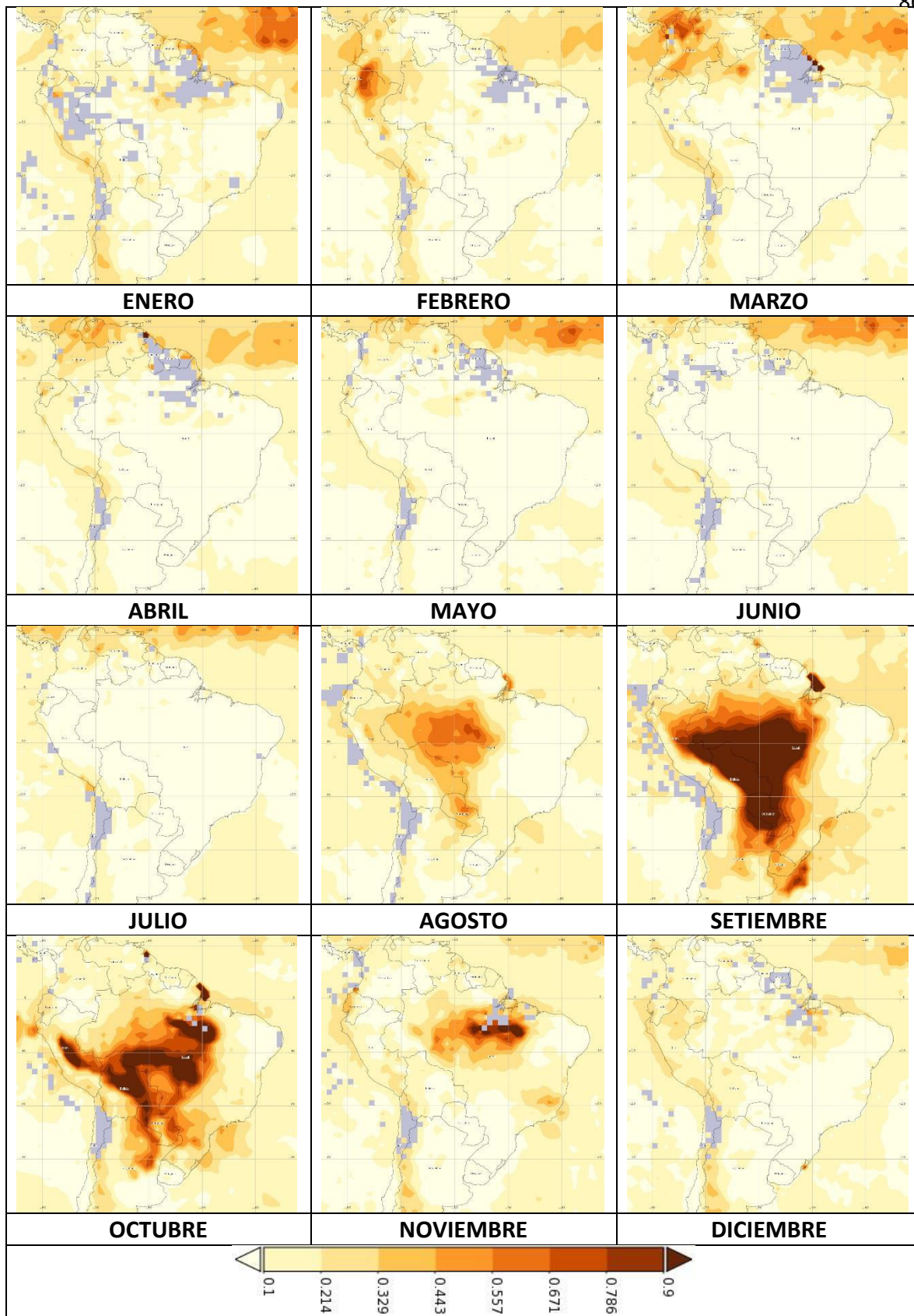


Figura 6.31 (b). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2007.

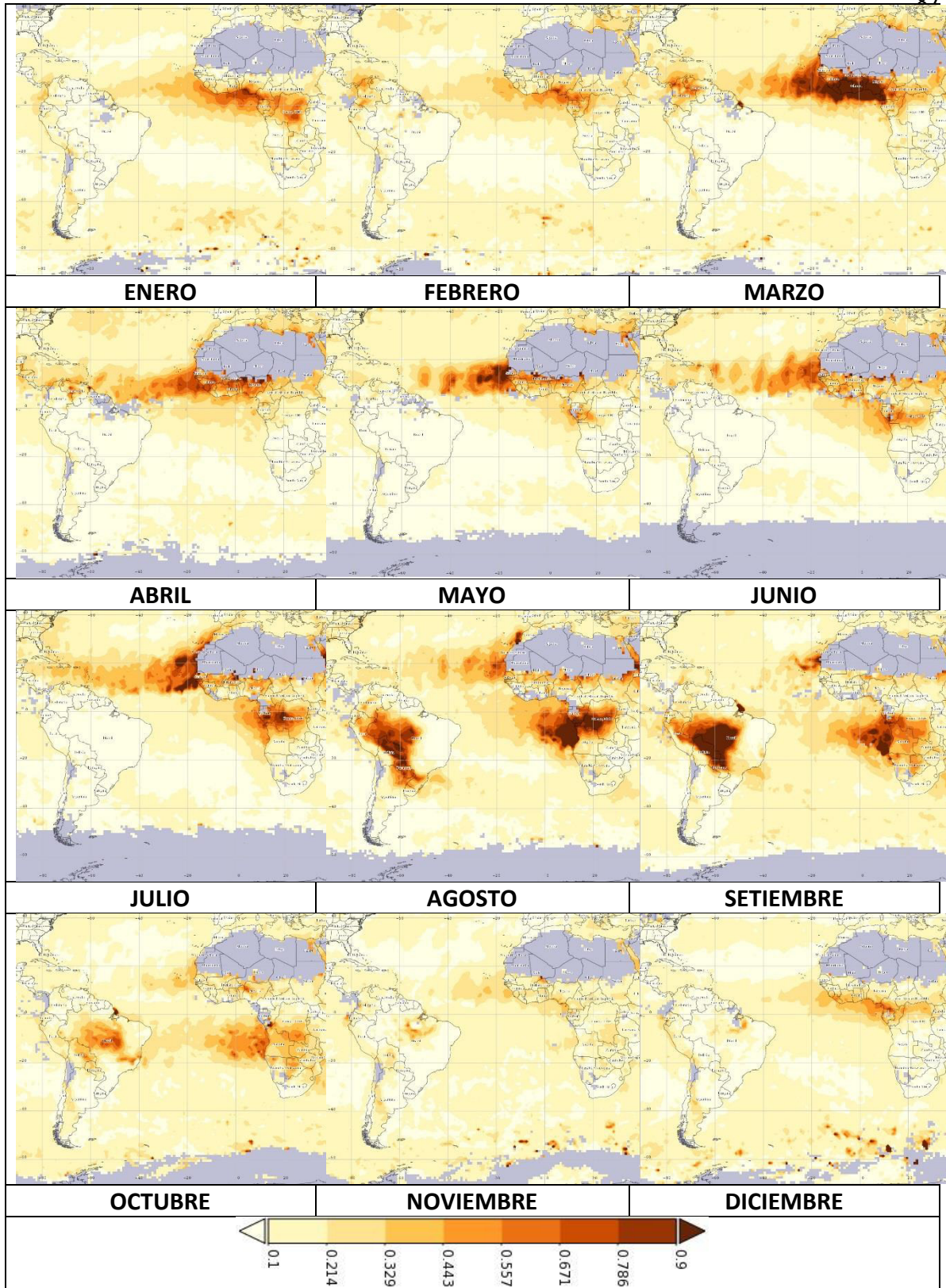


Figura 6.32 (a). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2010.

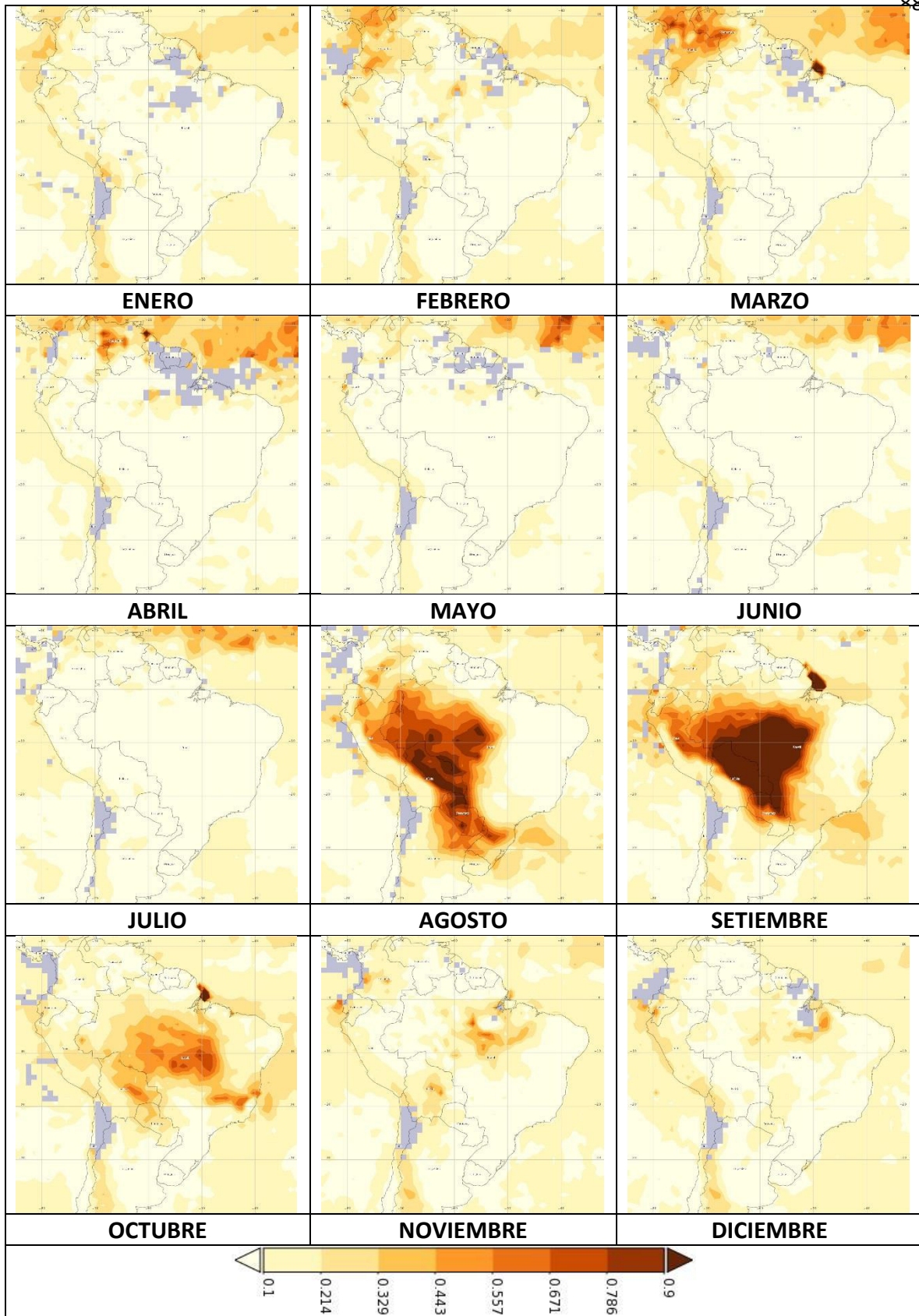


Figura 6.32 (b). Promedio mensual del espesor óptico de los aerosoles de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2010.

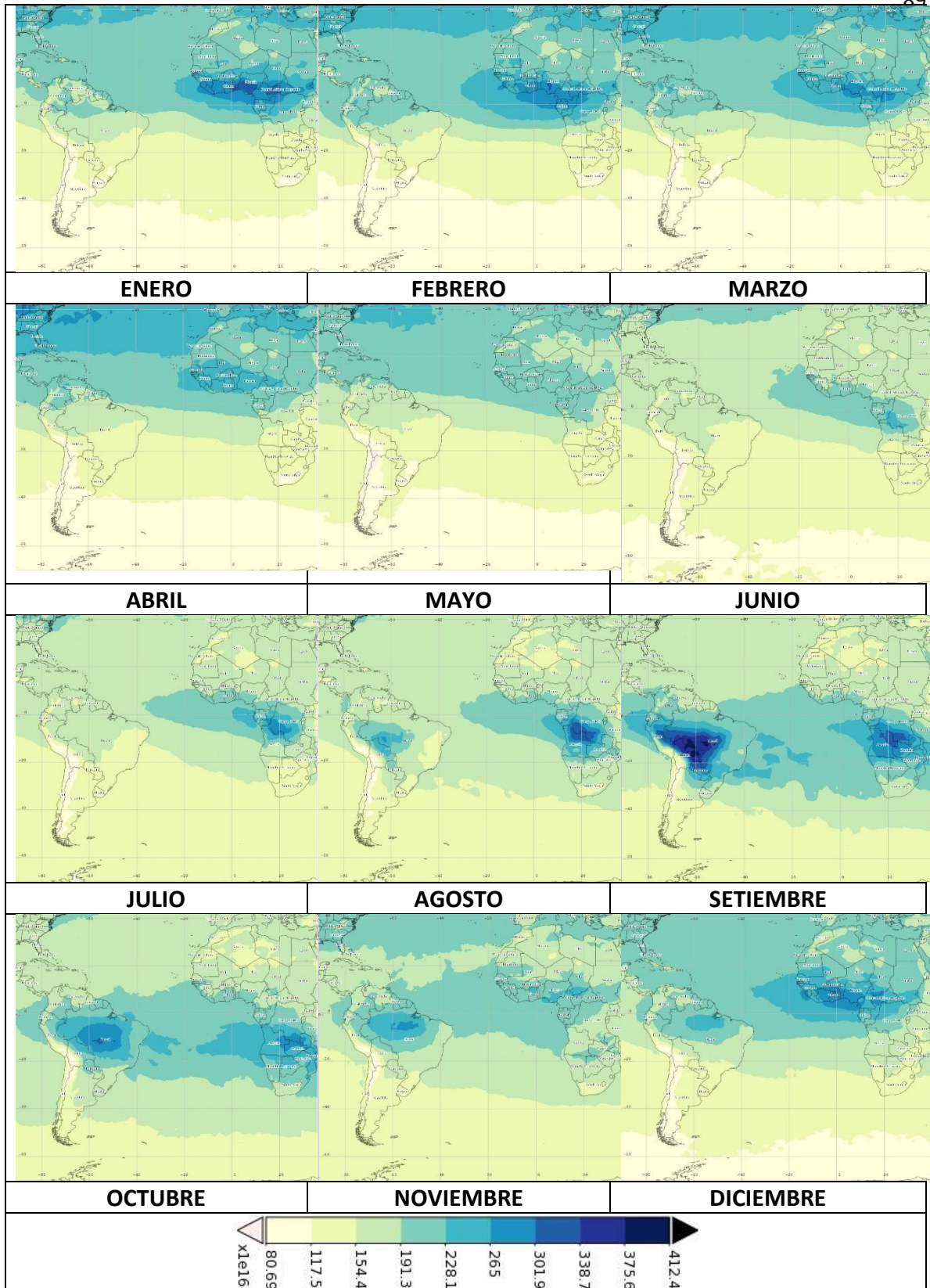


Figura 6.33 (a). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2004.

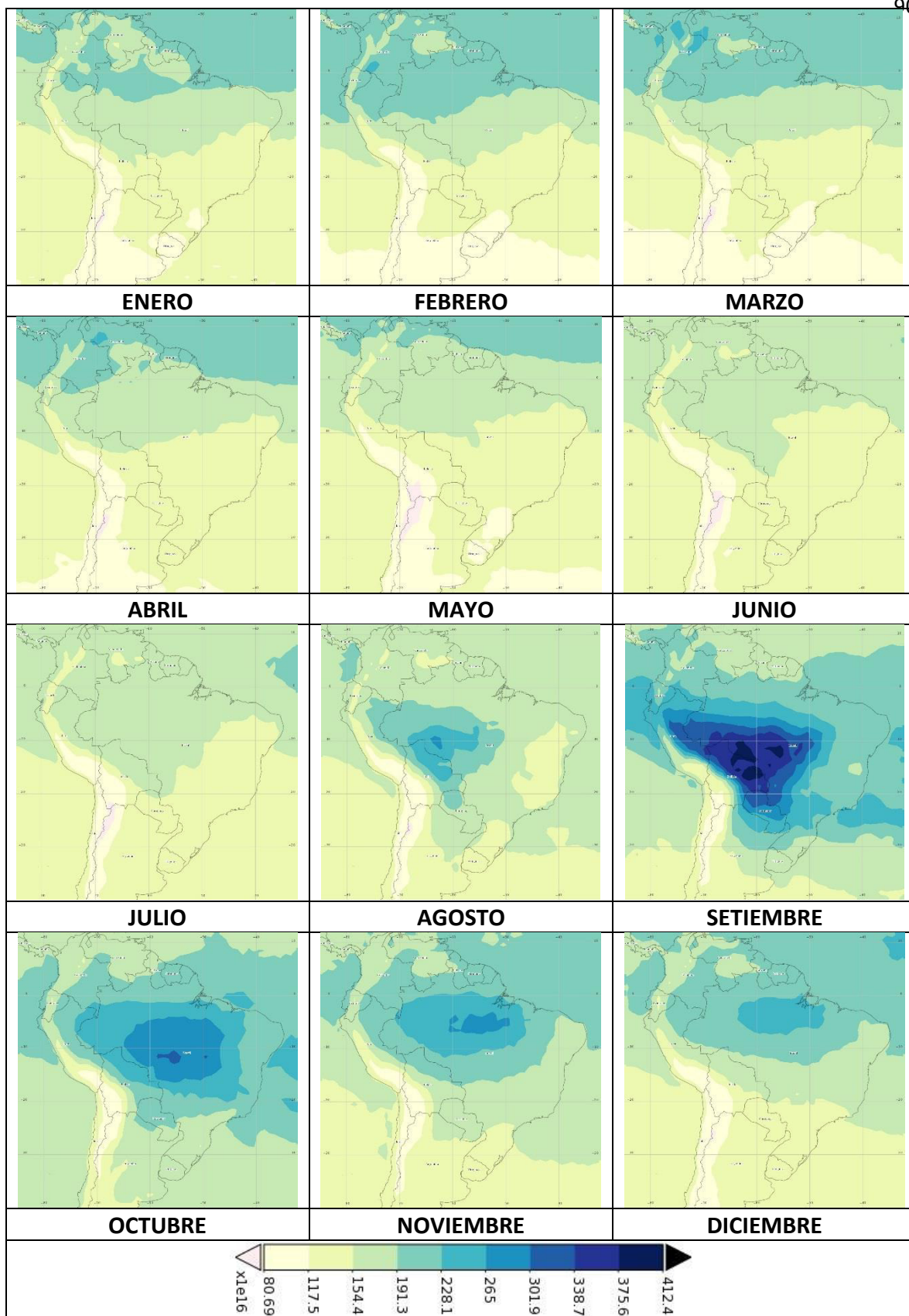


Figura 6.33 (b). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2004.

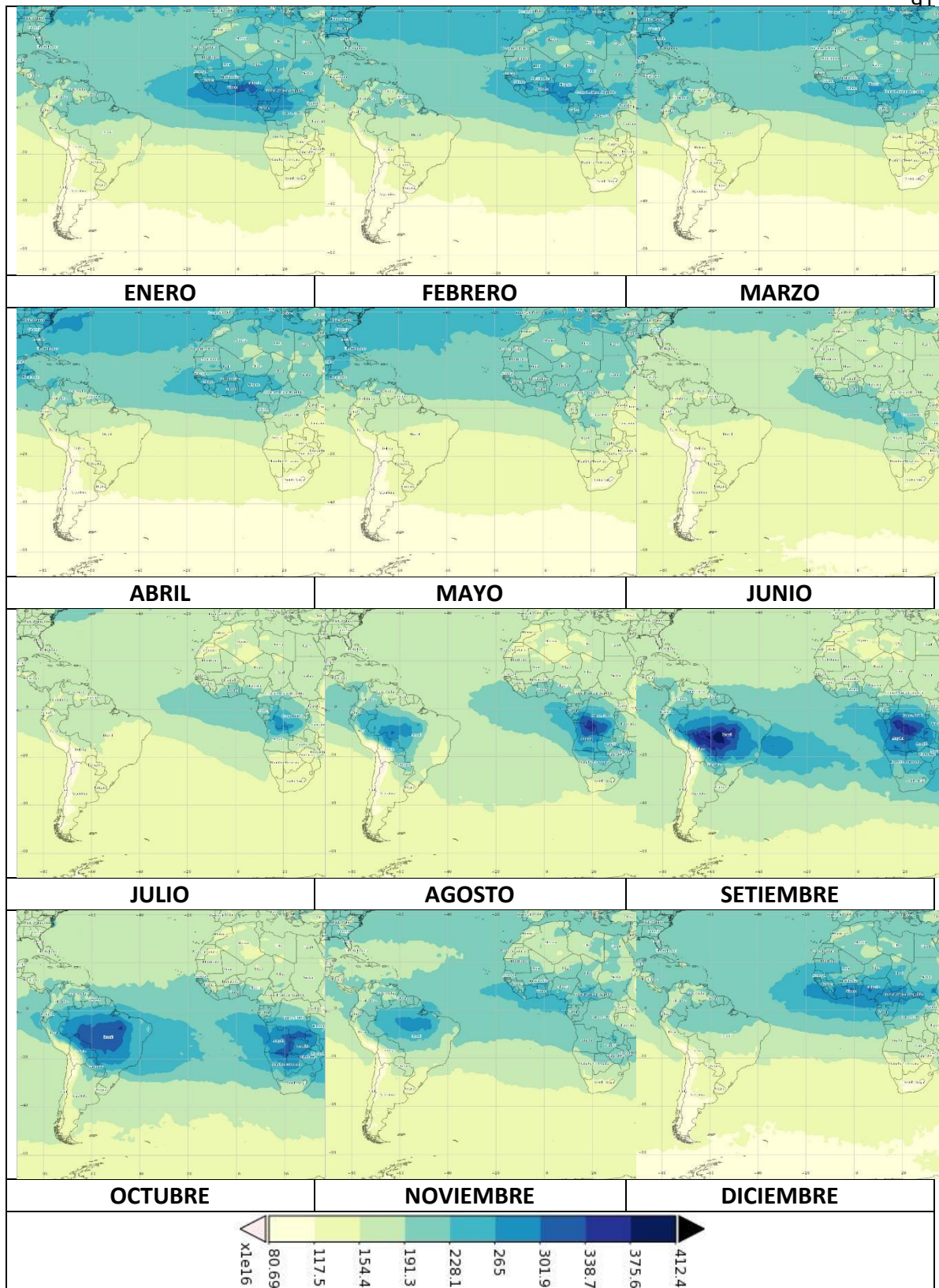


Figura 6.34 (a). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2005.

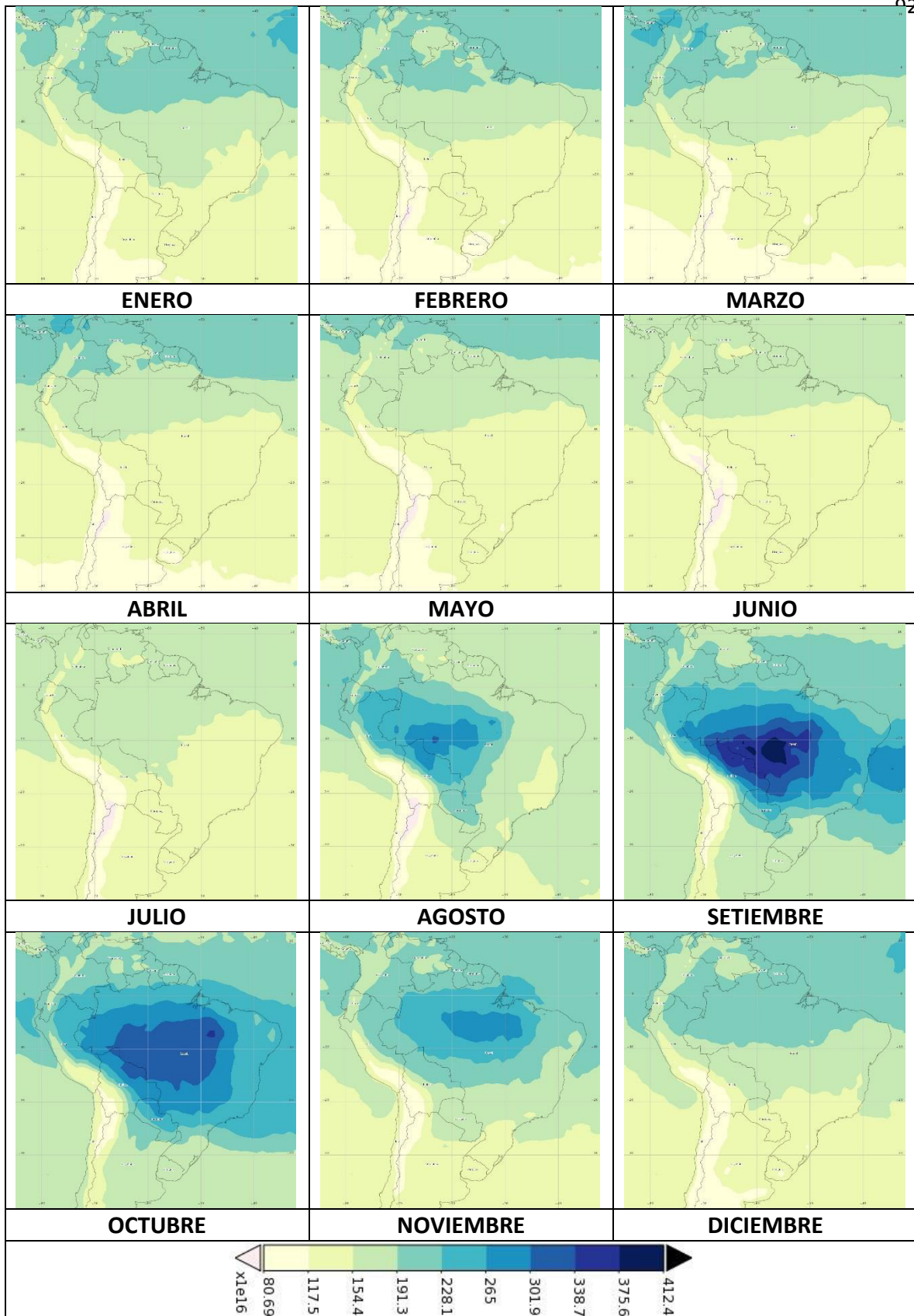


Figura 6.34 (b). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2005.

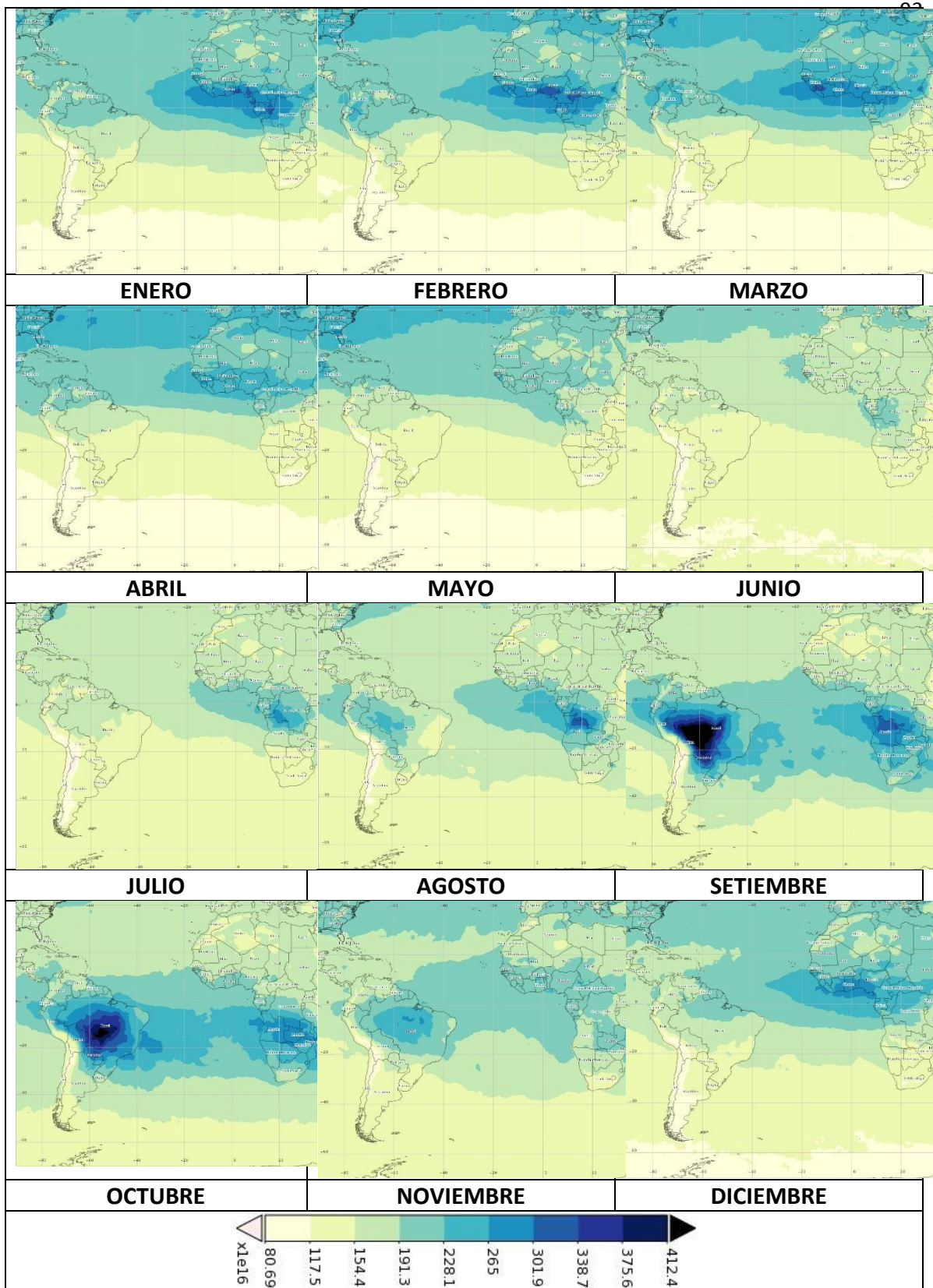


Figura 6.35 (a). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2007.

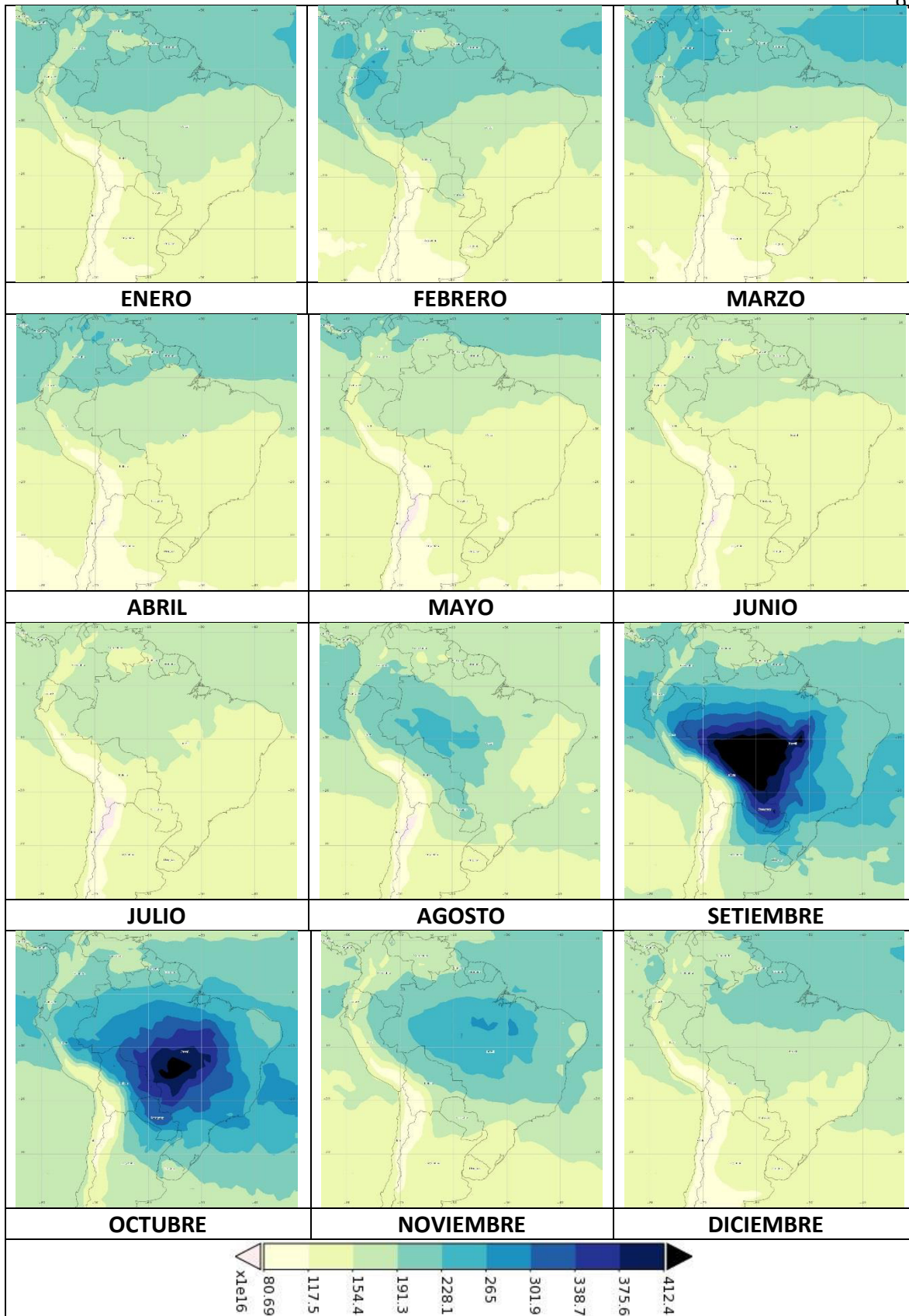


Figura 6.35 (b). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2007.

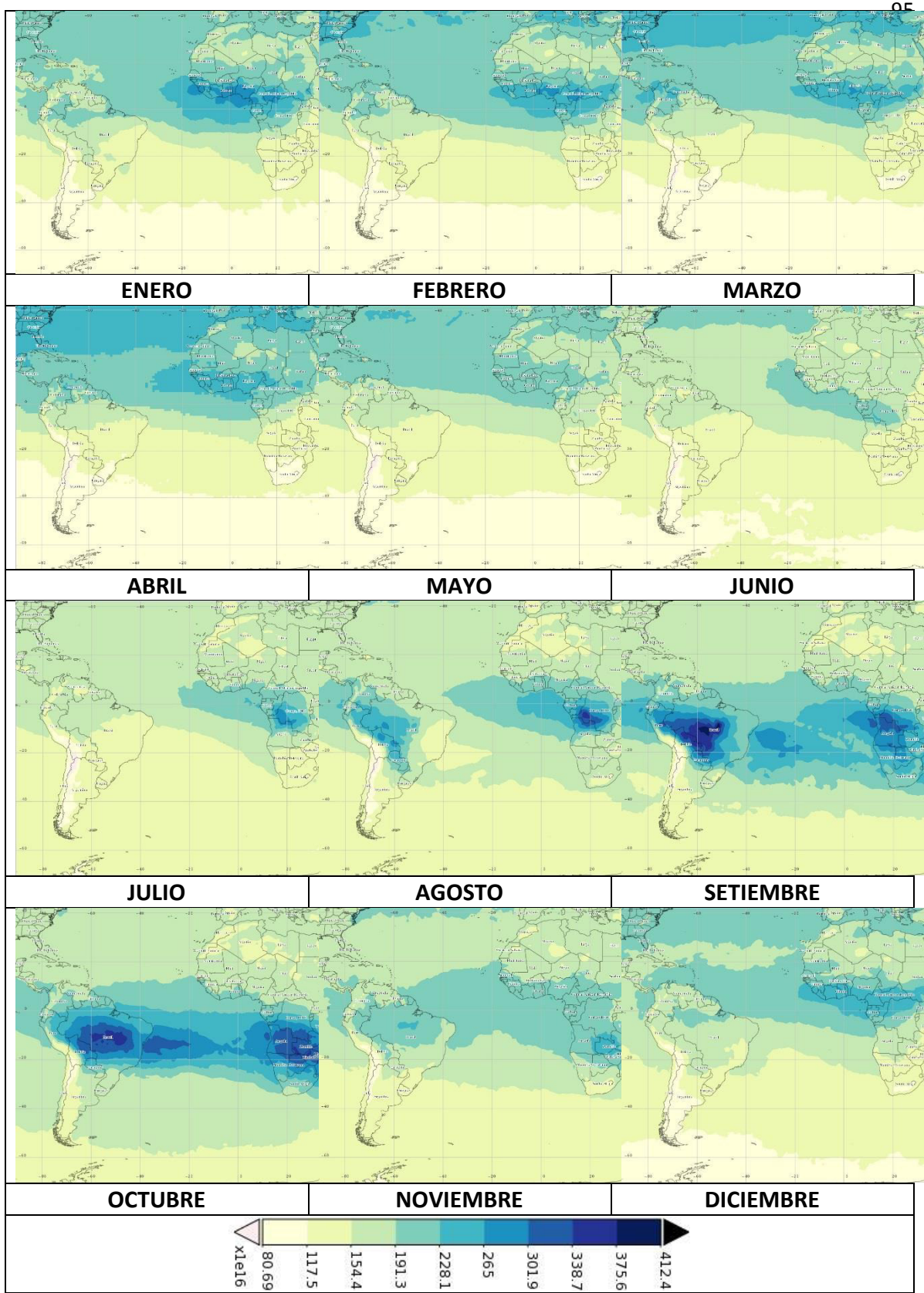


Figura 6.36 (a). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2010.

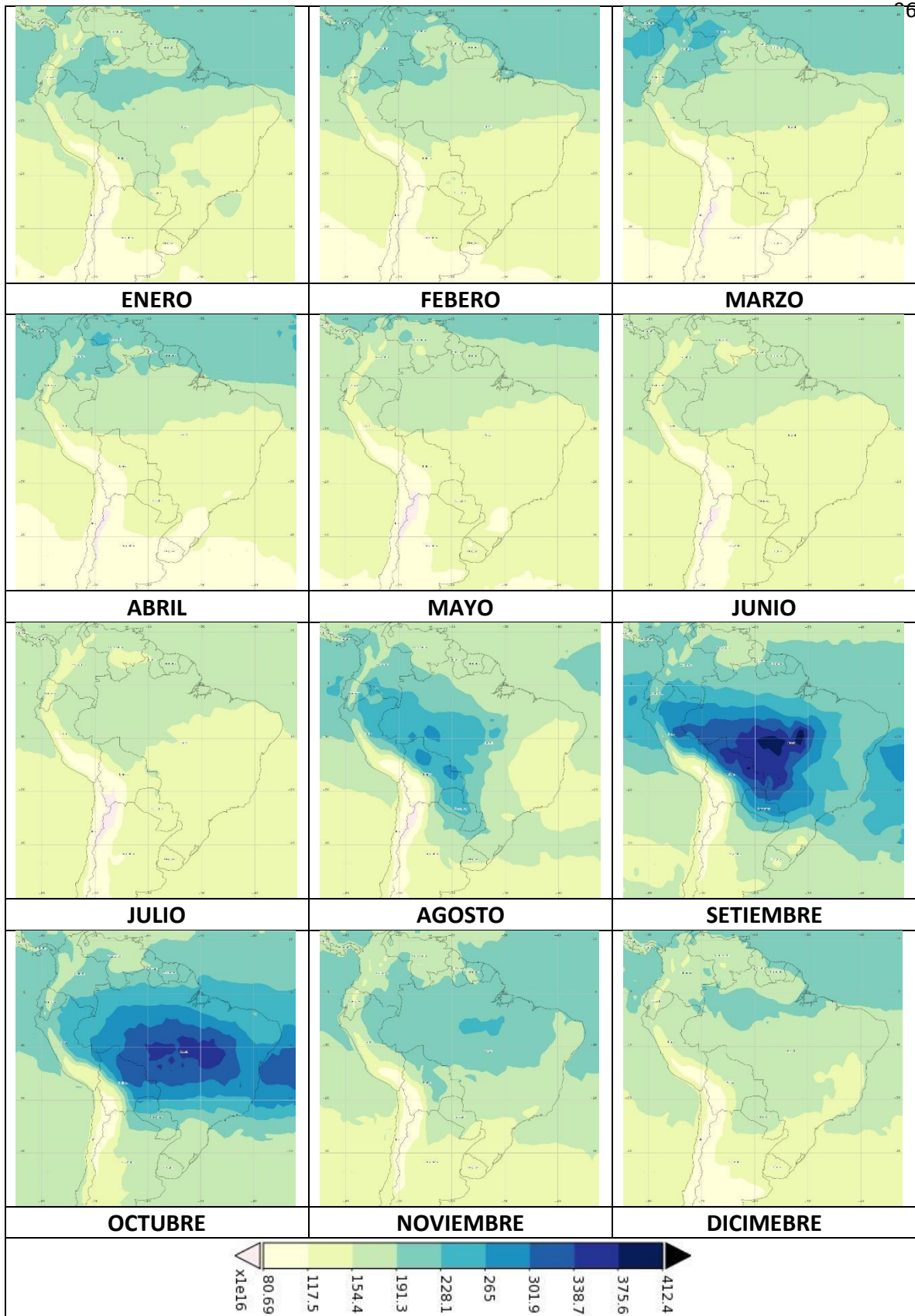


Figura 6.36 (b). Promedio mensual del monóxido de carbono (CO) de $1^0 \times 1^0$ de resolución espacial para el año 2010.

6.7 Conclusiones

1. Existe una mayor correlación entre el número de incendios y la concentración del espesor óptico de los aerosoles y el monóxido de carbono, para los departamentos de Ucayali y Madre de Dios debido a que se registran mayor número de incendios, en comparación al departamento de Loreto donde se registró menor número de incendios.
2. Se registran valores máximos del espesor óptico de los aerosoles para los años 2004, 2005, 2007 y 2010 ocurridos entre los meses de agosto, setiembre, con algunos máximos secundarios en febrero-marzo, correspondiente a los departamentos de Loreto, Piura, Ucayali y Madre de Dios en comparación a los departamentos de Tacna y Lima donde el transporte de los aerosoles es afectado por las altas elevaciones de la cordillera de los andes.
3. Se registran valores máximos del monóxido de carbono para los años 2004, 2005, 2007 y 2010 ocurridos entre los meses de agosto, setiembre, con algunos máximos secundarios en febrero-marzo, correspondiente a los departamentos de Lima, Tacna, Loreto, Piura, Ucayali, Madre de Dios, esto debido a que el transporte del monóxido de carbono es poco afectado por la cordillera de los andes en la parte norte, central y sur del Perú.
4. La baja resolución espacial no hace posible una buena visualización de la distribución espacial del monóxido de carbón y aerosoles.
5. El transporte de los aerosoles desde Loreto hacia Piura es poco afectado por la cordillera de los andes en la parte norte del Perú, cerca del Ecuador debido a que la cordillera presenta elevaciones relativamente bajas, permitiendo el transporte del espesor óptico de los aerosoles que provienen de quemas en Brasil (Mato Grosso), del Norte Amazónico de Bolivia y Paraguay.
6. Las quemas de biomasa en el norte de África entre los meses noviembre a marzo y en el sur de África entre los meses de abril a octubre influyen en las concentraciones de monóxido de carbono y aerosoles en América del Sur debido a la dirección de los vientos de este a oeste, y al desplazamiento de la zona de convergencia intertropical.

6.8 Recomendaciones

1. Contar con un banco de datos de los incendios forestales ocurridos en la región selva (Loreto, Ucayali, Madre de Dios) para validar los valores del espesor óptico de aerosoles obtenidos por satélite.
2. Se recomienda la estimación del espesor óptico de los aerosoles y del monóxido de carbono a una alta resolución espacial, para una mejor visualización de la distribución espacial y temporal.
3. Contar con equipos para realizar mediciones de las concentraciones in situ del espesor óptico de aerosoles y del monóxido de carbono para luego complementarlos con los datos obtenidos por satélite.

6.9 Referencias

1. Abrams, M., y S. Hook. (1998). ASTER User Handbook, Version 1, NASA/Jet Propulsion Laboratory, Pasadena.pp.13-26
2. Alonso, R., Bermejo, V. Elvira, S. A. Aguirre, A. Sanz, J.G. Herce, y R. Gimeno. (2009). La contaminación atmosférica en la sierra de Guadarrama. Riesgos potenciales para la vegetación. VI Jornadas Científicas del Parque Natural de Peñalara y del Valle de El Páular. Comunidad de Madrid, pp 63-86.
3. Andreae, M.O., y P. Merlet. (2001). Emission of trace gases and aerosols from biomass burning, *Global Biogeochemical Cycles*, Vol. 15, 4, 955-966.
4. Andreae, M.O., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A.A. Costa, G.P. Frank, K.M. Longo y M.A.F. Silva-Dias . (2004). Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, 303, 1337.
5. Babor, J.A., y J. Ibarz (1974). *Química General Moderna*. Ed. Marín, Barcelona, España
6. Baird, C. (2001). *Química Ambiental*. Ed. Reverté, Barcelona, España.
7. Banerjee, S., y K.S. Ghosh. (2014). Seasonal trend of AOD and Angstrom exponent (α) over Indian megacities in varying spatial resolution. *International Journal of Remote Sensing and Remote Sensing Letters*.
8. Brasseur, G., R. Prin y A. Pszenny. (2003). *Atmospheric chemistry in a changing world*. Springer-Verlag. Berlin.
9. Bremer, H., J.Kar, J.R. Drummond, F.Nichitu y J.Zou. (2004). Carbon monoxide from biomass burning in the tropics and its impact on the tropospheric ozone, *J. Geophys. Res.*, 109, D12304, doi: 10.1029/2003JD004234.
10. Castanho, A. D.A. (2005). *Propiedades ópticas das partículas de aerosol e uma nova metodologia para a obtencao de espessura óptica via satélite sobre Sao Paulo, Teste de doutorado apresantada ao Instituto de Fisica para obtencao do título de Doutor em Ciencias* .
11. Clerbaux, C. (2008b). CO measurements from the ACE-FTS satellite instrument: data analysis and validation using ground-based, airborne and space borne observations, *Atmospheric Chemistry & Physics*, 8, 2569–2594.
12. Chappelka, A., y L. Samuelson. (1998). Ambient ozone effects on forest trees of the eastern United States: a review. *New Phytologist* 139(1), 135-151.
13. Chu, P.S. (1985). A contribution to the upper-air climatology of tropical South America. *J. Clim.*, 5, 403-416.

14. Consejo Interamericano para el Desarrollo integral (CIDI) (2010). Evaluación de los niveles de contaminación atmosférica en las zonas urbanas del valle de aburra. Universidad Pontificia Bolivariana, Medellín, Colombia.
15. Crutzen, P. (1995). Ozone in the troposphere, chapter 10, pages 349-393. Composition, chemistry and climate of the atmosphere. Van Nostrand Reinold Publ. New York.
16. Davison, A.W., y J. Barnes. (1998). Effects of ozone on wild plants. *New Phytologist* 139(1), 135-151.
17. Dutra, J.M. (2012). Relação entre O₃ troposférico e CO sobre áreas de florestas e pastagem a partir de sondagens aqua. Dissertação (Mestrado em Meteorologia, Climatologia, Hidrologia e Interação Biosfera-Atmosfera) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus.
18. Ferreira, N., A. Correia, y C. Ramirez. (2003): Synoptic scale features of the tropospheric circulation over tropical South American during the WETAMC TRMM/LBA experiment. *Atmosphere*, 13-30
19. Fiscus, E.L., F. Booker, y K. Burley. (2005). Crop responses to ozone: uptake, modes of action, carbon assimilation and partitioning. *Plant cell and environment*, 28, 997-1011.
20. Finlayson-Pitts, B.J., y J.N.Pitts. (2000) Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere: Theory, Experiments, and Applications, academic press, San Diego, California, USA.
21. Fuenzalida, H. A., R. Sánchez y R. D. Garreaud. (2005). A climatolog y of cutoff lows in the Southern Hemisphere, *J. Geophys. Res.*, 110, D18101, doi: 10.1029/2005JD005934
22. Galanter, M., H. Levy y G.R. Carmichael. (2000). Impacts of biomass burning on tropospheric CO, NO_x y O₃, *Journal of Geophysical Research*, 105, 6633.
23. Hudson, J., y X. Da. (1996). Volatility and size of cloud condensation nuclei. *Journal of Geophysical Research*, 101, 4435-4442.
24. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK & New York, New York, USA.
25. Justice, C.O., J.P. Malingreau, A.W. Setzer. (1992) Satellite remote sensing of fires: potential and limitations. In: Dahlem Workshop Reports Berlin. Alemania.pp.15-20.

26. Kalnay, J. (1996). The NCEP/NCAR 40- Year Reanalysis Project. Bull. Amer Met Soc., 77,437–471
27. Kirchhoff, V.W.J.H (1996). Increasing concentrations of CO and O₃ rising deforestation rates and increasing tropospheric carbon monoxide and ozone in Amazonia. Environmental Science and Pollution Research. V.3: 210,212
28. Koren, I., Y.J. Kaufman, L.A. Remer y J.V. Martins. (2004). Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation; Science, 303, 1342-1345
29. Lenoble, J. (1993). *Atmospheric Radiative Transfer*, A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, USA, pp. 530-535.
30. Liou, K.N. (2002). An introduction to Atmospheric Radiation, Second Edition, 348 Academic, USA. pp.206-301
31. Li, J. (2008). README document for AIRS Level-2 Version 005 standard products AIRX2RET/AIRH2RET/AIRS2RET. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, CA.
32. Logan, J. A., M. J. Prather, S. C. Wofsy, y M. B. McElroy (1981). Tropospheric chemistry – A global perspective, jgr, 86, 7210–7254, doi: 10.1029/JC086iC08p07210.
33. Lenters, J.D., y K. H. Cook. (1996): on the origin of the Bolivian High and related Circulation Features of the South American climate. J. Atmos. Sc. 54: 656 -677.
34. Lillesand, T.M., W.K. Ralph, J.W. Chipman. (2004). Remote sensing and image interpretation. Quinta edición. Wiley J, Sons editors.
35. Longo, K. (1999). Correlation between smoke and tropospheric ozone concentration in Cuiaba during SCAR-B, Journal of Geophysical Research., 104, 12113-12129.
36. Manta, M.I., y H. León. (2004). Los incendios Forestales del Perú: Grave problema por resolver Floresta (Brasil) 34(2).179-189
37. Martínez, E.R. (2011). Estudio de los aerosoles atmosféricos en valencia mediante medidas del Nefelómetro de integración. Universidad de Valencia. Tesis para optar el grado de Doctor en Ciencias Físicas, pp.7-8.
38. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino (MARM) (2009). El ozono troposférico y sus efectos en la vegetación. Madrid, pp. 66-72.

39. Mas, J.F. (2009). Taller: Aplicaciones del sensor MODIS al monitoreo del territorio. Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental. Universidad Nacional Autónoma de México, pp.12-21.
40. Mielnicki, D.M. (2004). Quema de biomasa y transporte de contaminantes en la cuenca del Paraná y alrededores . Tesis de licenciatura. Dpto. Cs de la Atmosfera y los Océanos, UBA.
41. Mielnicki, D.M, P.O Canziani, J. Drummond y J.P. Skalany. (2005a). La quema de biomasa en Sudamérica vista desde el espacio, CONGREMET IX, Buenos Aires, Argentina.
42. Mielnicki, D.M, y P.O Canziani (2005b). Quema de biomasa en Sudamérica: Impactos regionales y globales, CONGREMET IX, Buenos Aires, Argentina.
43. Mielnicki, D.M, P.O Canziani, J. Drummond y J.P. Skalany. (2005c). La quema de biomasa en el centro sur de Sudamérica incendios locales, impactos regionales, CONGREMET IX, Buenos Aires, Argentina.
44. Mohanakumar, K. (2008), *Stratosphere Troposphere Interactions*, Springer, 416
45. Morgan, P.B., T. Miest, G. Bollero, R. Nelson y S. Long. (2006). Season- long elevation of ozone concentration to projected 2050 levels under fully open air conditions substantially decreases the growth and production of soybean. *New Phytologist* 170 (1), 333-343.
46. NASA (2014). National Aeronautics and Space Administration. Productos de aerosoles (partículas) de la NASA ARSET-AQ (Applied Remote Sensing Training – Air Quality). Capacitación de percepción remota aplicada - calidad del aire. Proyecto de ciencias aplicadas de la NASA, pp. 2-3.
47. Nishizawa, T., y M. Tanaka. (1983). The annual change in the tropospheric circulation and the rainfall in South America. *Arch. Meteor. Geophys. Bioclimatol.*, 33B, 107–116.
48. Novakov, T., y J.E. Penner. (1993). Large contribution of organic of aerosols to cloud-condensation-nuclei concentrations. *Nature*, 365, 823-826.
49. Ñaña, B. (2014). Variación temporal de la concentración de monóxido de carbono usando datos del sensor MOPITT en las regiones costa, sierra y selva del Perú. ISSN 2225-5141, ISSN-e 2225-515X, Vol. 4, N^o 2.
50. Pereira, E.B., y A.W. Setzer. (1996). Airborne measurements of aerosols from burning biomass in Brazil related to the TRACE An experiment, *Journal of Geophysical Research*, 101,23983.

51. Pinilla, C.R. (1995). Elementos de Teledetección. Ed. RA-MA. España. ISBN: 8478972021.
52. Poveda, J.G. (2011) *El papel de la amazonía en el clima global y continental: impactos del cambio climático y la deforestación*. In: Amazonia colombiana: imaginarios y realidades. Universidad Nacional de Colombia. Vicerrectoría de Sede. Dirección Académica [Leticia]; Universidad Nacional de Colombia. Instituto Amazónico de Investigaciones (IMANI), pp. 145-156.
53. Quispe, N., F.H. Cubas y G.J. Avalos. (2005). Circulación Atmosférica de verano e invierno sobre Sudamérica, Proyecto de adaptación al retroceso acelerado de los glaciares en los Andes tropicales–PRAA, Memoria Técnica, Componente Meteorológica-SENHAMI-Perú, pp.2-3.
54. Ramanathan, V., P.J. Crutzen, J.T. Kiehl y D. Rosenfeld. (2001). Aerosols, climate, and the hydrological cycle; *Science*, 294, 2119-2124.
55. Rahman, H., y G. Dedieu. (1994). SMAC: A simplified method for the atmospheric of satellite measurements in the solar spectrum. *International Journal of Remote Sensing*, vol 15, pp.123-143.
56. Reyes, C.S. (2001). Introducción a la Meteorología, universidad Autónoma de Baja California, Mexicali, B.C, México.
57. Riipinen (2011) Organic condensation: a vital link connecting aerosol formation to cloud condensation nuclei (CCN) concentrations. *Atoms Chem Phys* 11 (8):3865-3878.
58. Riviera-Carpio C.A., Corrigan C.E., Novakov T., Penner C.F., Rogers y J.C.Chow. (1996). Derivation of contributions of sulphate and carbonaceous aerosols to cloud condensation nuclei from mass size distributions. *Journal of Geophysical Research. Atmospheres*, 101, 19483-19493.
59. Rosenfeld, D. (2000). Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution, *Science*, 287, 1793-1796
60. Rojas., N. (2012). Estudio de las Dinámica del Espesor Óptico de los Aerosoles en América del Sur a partir de las imágenes MODIS de los satélites Terra y Aqua (2000-2012). Lima: Laboratorio de Teledetección / UNMSM.
61. Skarby, L., H. Poulsen, F.Wellburn, L. Sheppard. (1998). Impacts of ozone on forests: a European perspective. *New Phytologist* 139 (1), 109-122.

62. Salati, E. 1985. The climatology and hydrology of Amazonia. In: G.T. Prance and T.E. Lovejoy (Editors), *Key Environments: Amazonia*, Pergamon Press, Oxford, 18–48.
63. Slater, P.N. (1980). *Remote Sensing: Optics and Optical Systems*. Addison Wesley Publishing Company, Reading, Massachusetts, pp.575.
64. Smith, J. A., L. L. Tzeu, y K. J. Ranson. (1980). The Lambertian Assumption and Landsat Data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 46 (9), pp.1183-1189.
65. Sobrino, J. (2001) Teledetección. Universitat de valencia editor.pag 33-53
66. Solomon, S., R. R. Garcia, J. J. Olivero, R. M. Bevilacqua, P. R. Schwartz, R. T. Clancy, y D. O. Muhleman (1985), Photochemistry and transport of carbon monoxide in the middle atmosphere, *Journal of Atmospheric Sciences*, 42, 1072–1083, doi:10.1175/1520 0469(1985)042.
67. Suárez, L., L. Castillo, M. Marín, G. Carrillo, L. Rimac, J. Pomalaya y R. Menacho. (2006). Estudio de la variación estacional de ozono troposférico y aerosoles en el Perú relacionado a las quemadas de vegetación en la Amazonía, *Mosaico Científico* 3 (3), 36-41. (ISSN 1817-8391).
68. Susskind, J., C. Barnet y J. Blaisdell. (2003). Retrieval of atmospheric and surface parameters from A IRS/AMSU/HSB data under cloudy conditions, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol.41, pp 390-410.
69. Stephens, S., S. Madronich, F. Wu, J. Olson, R. Ramos, A. Retama, y R. Muñoz (2008a). Weekly patterns of Mexico City's surface concentrations of CO, NO_x, PM10 y O₃ during 1986-2007, *Atmospheric Chemistry & Physics Discussions*, 8, 8357–8384
70. Toma, V. E., y P. J. Webster. (2009). Oscillations of the intertropical convergence zone and the genesis of easterly waves Part I: diagnostics and theory. *Clim Dyn.* DOI 10.1007/s00382-009-0584-x.
71. Vargas, P. (2009). Variabilidad espacial y temporal del espesor óptico de los aerosoles sobre Perú usando imágenes de satélite. Monografía de la Tesis de Licenciatura en Física. Facultad de Ciencias Físicas. UNMSM
72. Van, D.P., J.P. Lacaux y R. Serpoley. (1994). Cloud-active particles from African savanna combustion experiments. *Atmospheric Research*, 31, 41-58
73. Velasco, V. (2006). Studies on the Transport of CO and Related Biomass Burning Emissions Using Ground Based Fourier Transform Infrared Spectrometry, thesis Doctorate, Universidad de Bremen, Bremen, Germany.

74. Vera C., J. Baez, M. Douglas, C. B. Emmanuel, J. Marengo, J. Meitin, M. Nicolini, Nogueira Paegle, J. Paegle, O. Penalba, P. Salio, C. Saulo, M. A. Silva Dias, P. Silva Dias, y E. Zipser (2006). The South American Low-Level Jet Experiment. American Meteorological Society January | 63
75. Webster, P.J., y R. Lukas. (1992). TOGA-COARE: the coupled ocean-atmosphere response experiment. Bull Amer Met Soc 73:1377– 1416
76. World Health Organization (WHO) (2006). WHO Air quality guidelines for particulate matter, ozone, nitrogen dioxide and sulfur dioxide. Global update 2005. Summary of risk assessment. WHO Press, Ginebra, Suiza.
77. Zhou, J., Lau K-M. (1998). Does a monsoon climate exist over South America. J. of Climate 11: 1020-1040.
78. Wayne, R.P. (2000). Chemistry of the Atmospheres. Oxford University Press, New York, USA.
79. Yamasoe, M.A. (1999) Estudo de Propriedades Ópticas de Partículas de Aerossóis a partir de uma Rede de Radiômetros, Tese apresentada ao Instituto de Física da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doctor em Ciências.

ANEXO 1

Magnitudes radiométricas básicas

En esta parte del informe se presentaran los principales conceptos que permiten entender de qué modo puede utilizarse la radiación electromagnética en teledetección para obtener información sobre el área de estudio , además estos conceptos nos servirán de base para una buena comprensión de este trabajo.

Energía Radiante (Q) : Es la cantidad de energía que incide sobre una superficie de área dada en un periodo de tiempo dado. En principio, se incluyen todas las longitudes de onda contenidas en la radiación. Si es preciso, debe indicarse explícitamente el rango de $\Delta\lambda$ considerado (Pinilla, 1995).

Energía Radiante Espectral (Q_λ) : Es la energía radiante por intervalo unitario de longitud de onda (J/nm o J/ μm)

$$Q_\lambda = \frac{dQ}{d\lambda} \quad (1.1)$$

Flujo Radiante (Φ) : Es el flujo de energía por unidad de tiempo ($W = J/s$)

$$\Phi = \frac{dQ}{dt} \quad (1.2)$$

No obstante, cuando la radiación incide en un dispositivo que produce una señal (voltaje u otra) proporcional a la radiación incidente, la magnitud importante es la “cantidad total de flujo” en vez del flujo por unidad de área, por lo que en estos casos, resulta necesario especificar la extensión espacial del campo de radiación cuyo flujo se está considerando (Pinilla, 1995).

Flujo Radiante Espectral (Φ_λ): Es el flujo de energía radiante por unidad de tiempo t unidad de onda. Se mide en W/nm.

$$\Phi_\lambda = \Phi_\lambda(\lambda) = \frac{dQ_\lambda}{dt} = \frac{d\Phi}{d\lambda} \quad (1.3)$$

La distribución espectral del flujo radiante es, como veremos, muy importante para la mayoría de aplicaciones, incluyendo la caracterización de un detector en función de la energía incidente.

Irradiancia (E): Es la densidad de flujo radiante por unidad de superficie que incide sobre un punto en la superficie especificada. Deben incluirse todas las direcciones comprendidas en el ángulo semiesférico por encima o por debajo del punto en la superficie. Se mide en W/m^2 (Pinilla, 1995).

$$E = \frac{d\Phi}{dS_0} \quad (1.4)$$

La irradiancia saliente de una superficie se denomina emitancia (M) y tiene las mismas unidades y expresión para su definición. La Emitancia también se ha denominado, en el pasado, emitancia, aunque este término se aplica en la actualidad como equivalente a la emisividad, propiedad de la superficie del elemento emisor (Pinilla, 1995).

Intensidad Radiante (I) : Es la densidad de flujo radiante por unidad de ángulo solido incidente en un punto en el espacio propagándose en una dirección específica.

$$I = \frac{d\Phi}{d\omega} \quad (1.5)$$

Intensidad Radiante Espectral (I_λ): Es el flujo radiante por unidad de ángulo sólido y por unidad de longitud de onda incidente en un punto en el espacio propagándose en una dirección específica. Se mide en $W/(sr \cdot nm)$.

$$I_\lambda = \frac{dI}{d\lambda} = \frac{d^2Q\lambda}{d\omega dt} = \frac{d^2\Phi}{d\omega dt} \quad (1.6)$$

Radiancia (L): Es la densidad de flujo radiante por unidad de área y de ángulo sólido, incidente o emitido por un elemento de superficie en un punto en el espacio propagándose en una dirección específica, Figura 1.1. Se mide en $(W/(m^{-2}sr^{-1}))$. Su ecuación de definición es:

$$L = \frac{d^2\Phi}{d\omega dt} = \frac{d^2\Phi}{d\omega dS_0 \cos\theta} \quad (1.7)$$

Donde $dS = dS_0 \cos\theta$ es una magnitud denominada "área proyectada" que es el área de la proyección de la superficie elemental dS_0 (Pinilla, 1995).

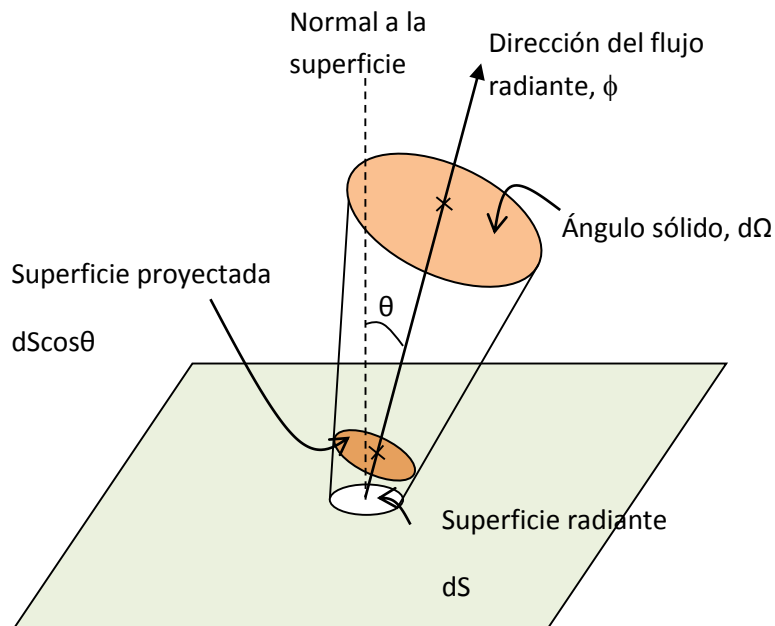


Figura 1.1 Radiancia

Radiancia Espectral (L_λ): Es la densidad espectral de Radiancia medida en $(W/(m^2 \cdot sr \cdot \mu m))$

$$L_\lambda = \frac{dL}{d\lambda} = \frac{d^3\Phi}{d\omega dS_0 \cos\theta d\lambda} \quad (1.8)$$

Reflectancia

La reflectancia, se le denomina también albedo desde el punto de vista geofísico, como ya se manifestó la reflectancia es la razón entre la radiación reflejada y la incidente, se consideran dos tipos de reflectancia de interés cuando se habla de correcciones atmosféricas, la reflectancia en la cima de la atmósfera (TOA), también llamada reflectancia planetaria (ρ_p) y la reflectancia al nivel de la superficie (ρ_c) (Rahman y Dedieu, 1994). La reflectancia planetaria es la razón de la radiación solar reflejada por el sistema tierra-Atmosfera a la radiación solar incidente. Se asume que una superficie lambertiana elemental, d_A , es irradiada por un flujo radiante incidente, E (Wm^{-2}) y que el flujo radiante reflejado, Φ , desde, dA , en cualquier dirección “ θ ” a la normal a la superficie es dado por la ecuación.

$$d^2\Phi = Ld\Omega dA \cos\theta \quad (1.9)$$

Donde, L es la radiancia (en $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}$). El análisis de un campo de la radiación a menudo requiere de la consideración de la cantidad de energía radiante confinada a un elemento de ángulo sólido. El ángulo sólido, Ω , es definido como la razón del área total, σ de una superficie esférica al cuadrado del radio de la esfera r (Pinilla, 1995). Esto puede ser escrito como

$$\Omega = \frac{\sigma}{r^2} \quad (1.10)$$

Las unidades del ángulo sólido, Ω son expresadas en términos del estereorradián (sr). Para una esfera cuya área superficial es $4\pi r^2$, su ángulo solido es 4π sr. Para obtener un ángulo sólido elemental diferencial, construimos una esfera cuyo punto central es denotado como O. Asumiendo una línea a través del punto O que se mueve en el espacio y que intercepta una superficie arbitraria localizada a una distancia r desde el punto O, entonces, el área diferencial $d\sigma$ en coordenadas esféricas es dado por

$$d\sigma = (rd\theta)(r\text{Sen}\theta d\phi) \quad (1.11)$$

Por lo tanto, el ángulo solido diferencial es

$$d\Omega = \frac{\sigma}{r^2} = \text{Sen}\theta d\theta d\phi \quad (1.12)$$

Donde θ y ϕ denotan los ángulos cenital y acimutal, respectivamente, en coordenadas polares. El flujo radiante total reflejada en el hemisferio, $d\Phi_h$ está dado por

$$d\Phi_h = \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{2\pi} L dA \text{Cos}\theta \text{Sen}\theta d\phi = \pi L dA \quad (1.13)$$

Donde el subíndice h representa el hemisferio total. Luego, la reflectancia difusa ρ , de la superficie es.

$$\rho = \frac{d\Phi_h}{d\Phi_i} = \frac{\pi L dA}{E dA} = \pi \frac{L}{E} \quad (1.14)$$

La cantidad πL es la densidad de flujo radiante reflejado desde la superficie, que es equivalente a la excitación radiante M de la fuente auto emisora, o expresado de otra forma, la razón $d\Phi_h/d\Phi_i$ es la excitación radiante de una superficie Lambertiana. Por consiguiente, de la ecuación (1.14)

$$M = \pi L \quad (1.15)$$

En el caso general, la radiancia L , de la superficie es una función del ángulo θ y el ángulo acimutal ϕ , es decir $L(\theta, \phi)$ en donde esta radiancia es la recibida por el sensor. Entonces la ecuación (1.10) se hace.

$$\rho = \frac{d\Phi_h}{d\Phi_i} = \frac{1}{E dA} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{2\pi} L(\theta, \phi) dA \text{Cos}\theta \text{Sen}\theta d\theta d\phi = \rho_p \quad (1.16)$$

La ecuación (2.21), no puede ser resuelta hasta que conozcamos la dependencia de la radiancia L , con θ y ϕ . Muchas superficies naturales muestran características lambertianas con $\theta = 40^\circ$, y algunas (tales como la nieve y el desierto) son lambertianas hasta cerca de $\theta = 50^\circ$, o $\theta = 60^\circ$, .Sin embargo, aún bajo la geometría más restringida de observaciones del satélite LANDSAT, la aproximación a condiciones lambertianas no siempre es posible (Smith et al., 1980). Existen muchas superficies que salen significativamente del caso Lambertiano para θ

superior a unos 60^0 . Muchas superficies naturales muestran poco cambio en la radiancia con el acimut, ϕ . En la ecuación (1.16), E es la irradiancia Extraterrestre Solar. Pero la radiación que llega del sol está sometida a diferentes variaciones, alguna de ellas debida a procesos internos del sol, tales como la actividad de las manchas solares. Este tipo de variación no se tiene en cuenta a efectos de la constante solar. De esta forma, la radiación que llega al exterior de la atmosfera es (Slater, 1980):

$$E = E_0 \varepsilon_0 \quad (1.17)$$

Donde ε_0 es el factor de corrección de la excentricidad de la órbita de la Tierra y viene dado por la ecuación 1.14.

$$\varepsilon_0 = \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 = \frac{1}{d^2} \quad (1.18)$$

La radiación solar que llega al exterior de la atmosfera sobre una superficie plana, en función de la altura del Sol, α , será por lo tanto

$$E = \varepsilon_0 E_0 \text{Sen} \alpha = \varepsilon_0 E_0 \text{Cos} \theta \quad (1.19)$$

Luego, la reflectancia planetaria, ρ_p , es dada por la siguiente expresión:

$$\rho_p = \frac{\int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{2\pi} L(\theta, \phi) \text{Cos} \theta \text{Sen} \theta d\theta d\phi}{\varepsilon_0 E_0 \text{Cos} \theta} \quad (1.20)$$

En general, la dependencia de $L(\theta, \phi)$, con θ y ϕ es muy poco conocido, y por consiguiente, en la ausencia de modelos angulares teóricos satisfactorios o resultados observados, se asume la isotropía, es decir, $L(\theta, \phi) = L$ y por lo tanto

$$\rho_p = \frac{\pi L d^2}{E_0 \text{cos} \theta_s} \quad (1.21)$$

Dónde:

ρ_p : Es la reflectancia planetaria.

L_λ : Es la radiancia espectral de cada banda a su longitud de onda λ en unidades $(W/(m^2 \cdot sr \cdot \mu m))$

E_0 : Es la irradiancia solar exoatmosférica promedio medida en $(W/(m^2 \cdot sr \cdot \mu m))$

θ : Es el ángulo cenit del Solar en radianes $\theta_s = (90 - \theta_e) \frac{\pi}{180}$, θ_e , es el ángulo de elevación de adquisición de la imagen

d^2 : es el cuadrado de la distancia del sol a la tierra en unidades astronómicas (1UA)

$$d^2 = (1 - 0.01672 \cos(\text{radian}(0.9856(d_n - 4))))^2 \quad (1.22)$$

ANEXO 2

Scattering

El sol emite radiación electromagnética en todas las longitudes de onda, pero la mayor parte de la energía emitida se encuentra en el espectro visible, a longitudes de onda que se encuentran entre 400 y 700 nm. La radiación solar que incide sobre las partículas, puede ser absorbida, reflejada o transmitida en todas las direcciones en procesos simultáneamente. Este fenómeno de reflexión, dispersión o difusión permite considerar a la partícula como si fuera una fuente puntual de energía, y si se considera de volumen esférico, su energía dispersada puede ser calculada a partir de las ecuaciones de Maxwell (Castanho, 2005). En la dispersión (o scattering) se define el denominado “parámetro de tamaño” como:

$$x = 2\pi d/\lambda \quad (2.1)$$

donde d es el radio de la partícula, λ es la longitud de onda de la radiación incidente. Si las partículas son mucho más pequeñas que la longitud de onda de la radiación incidente nos encontramos en la aproximación de Rayleigh. Con esta teoría se estudia la dispersión de la radiación solar por las moléculas de la atmosfera terrestre. Si el tamaño de las partículas es de igual a o mayor tamaño que la longitud de onda de la radiación incidente, nos encontramos en la aproximación de Mie. La Figura 2.1 muestra los intervalos en los que se aplican las aproximaciones de Rayleigh y Mie en función del parámetro de tamaño (Expósito, 1999) En general se emplea el nombre de “moléculas” para referirnos a aquellas partículas cuyo tamaño permite la aproximación de Rayleigh mientras que “partículas” se suele utilizar en la aproximación de Mie

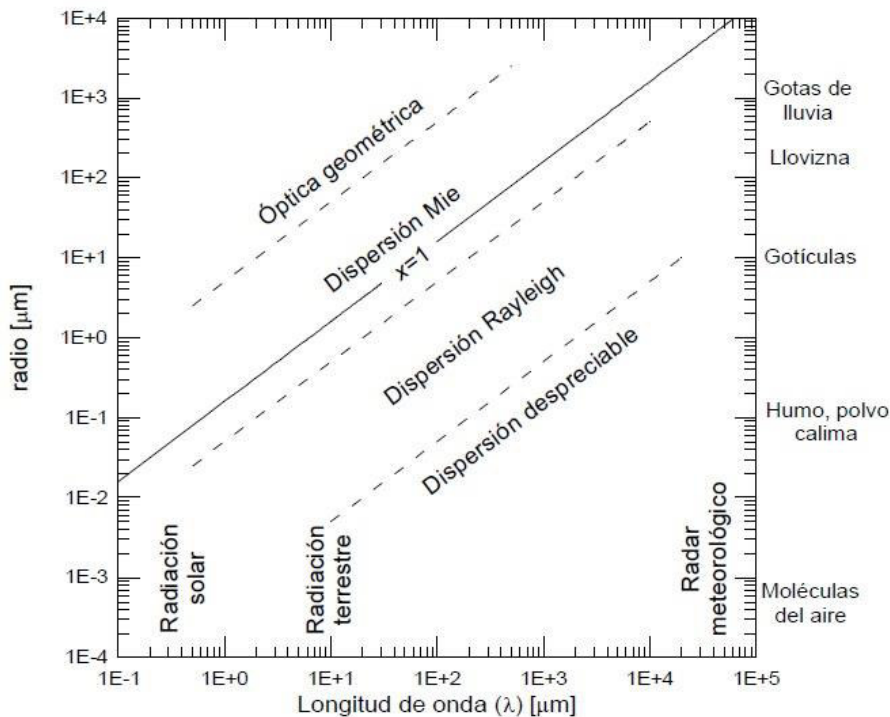


Figura 2.1. Diferentes tipos de dispersión según el parámetro de tamaño (Lenoble, 1993).

Scattering de Rayleigh

La intensidad dispersada por una molécula depende de las características de polarización de la luz incidente. Para la luz incidente polarizada verticalmente la intensidad dispersada es independiente de la dirección del plano de dispersión. En este caso luego, la dispersión es isotrópica. En otras palabras, para la luz incidente polarizada horizontalmente, la intensidad dispersada es una función de $\cos^2\theta$. Cuando la luz incidente no es polarizada, tal como la luz del Sol, la intensidad dispersada depende de $(1 + \cos^2\theta)$. Los patrones de dispersión angular en el espacio para los tres tipos de polarización incidente se ilustran en la Figura 2.2 se observa que la dispersión de la luz del Sol polarizada por las moléculas (Dispersión de Rayleigh) tiene máximos en las direcciones hacia adelante 0° y hacia atrás 180° , mientras que muestra mínimos en las direcciones laterales 90° y 270° . La luz dispersada por las partículas o moléculas no es limitado solo al plano de incidencia, sino es visible en todas las direcciones azimutales. Debido a la simetría esférica asumido para las moléculas, los patrones de dispersión son simétricos en el espacio tridimensional, como se muestra en la Figura 2.2. Para describir la distribución angular de la energía dispersada en conjunción con la dispersión múltiple y la transferencia radiativa

análisis para las atmósferas planetarias, hace esto necesario para definir un parámetro adimensional llamado función fase, $P(\cos \theta)$, de tal manera que

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} \frac{P(\cos \theta)}{4\pi} \sin \theta \, d\theta \, d\phi = 1 \quad (2.2)$$

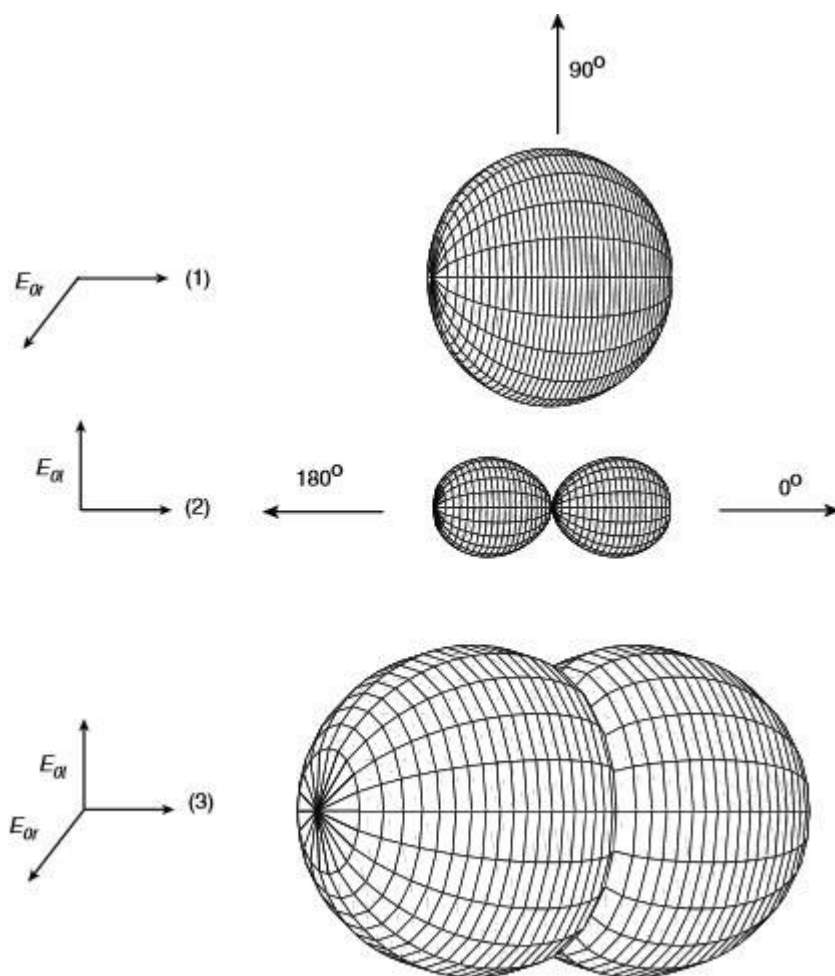


Figura 2.2. Diagrama polar de la intensidad dispersada por las moléculas de Rayleigh (Liou, 2002)

En la aproximación de Rayleigh, si un haz de radiación electromagnética no polarizada incide sobre una molécula esférica de radio mucho menor que la longitud de onda de dicha radiación, la intensidad de radiación dispersada en un ángulo θ con respecto a la dirección del haz incidente, obtenida a partir del dipolo que constituye la molécula, toma la forma:

$$I = \frac{I_0}{r^2} \vartheta^2 \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right)^4 \frac{1 + \cos^2 \theta}{2} \quad (2.3)$$

donde I_0 es la intensidad del haz que incide sobre la partícula, r la distancia de la molécula al punto de observación, ϑ es su polarizabilidad y λ la longitud de onda. Teniendo en cuenta el diferente comportamiento de las moléculas en la atmósfera en su forma de dispersar la radiación según la polarización de la radiación que les incide, la función de fase para dispersión Rayleigh toma la forma (Liou, 2002):

$$P(\cos \theta) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \theta) \quad (2.4)$$

con lo que la ecuación (2.2) puede describirse como:

$$I(\theta) = \frac{I_0}{r^2} \vartheta^2 \frac{128\pi^5}{3\lambda^4} \frac{P(\theta)}{4\pi} \quad (2.5)$$

De ello se deduce que la distribución angular de la distribución angular de la intensidad dispersada es directamente proporcional a la función fase. El flujo de energía dispersado, f (o potencia, en unidades de energía por tiempo) puede ser evaluado por la integración de densidad de flujo dispersada $I\Delta\Omega$ sobre una determinada área a una distancia r de la molécula dispersora como:

$$f = \int (I\Delta\Omega) r^2 d\Omega = \frac{F_0 \vartheta^2 128\pi^5}{(3\lambda^4)} \quad (2.6)$$

Donde $r^2 d\Omega$ representa el área de acuerdo con la definición de ángulo sólido. Insertando las expresiones para la intensidad dispersada (2.5) y el ángulo sólido diferencial definido por $d\Omega = \sin\theta d\theta d\phi$ en la ecuación (2.6) y llevando a cabo las integraciones sobre el ángulo sólido de una esfera, se obtiene el flujo dispersado isotrópicamente equivalente en la forma

$$f = \frac{F_0 \vartheta^2 128\pi^5}{(3\lambda^4)} \quad (2.7)$$

donde F_0 es la densidad de flujo incidente, por ejemplo $I_0\Delta\Omega$. Esto nos permite definir la sección eficaz de dispersión σ_s por molécula como:

$$\sigma_s = f/F_0 = \frac{\vartheta^2 128\pi^5}{(3\lambda^4)} \quad (2.8)$$

La sección transversal de dispersión (en unidades de área) representa la cantidad de energía incidente que es retirado desde la dirección original debido

a un solo evento de dispersión tal que la energía se redistribuye isotrópicamente en el área de una esfera cuyo centro es el dispersor y cuyo radio es r . En términos de la sección transversal de dispersión, la intensidad dispersada puede ser expresada por (Liou, 2002)

$$I(\theta) = I_0 \frac{\sigma_s}{r^2} \frac{P(\theta)}{4\pi} \quad (2.9)$$

Esta es la expresión general para la intensidad dispersada, que es válido no solo para moléculas sino también para partículas cuyo tamaño es mayor que la longitud de onda incidente. La polarizabilidad, ϑ , que se utilizó en las ecuaciones anteriores, se puede derivar del principio de la dispersión de las ondas electromagnéticas y está dada por

$$\vartheta = \frac{3}{4\pi N_s} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \quad (2.10)$$

Donde N_s es el número total de moléculas por unidad de volumen y m es el índice de refracción adimensional de las moléculas. Esta ecuación es llamada la fórmula de Lorentz-Lorentz. El índice de refracción es un parámetro óptico asociado con el cambio de velocidad de las ondas electromagnéticas en un medio con respecto al vacío. Normalmente, los índices de refracción de partículas atmosféricas y moléculas están compuestas de una parte real m_r y una parte imaginaria m_i correspondiente respectivamente, para las propiedades de dispersión y absorción de partículas y moléculas. En el espectro solar visible, la parte imaginaria de los índices de refracción de moléculas de aire pueden ser insignificantes en la discusión de dispersión. La parte real de los índices de refracción de moléculas de aire en el espectro solar están muy cerca de uno (1), pero dependen de la longitud de onda (o frecuencia) de la radiación incidente. Debido a esta dependencia, la luz blanca puede ser dispersada en componentes de color por moléculas que funcionan como prismas. La parte real del índice de refracción puede ser aproximadamente por

$$(m_r - 1) \times 10^8 = 6432,8 + \frac{2949810}{146 - \lambda^{-2}} + \frac{25540}{41 - \lambda^{-2}} \quad (2.11)$$

Donde λ está en micrómetros. Ya que m_r esta cerca de 1, para todos los propósitos prácticos, la ecuación (2.10) puede ser aproximadamente por

$$\vartheta^2 \approx \frac{1}{4\pi N_s} (m_r^2 - 1) \quad (2.12)$$

Así la sección transversal de dispersión definida en la ecuación (2.8), y es ahora

$$\sigma_s = \frac{8\pi^3 (m_r^2 - 1)^2}{3\lambda^4 N_s^2} f(\delta) \quad (2.13)$$

Un factor de corrección $f(\delta)$ es añadido en la ecuación (2.13) para tomar en consideración la propiedad anisotrópica de moléculas, donde $f(\delta) = \frac{(6-3\delta)}{(6-7\delta)}$ con el factor anisotrópico δ de 0,035. Anisotropía implica que el índice de refracción de las moléculas varía a lo largo de las direcciones x, y y z y además es un vector, no un escalar. Por lo tanto, la polarizabilidad ϑ es un tensor. El espesor óptico de toda la atmósfera molecular a una longitud de onda dada puede ser calculado desde la sección transversal de dispersión en la forma (Liou, 2002):

$$\tau(\lambda) = \sigma_s(\lambda) \int_0^{z_\infty} N(z) dz \quad (2.14)$$

donde $N(z)$ denota el número de densidad de las moléculas en función a la altura y z_∞ es la cima de la atmósfera. El espesor óptico representa la potencia de atenuación de las moléculas con respecto a una longitud de onda específica de luz incidente.

Scattering Mie

Si el parámetro de tamaño se aproxima a uno o es mayor (siempre que no exceda un valor aproximado de 50), la solución a las ecuaciones de Maxwell para partículas recibe el nombre de Mie. En este intervalo de tamaños se encuentran los aerosoles atmosféricos. Para dar solución a las ecuaciones de Maxwell, se considera coordenadas esféricas y ajustar las condiciones de contorno entre las interfaces de separación del medio de propagación de la onda inicial y el medio dispersor.

Por tanto se considera la dispersión de una onda plana linealmente polarizada por esferas homogéneas (índice de refracción n) de tal manera que el medio exterior es el vacío (índice de refracción igual a 1). En estas condiciones la teoría de Mie la intensidad de radiación dispersada por las partículas viene dada según las componentes perpendicular y horizontal de la radiación.

$$\begin{aligned} I_r^s &= I_r^i \frac{i_1}{k^2 r^2} \\ I_l^s &= I_l^i \frac{i_2}{k^2 r^2} \end{aligned} \quad (2.15)$$

Donde I_r^s e I_l^s denotan las componentes perpendicular y horizontal de la intensidad incidente, k es el número de ondas, r es la distancia de la partícula dispersora al observador, i_1 e i_2 son las denominadas funciones de intensidad para las componentes perpendicular y paralela.

$$i_1(\theta) = |S_1(\theta)|^2$$

$$i_2(\theta) = |S_2(\theta)|^2 \quad (2.16)$$

El principal problema computacional en la teoría de dispersión de Mie consiste en el cálculo de estas funciones de intensidad en función del ángulo de dispersión, e índice de refracción y el parámetro de tamaño. Dicho calculo puede realizarse a partir de las funciones de dispersión $S_1(\theta)$ y $S_2(\theta)$ quienes toman la siguiente forma

$$S_1(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [a_n \pi_n(\cos \theta) + b_n \tau_n(\cos \theta)] \quad (2.17)$$

$$S_2(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [b_n \pi_n(\cos \theta) + a_n \tau_n(\cos \theta)] \quad (2.18)$$

donde $\pi_n(\cos \theta)$ y $\tau_n(\cos \theta)$ son definidos a partir de los polinomios asociados de Legendre, a_n y b_n son los denominados coeficientes de dispersión, obtenidos a partir de las soluciones de las ecuaciones de Maxwell

$$\pi_n(\cos \theta) = \frac{1}{\sin \theta} P_n^1(\cos \theta) \quad (2.19)$$

$$\tau_n(\cos \theta) = \frac{d}{d\theta} P_n^1(\cos \theta) \quad (2.20)$$

A partir de las funciones de dispersión así como de las funciones de intensidad es posible obtener los parámetros radiativos de especial interés para caracterizar las propiedades de estos aerosoles. Así, se define la eficiencia de extinción Q_e , y la sección eficaz de extinción para una esfera de radio c :

$$Q_e = \frac{\sigma_{ext}}{\pi c^2} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}[a_n + b_n] \quad (2.21)$$

Donde $\text{Re}[a_n + b_n]$ denota la parte real en la dirección de incidencia de cualquiera de las dos funciones de dispersión. Definiendo la eficiencia de dispersión para una esfera de radio c y la sección eficaz de dispersión

$$Q_s = \frac{\sigma_s}{\pi c^2} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) [|a_n|^2 + |b_n|^2] \quad (2.22)$$

A partir de estas magnitudes la sección eficaz de absorción y la eficiencia de absorción de una esfera pueden ser calculadas como:

$$\sigma_a = \sigma_{ext} - \sigma_s \quad Q_a = Q_{ext} - Q_s \quad (2.23)$$

Otros parámetros radiativos de interés son los denominados coeficientes de dispersión y absorción, definidos respectivamente para una distribución dada de partículas (en unidades de longitud) como:

$$\beta_{ext} = \int_{c_1}^{c_2} \sigma_{ext} \frac{\partial n(c)}{\partial c} dc \quad (2.24)$$

$$\beta_s = \int_{c_1}^{c_2} \sigma_s \frac{\partial n(c)}{\partial c} dc \quad (2.25)$$

donde $dn(c)/dc$ es la distribución de partículas y la integral se extiende para intervalos de partículas con radios comprendidas entre c_1 y c_2 . Se define el albedo de dispersión simple para una distribución de partículas como:

$$\omega = \beta_s / \beta_{ext} \quad (2.26)$$

el cual permite caracterizar la absorción de radiación solar .

El espesor óptico de dispersión y absorción toman la siguiente forma (Yamasoe, 1999):

$$\tau_{ext} = \int_{c_1}^{c_2} \pi c^2 Q_{ext} N(c) dc \quad (2.27)$$

donde c es el radio y $N(c)$ es su distribución de tamaño.

Ecuación de transferencia radiativa

La propagación de la radiación dentro de un “medio de propagación” y seleccionemos una capa de espesor dx perpendicular al haz de radiación de radiancia R (Figura 2.3). Generalmente, dentro de la materia la energía radiante sufre algunas pérdidas debido a su conversión en otras formas de energía (procesos fotoquímicos, calentamiento, etc.) y según el camino dx la radiancia ha sido cambiada a $R + dR$ (Lenoble, 1993).

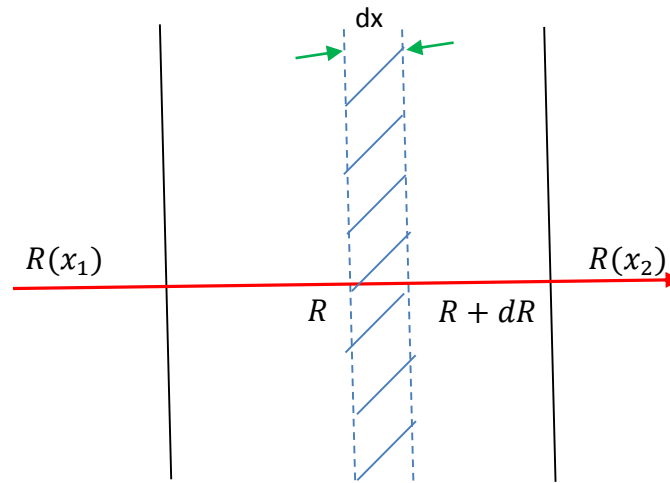


Figura 2.3. Esquema de la definición de extinción (Sobrino, 2001).

$$dR = -\beta_a R dx \quad (2.28)$$

La ecuación (2.28) sirve para definir el coeficiente de absorción volumétrico, β_a medido en m^{-1} , después de un recorrido finito entre x_1 y x_2 , la integración de la ecuación (2.28) da

$$R(x_2) = R(x_1) \exp(-\delta_a) \quad (2.29)$$

donde

$$\delta_a = \int_{x_1}^{x_2} \beta_a(x) dx \quad (2.30)$$

Es el espesor óptico de absorción entre x_1 y x_2 , es una cantidad sin dimensiones y se reduce al producto del camino geométrico por el coeficiente de absorción cuando el medio es homogéneo. La ecuación (2.29) es conocida como la Ley de extinción exponencial de Beer (Lenoble, 1993).

Sea un campo radiactivo caracterizado por una radiancia monocromática $I_\lambda(M, \vec{s})$ en un punto M, que se propaga en la dirección \vec{s} , en un material caracterizado por su coeficiente de extinción, $\beta_{e\lambda}$, el albedo de dispersión simple \tilde{w}_λ y la función fase, $P_\lambda(\vec{s}, \vec{s}')$, donde (\vec{s}, \vec{s}') representa el ángulo entre dos direcciones \vec{s} y \vec{s}' .

Generalmente, para un material no homogéneo, $\beta_{e\lambda}$, \tilde{w}_λ y p_λ varían con la posición de M (Lenoble, 1993).

La variación de la radiancia R_λ en un elemento de camino ds a lo largo \vec{s} es expresado por $\frac{d}{ds}R_\lambda ds$. El flujo de energía radiante que entra en un elemento de volumen $d\Sigma ds$ (ver Figura 2.4) por unidad de ángulo sólido $d\Omega$ es

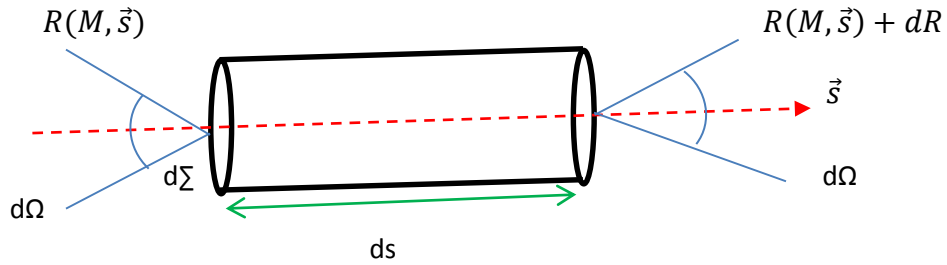


Figura 2.4. Balance de energía en un elemento de volumen (Lenoble, 1993).

$$\varphi_1 = R_\lambda(M, \vec{s}) d\Sigma d\Omega \quad (2.31)$$

El flujo de energía radiante que sale del volumen $d\Sigma ds$ será:

$$\varphi_2 = \left[R_\lambda(M, \vec{s}) + \frac{dI_\lambda(M, \vec{s})}{ds} ds \right] d\Sigma d\Omega \quad (2.32)$$

El flujo de energía radiante perdido por absorción y dispersión a lo largo de ds es

$$\varphi_3 = -\beta_{e\lambda}(M) R_\lambda(M, \vec{s}) d\Sigma d\Omega ds \quad (2.33)$$

Algo de flujo de energía radiante es ganado a lo largo de ds por dos procesos, dispersión de otras direcciones \vec{s}' en la dirección \vec{s} y la emisión térmica por el volumen mismo.

Ambas contribuciones son proporcionales a $d\Omega$ y al volumen $d\Sigma ds$; expresando el flujo de energía radiante ganado como

$$\varphi_4 = \beta_{e\lambda}(M) J_\lambda(M, \vec{s}) d\Sigma ds d\Omega \quad (2.34)$$

donde

$$J_{\lambda}(M, \vec{s}) = J_{\lambda}^{dis}(M, \vec{s}) + J_{\lambda}^{em}(M, \vec{s}) \quad (2.35)$$

Es llamada la “función fuente” y es la suma de dos procesos

$$J_{\lambda}^{dis} = \text{funcion fuente de dispersion}$$

La conservación de energía conduce a

$$\varphi_2 - \varphi_1 = \varphi_4 - \varphi_3 \quad (2.36)$$

o

$$\frac{dR_{\lambda}(M, \vec{s})}{ds} = -\beta_{e\lambda}(M)[R_{\lambda}(M, \vec{s}) - J_{\lambda}(M, \vec{s})] \quad (2.37)$$

que es la “**Ecuación de Transferencia Radiativa**” en general. Esta ecuación, con las condiciones de frontera, define la radiancia $I_{\lambda}(M, \vec{s})$ en el medio propagador (Lenoble, 1993).

Ecuación de la transferencia radiativa para una atmósfera plano paralela

Para muchas aplicaciones de transferencia radiativa atmosférica, es físicamente apropiado, considerar a la atmósfera formado por capas plano paralelas tal que las variaciones en la intensidad y parámetros atmosféricos son permitidos solamente en la dirección vertical (Liou, 2002). En este caso es conveniente para medir distancias lineales con dirección normal al plano de estratificación (Figura 2.5)

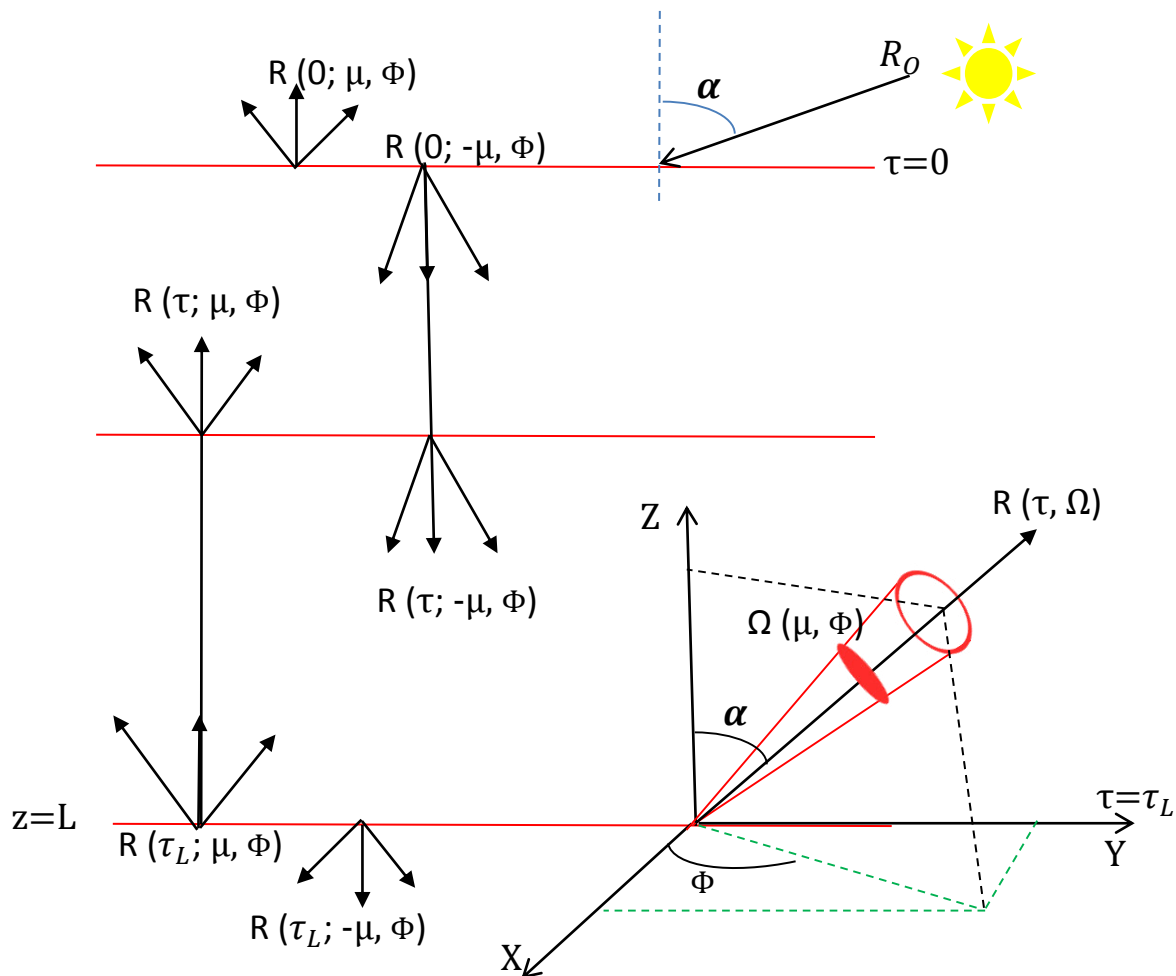


Figura 2.5. Geometría de una atmósfera plano paralela donde α y Φ son los ángulos cenit y acimut respectivamente (Liou, 2002)

Si z es la altitud, entonces $ds = dz/\cos(\alpha)$, $R(z; \alpha, \Phi)$ la radiancia y $J(z; \alpha, \Phi)$ como la función fuente por lo tanto la ecuación general de transferencia radiativa definida en (2.37) quedara expresada como

$$\cos \alpha \frac{dR(z; \alpha, \Phi)}{k\rho dz} = -R(z; \alpha, \Phi) + J(z; \alpha, \Phi) \quad (2.38)$$

donde ρ es la densidad del material, k indica la sección eficaz de extinción en unidades de área por masa ($\beta_{e\lambda} = k\rho$), α denota la inclinación de la normal hacia arriba, y Φ el angulo acimut en referencia al eje x

Introduciendo el espesor óptico

$$\tau = \int_z^\infty k\rho dz \quad (2.39)$$

medido hacia abajo desde el límite superior, se tiene

$$\mu \frac{dI(\tau; \mu, \Phi)}{d\tau} = R(\tau; \mu, \Phi) - J(\tau; \mu, \Phi) \quad (2.40)$$

donde $\mu = \cos \alpha$. Esta es la ecuación básica para el problema de dispersión múltiple para una atmosfera plano paralela