



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

---

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**VARIABILIDAD DIURNA Y ESTACIONAL  
DEL AEROSOL OPTICO URBANO.CASO DE  
ESTUDIO: CIUDAD DE MÉXICO.**

**T E S I S**  
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:  
**MAESTRO EN CIENCIAS**  
RADIACIÓN SOLAR  
P R E S E N T A:  
**I.Q. CARMEN GABRIELA SOLIS Y  
GONZALEZ.**



MEXICO, D.F.

FEBRERO 2008



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## *Agradecimientos*

*Al Dr. Amando Leyva Contreras, por brindarme su amistad, su estímulo y en especial el darme la oportunidad de hacer posible mi sueño. Así como su valiosa asesoría en la realización de ésta tesis.*

*A los sinodales,*

*M. en C. Armando Baez Pedrajamo, por su revisión y sus valiosos comentarios que contribuyeron a mejorar el presente trabajo de tesis.*

*Dr. Agustín Muhlia Velásquez, agradezco sus comentarios su enseñanza y sugerencias en la revisión de esta tesis.*

*Dr. Victor Orlando Magaña Rueda, por su disposición y ayuda en la revisión de tesis, el estímulo económico otorgado 2004, conjuntamente CONACYT, que permitieron continuar mi estancia y finalizar las asignaturas del posgrado en Ciencias de la Tierra.*

*Al Dr. Ernesto de los Santos Caetano, por su disposición, sus comentarios y sugerencias en el presente trabajo.*

*A la Universidad Nacional Autónoma de México, por darme la oportunidad De brindarme una educación de calidad desde Iniciación Universitaria secundaria, preparatoria, universidad y un posgrado.*

*Al Dr. Brent Holben y su equipo de colaboradores de Aeronet, por su oportuno y calificado apoyo para la obtención de la información de radiación solar y todas las actividades relacionadas con este proyecto, y en general el establecimiento y mantenimiento con los sitios de observaciones fotométricas ubicado en Ciudad Universitaria ( México d.f.).*

*Al Instituto de Geofísica (IGEF), (UNAM), y al financiamiento de la UNAM que se dió a través de los proyectos IGEF-H106, -H101, y el proyecto DGAPA-PAPIIT IN108005. El primer autor agradece al Posgrado en Ciencias de la Tierra, de la UNAM, por el apoyo para la presentación de los resultados preliminares de este trabajo en la Reunión Anual 2006 de la Unión Geofísica Mexicana. Se agradece al personal técnico y administrativo del Observatorio de Radiación Solar,*

*Al Dr. Fernández Zayas, por brindarme su amistad, así como el apoyo económico 2006-2007, financiado por los proyectos de Ahorro de Energía y Medio Ambiente del Instituto de ingeniería UNAM.*

*Dr, Saniger Blesa Ccadett. UNAM Ciudad Universitaria, por su valioso apoyo.*

*A mis amigos del posgrado por su convivencia tan amena y duradera amistad. gracias.*

*Agradecimientos Especiales*

*DEDICO CON TODO MI CARÍÑO Y ADMIRACIÓN.*

*A mi Mamá María del Carmen Solís, por la gran magia, por tu gran sacrificio, comprensión, paciencia y amistad que siempre me has brindado.*

*A mi hermano Ulises Solís, por ser una gran guía en mi vida, por su apoyo incondicional e invaluable y sus consejos en la realización de mi maestría.*

*A mi sobrina Alexa Cloe.*

*Gracias.*

## INDICE GENERAL

Resumen de la tesis .....	1
Importancia del tema en la actualidad.....	3
Breve Descripción del Tema.....	4
Objetivo.....	4
<b>CAPÍTULO 1</b>	
<b>EL AEROSOL ATMOSFÉRICO URBANO .....</b>	<b>5</b>
Introducción.....	5
1.1 Fuentes y sumideros.....	6
1.2 Tipos de partículas y sus características del aerosol urbano.....	7
1.3 Clasificación de las partículas por su tamaño.....	10
1.4 Las Modas del aerosol atmosférico Continental.....	13
1.5 Propiedades de la fase dispersa.....	16
1.6 Aerosol y Clima.....	23
1.7 Definición de fracción por su impacto en la salud.....	25
<b>CAPITULO 2</b>	
<b>CARACTERÍSTICAS RADIACIONALES DEL AEROSOL.....</b>	<b>27</b>
2.1 El espectro electromagnético.....	28
2.2 Efecto atmosférico en la propagación de la radiación solar .....	29
2.3 Características radiacionales del aerosol atmosférico.....	32
2.4 Teoría de Rayleigh.....	37
2.5 Teoría de Mie.....	42
2.6 Propiedades físicas y Microfísicas.....	44
2.7 Composición Química.....	46
2.8 Características radiacionales de partículas individuales.....	47
2.9 Características radiacionales de Sistemas polidispersos.....	49
2.10 Ley Ångstrom.....	51
2.11 Distribución log-normal .....	54
2.12 Distribución Multimodal.....	55
2.13 Datos utilizados.....	56
2.14 Ventajas y desventajas del fotómetro Solar de Rimel.....	63
2.15 Datos negativos.....	64

## CAPITULO 3

<b>ANÁLISIS DE RESULTADOS</b> .....	64
3.1 Introducción.....	64
3.2 De las condiciones del sitio y datos utilizados.....	68
3.3 Sobre los datos y métodos utilizados.....	70
3.4 Descripción de resultados.....	73
3.5 Resultados de modelaje del espesor espectral urbano.....	79

<b>Conclusiones</b> .....	81
---------------------------	----

<b>Bibliografía</b> .....	85
---------------------------	----

### Relación de Figuras y Tablas

Figura 1. Intervalos de tamaño de partículas características del aerosol atmosférico.....	8
Figura 2.-Clasificación y tipos de partículas aerosólicas.....	10
Figura 3.- El aerosol continental (Junge, 1963).....	12
Figura 4.- El Aerosol urbano: Intervalo de definición (Hobbs, 2000).....	15
Figura.5.- La actividad óptica del aerosol continental estándar para 3longitudes de onda representativas del espectro solar. ....	34
Figura 6.- Se muestran los patrones de esparcimiento de las partículas esféricas con tamaños del orden para: a) $10^{-4}$ $\mu\text{m}$ , b) $0.1\mu\text{m}$ , c) $1\mu\text{m}$ , que son iluminadas con una longitud de onda del espectro visible: $0.5 \mu\text{m}$ .....	35
Figura 7.-Diagrama en tres dimensiones del esparcimiento de Rayleigh y su función fase. ....	39
Figura 2.8.- Esquema de fotómetro solar CIMEL que lo conforman de: antena satelital, celda solar, caja de control, soporte y colimadores.....	56
Figura 3.1.- Ajuste de la variabilidad diurna del AOT, en los meses de cambio estacional.....	78
Figura 3.2.- Ajuste polinomial del PW en el período de observación diurna, en los meses de cambio estacional.....	78
Tabla 2.1.- Intervalos para el coeficiente de turbiedad de Ångstrom ( $\beta$ ), el cual está directamente relacionado con la concentración de partículas óptimamente	

activas en una columna atmosférica de sección transversal unitaria. Fuente Iqbal, M. (1983).....	53
Tabla 2.2.- Intervalos para el coeficiente de turbiedad de Ångström ( $\alpha$ ), el cual es un indicador de la distribución por tamaños de las partículas aerosólicas y del dominio relativo en cantidad de la partícula con radios menores a $1\mu\text{m}$ contra las partículas con radios entre $0.1\mu\text{m}$ y $1\mu\text{m}$ partículas grandes. Fuente Iqbal, M. (1983). ....	53
Tabla 2.3.-Parámetros para varios grados de turbiedad, manteniendo $\alpha$ constante. En esta tabla se observa como disminuye la visibilidad conforme $\beta$ se incrementa. Fuente Iqbal, M. (1983).....	53
Tabla 3.1.- Estadísticos básicos de las series mensuales.....	74
Tabla 3.2.- Valores del estadístico $z_{ij}$ para la prueba de la diferencia de las media mensuales con nivel de significancia $\alpha = 0.01$ , y $z_{\text{crit}} = \pm 2.58$ (Devore,2000).....	75
Tabla 3.3.- Varios estadísticos relacionados con la prueba-F para definir el grado de utilidad o pertinencia del modelo de ajuste utilizado. El valor crítico del estadístico de prueba se identifica como $F_{\text{crit}}$ .esentan los ajustes de la Hyp y la potencial de los meses de Junio, Marzo y Diciembre de 1999.....	76
Tabla 3.4.- Resultados del ajuste HP de los espesores ópticos del aerosol, en los tres meses de cambio estacional.....	79
Tabla 3.5.- Los parámetros físicos del modelo para los tres meses estudiados.....	80

## RESUMEN

### **SOBRE EL TEMA**

El tema de esta tesis, “Variación diurna y estacional del espesor óptico del aerosol urbano en la Ciudad de México”, tiene que ver con el importante papel que juega el aerosol atmosférico planetario en la formación y regulación del clima terrestre. De hecho, actualmente una parte importante de los especialistas en el estudio de esta componente atmosférica lo coloca, junto con la presión, la temperatura y otras variables climatológicas de la atmósfera terrestre, en la lista de los elementos del clima.

Hoy en día, la Zona Metropolitana del Valle de México (ZMVM) es una de las áreas más contaminadas del orbe, y ello se refleja en problemas tales como el abastecimiento de agua, drenaje deficiente, deforestación, contaminación de aire, agua y suelo, además de un notable decrecimiento de la calidad de vida de sus habitantes (Ward, 1991). Como consecuencia, se ha visto la necesidad de contar con una amplia infraestructura para la medición, registro, procesamiento y difusión de los niveles de contaminantes atmosféricos y de los principales factores meteorológicos que influyen en su transporte, tanto dentro de la propia ZMVM, como hacia la periferia de la misma. Esta infraestructura integra un sistema de monitoreo que se encarga de: a) vigilar el comportamiento de los contaminantes atmosféricos cada hora del día los 365 días del año, como base para la activación, en caso necesario, del Programa de Contingencias Ambientales Atmosféricas (PCCA); b) evaluar las tendencias de la calidad del aire y el impacto de las estrategias de control aplicadas; y c) informar a la población sobre los niveles de contaminación del aire. (Secretaría del Medio Ambiente, GDF 2001).

El avance de la contaminación atmosférica en la ZMVM despertó gran preocupación en la comunidad científica, por el impacto que la calidad del aire tiene sobre la salud de los millones de habitantes de la misma. Esta preocupación se hizo mayor en la década de los setenta, cuando se concretaron los primeros indicios del deterioro, debido sobre todo al tipo de combustibles que se consumían (Leff, 1990). Las condiciones climatológicas juegan un papel importante en los niveles de contaminación que producen las actividades industriales, domésticas y metropolitanas en general. A más de 2,000 km de altitud, el contenido de Oxígeno



atmosférico es 23 % menor que al nivel del mar, por lo que los procesos de combustión son menos eficientes. La altitud de la ZMVM también influye en la alta insolación a la que la ZMVM está sometida, pues hay una capa de aire relativamente reducida sobre ella, que no alcanza a atenuar suficientemente los flujos de radiación solar que la alcanzan. Esto, combinado con las inversiones térmicas y los productos de la combustión incompleta de los combustibles fósiles, proporciona condiciones sumamente favorables para la generación de contaminantes fotoquímicos y la acumulación de contaminantes en las capas bajas de la atmósfera, donde son respirados por la población.

Las partículas suspendidas en el aire, tanto antropogénicas como naturales, se consideran un factor ambiental importante, y han merecido la atención de especialistas en la componente dispersa del aerosol atmosférico. Numerosos trabajos han estado enfocados a estudiar la distribución por tamaños de las partículas del aerosol atmosférico a fin de obtener información con respecto a su origen, características radiacionales, e influencia en el clima. Después de los trabajos pioneros de J. Aitken (1923), y de C.E. Junge (1963) en determinar la distribución del tamaño de diferentes tipos de aerosoles atmosféricos, puede considerarse que Whitby y sus colaboradores (1972) están entre los primeros en caracterizar la distribución de radios y en estimar los componentes principales del aerosol urbano.

El impacto directo de las partículas del aerosol en el balance radiativo se lleva a cabo a través de la atenuación, por esparcimiento y por absorción, del flujo de radiación solar incidente. En este proceso, su papel depende fuertemente de la composición, forma y tamaño de las partículas. Su influencia indirecta se refleja también en el balance radiativo y el albedo terrestres, principalmente por su papel en la formación de la cubierta de nubes como núcleos de condensación o sublimación (IPCC, 2001, Twomey et al., 1984).

La cuantificación de las partículas y la estimación de su influencia en el balance de radiación en la atmósfera, constituyen base fundamental para la investigación del papel de aerosol atmosférico como elemento del clima terrestre. Aspectos destacados de este problema son los procesos de atenuación y modulación de los flujos de radiación solar que se propagan a través de la atmósfera y llegan a la superficie terrestre, ya mencionados en el párrafo anterior. En el Valle de México el efecto de las partículas se manifiesta en la reducción en la visibilidad (Jáuregui, 1983; Muhlia, 1994), en la modificación de la iluminación natural de la superficie terrestre, y en el incremento de las enfermedades respiratorias (INEGI, 1996).

Desde hace más de 30 años el Instituto de Geofísica, a través de su Observatorio de Radiación Solar (ORS), ha desarrollado estudios para caracterizar las propiedades ópticas y microfísicas

del aerosol atmosférico. Sus aportaciones al conocimiento han quedado plasmadas en trabajos publicados (Galindo et al., 1975; Leyva et al., 1983; Leyva et al., 1985; Muhlia et al., 1989; Ivlev et al., 1993; Vasilyev et al., 1995) y en el desarrollo de la metodología para la observación y el registro de información de los flujos radiacionales. A este respecto, es de mencionarse la labor de estandarización de las medidas de radiación solar, en México y en otros países de América Latina, a través de la organización de Intercomparaciones Radiométricas internacionales y la participación del ORS en las intercomparaciones pirheliométricas que se llevan a cabo cada 4 años en el Centro Mundial de Datos de Radiación Solar, en Davos, Suiza, con el fin de estandarizar la información nacional con la comunidad internacional a través del uso y la difusión entre la comunidad radiométrica, de la Escala Radiométrica Mundial.

El desarrollo de las investigaciones que se llevan a cabo en el Instituto de Geofísica, en el campo de la transferencia de la radiación solar en la atmósfera, ha dado como resultado la incorporación de medidores de flujos espectrales, en bandas de ancho del orden de 10 nm en el ultravioleta, el visible y el infrarrojo cercano del espectro solar. Este desarrollo experimental conduce directamente a la apertura de líneas de investigación sobre las propiedades físicas, químicas y microfísicas del aerosol atmosférico, con una resolución mayor que la que permiten los sensores estándar de las redes de solarimetría de banda ancha que funcionan en diferentes países y en el nuestro en particular. Cabe señalar que las estaciones de fotometría solar espectral que funcionan en el campus "Ciudad Universitaria" de la UNAM y en el campus "Hermosillo", de la Universidad de Sonora, son parte de una red mundial dedicada al monitoreo en tiempo real del aerosol atmosférico planetario, y que es administrada por una federación de esfuerzos internacionales, encabezados por la NASA, organismo gubernamental de los EUA para la administración de los asuntos relacionados con la atmósfera y el espacio exterior.

### **IMPORTANCIA DEL TEMA**

Como se ha expuesto anteriormente, el sistema de partículas suspendidas en el aire, o fase dispersa del aerosol atmosférico, constituye un elemento climático que define en forma significativa el clima regional y tiene un impacto directo y altamente perjudicial en la salud pública. No obstante que en un principio hubo opiniones encontradas sobre el papel del aerosol atmosférico en el clima terrestre, el desarrollo de redes internacionales de monitoreo, de bases para la observación satelital y la incorporación de la radiación solar como parámetro importante en la información meteorológica para la predicción del tiempo, ha puesto en evidencia la necesidad de atender este campo del conocimiento científico. Por lo que toca a su importancia

para la salud pública en la ZMVM, gracias a esfuerzos conjuntos interinstitucionales ha sido posible que las autoridades correspondientes cuenten y utilicen la información de la contaminación atmosférica, en particular de la fase dispersa del aerosol atmosférico, para tomar decisiones importantes en este campo.

En tiempos recientes, como consecuencia del incremento de la contaminación atmosférica a nivel mundial, ha surgido un tema de discusión prioritario: el calentamiento global y su efecto directo en el cambio climático. El papel más importante en este problema lo juegan los gases tipo invernadero, muchos de ellos, sobre todo en ambientes urbano-industrializados, de origen antropogénico, cuyo contenido en la atmósfera ha sufrido un incremento significativo por el desarrollo industrial de las últimas décadas. La fase dispersa del aerosol atmosférico planetario puede jugar un papel tan importante como dichos gases y por consiguiente es necesaria y actual su atención por parte de la comunidad científica en este momento, cuando se están requiriendo datos también sobre el forzamiento radiacional del clima. Es imprescindible el conocimiento de la contribución de la fase dispersa del aerosol urbano y no urbano a dicho forzamiento.

Objetivos:

La influencia y contribución de las fuentes de contaminación en la fluctuación diurna del AOT y el importante papel del vapor de agua en la definición de la estructura del aerosol.

Describir y analizar la variabilidad del espesor óptico del aerosol para distintos meses del año 1999, como aproximación al conocimiento de su variabilidad estacional.

## **BREVE DESCRIPCIÓN DE LA TESIS**

El capítulo 1 comprende una descripción de las partículas atmosféricas, fuentes y procesos de remoción, propiedades microfísicas y físicas del aerosol urbano, así como la situación histórica y actual de la contaminación por partículas de la Zona Metropolitana del Valle de México.

El capítulo 2 trata de la actividad óptica del aerosol atmosférico, desde una breve descripción de la Teoría Electromagnética del esparcimiento y la absorción de la radiación solar en partículas de Mie, y de las características radiacionales de la fase dispersa del aerosol, con especial acento en el espesor óptico (AOT) espectral y aspectos metodológicos de la medición

En el capítulo 3 se presentan los resultados del análisis climatológico de la información sobre la variabilidad diurna y estacional del AOT urbano durante el año de 1999.

El capítulo 4, comprende las conclusiones del presente trabajo de tesis.

En el capítulo 5, se presentan las referencias bibliográficas que se hacen a través del texto.

También se presenta una sección de agradecimientos

## CAPÍTULO I

### EL AEROSOL ATMOSFÉRICO

#### Introducción

Todo aerosol se define como una mezcla coloidal de partículas, sólidas, líquidas y/o mixtas, en gas o mezcla de gases. El aerosol atmosférico lo constituyen las partículas que se encuentran suspendidas en la mezcla de gases que constituyen el aire de la atmósfera terrestre. El aerosol es así un coloide de dos fases; una fase dispersa, el sistema de partículas suspendidas, mientras que el aire es la fase continua. Es frecuente encontrar trabajos en los que el término “aerosol” se aplica exclusivamente al sistema de partículas suspendidas, haciendo abstracción del medio gaseoso en el cual se encuentran. En ciertos casos la abstracción es válida, siempre y cuando no exista la posibilidad de interacción entre ambas fases; por ejemplo, no lo sería si se tiene saturación o sobresaturación de humedad en el ambiente, puesto que eso permite la interacción entre ambas fases en la forma de condensación del vapor de agua en la superficie de las partículas. Es preferible, por lo tanto, conservar el nombre de *fase dispersa* y *fase continua* para los sistemas de partículas suspendidas y de gases que constituyen en su conjunto el aerosol. A diferencia de lo que sucede frecuentemente, el plural “aerosoles” no debe emplearse como sinónimo de “partículas”, sólo si se trata de referirse a los sistemas que se encuentran en la naturaleza en diferentes ecosistemas, en diferentes ambientes geográficos.

La atmósfera de la tierra es rica en partículas, cuyas fuentes han estado proporcionándolas durante todo el período de existencia de la misma. Una relación, de ninguna manera exhaustiva, se proporciona, junto con la de los tipos de aerosol que pueden definirse dentro del conjunto de los aerosoles de origen natural, antropogénico o mixto, que forman el aerosol atmosférico de nuestro planeta. Destacan en primer lugar las producidas por la erosión de la superficie terrestre que son incorporadas a la atmósfera por medio de las corrientes de aire y la turbulencia atmosférica. Entre este tipo de partículas se encuentran también las que provienen de la superficie de los grandes cuerpos de agua, de las rompientes costeras de las olas, principalmente. El siguiente tipo de partículas son las que se producen como consecuencia de la entrada de meteoritos a las capas de la atmósfera superior y de su combustión incompleta, las cuales lentamente se precipitan hacia las capas inferiores. Hay importantes eventos de producción de partículas atmosféricas asociados con erupciones volcánicas e incendios forestales y el hollín se considera un gran contribuyente al material particulado de la atmósfera.

Es evidente que a todas estas fuentes, y otras menos potentes pero igualmente importantes, hay que agregar las fuentes de origen antropogénico, que funcionan en ciudades de alto desarrollo industrial, capaces de generar partículas a partir de reacciones fotoquímicas de gases contaminantes. Los principales contaminantes que alteran la calidad de aire en la Ciudad de México son el ozono, las partículas suspendidas con diámetros menores a diez micras ( $\mu\text{m}$ ), el monóxido de carbono, los óxidos de nitrógeno, el plomo, y el bióxido de azufre (Secretaría del Medio Ambiente, PROAIRE, 2001).

### **1.1 Fuentes y sumideros**

#### **Fuentes de partículas en la atmósfera:**

**Fuentes móviles.** Pertenecen a los vehículos automotores de los cuales un 82% corresponden a autos particulares y un 18 % a vehículos oficiales, de transporte urbano y de carga.

**Fuentes Fijas.** Se estima que existen 130,000 establecimientos industriales mucho de los cuales se ubican en el norte y noreste del Valle de México. (Secretaría del Medio Ambiente del D.F.2002)

**Fuentes Naturales.** Las tolvaneras que se producían sobre todo en el área del vaso de Texcoco han disminuido por la urbanización de la zona. Aún así, el número de hectáreas erosionadas se estima en 22,000. (Secretaría del Medio Ambiente del D.F.). Fuera de las partículas generadas por los procesos de erosión del suelo, se tienen en nuestro caso eventos volcánicos que aportan cenizas y gases al aerosol atmosférico urbano. Cabe suponer que las invasiones de masas de aire marítimo en la época húmeda del año puede aportar una cierta cantidad de sales marinas al aerosol urbano de la ZMVM. Los bosques y otras áreas verdes que se localizan alrededor y dentro de la ZMVM también aportan partículas de polen y otras de naturaleza vegetal a dicho aerosol.

#### **Procesos de formación en la atmósfera**

El aerosol atmosférico de la ZMVM tiene dos fuentes de partículas generadas por reacciones de la fase gaseosa: una natural, las emisiones de gases volcánicos del v. Popocatepetl y otra antropogénica, las emisiones de gases contaminantes. En ambos casos, ciertas reacciones de estos gases dan como resultado la formación de gotas que contribuyen, entre otras consecuencias, a la acidez de la atmósfera urbana.

## **Procesos de remoción en la atmósfera**

Referente a su eliminación de la atmósfera, los núcleos Aitken se condensan en partículas de mayor tamaño que sufren una coalescencia en cadenas de agregados, siendo finalmente eliminados por precipitación en el agua de lluvia. Funcionan como núcleos de condensación, constituyendo un mecanismo muy importante en la formación de la cubierta de nubes planetaria. Las partículas de la moda de acumulación forman gotas que se eliminan de modo parecido aunque menos eficazmente. Las partículas gruesas se eliminan debido a su masa, al actuar la gravedad esto es, por sedimentación.

### **1.2 Tipos de partículas**

Dentro de los estudios atmosféricos, la caracterización química elemental del material particulado resulta de gran importancia, sobre todo por el papel que desempeñan los elementos traza en diferentes procesos atmosféricos. La calidad del aire es en la actualidad uno de los temas de mayor preocupación a nivel mundial y las partículas del aerosol urbano juegan un papel muy importante por sus efectos ecológicos y su incidencia sobre la salud humana. Las mayores concentraciones de partículas tienden a presentarse en áreas urbanas industrializadas, por lo que el deterioro de la calidad del aire suele ser un fenómeno asociado a las grandes ciudades, aunque las áreas rurales no escapan a estos problemas. Las condiciones meteorológicas que prevalecen en las zonas urbanas son un factor determinante en la tendencia de los contaminantes presentes en el aire pueden, en determinadas condiciones atmosféricas.

Las partículas atmosféricas se caracterizan por dimensiones que van del orden de centésimas hasta algunas decenas de micras, dando lugar a una serie de grupos, o fracciones, con propiedades ópticas, químicas, físicas y microfísicas variadas. Según Winchester y Mu-Tian Bi (1984), existe una frontera, que se sitúa alrededor de  $1\mu\text{m}$ , delimitando dos grandes grupos de partículas: de tipo fino, para aquellas de diámetro inferior a esa frontera, y de tipo grueso, para las de diámetro mayor a ella. Las partículas de tipo grueso son bastantes menos activas ópticamente y provienen del polvo, de cenizas, de sales marinas, y algunas partículas son de naturaleza biológica, como el polen, las esporas y restos de materia vegetal y animal.

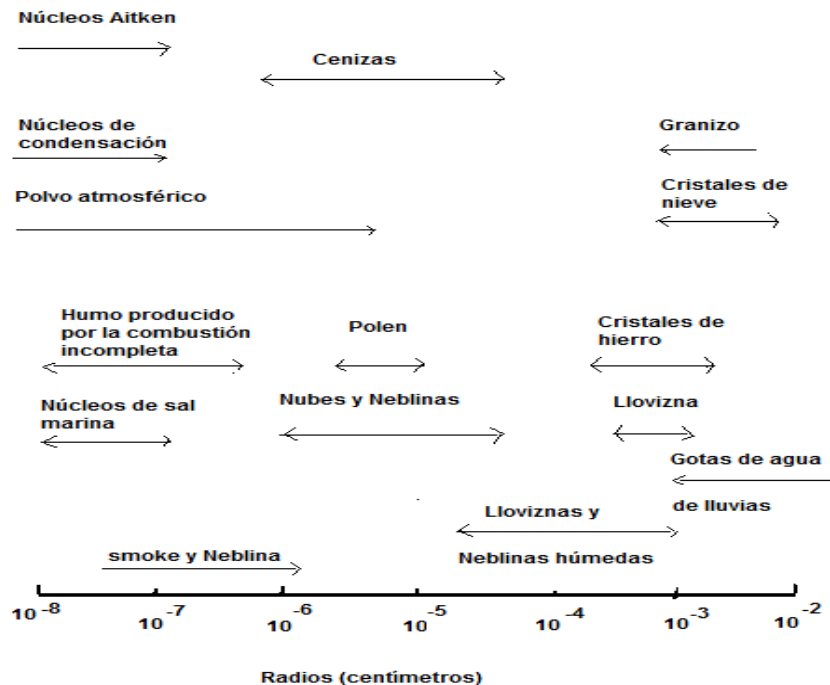


Figura 1. Intervalos de tamaño de partículas características del aerosol atmosférico. Modificada de Kyle (1991)

Estas partículas son eliminadas en la por deposición, tanto seca como húmeda, y por colisión con obstáculos. También lo son por atrapamiento en las nubes y por el lavado atmosférico que realizan las gotas de lluvia; partículas con diámetros mayores a las  $10\mu\text{m}$  tienen tiempos de vida en el aire sumamente reducidos, por lo que se consideran el extremo superior en la distribución por tamaño de la fase dispersa del aerosol atmosférico. Las partículas con diámetros menores a  $0.01\mu\text{m}$ , son conocidas como *núcleos de Aitken* (Hobbs, 2000) y forman la parte más numerosa de las partículas finas. No tienen actividad óptica en el rango energéticamente importante de la radiación solar, y las más pequeñas, con diámetros del orden de las  $0.001\mu\text{m}$ , tienen tiempos de vida sumamente reducidos dentro del sistema de partículas suspendidas porque se coagulan con partículas de diámetros mayores, constituyendo el extremo inferior del tamaño del aerosol atmosférico. Tienen sin embargo una importancia destacada en los problemas de salud pública, primero por que se producen como resultado de reacciones fotoquímicas que tienen lugar entre los gases atmosféricos de origen industrial y segundo porque penetran profundamente en el tracto respiratorio.

El aerosol atmosférico tiene propiedades importantes que dependen del tamaño, su origen y de su concentración en el medio. Las partículas son consideradas esféricas en la

mayoría de los casos, lo que permite modelar con relativa facilidad sus propiedades físicas (Twomey, 1997; Leyva et al., 1985). Cabe señalar que la forma real de las partículas del aerosol, sobre toda de las partículas sólidas, dista mucho de ser esférica. En su gran mayoría no lo son y presentan formas muy complejas y variadas, tales como: cristales fragmentados, fibras, aglomerados y otras, lo que dificulta la estimación de sus dimensiones. Para las partículas no esféricas, se utilizan factores de corrección en la forma de un diámetro equivalente, el cual se define como el diámetro que tendría una partícula esférica con el mismo valor de una propiedad física específica al de la partícula de forma irregular. Por ejemplo: el “diámetro equivalente aerodinámico” es el diámetro de una esfera de densidad unitaria que tiene la misma velocidad terminal, que la partícula real (Twomey, 1977). En la teoría de la dispersión de la luz solar por partículas atmosféricas, los avances con mayor aplicación han sido obtenidos con modelos de partículas esféricas y químicamente homogéneas (**Mie, 1908**). La aceptación y validez de este modelo radica en que, como puede comprobarse, el valor de una determinada característica física de la partícula no esférica, suspendida en el aire y sometida al bombardeo aleatorio (Browniano) de las moléculas de la fase continua (gaseosa) del aerosol, es en promedio semejante al valor de la misma característica para una partícula esférica, de radio equivalente (Leyva et al., 1985). La teoría de la interacción de las partículas del aerosol con la radiación solar, sin embargo, ha sido desarrollada también para el caso de partículas no esféricas, cuya no esfericidad es significativa para explicar las características radiacionales de ciertos tipos aerosol atmosférico (Voshchinnikov y Farafonov, 1993, y otros).

Las partículas sólidas están formadas por polvo, cenizas, materia orgánica, y otros materiales que se incorporan a la atmósfera por procesos naturales y/o antropogénicos. Las líquidas y las mixtas, que forman parte de nubes y neblinas, son gotas en el primer caso, con un núcleo sólido en el segundo; en la fase líquida de estas partículas se encuentran sustancias que formaron en un principio parte del núcleo, pero que fueron integradas a la envoltura líquida por ser solubles en agua. La composición química de las partículas es importante pues de ella dependen la densidad, el índice de refracción y otras propiedades físicas y microfísicas. El índice de refracción de las partículas, que en la teoría desarrollada por G. Mie (1908) forma parte del sistema de las ecuaciones de Maxwell (Wolf, 1960) es en general una magnitud compleja, cuya parte imaginaria es diferente de cero si las sustancias que componen la partícula tienen capacidad para absorber la radiación solar. En el caso de un aerosol cuyas partículas no absorben la radiación solar, ésta se verá atenuada solamente por el proceso de dispersión (Leyva et al., 1985). Los aerosoles urbanos se caracterizan, sin embargo, por ser



notablemente más absorbentes de la radiación solar que los aerosoles naturales (Vasilyev et al., 1995).

### 1.3 Clasificación de las partículas

Todo tipo de partículas y del aerosol correspondiente está caracterizado por:

- La fuente de su producción, la cual determina su composición.
- El mecanismo por el cual se produce, que da lugar a la forma y a la distribución de tamaños, es decir, al número de partículas y a su distribución por tamaño, por unidad de volumen de aire.
- Tiempo de residencia en la atmósfera, que por lo general nos indica el rango de tamaños que debe considerarse, teniendo en cuenta que a mayor tiempo de residencia, más actúan los mecanismos de deposición o sedimentación.

Las dos primeras características son esenciales para indicarnos la capacidad de interacción de las partículas, con el vapor de agua atmosférico (fundamental a la hora de estudiar su efecto sobre la creación de nubosidad) y con la radiación solar (para conocer su efecto sobre el balance radiativo, sobre el que dejan una auténtica *firma*, que permite identificar sus efectos este importante factor climático. (fig. 2)

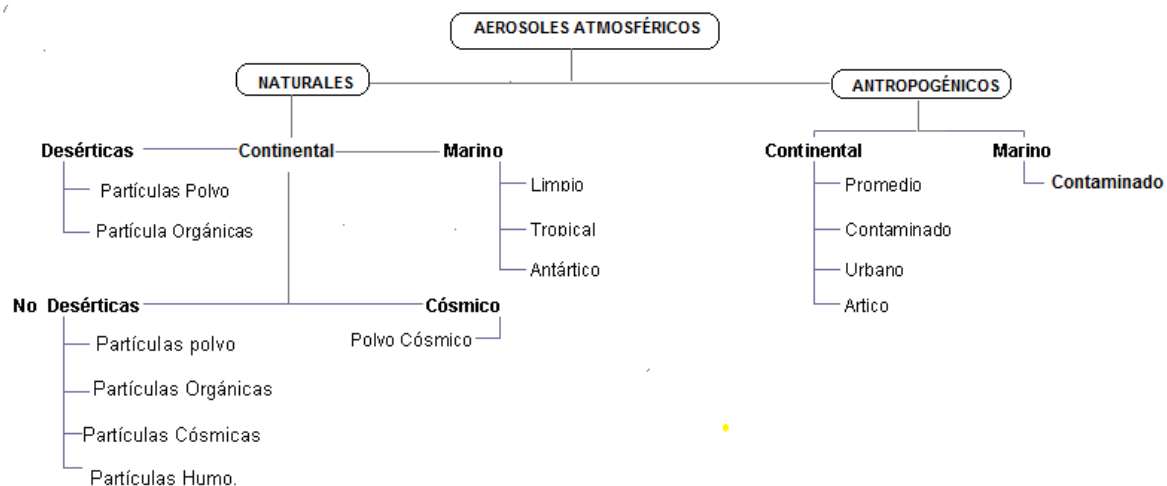


Figura.2.- Clasificación y Tipos de partículas. Modificada de Leyva (2002) y Hess et al. (1998).

### Por su origen o naturaleza

Por su origen, las partículas atmosféricas se clasifican en a) *naturales*, compuestas principalmente por cenizas volcánicas, esporas, polen, sal marina, polvo terrígeno y suelos no contaminados, y b) *antropogénicas*, derivados de la actividad humana, tales como humo de chimeneas, partículas minerales surgidas de procesos industriales, partículas producidas fotoquímicamente a partir de contaminantes gaseosos y otras.

### Por el mecanismo de incorporación

Las partículas suspendidas en el aire se clasifican también como *primarias* y *secundarias* (Pandis et al., 1992; Moreno, 1995). Las **partículas atmosféricas primarias** son aquellas que se incorporan directamente a la atmósfera. En la ZMVM, las principales fuentes de partículas primarias son los suelos erosionados por intemperismo y la suspensión de polvos de áreas pavimentadas y sin pavimentar, incorporadas en ambos casos a las capas bajas de la atmósfera por la acción del viento, la turbulencia y el tráfico de vehículos de diferente tonelaje. (Reyes et al. 1995). Fig 2

Las **partículas atmosféricas secundarias** son producidas durante las reacciones químicas de gases o de compuestos atmosféricos, en presencia de radiación solar, que acaban generando partículas por medio de una conversión gas-partícula. Estos procesos pueden ser de tipo heterogéneo u homogéneo, siendo estos últimos los predominantes. Los ciclos de carbono, del azufre y de nitrógeno, así como la transformación de gases a partículas, son los principales procesos responsables de la producción de partículas secundarias, que puede llegar a ser igual a la producción de partículas primarias. Las fuentes secundarias dan lugar, generalmente a partículas muy pequeñas, en su gran mayoría en la fracción de los núcleos de Aitken, mientras que las fuentes de partículas primarias pueden producir partículas de las 3 modas básicas del aerosol urbano: de nucleación, de acumulación y de las partículas gigantes.

### Clasificación de las partículas por su tamaño

Una clasificación importante de las partículas atmosféricas se apoya en su distribución por tamaño. Los aerosoles urbanos se consideran distribuidos en 3 fracciones principales (Junge, 1963; Hobbs, 2000; ver Figs. 3 y 4):

- a) La fracción de nucleación, con  $0.0006 < D < 0.02\mu\text{m}$ ;
- b) La fracción de acumulación, con  $0.02 < D < 2.0\mu\text{m}$ , y
- c) La fracción de condensación, con  $2.0 < D < 20\mu\text{m}$ .

Estos límites del diámetro (D) entre las fracciones son formales, pues como puede entenderse fácilmente las propiedades que las distinguen entre sí no pueden estar supeditadas a rangos fijos, preestablecidos e inamovibles, y dependen de las condiciones ambientales en que se encuentre el aerosol correspondiente.

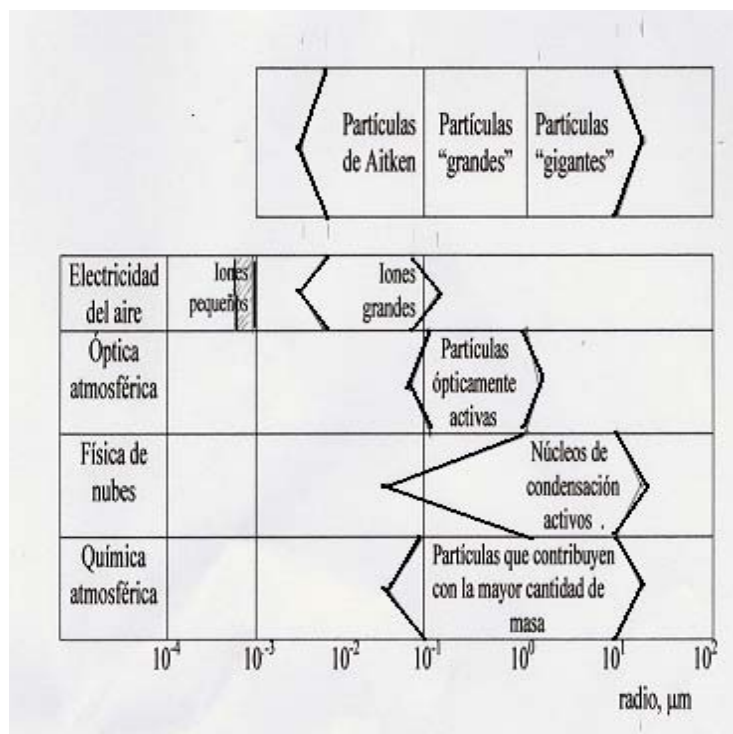


Fig.3.- El aerosol continental (Junge, 1963)

Es evidente que la existencia misma de estas modas es para partículas generadas por mecanismos y/o fuentes diferentes. En efecto, la moda de nucleación es producida por la condensación de gases contaminantes, particularmente por el SO<sub>2</sub>, y es por lo tanto relevante cerca de las fuentes de contaminación. La moda de acumulación se debe también a la condensación de gases, pero sobre partículas existentes, así como de las partículas que dejan tras de sí las gotas de las nubes al evaporarse; consecuentemente, una moda de acumulación numerosa es característica de un aerosol maduro o viejo. La moda gruesa se forma gracias al polvo que arrastra el viento, y por procesos industriales que producen cenizas volátiles y partículas de diámetros grandes, así como por sales marinas provenientes de los océanos.

La parte partículas más grandes de la fracción de acumulación y las de la fracción gigante, en condiciones de sobresaturación, juegan uno de los papeles más importantes

del aerosol atmosférico para la climatología de nuestro planeta: se convierten en núcleos activos de condensación y conducen a la formación de la capa de nubes planetaria. Al mismo tiempo, al formar parte de las gotas de nubes, modifican el albedo de las mismas contribuyendo también a la determinación del albedo del planeta en su conjunto (Junge, 1963; Kondratyev, 1999).

Las partículas más pequeñas, los núcleos de Aitken, son ineficaces, por sus dimensiones, para reducir la visibilidad, presentan intenso movimiento browniano y coalescen muy rápidamente con otras partículas de mayores dimensiones. Tienen su origen en procesos de condensación de gases, de combustión y en reacciones químicas atmosféricas. Las de tipo de acumulación son polvos naturales, industriales y cenizas; también provienen de la sal marina, presentan movimientos brownianos y coalecencias combinadas con deposición seca; además, son muy eficaces dispersando la luz y, por tanto, reduciendo la visibilidad. Las partículas gigantes participan activamente en la formación de las gotas de nube y consecuentemente en la formación de precipitaciones en la zona urbana. Son un elemento importante en el “lavado” natural de la atmósfera. Ver Fig. 2

#### **1.4 Las modas del aerosol atmosférico continental**

##### **La moda de nucleación**

En la atmósfera siempre hay gran cantidad de esas partículas o núcleos sobre las cuales las moléculas de vapor de agua tienden a reunirse para transformarse en líquido, formando diminutas gotas de agua. De estos núcleos hay que destacar, en primer lugar, a los llamados **higroscópicos**, que tienen gran afinidad por el agua. El tamaño de esos núcleos de sal va desde un diámetro de  $0.01 \mu\text{m}$  hasta las  $10 \mu\text{m}$  de radio.

Otros núcleos de condensación muy activos son las pequeñísimas gotas de ácido nítrico presentes en todo momento en el aire terrestre y cuyo diámetro es inferior a  $0.1 \mu\text{m}$ . Una gran parte de los núcleos de condensación están formados por sustancias químicas conocidas como sulfatos, que se producen en el aire a causa de la combustión de productos ricos en azufre. Por ejemplo, cuando se quema carbón el humo que se desprende contiene anhídrido sulfuroso, formado por una combinación de azufre y oxígeno. Más tarde al entrar en contacto con el vapor de agua, se transforma en ácido sulfúrico, proceso que es acelerado por la luz solar.

Muchos núcleos consisten en partículas de polen y polvo levantadas de la superficie terrestre por el viento. Los corpúsculos cuyos diámetros están comprendidos entre  $10$  y  $20 \mu\text{m}$ , o

mayores, vuelven a caer a tierra muy pronto, a causa de su peso, pero las más pequeñas flotan en el aire y pueden ser transportadas a grandes altitudes y a través de largas distancias. Otra fuente de núcleos, aunque menos importante, la constituyen las erupciones volcánicas, cuyas partículas de cenizas más pequeñas quedan suspendidas en la atmósfera y son llevadas muy lejos del lugar de origen por las fuertes corrientes de aire. Sus dimensiones oscilan en el rango de  $0.001\mu\text{m}$  hasta  $0.1\mu\text{m}$ . Su contribución a la masa total es despreciable debido a lo reducido de su tamaño, llevándose a cabo su eliminación como partículas, a través del fenómeno de coagulación con partículas del rango superior continuo.

### **La moda de Acumulación.**

La dinámica de acumulación del aerosol responde a tres factores:

- 1) Emisión primaria
- 2) Transferencia de masa entre la fase gas y la fase partícula. Este proceso requiere de vapor saturado y se inicia con la presencia de iones, así como también con partículas solubles o insolubles y la coagulación desde el modo de nucleación.
- 3) Crecimiento de condensación por condensación heterogénea fotoquímicamente producidos por vapor. Cuando la gota de líquido está en ambiente sobresaturado que excede los requerimientos dados por la ecuación de Kelvin (Hinds, 1982), la gota crece por condensación de vapor en su superficie. La tasa de crecimiento depende de la razón de saturación y del tamaño de partícula y está controlada por la frecuencia de colisión de las moléculas de vapor con la superficie de la gota.

Sus diámetros se definen entre  $0.2$  y  $2\mu\text{m}$  (Hobbs, 2000), y constituyen una fracción del aerosol atmosférico que contribuye de manera sustancial a la masa total del mismo. Su eliminación del aerosol es menos eficaz que la de los núcleos de Aitken y son las que más influyen en la interacción con la radiación solar, consistiendo de partículas con una gran actividad óptica en el rango espectral de la radiación solar que incide en nuestro planeta. Éste moda es estable con respecto a la depositación, mostrando un largo periodo de tiempo de residencia en la atmósfera. Por ésta razón se le conoce como moda de *acumulación*.

### **La moda de condensación**

La moda de condensación, con máximo en  $r \approx 1\mu\text{m}$ , contribuye de manera similar que la moda de acumulación a la masa total del aerosol. La moda de condensación, o “gigante” por las dimensiones de las partículas que las forman, tiene su origen en el polvo de la superficie

incorporado a la capa de aire superficial y en general a la capa de mezcla, por las corrientes de aire que erosionan la superficie, o por procesos industriales que producen partículas de ceniza y otras de radios mayores que  $1\mu\text{m}$ . También la forman partículas de sales provenientes de los océanos. Las concentraciones de sales marinas, medidas en tiempo tormentoso en localidades oceánicas alejadas del continente, prácticamente contienen sólo partículas gigantes.

Recordaremos aquí, lo que ya se ha mencionado antes, que la concentración de la superficie de las partículas es lo suficientemente grande, como para constituir la fracción en donde las partículas pueden jugar un papel de primera importancia en la condensación del vapor de agua. Seguramente la fracción oceánica, los procesos de ionización que llegan a tener lugar en las capas atmosféricas inferiores y la gran polaridad de la molécula de agua, son decisivas en dicho papel (Segovia et al., 2005). Fig 4.

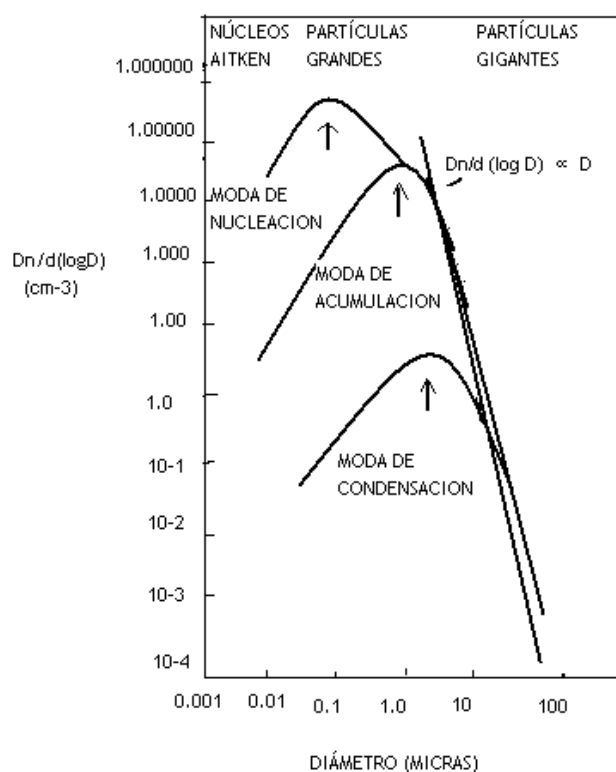


Fig.4.- El Aerosol urbano: Intervalo de definición (Hobbs, 2000).

## **1.5 Propiedades de la fase dispersa**

### **Concentración de masa, o razón de mezcla**

La concentración de la masa de las partículas atmosféricas se define como el contenido de masa de la materia particulada por kg de aire, por lo que también puede ser considerada como la razón de masa de la fase dispersa en el aerosol. Su magnitud es variable: desde unos pocos mg/kg, en aire limpio, hasta concentraciones del orden de g/kg en atmósferas muy contaminadas.

### **Tiempo de residencia**

Su presencia se debe a causas diversas: procesos industriales de combustión y/o de calefacción, productos generados en la misma atmósfera por reacciones químicas entre sustancias como sulfatos y nitratos, movimientos de masas de aire que arrastran consigo partículas marinas o polvo desértico, etc. Las partículas así generadas son eliminadas de la atmósfera mediante la acción gravitatoria, la coagulación, condensación y su posterior precipitación. Todo ello implica un *tiempo de residencia* de estas partículas en la atmósfera, mismo que puede variar de minutos a semanas en la troposfera, y llegar a años si tales partículas alcanzan la estratosfera, como lo hacen los materiales arrojados durante grandes eventos volcánicos.

### **Propiedades de superficie**

Las partículas atmosféricas pueden participar en reacciones de adsorción y/o absorción o funcionar como catalizadores con gases reactivos. Así mismo, este tipo de reacciones pueden ocurrir en el sistema respiratorio una vez que han sido inhaladas, provocando un alto riesgo para los pulmones.

### **Propiedades de movimiento**

Las partículas menores a  $0.1 \mu\text{m}$  presentan movimiento browniano que se originan por colisiones entre moléculas individuales. Las partículas de diámetros mayores son atraídas hacia la superficie terrestre por las fuerzas del campo gravitatorio. Las corrientes de aire transportan partículas y gases atmosféricos a diferentes distancias, dependiendo de la escala de dichas corrientes. En las capas inferiores, el movimiento turbulento distribuye eficientemente las partículas del aerosol dentro de la llamada capa de mezcla.

El transporte de las partículas suspendidas (PS) por las corrientes de aire, puede llevarlas a grandes distancias de las fuentes: del orden de  $10^1$  kilómetros, inclusive distancias intercontinentales y hasta globales. Por ejemplo, las partículas levantadas por los vientos desde la región sahariana, son transportadas, pasando sobre el O. Atlántico, hasta el Mar Caribe y la costa sureste de los EUA. Las que son arrastradas desde el desierto de Gobi en China es transportado en la dirección contraria: pasando sobre el Pacífico Norte hasta penetrar al Continente Americano por Canadá y los EUA. El transporte se realiza no sólo en la dirección horizontal, sino también vertical. Así sucede con los sulfatos que se producen a partir del  $\text{SO}_2$  inyectado en la estratosfera por las grandes erupciones volcánicas. Así sucede también con el  $\text{SO}_2$  que emiten las plantas generadoras de energía que funcionan en el Reino Unido, el cual es llevado por las corrientes aéreas tierra adentro en el continente europeo.

### **Evaporación**

Cuando una gota líquida pura (sin sales disueltas) reduce de tamaño, el fenómeno es similar a un proceso de crecimiento, excepto que sucede en la dirección opuesta. La evaporación ocurre cuando la presión parcial de vapor es menor que la presión de saturación ( $p_v < p_s$ ).

### **Coagulación**

Las partículas con radios ligeramente mayores que las moléculas de un gas son gobernadas principalmente por movimiento browniano, mientras que las partículas con  $r > 1 \mu\text{m}$  son afectadas por fuerzas inerciales y gravitacionales. En 1905 A. Einstein demostró que el movimiento browniano de las partículas suspendidas en un fluido era explicado por la teoría cinético-molecular del calor. En su demostración, Einstein ligó el comportamiento mecánico, es decir, la movilidad de las PS con el fenómeno de la difusión (Einstein, 1908).

Un proceso de crecimiento que resulta del movimiento browniano, se le llama **coagulación térmica**: Si es el resultado del movimiento causado por fuerzas externas el proceso es llamado **coagulación cinética**.

### **Coagulación térmica**

La coagulación térmica es análoga al crecimiento por condensación, a excepción de que en éste la difusión de las moléculas de la superficie son las que causan el crecimiento. El resultado de varias colisiones entre partículas da un incremento en el tamaño de la partícula y un decremento en la concentración numérica del aerosol, en ausencia de cualquier mecanismo de deposición no hay cambio en la concentración de masa como resultado de la coagulación.



La razón de cambio en la concentración numérica del aerosol se calcula en base a la difusión de partículas a la superficie de otras partículas (Hinds, 1982), representada por la ecuación:

$$\frac{dN}{dt} = -kN^2 \quad (1.04)$$

donde N es el número de partículas y K es el coeficiente de coagulación. El coeficiente de coagulación depende del tamaño de la partícula. La coagulación es un proceso rápido a altas concentraciones y lento a bajas concentraciones.

### **Coagulación Cinética**

Proceso de coagulación, en el que el movimiento relativo entre partículas es creado por fuerzas externas en el lugar del movimiento Browniano (Fusch, 1964). Este mecanismo es significativo para partículas mayores a 1  $\mu\text{m}$ .

En (Husar et al., 1972) los autores muestran el efecto del envejecimiento de las PS aisladas en una bolsa de plástico. La principal conclusión de su experimento es que para las partículas más pequeñas del aerosol de Los Angeles, con  $D_p$  menores o cercanas a 0.01 $\mu\text{m}$ , hay una pérdida de partículas en  $D_p$  menores o aproximadamente iguales a 0.1 $\mu\text{m}$ . Sin embargo, partículas en el rango  $D_p$  mayor o cercano a 1 $\mu\text{m}$  no son afectadas notablemente por la coagulación.

### **Autopreservación**

El concepto de autopreservación o similaridad fue desarrollada teóricamente por Friendlander y Wang (1966). La transformación de similaridad para la distribución de tamaños de partículas supone que la fracción de partículas N en un rango de tamaños dado es función sólo del volumen normalizado V por el promedio del volumen de las partículas V/N. Tanto V como N son funciones del tiempo, pero bajo condiciones de coagulación limitantes, el promedio del volumen es casi constante y la distribución de tamaños para tiempos diferentes tiene la misma forma, excepto por un factor de escala.

### **Heterogeneidad de las propiedades químicas**

La partícula del aerosol tiene muy altas razones de superficie a masa. Debido a su gran superficie específica (superficie por gramo) los aerosoles participan activamente en muchas

clases de interacciones entre moléculas de gas y partículas sólidas o líquidas. Las partículas pueden sufrir tres clases de reacciones: reacciones entre componentes con una partícula o más especies químicas en la fase de gas circulante.

### Concentración del número

Ya se ha visto varias de las utilidades del uso de esta propiedad anteriormente. Su definición parte de la cantidad de partículas con radios mayores que un cierto radio  $r$  en la unidad de volumen del aerosol, es decir, de aire:

$$N(r) = \int_r^{\infty} n(r) dr, \text{ 1/m}^3 \quad (1.1)$$

Aquí,  $n(r)dr$  es el número de partículas con radios del intervalo elemental  $(r, r+dr)$  y, por consiguiente,  $n(r)$  representa el número de partículas por unidad de intervalo de radios, por unidad de volumen de aire. Puede entonces escribirse:

$$\frac{dN}{dr} = n(r), \text{ m}^{-3}\mu\text{m}^{-1} \quad (1.2)$$

En la práctica se tienen, junto con (1.2), otras 3 funciones de distribución de radios ampliamente utilizadas: de superficie y de volumen de las partículas que pueden definirse de la siguiente manera:

$$\frac{dS}{dr} = 4\pi r^2 n(r) \quad (1.3)$$

$$\frac{dV}{dr} = \frac{4}{3}\pi r^3 n(r) \quad (1.4)$$

$$\frac{dM}{dr} = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_p n(r) \quad (1.5)$$

En la tercera expresión de (1.3)  $\rho_p$  es la densidad de las partículas, en kg por unidad de volumen de la partícula.

### El esparcimiento molecular o de Rayleigh

La interacción de los flujos radiativos, terrestres y solares, con los gases y las partículas suspendidas, como esparcimiento y como absorción de la energía solar radiante, se analiza desde el punto de vista de la Teoría Electromagnética maxwelliana. Lord Rayleigh, a principios del siglo XX logró describir (Rayleigh, 1871), con base en el sistema de ecuaciones de Maxwell, logró describir el esparcimiento de la radiación solar en las heterogeneidades ópticas que se forman como consecuencia de las fluctuaciones estocásticas de la densidad del aire puro. Estas fluctuaciones tienen dimensiones del orden de las distancias intermoleculares del medio de propagación de la radiación solar dentro de la atmósfera terrestre, y son varios órdenes menores que las longitudes de onda características de la radiación solar, cuya energía se concentra básicamente en el rango espectral de 0.3 a 3.5  $\mu\text{m}$ .

Al atravesar un medio con heterogeneidades pequeñas, comparadas con las longitudes de onda del campo electromagnético que constituye la radiación solar, son iluminadas por un campo eléctrico de la misma intensidad en todo el espacio que ellas ocupan, y éste campo externo polariza la heterogeneidad, es decir, la convierte en un dipolo. Como el campo eléctrico oscila en el tiempo, el dipolo lo hace también y en consecuencia emite radiación, como lo hacen todos los dipolos que se encuentran en el volumen analizado. Esta emisión implica una pérdida de energía del flujo incidente y un redireccionamiento de la radiación en un patrón de esparcimiento característico del dipolo. Este proceso de esparcimiento en el sistema aleatorio de fluctuaciones de la densidad de la fase continua del aerosol atmosférico es conocida como *esparcimiento de Rayleigh*, en honor de su descubridor.

La intensidad  $I_s$  de la luz esparcida desde una esfera dieléctrica ideal, incluyendo ambos planos de polarización, está dada por:

$$\frac{I_s}{E_0} = \frac{8\pi^4 r^6}{R^2 \lambda^4} \left( \frac{\tilde{m}-1}{\tilde{m}+2} \right)^2 (1 + \cos^2 \varphi) \quad (1.11)$$

En (1.10) se tiene: el ángulo de esparcimiento con respecto al rayo incidente  $\varphi$ , el índice de refracción de las fluctuaciones termodinámicas del medio  $\tilde{m}$ , la distancia al punto donde el esparcimiento ocurre  $R$ , la longitud de onda de la radiación  $\lambda$ , y la irradiancia luminosa del rayo incidente  $E_0$  en  $\text{Js}^{-1}\text{m}^{-2}$ .

La dependencia de la intensidad  $I_o$  de la radiación esparcida por las fluctuaciones termodinámicas de la fase continua del aerosol atmosférico con respecto a la longitud de onda de la radiación incidente como

$$I_s \sim E_o \lambda^{-4} \quad (1.12)$$

fue fundamental para explicar la coloración azul de los cielos limpios y despejados: siendo los colores azules los de menor longitud de onda en el espectro solar visible, de acuerdo con (1.11) son los que se esparcen con mayor intensidad. También, el índice de refracción del aire,  $\bar{m}$ , al ser éste un dieléctrico, es una magnitud real y por consiguiente la interacción del rayo incidente con el sistema de gases atmosféricos se lleva a cabo sin absorción, es decir, solamente por redireccionamiento de la energía luminosa.

### **Esparcimiento y absorción de Mie**

En el caso de la propagación de la radiación solar en el aerosol atmosférico, es decir, en el aire con partículas, y al ser éstas de tamaño del mismo orden que las longitudes de onda de dicha radiación, ya no es posible considerar al dipolo en sincronía con la onda incidente. Es más, se hace necesario considerar la onda dentro de la partícula, junto con la onda que se propaga fuera de ella. La descripción teórica del problema fue desarrollada primeramente por Gustav Mie (1908) y sus resultados son conocidos como Teoría de Mie, al mismo tiempo que su aplicación a la interacción de la radiación solar con el aerosol atmosférico, específicamente con su fase dispersa o sistema de partículas suspendidas, se denomina *esparcimiento de Mie*. Hay que señalar que, en este caso, la teoría tuvo que ser desarrollada no para inhomogeneidades ópticas dieléctricas de dimensiones  $r \ll \lambda$ , sino para esferas conductoras de dimensiones  $r \sim \lambda$  y, en consecuencia, capaces no sólo de redireccionar parte de la energía solar por medio del esparcimiento, sino de absorber también parte de esa energía, transformándola en energía interna de la partícula, es decir, contribuyendo al calentamiento de las capas bajas de la atmósfera terrestre.

K.S. Shifrin (1951), H.C. Van de Hulst (1957) y D. Deirmendjan (1969), entre otros especialistas, analizaron la teoría de Mie y desarrollaron la metodología para su aplicación. En el trabajo de D. Deirmendjan (1969) se discuten los problemas de cálculo de las series de Mie, por medio de las cuales se expresa la solución a la ecuación de onda que describe el campo electromagnético dentro de la partícula y fuera de ella, en la región definida como *zona ondulatoria*, en la cual la tensión del campo eléctrico, de acuerdo con el Principio Radiacional, decrece con la distancia R a la fuente de la onda como  $R^{-1}$  (Leyva et al., 1985).

El problema que se plantea G. Mie consiste en calcular, el campo eléctrico que se establece dentro y fuera de una esfera conductora, de radio arbitrario, por la incidencia sobre la misma de un haz de rayos paralelos. Las ecuaciones de las que parte son las ecuaciones de

Maxwell para el campo electromagnético, de la definición de un índice de refracción complejo, cuya parte imaginaria depende de la conductividad de la esfera, y que se resuelven en la forma de una ecuación de onda, con condiciones de frontera específicas, cuya solución se obtiene en la forma de series infinitas de funciones especiales.

### **1.6 Aerosol y Clima.**

Los aerosoles son una de las variables geofísicas menos estudiadas hasta el momento y sobre todo en el hemisferio sur. Los aerosoles pueden influir en el clima en una gran cantidad de procesos ya que producen calentamiento al absorber radiación o dispersión que pueden provocar enfriamiento al reflejar parte de la radiación que incide en la atmósfera. Además por su tamaño de los aerosoles tienen una función muy importante en la formación de distintos tipos de nubes, ya que facilitan el proceso de condensación de vapor de agua en la atmósfera (Grass,1973). Los aerosoles no son sólo el resultado de condensaciones de productos gaseosos sino que, dadas sus composiciones, también pueden interactuar entre ellos. Por lo tanto tienen un papel fundamental en la química atmosférica. La presencia del aerosol atmosférico estabiliza la estratificación de la baja atmósfera durante las horas en las que el sol está presente, mientras que tiende a hacerla desaparecer durante la noche y sobre los océanos.

Así, los aerosoles no sólo están influidos por la dinámica de la atmósfera, que acaba determinando su cobertura geográfica, sino que realmente están influyendo sobre dicha dinámica, en una complejísima realimentación que, aunque se supone que no tiene una importancia capital, y que aún están por determinarse. Las partículas aerosoles presentes en la atmósfera influyen directamente en el hombre: en estudios de visibilidad, pues su presencia disminuye la misma y puede hacerlo muy gravemente en determinadas circunstancias; o en estudios de salud pública, puesto que muchos aerosoles como polvo, gramíneas o contaminantes pueden causar alergias o enfermedades de las vías respiratorias.

Otra importancia del estudio de las partículas aerosólicas, son relacionadas con el cambio climático y son clasificadas en estratosféricas y troposféricas. Los efectos del aerosol estratosféricos en el clima son causados por el impacto de erupciones volcánicas en el clima (Hansen et al., 1992,1995; Kondratyev, 1985, 1988, 1991, 1992a; Kondratyev y Galindo, 1997; Mc Cormick, 1992; Mc Cormick et al., 1993, 1995).

El estudio del impacto climático de los partículas troposféricas y estratosféricas, tienen la potencia de influir en la cantidad de transferencia de radiación en las longitudes largas y

cortas que llegan a la superficie terrestre. (Galindo 1992a; Götz et al., 1991; Grass, 1973, 1974 a,b, 1975, 1978, 1998b; Harshvardhan, 1993; Pender, 1995). Por ejemplo las erupciones volcánicas del Chichón en 1982 fue el primer experimento que se tomó como referencia para monitorear el estudio de las emisiones del aerosol. El Pinatubo erupcionó causando una fuerte emisión de aerosol en la estratósfera en comparación con otras erupciones volcánicas.

Las partículas troposféricas son producidas de actividad industrial y natural se encuentran generalmente en las nubes y son eliminadas en la atmósfera por precipitación. Así mismo sus cambios en la transferencia de energía por radiación, debido a que las partículas son generadas por actividad industrial y automotores. Las partículas troposféricas son frecuentemente alteradas por su transformación química y físicas por el medio ambiente produciendo cambios al clima por sus propiedades ópticas. La relación entre el cambio climático y el efecto invernadero de la atmósfera y la concentración del aerosol son fuertemente dependientes de los aerosoles antropogénicos y los causadas por las variaciones en la distribución espacial de concentración, tamaño de distribución y composición del aerosol (Kondratyev, 1996). Generalmente su tiempo de flotamiento permanece de 5 a 15 días. El tiempo de vida del aerosol y vapor de agua dependen de la altitud y latitud, e interaccionan fuertemente en presencia de luz. (Ivlev, 1992; Kondratyev, 1991)

Otra importancia es el estudio de las partículas carbónicas en la atmósfera. (Pender y Novakov, 1996). Las partículas de carbón negro y de carbón orgánico son producidas principalmente por fuentes antropogénicas. Estas partículas de carbón negro se consideran que absorben grandes cantidades de radiación solar e incrementan la cantidad de radiación absorbida. El modelo del aerosol carbónico ha sido estudiado por (Cooke y Wilson 1996). Varios términos son conocidos como: smoke, grafito. (Penner y Novakov 1996), determinan utilizar el término carbón negro (BC). El carbón ha sido responsable por la absorción de la luz visible (Liousse et al., 1996). Las partículas carbonáceas están compuestas predominantemente por materiales orgánicos y diversas tipo de hollín (Charlson y Heintzenberg, 1995). Las partículas de hollín son formadas durante la extinción de gases en el borde exterior de las llamas de vapores orgánicos, compuestos principalmente por carbón, con cantidades menores al oxígeno e hidrógenos presentes con grupos carboxilos y fenólicos que muestran una estructura granítica imperfecta (Charlson y Heintzenberg, 1995).

Algunos científicos concuerdan que hasta el momento no se tiene definido un conocimiento de las propiedades ópticas del aerosol que nos permitan comprender los cambios en el clima de la tierra, originados por la interacción de las partículas que forman al aerosol, con la radiación solar y terrestre, y con las nubes. (Charlson et al., 1992; Houston et al., 1996;

Tegen et al., 1996; Hansen, 2000; Duboik et al., 2002). Esto impone a las investigaciones del papel del aerosol atmosférico, fase continua y fase dispersa, la necesidad de contar con información experimental y observacional de esta componente de la atmósfera planetaria.

### **1.7 Definición de fracciones por su impacto en la salud**

Las partículas mayores a 10  $\mu\text{m}$  son retenidas básicamente en las vías respiratorias superiores y eliminadas en su mayor parte por el sistema de limpieza natural del tracto respiratorio, por lo que no son consideradas significativamente dañinas para la salud. Sin embargo la exposición continua a altas concentraciones de partículas de  $r > 10 \mu\text{m}$  puede causar irritación de garganta y mucosas.

El alcance de las partículas en el sistema respiratorio está determinado por su tamaño, únicamente las partículas suspendidas con radios menores a las 10 $\mu\text{m}$  ( $\text{PM}_{10}$ ) entran a las vías respiratorias sin ser capturadas por sus mecanismos de limpieza; dependiendo de su tamaño, pueden acumularse en diferentes sitios dentro del sistema respiratorio. Cerca de un tercio de  $\text{PM}_{10}$  penetra hasta los pulmones. Su efecto depende de su composición química, pueden producir irritación de las vías respiratorias, agravar el asma y favorecer las enfermedades cardiovasculares. Se relacionan con la enfermedad de los pulmones negros en mineros, silicosis y asbestosis. En el corto plazo la contaminación por  $\text{PM}_{10}$  puede causar el deterioro de la función respiratoria. En el largo plazo se asocia con el desarrollo de enfermedades crónicas, el cáncer o la muerte prematura. De acuerdo con estudios realizados en México, se estima que el riesgo de morir prematuramente se incrementa en 2% por cada incremento de 10  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  de  $\text{PM}_{10}$ .

La combinación de partículas suspendidas con otros contaminantes tiene efectos sinérgicos en la salud. Los grupos de la población con mayor susceptibilidad a los efectos de las partículas incluyen. Personas de la tercera edad, fumadores, personas que respiran por la boca o con enfermedades respiratorias y cardiovasculares,

El riesgo asociado con las partículas que se depositan en los pulmones es mayor en comparación del depósito en la garganta. Los estudios recientes demuestran que las  $\text{PM}_{2.5}$  o sea, partículas con radios menores a las 2.5 $\mu\text{m}$ , tienen la capacidad de ingresar al espacio alveolar o al torrente sanguíneo, incrementando el riesgo de padecer enfermedades crónicas cardiovasculares y muerte prematura.

Entre los componentes de las partículas  $\text{PM}_{10}$  y  $\text{PM}_{2.5}$ , se encuentran compuestos orgánicos como benceno, 1-3 butadieno, hidrocarburos aromáticos policíclicos, etc., y compuestos

inorgánicos como carbono, sulfatos y nitratos, entre otros. (México City Air Pollution and Human Health, México, D.F., 2000, Instituto de Salud Ambiente y Trabajo, Universidad Autónoma Metropolitana –Xochimilco).

Expertos a nivel mundial afirman que la información disponible a la fecha no permite establecer el valor de un umbral de exposición bajo el cual no se presenten efectos a la salud. Los análisis y estudios más recientes sugieren que aún niveles bajos de partículas suspendidas, ya sean suspendidas totales con concentraciones de menos de  $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$  o PM10 por debajo de los límites máximos permisibles, se asocian con efectos dañinos sobre la salud (World Health Organization, 2000).

Los estudios de Salud Pública en la ciudad, han revelado un elevado índice de enfermedades respiratorias, dermatológicas y de hipertensión arterial, que podrían estar asociadas a la presencia de partículas con metales pesados suspendidos en el aire. (Batres et al., 1993; Diaz Barriga, 1999). El impacto toxicológico del plomo, arsénico, cadmio, mercurio y otros elementos pesados, es bien conocido (Corey, 1982). Las partículas que mayor daño pueden causar a la población que las respira, son aquellas que contienen elementos como plomo, cobre, arsénico, zinc y cadmio (Aragón et al. 2000).

En México se han llevado acabo estudios sobre los tóxicos existentes en la atmósfera de la ZMVM; por lo que es necesario desarrollar más investigación sobre este tema, dada la importancia de los efectos que pueden tener estas sustancias sobre la salud, así como para en su caso, se instrumenten las medidas necesarias para prevenir y/o controlar las concentraciones en el aire se mantengan en niveles seguros.

Los daños a los órganos respiratorios pueden presentarse directamente, debido a que se estiman que más del 50 % de las partículas entre  $0.01$  y  $0.1 \mu\text{m}$  que penetran a las cavidades pulmonares serán depositadas allí.

Las partículas pueden tener un efecto tóxico de una o más de tres maneras:

1. La partícula puede ser intrínsecamente tóxica debido a sus características inherentes químicas y /o físicas.
2. La partícula puede interferir con uno o más de los mecanismos que despejan usualmente el aparato respiratorio.
3. La partícula puede actuar como un conductor a una sustancia tóxica absorbida.



La Norma Oficial Mexicana de partículas suspendidas totales (PST) establece como límite de protección a la salud una concentración de  $260 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , promedio de 24 horas, y de  $75 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , media aritmética anual, para proteger a la población susceptible.

La Norma Oficial Mexicana de  $\text{PM}_{10}$ , establece como límite de protección a la salud una concentración de  $150 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , promedio de 24 horas, y  $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , media aritmética anual, para proteger a la población susceptible.

Los efectos de  $\text{PM}_{10}$  en la salud son motivo de amplias discusiones para reformular las normas, dado que en concentraciones bajas: específicamente entre  $30$  y  $150 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , hay un incremento en la demanda de atención médica por padecimientos crónicos respiratorios y aumento de muertes prematuras.

La Norma Oficial Mexicana de  $\text{PM}_{2.5}$ , propone una concentración de  $65 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , promedio de 24 horas, y de  $15 \mu\text{g}/\text{m}^3$  como media aritmética anual. Para alcanzar éstas metas del  $\text{PM}_{10}$  y  $\text{PM}_{2.5}$ , se requiere la reducción de las emisiones de los contaminantes primarios como: Partículas provenientes de vehículos automotores a gasolina y diesel, polvo de calles y carreteras, polvos industriales, procesos de combustión de comercios y servicios, incendios forestales. Compuestos orgánicos volátiles provenientes del uso de combustible y productos orgánicos en los sectores del transporte, la industria, servicios y doméstico. Los Óxidos de nitrógeno generados principalmente en los procesos de combustión de la industria y los vehículos automotores.

## CAPITULO 2

### CARACTERISTICAS RADIACIONALES DEL AEROSOL

#### 2.1 El Espectro Electromagnético

Cualquier fuente de energía electromagnética es caracteriza por su espectro de emisión, el cual puede ser continuo o distribuido en fajas discretas. El sol, por ejemplo, emite radiación distribuida continuamente en una faja espectral que va de los rayos X hasta la región de microondas. Sin embargo, la mayor parte de la energía solar se localiza en el intervalo de longitud de onda entre  $0,28 - 4,0 \mu\text{m}$ , y es la que se denomina radiación solar.

Toda sustancia o cuerpo con temperatura superior al cero absoluto ( $0^\circ\text{K} -273^\circ\text{C}$ ) emite radiación electromagnética como resultado de las oscilaciones y otros procesos atómicos o moleculares. Esta radiación emitida puede incidir sobre la superficie de otra sustancia pudiendo ser reflejada, absorbida o transmitida. En el caso de la absorción, la energía es convertida en energía interna de la sustancia que absorbió la energía radiante y, como consecuencia, aumenta su temperatura, pero la necesidad de conservar el equilibrio termodinámico con el medio que la rodea, ese aumento de temperatura provoca mayor emisión de energía para regresar a su temperatura original o de equilibrio. Cabe señalar que la emisión de energía radiante está gobernada por la Ley de Emisión de Cuerpo Negro establecida como parte del desarrollo de la Teoría Cuántica por Max Planck a principios del siglo pasado. Dicha ley establece que la emisión de energía depende de la temperatura absoluto del cuerpo o sustancia en cuestión y se escribe como:

$$B_\lambda = \frac{2\pi c^2 h}{\lambda^5} \frac{1}{\exp\left(-\frac{ch}{k\pi T}\right) - 1}, \text{ Js}^{-1}\text{m}^{-2}\text{str}^{-1} \quad (2.1)$$

donde  $h = 6.6262 \times 10^{-34}$  Js (la constante de Planck);  $k = 1.380 \times 10^{-23}$  JK<sup>-1</sup> (la constante de Boltzmann);  $c = 2.9979 \times 10^8$  ms<sup>-1</sup> (la velocidad de la luz en el vacío); y  $\lambda$  es la longitud de onda en m. De (2.01) puede verse que la función  $B(\lambda)$  es una función que tiende a cero por ambos lados: hacia  $\lambda = 0$  y hacia  $\lambda \rightarrow \infty$ , con un solo máximo en cierta longitud de onda  $\lambda_m$ . Puede demostrarse que la posición del máximo de emisión en el eje-x depende biunívocamente de la temperatura del cuerpo de la siguiente manera:

$$\lambda_m = 0.2898 \times 10^{-2} / T, \text{ m} \quad (2.2)$$

De esta expresión se ve que mientras mayor es la temperatura del cuerpo, menor es la longitud de onda que define el máximo de emisión; el Sol, con una temperatura de superficie aproximadamente igual a 6000°K, tiene un máximo de emisión, muy aproximadamente, en 0.5  $\mu\text{m}$ . La superficie terrestre, con una temperatura promedio de 15°C, tiene su máximo de emisión en el infrarrojo en 10.1  $\mu\text{m}$ .

En diferentes campos del conocimiento, es frecuente encontrar dos formas de representar el espectro electromagnético: como función de la longitud de onda  $\lambda$  o como función de la *frecuencia*  $f$ ,  $\text{s}^{-1}$ , es decir, del número de oscilaciones por segundo que realizan los campos electromagnéticos. La relación entre ambas variables se da a través del período de las oscilaciones  $T$ , s, que por definición de frecuencia es  $f = 1/T$ . Con base en el período de las oscilaciones se define también la *frecuencia cíclica*  $\omega$  como  $\omega = 2\pi / T$ ,  $\text{rad s}^{-1}$ , que también cumple la igualdad  $\omega = 2\pi f$ ,  $\text{rad s}^{-1}$ . Representando, como se hizo anteriormente, la velocidad de la luz en el vacío por  $c$ , el cociente  $k = \omega / c$ ,  $\text{rad m}^{-1}$ , se denomina *número ondulatorio o de onda* y representa el número de ciclos que realiza la onda por la unidad de camino recorrido por la onda. Puede fácilmente obtenerse una expresión alternativa para el número de onda:  $k = 2\pi / \lambda$ , en donde se utiliza la igualdad  $c = \lambda / T$ ,  $\text{ms}^{-1}$ .

## 2.2 Efectos atmosféricos en la propagación de la radiación solar

En el campo de los procesos radiacionales que tienen lugar en la atmósfera terrestre, hay 3 zonas espectrales que son importantes: la del infrarrojo, la del visible y la del ultravioleta.

**La radiación infrarroja.-** Consiste de rayos no visibles, emitidos por cualquier cuerpo que tenga una temperatura tal que, de acuerdo con la ecuación de emisión de cuerpo negro, emita radiación en longitudes de onda mayores a 0.78  $\mu\text{m}$ . En la Fig.5 se muestra la posición del rango espectral infrarrojo en el eje de frecuencias, con respecto a sus rangos vecinos: el visible y el ultravioleta, con frecuencias mayores. El rango espectral infrarrojo se subdivide en tres regiones, infrarrojo lejano, medio y cercano, en la medida que las frecuencias correspondientes se encuentren más alejadas del rango visible. La radiación infrarroja (IR) es de gran importancia para la Percepción Remota, pues el rango de 0,75  $\mu\text{m}$  a 1,0 mm es altamente eficiente para la exploración de la superficie y la atmósfera terrestres desde el espacio. La emisión de la superficie terrestre es radiación IR, lo que hace que gases como el vapor de agua, el  $\text{CO}_2$  y otros, conocidos como “gases del efecto invernadero”, con bandas de absorción en esta región espectral, la energía emitida por la superficie y eviten el enfriamiento súbito o prolongado de la misma, creando las condiciones climáticas adecuadas para el desarrollo de la vida.

**La luz visible.-** Abarca una región espectral muy estrecha, de los 380 a 750 nm, pero sus propiedades son muy importantes, por ejemplo, la retina de una parte importante de los animales terrestres es sensible a las radiaciones de estas frecuencias. fig 5. Se subdivide en seis intervalos que definen los colores básicos: violeta 390 – 455 nm, azul 455 – 492 nm, verde 492 – 577 nm, amarillo 577 – 597 nm, anaranjado 597 – 620 nm, y rojo 620 – 780 nm. Otro fenómeno de importancia en este rango espectral es el aprovechamiento de la luz visible en el proceso de fotosíntesis que se lleva a cabo en las plantas para la transformación de los nutrientes que toman del suelo y del aire, en materia viva.

**La radiación ultravioleta.-** La radiación ultravioleta y los rayos-X producidos por el Sol interactúa con los átomos y moléculas presentes en la alta atmósfera produciendo gran cantidad de iones y electrones libres, alrededor de  $10^{11}$  por  $m^3$ . Esta parte del espectro electromagnético abarca una extensa región: de los 10 nm en la región espectral de los rayos-X hasta los 400 nm en el cercano ultravioleta. Las películas fotográficas son más sensibles a la radiación ultravioleta, que a la luz visible. Esta faja es utilizada para la detección de minerales por luminescencia y polución marina. Uno de los procesos más importantes para el desarrollo de la biosfera terrestre es el obstáculo que la radiación UV encuentra en su camino hacia la superficie terrestre en la estratosfera, donde en las actuales condiciones de la atmósfera del planeta permiten la formación de una capa con una concentración importante de ozono ( $O_3$ ) que la absorbe eficientemente, siendo la causa directa del aumento de la temperatura con la altitud en dicha capa atmosférica y del debilitamiento del flujo de radiación ultravioleta que alcanza a llegar a la superficie, evitando que su poder de penetración y destrucción de la materia viva fuera lo suficientemente intenso como para dañar de manera irreversible y fatal a los seres vivos que la habitan.

### **Atenuación por absorción**

Existen regiones del espectro electromagnético en las cuales la atmósfera, y más concretamente los gases atmosféricos son opacos, o sea, no permite el paso de la radiación electromagnética. Estas regiones espectrales definen las "bandas de absorción". En contraparte, las regiones del espectro electromagnético en las que la atmósfera es transparente a la radiación electromagnética proveniente del sol, son conocidas como "ventanas atmosféricas". En general, se tienen dos tipos de procesos de atenuación de la radiación solar, en primer lugar por parte del aire, es decir, de la mezcla de gases atmosféricos: procesos de absorción selectiva, en las bandas de absorción del aire y procesos de esparcimiento de la radiación solar, o esparcimiento de Rayleigh, que se lleva a cabo físicamente en las inhomogeneidades ópticas que constituyen las fluctuaciones termodinámicas del aire, tal y como lo explica la Teoría del Esparcimiento Molecular (Rayleigh, 1903). Cabe señalar que la atenuación por esparcimiento molecular tiene

dependencia espectral, pero no en la forma “selectiva”, en determinadas bandas espectrales, sino en forma continua, siendo más intenso en las longitudes de onda más pequeñas, en la región ultravioleta, y debilitándose hacia la región del visible y del infrarrojo.

Por lo que respecta a la fase dispersa del aerosol atmosférico, es decir, el sistema de partículas suspendidas, éstas tienen capacidad de absorción y de esparcimiento de carácter continuo en el espectro solar. Tal capacidad está determinada por su composición química, que les da, en ciertos casos y en diferente medida, el carácter de partículas conductoras, por lo que en el modelo general de la Teoría de la difracción de las ondas electromagnéticas, las partículas suspendidas son modeladas como partículas esféricas, con radios en el rango de 0.01 a 20  $\mu\text{m}$ , químicamente homogéneas y con índice de refracción complejo. Su capacidad de absorción de la radiación solar, en el rango espectral del ultravioleta cercano al infrarrojo cercano, resulta de la teoría electromagnética no discreta (selectiva) sino continua como función de la longitud de onda (Mie, 1908; Shifrin, 1951; Van de Hulst, 1964; Leyva et al., 1985).

La energía de un haz de radiación electromagnética es transformada en otras formas de energía. Es una atenuación selectiva observada en varios constituyentes, tales como vapor de agua, ozono y monóxido de carbono. En muchos casos, la absorción puede ser despreciada por ser muy pequeña.

La absorción de la energía solar radiante por el sistema de gases atmosféricos se lleva a cabo en los rayos-X emitidos por el sol y en el ultravioleta lejano, como ya se mencionó, en las capas más exteriores de la atmósfera terrestre, formando una gran cantidad de iones y electrones libres que da lugar a la existencia de una capa fuertemente ionizada, la ionosfera. Este proceso reduce una parte importante de los flujos radiantes nocivos para los procesos que tienen lugar en la biosfera, y a él se suma el proceso de atenuación de la radiación ultravioleta en el UV cercano, a las altitudes de la estratosfera. Datos satelitales permiten estimar que la emisión solar en el rango  $\lambda < 0.170 \mu\text{m}$  se absorbe en la atmósfera antes de alcanzar los 100 km, y en el rango  $\lambda < 0.280 \mu\text{m}$  por arriba de los 30 km de altitud (Khrghián, 1978).

Con respecto a la atenuación de la radiación UV con  $\lambda > 0.280 \mu\text{m}$ , el ozono tiene aún coeficientes espectrales de absorción del orden de  $10^2 \text{ cm}^{-1}$ , cuyos valores disminuyen hasta hacerse cero en  $\lambda = 0.335 \mu\text{m}$ . La región del visible tiene una banda de absorción por ozono, pero sus coeficientes, en su parte más intensa, alrededor de  $\lambda = 0.605 \mu\text{m}$ , tiene coeficientes de absorción del orden de  $10^{-1} \text{ cm}^{-1}$ , que si bien es significativamente menor a la primera banda aquí mencionada, tampoco es despreciable. Traslapándose con la de las  $0.605 \mu\text{m}$ , el vapor de agua tiene también bandas de absorción en el visible centradas en 0.63, 0.69 y  $0.76 \mu\text{m}$ .

Dado que la radiación solar deja de ser significativamente energética más allá de las 4  $\mu\text{m}$ , pueden ignorarse las bandas de H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub> intensas, ubicadas por arriba de este límite. Otros gases atmosféricos, con bandas de absorción en  $\lambda < 4 \mu\text{m}$ , N<sub>2</sub>, O, CO y CH<sub>4</sub>, tienen concentraciones tan pequeñas que su efecto total en la atenuación de los flujos de radiación solar son relativamente despreciables (Khrjián, 1978).

#### **Atenuación por esparcimiento.**

La energía de un haz de radiación electromagnética es removida por cambios de dirección. Al interactuar con la atmósfera, por el proceso de dispersión, generará un campo de luz difusa, que se propagará en todas las direcciones.

### **2.3 Características radiacionales del aerosol atmosférico.**

Las propiedades ópticas del aerosol están en función de la composición del aerosol, de su morfología de las partículas individuales y de la distribución de tamaños. Las propiedades físicas de las partículas cambian con el tiempo, las propiedades ópticas también están sujetas a cambios temporales. Las propiedades ópticas del aerosol y dinámicas son estudiadas en detalle por (Seinfeld and Pandis, 1998).

Las determinaciones de las propiedades tanto microfísicas como ópticas del aerosol son un factor determinante para evaluar el balance energético, el impacto climático y la contaminación atmosférica.

En contraste la propiedad, es su manera de moverse o distribuirse. Por ejemplo partículas con tamaños menores que 0.1 $\mu\text{m}$ , se mueven aleatoriamente (movimientos Brownianos causados por colisiones entre moléculas individuales). Las partículas mayores de 1 $\mu\text{m}$  presentan velocidades de asentamiento significativas y sus movimientos pueden variar del movimiento del aire que los contienen. Para partículas entre 0.1  $\mu\text{m}$  y 1  $\mu\text{m}$  las velocidades de asentamiento en el aire son menores comparadas con los movimientos del mismo. Una de las influencias más importantes del aerosol radica en la transferencia de la luz visible a la atmósfera terrestre, la cual es espacialmente importante para los problemas de visibilidad y de la percepción visual de la calidad del aire.

En la década de los 90's, científicos decidieron analizar las propiedades ópticas de las partículas aerosólicas (Pender et al., 1994), así como su interacción con la radiación térmica y solar (Twomey, 1984; Charlson et al., 1992), en modelos climáticos, se toman en cuenta los gases del efecto, lo cual ayuda a explicar el cambio climático (Hansen et al.,

2000). Recientes investigaciones en modelos climáticos, se integran los efectos del calentamiento por radiación del metano, óxidos de nitrógeno y CFCs (Briegleb, 1992).

Las propiedades ópticas del aerosol son responsables de muchos efectos atmosféricos, tales como el colorido en la puesta del sol, que causan la degradación de la visibilidad asociada con la contaminación atmosférica.

**La actividad óptica.-** Cabe señalar que, desde el punto de vista de su actividad óptica en el espectro solar, es decir, de la dependencia de los coeficientes de atenuación de los flujos de radiación solar con respecto a la variación de las propiedades físicas y microfísicas del aerosol, es la moda de acumulación la que presenta la mayor interacción con los flujos de radiación solar que atraviesan la atmósfera terrestre. Por lo tanto, la fracción moda de acumulación es la responsable en gran medida del papel de modulador de la energía solar que alimenta los procesos atmosféricos y define las características climatológicas de las diferentes regiones geográficas del planeta. La fracción gigante también interacciona con los flujos de radiación, sólo que está gobernada en ese caso por las leyes de la óptica geométrica y no directamente por la teoría del esparcimiento electromagnético de G. Mie (1908). Ver Fig.1<sup>iii</sup>.

La modificación de los flujos de radiación en la atmósfera se determina por el aerosol atmosférico, tanto por la acción en la fase dispersa como la fase continua, y principalmente de la radiación solar. Lo cual plantea de entrada la necesidad de definir las características de dicha modificación. Así, podemos mencionar dos tipos de atenuación del flujo de rayos paralelos que penetra a la atmósfera superior: tales son la atenuación por absorción y /o esparcimiento, que implica la transformación de la energía del flujo solar en energía interna de las partículas.

Las características radiacionales del aerosol atmosférico más relevantes son: a) el albedo por esparcimiento simple, b) el factor de asimetría entre la radiación esparcida hacia delante y la esparcida hacia atrás, c) la función fase del aerosol, es decir, el diagrama de esparcimiento en todos los ángulos alrededor de la dirección de propagación de la radiación solar, d) los coeficientes de atenuación de la radiación solar por absorción y/o esparcimiento.

El **espesor óptico** del aerosol, es una de las características que se estudia en éste trabajo, se define como la atenuación relativa de la radiación solar en la unidad de camino recorrido por un haz de rayos paralelos que se propagan en una columna de aire vertical sobre el punto de observación. Será descrita con mayor detalle más adelante.

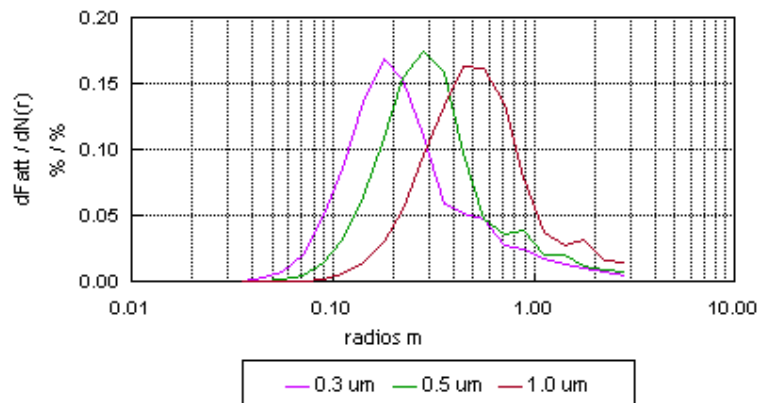


Fig.5.- La actividad óptica del aerosol continental estándar (Leyva et al., 2002) para 3 longitudes de onda representativas del espectro solar.

La actividad óptica, como se define en (Leyva y Vasilyev, 1996; Leyva et al., 2002), tiene un máximo alrededor de  $r = 0.5\mu\text{m}$  para  $\lambda = 0.5\mu\text{m}$ . Para otras longitudes de onda el máximo se recorre hacia la izquierda si  $\lambda < 0.5\mu\text{m}$ , o hacia la derecha si  $\lambda > 0.5\mu\text{m}$ . Dicha función tiende a cero conforme el radio de la partícula retrocede hacia el máximo de la moda de nucleación ( $0.02\mu\text{m}$ ), al igual que cuando el radio de la partícula avanza hacia los radios mayores dentro de la fracción “gigante”. La explicación física de este comportamiento de la función de actividad óptica es que, cuando el radio se hace más pequeño que el orden de las partículas ópticamente grandes, eso nos coloca en la fracción de los llamados núcleos de Aitken, que tienen coeficientes de atenuación grandes, pero en longitudes de onda en las que la irradiancia del flujo de radiación solar decrece muy rápidamente dentro del rango UV. La pérdida de actividad óptica en el espectro solar hacia los radios “gigantes” se explica porque el aerosol presenta concentraciones cada vez menores, debido principalmente a la efectividad del proceso de depositación.

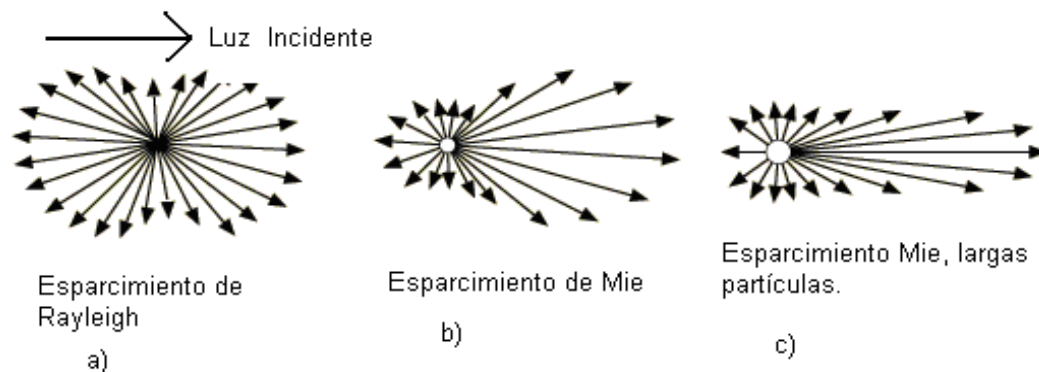
Otra de sus propiedades ópticas es la extinción, proceso en el cual disminuye su intensidad de haz de luz incidente, a lo largo del eje de incidente, después que haya sido esparcido y absorbido por las partículas aerosólicas.

Estos fenómenos dan lugar al directo esparcimiento y absorción de la luz por las partículas del aerosol.



El esparcimiento es un proceso físico, una partícula que se encuentra en la trayectoria de una onda electromagnética, continuamente extrae energía de la onda incidente, que después emite energía en todas sus direcciones para todas las longitudes de ondas a lo largo del espectro electromagnético. Tal es que la partícula se comporta como una fuente puntual de la energía esparcida (radiación dispersada). El tamaño de partículas que forman el aerosol atmosférico está directamente relacionado con la manera en como las partículas esparcen la radiación absorbida.

Cuando las partículas son esféricas y son mucho más pequeñas que la longitud de onda de la radiación incidente siempre y cuando se cumpla ( $x \ll 1$ ), se refiere al esparcimiento de Rayleigh (Fig. 2.6). Ésta teoría es particularmente utilizada para el estudio de esparcimiento de la radiación solar por moléculas de aire. Para partículas cuyo tamaño es comparable o mayor que la longitud de onda ( $x \geq 1$ ), es referido (Liou, 1980) como **esparcimiento de - Mie** (Fig. 4).



En la Fig 6.- se muestran los patrones de esparcimiento de las partículas esféricas con intervalos del orden para: a)  $10^{-4} \mu\text{m}$ , b)  $0.1 \mu\text{m}$ , c)  $1 \mu\text{m}$ , que son iluminadas con una longitud de onda del espectro visible:  $0.5 \mu\text{m}$ .

Parte de la radiación esparcida por una partícula puede incidir en otras partículas del medio, que esparcirán también radiación la cual, nuevamente, cabe la posibilidad de que vuelva a incidir en otras partículas; este fenómeno se conoce como *esparcimiento múltiple*. En atmósferas limpias, el esparcimiento múltiple es muy reducido y en la mayoría de los casos puede no ser considerado como parte de la atenuación de la radiación solar. También, en la atmósfera limpia, casi la mitad de la energía esparcida regresa al espacio y la otra mitad alcanza la superficie terrestre debido a la forma simétrica del patrón de esparcimiento de los gases atmosféricos (ver Fig. 2.6a). En una atmósfera con partículas de polvo, la mayoría de

la energía esparcida alcanza la superficie, por el gran esparcimiento en la dirección delantera.

La atenuación de la radiación solar por partículas no sólo es causada por efectos de esparcimiento, sino que también las partículas absorben la radiación electromagnética; en este proceso la energía es absorbida por la partícula y convertida en otra forma de energía. En el espectro visible, la absorción de energía es casi nula en las moléculas atmosféricas. Una partícula pequeña esparce la luz incidente de igual manera en dirección hacia adelante como hacía atrás sobre el eje de incidencia. El esparcimiento de la luz del sol por medio de las gotas de agua que forman las nubes y las gotas de lluvia, produce magníficos arco iris y glorías que vemos en la vida diaria. (Liou, 2002).

### **Rango Visual y Visibilidad.**

El rango visual  $L_v$  se define como la distancia a la que un objeto, idealmente negro, desaparece de la vista cuando se le observa contra el horizonte durante el día. Los factores más importantes en la determinación del  $L_v$  son: el *contraste* entre la brillantez del objeto observado y la del cielo en el horizonte, y la distancia entre el observador y el objeto.

Cada persona tiene la posibilidad de ver las estrellas en una noche clara debido al contraste entre la brillantez de las estrellas y lo oscuro del espacio sideral. Sin embargo, por lo general la situación es al contrario: la falta de contraste entre el objeto y el fondo sobre el cual se le observa limita esa posibilidad. La visibilidad está así limitada por la capacidad de resolución de la vista del observador para observar objetos a grandes distancias.

Las partículas del aerosol de tamaños de 0.1 a 1.0  $\mu\text{m}$ , son las responsables de la reducción del contraste por el fuerte esparcimiento que ejercen sobre los flujos luminosos que se propagan en la atmósfera terrestre (Hindis, 1999). El contraste  $C$  entre un objeto, de brillantez  $B$ , y el fondo, de brillantes  $B_0$  es por definición:

$$C = \frac{(B - B_0)}{B_0} . \quad (2.3)$$

Se define como *umbral de contraste*  $\varepsilon$  al mínimo requerido para distinguir un objeto de su fondo. El parámetro  $L_v$ , o rango visual como se definió más arriba, coincide con la distancia a la cual el contraste cae a este valor (Twomey, 1977). En el caso de una atmósfera ópticamente homogénea, de acuerdo con la teoría de Koschmieder (en Middleton, 1957):

$$L_v = \frac{-\ln \varepsilon}{\sigma_{ext}} . \quad (2.4)$$

El umbral de contraste para el ojo humano es, en promedio,  $\varepsilon = 0.02$ , lo que nos da la siguiente fórmula particular para este caso:

$$L_v = \frac{3.9}{\sigma_{ext}} . \quad (2.5)$$

Así, en la teoría óptica de la visibilidad, el rango visual es una función inversa del coeficiente de extinción atmosférico.

## 2.4 TEORÍA DE RAYLEIGH.

Cuando una onda electromagnética alcanza una partícula, parte de la radiación incidente es dispersada. La energía dispersada se denomina radiación difusa. Si suponemos que las partículas dispersantes son esféricas, isotrópicas, homogéneas, dieléctricas y sus radios son menores con respecto a las longitudes de onda de la luz incidente, queda descrita por la Teoría del Esparcimiento de Rayleigh, en honor del físico Lord Rayleigh que en 1871 encontró las leyes que gobiernan la dispersión de la luz en la atmósfera. Sus descubrimientos condujeron a desarrollar una teoría electromagnética, basada en principios físico matemáticos fundamentales de este fenómeno.

La radiación incidente en una partícula dieléctrica y esférica, de radio  $r$ , forma un campo eléctrico homogéneo  $\mathbf{E}_0$  alrededor de la partícula. En presencia de este campo las cargas dentro de las partículas son redistribuidas, formando así un dipolo eléctrico orientado en la dirección de  $\mathbf{E}_0$ :  $\mathbf{P}_0 \leq \alpha \mathbf{E}_0$ . El campo eléctrico  $\mathbf{E}_0$  genera oscilaciones armónicas del dipolo eléctrico, variando su magnitud desde un valor positivo hasta el negativo y viceversa. El dipolo oscilante produce un plano polarizado de onda electromagnética: onda esparcida. La radiación esparcida por la partícula tiene la misma frecuencia que la de la radiación incidente, pero su polarización y dirección de propagación son diferentes.

Para evaluar el campo eléctrico esparcido  $\mathbf{E}_s$ , se considera un punto P en la dirección del observador situado a una distancia  $R \gg \lambda$  del dipolo y con un ángulo  $\gamma$  con respecto a la orientación del momento bipolar  $\mathbf{P}$ . El campo eléctrico esparcido se postula de la siguiente forma:

$$\mathbf{E}_s = -\mathbf{E}_0 \frac{e^{-ik(R-ct)}}{R} k^2 \alpha \sin \gamma . \quad (2.6)$$

donde  $k$  es el número de onda, y  $kc = \omega$  es la frecuencia circular de la onda esparcida..

Se define al vector de Poynting de la radiación incidente y el de la radiación esparcida, en dirección a un punto de observación, determinando *el plano de esparcimiento* o *plano de referencia*. El campo eléctrico esparcido  $\mathbf{E}_s$  puede ser descompuesto en dos componentes ortogonales: una perpendicular  $E_R$  y una paralela  $E_I$  al plano de esparcimiento. Se puede considerar por separado al esparcimiento en los dos componentes del campo eléctrico  $E_{or}$  y  $E_{ol}$  por partículas homogéneas isotrópicas y esféricas, con base en la ecuación:

$$E_r = -E_{or} \frac{e^{-ik(R-ct)}}{R} k^2 \alpha \sin \gamma_1. \quad (2.7)$$

$$E_I = -E_{ol} \frac{e^{-ik(R-ct)}}{R} k^2 \alpha \sin \gamma_2. \quad (2.8)$$

Donde  $\gamma_1 = \pi/2 = 90^\circ$ ,  $\gamma_2 = \pi/2 - \theta$ ,  $R$  es la dirección de propagación normal y  $\theta$  es el ángulo de esparcimiento, definido como el ángulo entre la dirección de propagación de la onda incidente y de la onda esparcida. Sus intensidades son:

$$I_R = + \frac{I_o k^4 \alpha^2}{R^2}. \quad (2.9)$$

$$I_I = - \frac{I_o k^4 \cos^2 \theta}{R^2} \quad (2.10)$$

$I_I$  e  $I_R$  son los componentes de la intensidad, polarizados, respectivamente, en el plano perpendicular y en el plano paralelo al plano que contiene la radiación incidente y el esparcimiento de onda, es decir, el plano del esparcimiento. Para la luz incidente no polarizada, es decir, luz natural, la intensidad es expresada en la siguiente ecuación, derivada originalmente por Rayleigh:

$$I = \frac{I_o}{R^2} \alpha^2 \left( \frac{2\pi}{\lambda} \right)^4 \frac{1 + \cos^2 \theta}{2}. \quad (2.11)$$

La intensidad de esparcimiento de una partícula depende de las características de polarización de la luz (ver las ecuaciones para  $I_R$  e  $I_I$ ). Al incidir la luz polarizada verticalmente, en el plano de referencia, la intensidad de esparcimiento es independiente de la dirección del plano de esparcimiento (en este caso el plano es isotrópico), y al incidir horizontalmente ( $I$ ) la intensidad de esparcimiento es una función de  $\cos^2 \theta$ . Si la luz

incidente se encuentra no polarizada, tal como la luz del sol, la intensidad de esparcimiento depende de  $(1+\cos^2\theta)$ .

Los patrones del esparcimiento angular para los tres tipos de polarización incidente se muestra en la Fig.7. Se observa que la luz incidente despolarizada, el esparcimiento de Rayleigh) tiene dos máximos: uno hacía adelante ( $0^\circ$ ) y otro hacía atrás ( $180^\circ$ ), y dos mínimos, de lado izquierdo ( $90^\circ$ ) y el lado derecho ( $270^\circ$ ). El esparcimiento de la luz por partículas, no está presente sólo en el plano de incidencia, sino que es visible en todas las direcciones del ángulo acimutal.

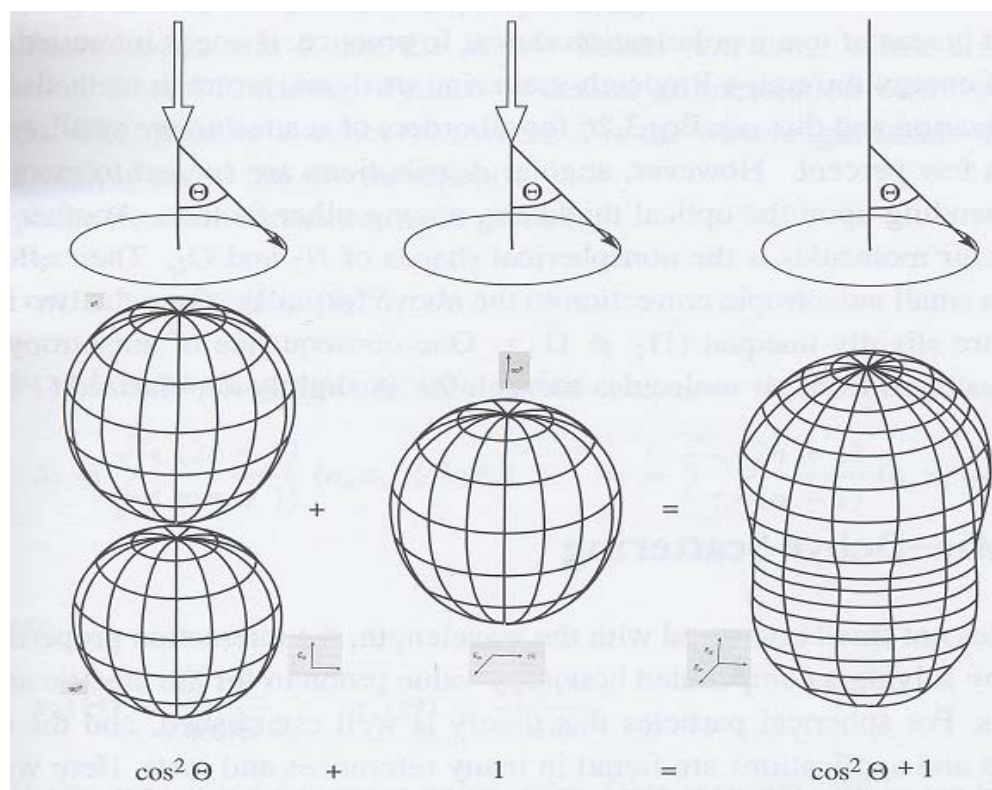


Fig 7. Diagrama en tres dimensiones del esparcimiento de Rayleigh y su función fase.

**La función fase**,  $P(\cos\theta)$ , ayuda a determinar la distribución angular de la energía esparcida a través de la atmósfera, de igual manera es útil para cuantificar la transferencia de

radiación en la atmósfera y su interacción con la atmósfera. Definimos la función fase normalizada a la unidad como:

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} \frac{P(\cos \theta)}{4\pi} \sin \theta d\theta d\varphi = 1. \quad (2.12)$$

Resolviendo la integral de la función fase del esparcimiento de Rayleigh se obtiene:

$$P(\cos \theta) = \frac{3}{4\pi} (1 + \cos^2 \theta). \quad (2.13)$$

Despejando de esta ecuación  $(1 + \cos^2 \theta)$  y sustituyendo en la Ec. 2.1 de Rayleigh, se obtiene:

$$I(\theta) = I_0 \left( \frac{\alpha}{r} \right)^2 \frac{21.3\pi^2}{\lambda^4} P(\theta) \quad (2.14)$$

donde la intensidad de la luz esparcida es directamente proporcional a la función fase e inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda  $\lambda$ . Entonces, de acuerdo con la Ley del esparcimiento de Rayleigh se cumple que  $I_\lambda \sim 1/\lambda^4$ . Sin embargo es mucho más interesante y da mucho más juego considerar la dependencia de la intensidad con la longitud de onda incidente. La intensidad de la radiación esparcida, inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda, explica de forma definitiva el azul de los cielos limpios, con bajos contenidos de humedad y de partículas. Dichos cielos se observan, por ejemplo, en ambientes de alta montaña y en condiciones de circulación anticiclónica, es decir, de altas presiones.

La difusión o esparcimiento de la radiación solar incidente será mayor, por tanto, para las ondas más cortas. Por ejemplo: la luz roja ( $\lambda_{\text{red}} = 0.72\mu\text{m}$ ), con respecto a la luz violeta ( $\lambda_{\text{vio}} = 0.40\mu\text{m}$ ), tiene una intensidad  $10.5 (= 0.72^4/0.4^4)$  veces mayor. En realidad, el color del cielo debería ser violeta por ser ésta la longitud de onda más corta en el espectro visible; pero no lo es por dos razones: porque la luz solar contiene más luz azul que violeta y porque el ojo humano, es más sensible a la luz azul que a la violeta. El color azul del cielo se debe por tanto a su mayor abundancia en el espectro solar, y a la particular sensibilidad del ojo humano.

El resultado neto es que parte de la luz que nos llega desde el Sol, al alcanzar la atmósfera se difunde en todas direcciones, por supuesto de acuerdo con el patrón de esparcimiento dado por la función fase  $P(\cos\theta)$ .

El grado de polarización  $\alpha$  de la luz incidente, se deriva del principio de dispersión de las ondas electromagnéticas:

$$\alpha = \frac{3}{4\pi N_s} \left( \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right). \quad (2.15)$$

Aquí,  $N_s$  es el número total de moléculas por unidad de volumen de aire, y  $m$  es el índice de refracción de las partículas. Normalmente el índice de refracción de las partículas atmosféricas está compuesto por una parte real ( $m_r$ ) y otra imaginaria ( $m_i$ ), relacionadas cada una con la atenuación del flujo de radiación solar, por esparcimiento y por absorción, respectivamente.

Otro fenómeno importante que explica la teoría de esparcimiento de Rayleigh, es la polarización del cielo, es decir, de la luz difusa que llega al punto de observación desde toda la bóveda celeste. De las ecuaciones  $I_r$  e  $I_l$ , se obtiene el grado de polarización lineal, para el caso especial del esparcimiento:

$$L_p(\Theta) = - \frac{I_l - I_r}{I_l + I_r} = - \frac{\cos^2 \Theta - 1}{\cos^2 \Theta + 1} = \frac{\sin^2 \Theta}{\cos^2 \Theta + 1}. \quad (2.16)$$

En direcciones, tanto hacia adelante como hacia atrás con respecto a la dirección de propagación de la radiación incidente (radiación natural), es decir con ángulo de esparcimiento ( $\theta = 0^\circ$ ), la luz esparcida es no polarizada; sin embargo, el esparcimiento perpendicular, con  $\theta = 90^\circ$ , está totalmente polarizada. Para otras otras direcciones el esparcimiento es parcialmente polarizado, en un rango  $0\% < L_p < 100\%$ . El efecto anisotrópico reduce el grado de polarización.

En conclusión, la Teoría del esparcimiento de Rayleigh es un resultado fundamental para el conocimiento de la forma en que la radiación solar es esparcida por la fase continua del aerosol atmosférico, es decir, el aire o sistema de gases atmosférico.

## 2.5 TEORÍA DE MIE.

La solución en la interacción onda partícula fue obtenida por Gustav Mie en 1908, al estudiar el problema de esparcimiento de la luz por partículas esféricas, químicamente homogéneas, o isotrópicas, y conductoras, es decir, con índice de refracción complejo. La teoría de Mie debe aplicarse rigurosamente sólo a partículas esféricas e isotrópicas.

Los fenómenos ópticos atmosféricos más interesantes se observan en partículas cuyas dimensiones son del mismo orden de la longitud de onda de la luz incidente es decir cuando el parámetro de tamaño  $x$ :

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (2.17)$$

es cercano a 1, es decir, cuando el radio de la partícula,  $r$ , y la longitud de onda  $\lambda$  son del mismo orden de magnitud.

Las ecuaciones que describen el campo dentro de la partícula y el esparcido por ella en el seno del medio de propagación de la onda incidente, son la solución de una ecuación vectorial de onda en coordenadas esféricas, que se obtiene del sistema de ecuaciones de Maxwell. Las soluciones, interior y exterior deben satisfacer además las condiciones de frontera en la superficie de la partícula. La onda esparcida se obtiene calculando el campo esparcido lejos del centro de esparcimiento (la partícula), en la llamada zona ondulatoria, donde el valor absoluto del campo eléctrico disminuye en forma inversamente proporcional a la distancia al centro de esparcimiento:  $E \sim R^{-1}$ .

Cada partícula tiene asociada una sección eficaz angular de dispersión que indica el flujo de energía dispersado, por unidad de ángulo sólido y por unidad de irradiancia incidente. El flujo de energía total, dispersado por la partícula en todas direcciones, lo suministra la sección total y es el factor de eficiencia que indica la capacidad de esparcimiento de la partícula.

La solución de Mie permite calcular los coeficientes de esparcimiento y absorción de la partícula, así como la intensidad del campo esparcido a diferentes ángulos con respecto a la dirección de propagación de la radiación incidente a través de la función fase:

$$\sigma_s = \frac{2\pi}{k^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|a_n|^2 + |b_n|^2), \quad (2.18)$$

donde  $k = \omega/c$  es el número de onda,  $\omega$  es la frecuencia circular, y  $c$  es la velocidad de la luz en el vacío. Puede demostrarse que  $k$  también es igual a  $2\pi/\lambda$ .



El coeficiente de extinción o sea, la atenuación total por esparcimiento y absorción, está dada por

$$C_{\text{ext}} = C_s + C_a \quad (2.19)$$

donde  $\sigma_a$  es la sección total de absorción de la partícula. En función de las series de Mie, se tiene:

$$C_{\text{ext}} = \frac{2\pi}{k^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}(a_n + b_n). \quad (2.20)$$

Los coeficientes  $a_n$  y  $b_n$  son las derivadas de  $A_n$  y  $B_n$ :

$$a_n = \frac{m\varphi_n(mx)\varphi_n'(x) - \varphi_n(x)\varphi_n'(mx)}{m\varphi_n(mx)\xi_n'(x) - m\xi_n(x)\varphi_n'(mx)}. \quad (2.21)$$

$$b_n = \frac{\varphi_n(mx)\varphi_n'(x) - m\varphi_n(x)\varphi_n'(mx)}{\varphi_n(mx)\xi_n'(x) - m\xi_n(x)\varphi_n'(mx)}. \quad (2.22)$$

$$m \cong \frac{m_p}{m_{\text{air}}}. \quad (2.23)$$

Aquí  $m_p$  y  $m_{\text{air}}$  son los índices de refracción de las partículas y del aire, respectivamente. El índice  $m_p$  es, en general, complejo y  $m_{\text{air}}$  es real.  $\varphi_n$  y  $\xi_n$  son funciones de Ricatti-Bessel, relacionadas con las funciones esféricas de Bessel. El apóstrofe (') denota la derivada de la función con respecto al parámetro de tamaño  $x$ . La longitud de onda en el medio de propagación es:

$$\lambda = \lambda_o / m_p \quad (2.24)$$

Otras magnitudes expresadas por medio de los resultados de Mie son:

La función fase:

$$P(\theta) = \frac{1}{2} \left( |S_1(\theta)|^2 + |S_2(\theta)|^2 \right). \quad (2.25)$$

$S_1(\theta)$  y  $S_2(\theta)$  son las amplitudes del esparcimiento. En la teoría de Mie:

$$S_1 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(2n+1)}{n(n+1)} (a_n \pi_n + b_n \tau_n). \quad (2.26)$$

$$S_2 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(2n+1)}{n(n+1)} (a_n \tau_n + b_n \pi_n). \quad (2.27)$$

donde

$$\pi_n(\theta) = \frac{p'_n(\theta)}{\sin \theta}, \text{ y } \tau_n(\theta) = \frac{dp'_n(\theta)}{d\theta}. \quad (2.28)$$

Aquí,  $p'_n(\theta)$  es el polinomio de Legendre. Si  $p'_1(\theta) = \sin \theta$  se tiene que  $\pi_1 = 1$  y  $\tau_1 = \sin(\theta)$ .

## **2.6 PROPIEDADES FÍSICAS Y MICROFÍSICAS**

Los aerosoles atmosféricos quedan completamente descritos si damos de ellos en cada punto de la atmósfera.

- Su distribución de tamaños
- Su composición química
- Su forma

La forma de las partículas líquidas son aproximadamente esféricas, pero las sólidas son muy irregulares y altamente variables. Sin embargo, los modelos de los aerosoles atmosféricos asumen que las partículas son esféricas, fundamentándose en que, por el movimiento aleatorio en el medio, una gran cantidad de partículas de forma irregular se comportan en promedio como partículas esféricas.

### **Distribución de radios de las partículas suspendidas.**

El tamaño de una partícula se caracteriza por su radio  $r$ , y la *densidad de distribución de radios* por una función  $n(r)$  que se define por medio de la siguiente expresión:

$$dN = n(r)dr. \quad (2.29)$$

En la ecuación anterior  $dN$ , en  $\text{cm}^{-3}$ , representa el número de partículas, por unidad de volumen de aire ( $\text{cm}^{-3}$ ), cuyos radios pertenecen al intervalo elemental  $(r, r+dr)$ . La función  $n(r)$  se *denomina densidad de distribución de radios* (DDR) y tiene unidades de  $[\mu\text{m}^{-1}\text{cm}^{-3}]$ .

En vista del amplio rango en el que varían los órdenes de la magnitud del radio de las partículas, se define la DDR logarítmica como:

$$dN = n(r)d\log r. \quad (2.30)$$

en donde  $dN$  representa al número de partículas cuyos radios pertenecen al intervalo elemental  $(r, r + d\ln r)$ , en  $\text{cm}^{-3}$ , y en este caso la DDR  $n(r)$  tiene unidades de  $[\log \text{cm}^{-3}] = \text{cm}^{-3}$ . La concentración numérica de las partículas suspendidas, por unidad de volumen de aire, se obtiene integrando la (2.31):

$$N_0 = \int_0^{\infty} n(r)dr, \quad (2.31)$$

donde,  $N_0$ , en  $\text{cm}^{-3}$ , es la concentración numérica. Cabe señalar que, si el espectro de radios del aerosol atmosférico en cuestión tiene límites finitos, y se limita a un intervalo finito de radios  $(r_{min}, r_{max})$ , la ecuación anterior debe completarse con la condición

$$n(r) = 0, \text{ para } \forall r \text{ que } \notin a(r_{min}, r_{max}) \quad (2.32)$$

La cantidad de aerosoles (o carga) puede ser expresada también por medio del volumen de aerosoles por unidad de volumen de aire o por la masa de aerosoles (multiplicando el volumen de cada partícula por la densidad de la sustancia de la que se componen:

$$V = \int_0^{\infty} \frac{4\pi}{3} r^3 n(r)dr. \quad (2.33)$$

El tamaño es el parámetro más importante de las partículas en términos de su comportamiento, composición química y de su distribución en la atmósfera. Esto se explica por el hecho que las partículas más pequeñas tienen el tamaño de las moléculas gaseosas grandes, por lo que presentan muchas de sus propiedades; en cambio, las partículas de mayor talla presentan las propiedades descritas por la física newtoniana de las pelotas y autos (Hinds 1982). Por ejemplo, las partículas finas tienen períodos de vida media en la atmósfera de días a semanas, viajan distancias de 100 km o más, y tienden a ser espacialmente homogéneas en áreas urbanas, por lo que sufren transformaciones, estas normalmente ocurren durante períodos de estancamiento atmosférico o durante el transporte a largas distancias. En cambio, las partículas gruesas generalmente se depositan

más rápidamente, con una vida media en la atmósfera de sólo minutos u horas y, por ende, presentan mayor variabilidad espacial dentro de una misma región (World Health Organization 1999).

La separación por tamaños es el resultado de los procesos creadas por las partículas, las interacciones de las partículas con otros materiales en la atmósfera y los procesos que las retiran de la atmósfera. El coeficiente de extinción de partículas atmosféricas está relacionado por la teoría de Mie, con la distribución por tamaños y las propiedades ópticas de estas partículas atmosféricas.

Desde el punto de vista del esparcimiento, la función de distribución por tamaños es la característica más importante del aerosol. Numerosos investigadores como (Willeke and Brockmann, 1977; Olewafemi, 1988; etc), han estudiado la relación entre la distribución por tamaños y las características del esparcimiento, estos dos parámetros aportando puntos de vista independientes de las características del aerosol.

Por otra parte la mayoría de los aerosoles son polidispersos y tienen tamaños de partículas sobre un rango de dos o más ordenes de magnitud. Lo ancho del rango y el hecho de que las propiedades físicas del aerosol dependan del tamaño de partícula, hace que se realice la caracterización de manera exacta esta distribución por tamaños.

## **2.7 COMPOSICIÓN QUÍMICA**

La composición química incide fundamentalmente en las propiedades radiativas de los aerosoles a través del índice de refracción,  $n = n_r - i n_i$ , tiene una naturaleza compleja. La parte imaginaria,  $n_i$ , es directamente proporcional al coeficiente de absorción de la sustancia involucrada.

Más detalladamente, una partícula atmosférica se caracteriza por introducir una discontinúa en el índice de refracción de las partículas entra en el cálculo de esparcimiento de Mie por medio de su valor relativo respecto al medio, que es el aire. El aire tiene una refractividad cercana a la unidad, así que en la práctica coinciden los valores absoluto y relativo del índice de las partículas. Es el caso en que la absorción tenga un peso relativamente grande en los procesos de extinción cuando el índice de refracción adquiere una forma compleja, siendo la parte imaginaria la que da cuenta a esa contribución.

Varios autores a través de sus investigaciones han hallado valores representativos del índice de refracción de diversos componentes de los aerosoles atmosféricos, llegando a la conclusión de que la parte real del índice oscila entre los valores de 1.33 del agua pura y 1.54 de silicatos, y la parte imaginaria entre 0.0 y los 0.5 del vapor de agua en la zona infrarroja.

El conocimiento de la composición química no conlleva necesariamente la extracción del valor del índice de refracción, ya que pueden existir inhomogeneidades e impurezas que no sean detectadas en un análisis químico. La mayoría de los métodos de inversión de aerosoles atmosféricos parten de fijar el valor del índice de refracción de las partículas.

Una clasificación de los aerosoles atendiendo a su composición, y la influencia que tiene ésta con respecto al esparcimiento de la radiación. Así podemos encontrarnos con aerosoles compuestos por una sola especie química, realmente las menos habituales y partículas compuestas por una mezcla de especies. El carácter de ésta especie es la que determina finalmente sus propiedades radiacionales.

Aunque la composición de las partículas varía en función de su origen y tamaño, están constituidas principalmente por metales, compuestos orgánicos, material de origen biológico, iones, gases reactivos y la estructura misma de la partícula, normalmente formada por carbón elemental. Las fracciones ultrafina y fina están formadas por una estructura básica de carbono, metales diversos, hidrocarburos y partículas secundarias. Estas últimas se forman por condensación de vapores a altas temperaturas de partículas existentes o a partir de reacciones químicas en la atmósfera entre óxidos de nitrógeno, dióxido de azufre, vapores y otras moléculas reactivas y se componen fundamentalmente por sulfato y nitrato de amonio y otros compuestos orgánicos (Hinds 1982, HEI 2002). En contraste, la fracción gruesa está compuesta por minerales insolubles y elementos como el calcio, potasio, sodio, sílice, manganeso y azufre, también puede contener material biológico, como polen y esporas vegetales. Tanto en la fracción fina como en la gruesa se pueden encontrar especies viables, tales como virus y bacterias (Spengler y Wilson 1996).

## **2.8 CARACTERÍSTICAS RADIACIONALES DE PARTICULAS INDIVIDUALES**

Las características radiacionales de partículas esféricas de radio  $r$  e índice de refracción con una longitud de onda  $\lambda$  viene directamente de la teoría de Mie, y son: Sección eficaz de esparcimiento  $c_{\text{scatt}}(\lambda, r, n)$ , la sección eficaz de absorción,  $c_{\text{abs}}(\lambda, r, n)$ , siendo la sección eficaz de extinción,  $c_{\text{ext}}(\lambda, r, n)$  la suma de ambas.

El factor de eficiencia de esparcimiento  $Q_{\text{scatt}}$  y el factor de eficiencia de extinción  $Q_{\text{ext}}$ , se definen como la razón de la sección eficaz correspondiente y la sección geométrica de la partícula:

$$Q_{\text{scatt}}(\lambda, r, m) = \frac{c_{\text{scatt}}}{\pi r^2} \quad (2.34)$$

$$Q_{\text{ext}}(\lambda, r, m) = \frac{C_{\text{ext}}}{\pi r^2}. \quad (2.35)$$

### El albedo de esparcimiento simple.

El *albedo de esparcimiento simple* es la fracción de la energía eliminada de la onda incidente, que reaparece como radiación esparcida, con lo cual el **albedo de esparcimiento simple** es:

$$\omega(\lambda) = \frac{\sigma_s(\lambda)}{\sigma_{\text{ext}}(\lambda)} \quad (2.36)$$

### El factor de asimetría

Uno de los parámetros más interesantes es el **factor** o parámetro de **asimetría**, que se usa en la mayor parte de los métodos aproximados de la resolución de la ecuación de transferencia de energía por radiación en las capas atmosféricas ópticamente profundas, y no es más que un tercio del coeficiente  $\beta_1(\lambda)$ , del desarrollo de serie de Legendre de la función de fase. Funcionalmente:

$$g = \int_{4\pi} \cos \alpha P(\Omega) \frac{d\Omega}{4\pi}. \quad (2.37)$$

Siendo  $P(\Omega)$  la función fase normalizada a todo el ángulo sólido, la suma de la función de fase en todas las direcciones tendrá que ser igual al ángulo sólido  $4\pi$ .

$$\int_{4\pi} P(\Omega) d\Omega = 4\pi. \quad (2.38)$$

El factor de asimetría se generó debido a la necesidad de resolver el problema de la transferencia de energía por radiación en las capas atmosféricas ópticamente profundas. El problema fué resuelto utilizando los diagramas de esparcimiento isotrópicos las ecuaciones integrales de Chandrasekhar.

El significado físico del parámetro de asimetría es una estimación de la direccionalidad de la función de fase, es decir de la asimetría de la radiación redistribuida. El coeficiente de extinción es proporcional a la densidad de partículas, mientras que el albedo de dispersión simple, la función de fase y el factor de asimetría depende de tan sólo de la distribución de tamaños y del índice de refracción.

Se puede eliminar esa dependencia del coeficiente de extinción con la densidad numérica de partículas si damos su variación espectral, definida como  $\beta(\lambda)/\beta(\lambda_0)$ , siendo  $\lambda_0$

una longitud de onda de referencia. Ésta variación espectral vuelve a ser una propiedad específica del tipo de aerosol.

$$g = \frac{\int P(\theta) \cos \theta d\theta}{\int P(\theta) d \cos \theta} \quad (2.39)$$

Donde  $P(\theta)$  describe el diagrama de esparcimiento, lo cual es la energía esparcida por la unidad del ángulo sólido en la dirección de  $\theta$ .

El factor de asimetría ( $g$ ) puede ser positivo, negativo o nulo:

- a) Si  $g$  es positiva ( $g > 0$ ), entonces el esparcimiento se realiza predominantemente hacia adelante.
- b) Si  $g$  es negativo ( $g < 0$ ), entonces el esparcimiento se realiza predominantemente hacia atrás.
  - 1) Cuando el aerosol es seco,  $g$  vale aproximadamente 0.7. 2) El factor de asimetría toma valores entre 0.8 y 0.9 cuando hay nubes y nieblas.
- c) Si  $g$  es igual a cero ( $g = 0$ ), entonces el radio de las partículas aerosólicas es mucho menor a la longitud de onda de la radiación incidente ( $r \ll \lambda$ ). El esparcimiento de la radiación es isotrópico, con igual esparcimiento hacia delante y hacia atrás, (Esparcimiento de Rayleigh).

## **2.9 CARACTERÍSTICAS RADIACIONALES DE SISTEMAS POLIDISPERSOS**

### **Masa óptica**

La densidad del aerosol multiplicada por la longitud de camino óptico representa la masa del aerosol en una columna de sección transversal unitaria. A esta masa se le llama masa óptica y está definida por la siguiente ecuación:

$$m_{\text{real}} = \int_0^{\infty} \rho ds, \quad (2.40)$$

donde  $ds$  es la longitud de camino de un rayo de luz proveniente del sol y  $\rho$  es la densidad del aire. La trayectoria,  $S$  a lo largo de la cual se realiza la integración es, por refracción, una trayectoria oblicua que comienza en el límite superior de la atmósfera y termina en la superficie de la tierra. La masa óptica relativa ( $m_r$ ) se define:

$$m_r = \frac{\int_0^{\infty} \rho ds}{\int_0^{\infty} \rho dz}, \quad (2.41)$$

en donde la integral del denominador se realiza en la dirección vertical. Ignorando la curvatura de la tierra y suponiendo que en la atmósfera no hay refracción y que es homogénea, entonces la masa óptica relativa para cualquiera de los constituyentes atmosféricos es:

$$m_r = \sec\theta_z, \quad (2.42)$$

donde  $\theta_z$  es el ángulo cenital del sol. Esta expresión da una buena aproximación cuando  $\theta_z \leq 60^\circ$ . La aplicación de las leyes de la refracción como se usa en Astronomía, da como resultado la siguiente expresión:

$$m_r = \frac{1}{\rho_0 H_0} \int_0^{\infty} \left[ 1 - \left( \frac{R}{R+Z} \frac{n_0}{n} \right)^2 \sin^2(\theta_z) \right]^{1/2} \rho d\theta_z, \quad (2.43)$$

$n$  es el índice de refracción del aire a la altura  $z$ ,  $n_0$  es el índice de refracción al nivel de superficie,  $H$  es la altura de una atmósfera homogénea de densidad  $\rho_0$  (la densidad a nivel de la superficie),  $R$  es el radio terrestre y  $\theta_z$  es el ángulo cenital del sol.

Una solución a la última expresión, la obtuvo Kasten (1966) usando el modelo de atmósfera ARDC (1959), que permite calcular  $m_r$ :

$$m_r = \frac{1}{\cos(\theta_z) + 0.15(93.885 - \theta_z)^{-1.253}}, \quad (2.44)$$

Esta expresión da una buena aproximación hasta ángulos  $\theta_z$  de  $86^\circ$ . Cuando  $\theta_z \leq 60^\circ$ ,  $m_r \approx \sec\theta_z$ .



## 2.10 LEY DE ANGSTROM

Si se considera que las partículas son esféricas con un espectro de tamaños que siguen una ley potencial (Junge) y con un índice de refracción cuya parte imaginaria es pequeña (despreciable), es posible estimar un espesor óptico que depende de la longitud de onda de la radiación incidente.

Teniendo en cuenta que el aerosol contiene partículas de varios tamaños, es necesario incorporar el tamaño de la partícula con la fórmula de atenuación; sin embargo los efectos de atenuación, ya sea por esparcimiento o absorción, se dificultan al separarlos. Por tal, Angstrom, en (1961) sugirió la fórmula simple de turbiedad de Angstrom, expresada por:

$$\tau_{\alpha,\lambda}^A = \beta \lambda^{-\alpha} . \quad (2.45)$$

donde  $\beta$  es el coeficiente de turbiedad de Angstrom y está directamente relacionado con la concentración de la partícula óptimamente activas en una columna atmosférica de sección transversal unitaria. El parámetro  $\alpha$  es un exponente relacionado con la pendiente de la distribución potencial o Jungeana, en un sistema de coordenadas logarítmicas, es decir, si una contribución de éste tipo lo escribimos de la siguiente manera:

$$\frac{dN}{dr} = Cr^{-(\nu+1)} . \quad (2.46)$$

Se demuestra en la siguiente expresión:

$$\tau_{\alpha,\lambda}^A = \pi C \left( \frac{\lambda}{2\pi} \right)^{\nu+2} \int_0^{\infty} \chi^{-\nu+1} Q(x) dx , \quad (2.47)$$

donde  $x = 2\pi r/\lambda$ , y  $Q_s(x)$  es el factor de eficiencia de esparcimiento obtenido de la teoría de Mie. La integral converge si  $2 < \nu < 6$ . Comparando ésta expresión con la fórmula de Angstrom, se obtiene:

$$\alpha = \nu - 2, \quad (2.48)$$

$$\beta = \pi \left( \frac{1}{2\pi} \right)^{-\nu+2} C' , \quad (2.49)$$

$$C' = C \int_0^{\infty} x^{-\nu+1} Q(x) dx. \quad (2.50)$$

El parámetro  $\alpha$  es un indicador de la distribución por tamaño de las partículas aerosólicas y del dominio relativo en cantidad de las partículas pequeñas contra las partículas con radios entre 0.1  $\mu\text{m}$  y 1  $\mu\text{m}$ .

Cuando las partículas aerosólicas son muy pequeñas, de tamaño similar a las de las moléculas de aire,  $\alpha$  se aproxima a un valor de 4, y cuando son muy grandes  $\alpha$  se acerca a 0 (ver Tabla 2.1) indican una fracción alta de partículas pequeñas respecto a las partículas grandes. Los parámetros  $\alpha$  y  $\beta$ , se relacionan con la visibilidad, es decir para un valor fijo de  $\beta$  y un valor bajo de  $\alpha$  significan un buen valor promedio para una transparencia atmosférica es  $\alpha=1.3\pm 0.5$  ver tabla (2.2, 2.3). La tabla muestra 4 valores de ( $\alpha$  y  $\beta$ ) se describen varios grados de turbiedad. Al igual que muchas variables climáticas,  $\alpha$  y  $\beta$  pueden variar a lo largo de un día debido a cambios en la temperatura. Por ejemplo: altos valores de  $\beta$  y bajos valores de  $\alpha$  indican un cielo muy turbio.

Mc Clatchey & Selby et al. (1927), desarrollaron la siguiente expresión para el cálculo  $\beta$ ;

$$\beta = (0.55)^\alpha \left( \frac{3.912}{Vis} - 0.01162 \right) [0.02472(Vis) + 1.132], \quad (2.51)$$

donde Vis es la visibilidad en kilómetros.

Intervalo	Cantidad	Tabla 2.1 Intervalos para el coeficiente de turbiedad de Ángstrom ( $\beta$ ), el cual está directamente relacionado con la concentración de partículas óptimamente activas en una columna atmosférica de sección transversal unitaria. Fuente Iqbal, M. (1983).
[0,0,0.1]	Muy Pocas	
(0.1,0.2)	Pocas	
(0.2,0.3)	Muchas	
(0.3,0.4)	Demasiadas	

Intervalo	Partículas	Tabla 2.2 Intervalos para el coeficiente de turbiedad de Ángstrom ( $\alpha$ ), el cual es un indicador de la distribución por tamaños de las partículas aerosólicas y del dominio relativo en cantidad de la partícula con radios menores a $1\mu\text{m}$ contra las partículas con radios entre $0.1\mu\text{m}$ y $1\mu\text{m}$ partículas grandes. Fuente Iqbal, M. (1983).
[0,1]	Muy grandes	
(1,2)	Grandes	
(2,3)	Pequeñas	
(3,4)	Muy pequeñas	

Atmósfera	$\beta$	$\alpha$	Visibilidad (km)	Tabla 2.3 Parámetros para varios grados de turbiedad, manteniendo $\alpha$ constante. En esta tabla se observa como disminuye la visibilidad conforme $\beta$ se incrementa. Fuente Iqbal, M. (1983).
Limpia	0.00	1.30	340	
Clara	0.10	1.30	28	
Turbia	0.20	1.30	11	
Muy turbia	0.40	1.30	<5	

## 2.11 Distribución Log-normal

Esta distribución es muy usada para ajustar el amplio rango de la distribución por tamaños del aerosol (Whitby 1978, Deep and Gerber 1983). Se define más frecuentemente como  $n \cdot r$ .

$$n \cdot r = N \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln \frac{r}{r_g}}{\ln \sigma}\right)^2\right) \quad (2.52)$$

donde,  $\sigma$  es la desviación estándar, y  $r_g$  el radio geométrico medio, éste último como un radio modal para esta distribución de tipo logarítmico. El radio modal de la distribución de tipo logarítmico. El radio modal de la distribución es:

$$r_M = r_g \exp(-\ln \sigma^2). \quad (2.53)$$

La función de distribución de tamaños acumulativa está dada por:

$$N r = \frac{1}{2} \left[ 1 - \theta \left( \frac{1}{\sqrt{2 \ln \sigma}} \ln \frac{r}{r_g} \right) \right] \quad (2.54)$$

Para  $\theta(x)$  la función error, se define:

$$\theta(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x \exp(-t^2) dt \quad (2.55)$$

En este caso los momentos quedan expresados de la siguiente manera:

$$M_k = r_g^k \exp\left(\frac{k^2}{2} \ln^2 \sigma\right) \quad (2.56)$$

Por lo tanto definimos:

$$R = r_g \exp\left(\frac{\ln^2 \sigma}{2}\right) \quad (2.57)$$

$$R_{\text{eff}} = r_g \exp\left(\frac{5}{2} \ln^2 \sigma\right) \quad (2.58)$$

$$v_{\text{eff}} = \exp(\ln^2 \sigma) - 1 \quad (2.59)$$

## **2.12 Distribución Multimodal**

Su tendencia es a considerar varios radios modales sobre los que se concentra la distribución se define:

$$N r = \sum_{i=1}^m \frac{C}{\sqrt{2\pi r \ln \sigma}} \exp\left(\frac{[\ln r - \ln r_n]^2}{2 \ln^2 \sigma}\right) \quad (2.60)$$

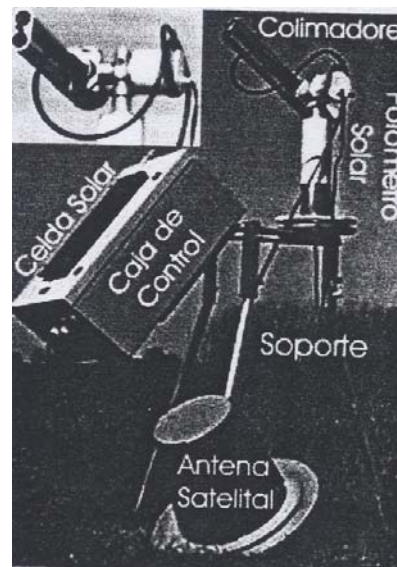
Con C la concentración total,  $r_n$  el radio medio y  $\sigma$  la desviación estándar. Es conveniente siempre usar el mismo tipo de distribución de tamaños para todos los componentes y para todos los niveles atmosféricos dentro de un modelo completo. Los parámetros a los que las características radiativas de los aerosoles afectan en mayor grado son el radio y la desviación efectivos.

La distribución de lognormal es más fácil de manejar que la gamma modificada. Las distribuciones monomodales son adecuadas cuando se pretenden dar métodos de aproximación simples en los cuales basta para representar una distribución de tamaños de aerosoles en la columna, representativa de condiciones promedio de toda la columna atmosférica.

Actualmente es aceptable que la distribución lognormal parece la más adecuada para representar a los aerosoles en general.

### 2.13 DATOS UTILIZADOS

Las mediciones realizadas por el fotómetro solar de marca CIMEL modelo 318, construido en Francia, calibrado en las instalaciones de la NASA. Fue adquirido por el grupo de radiación en el Instituto de Geofísica. Es resistente a las condiciones climáticas de la intemperie, alimentado por una celda solar como fuente de energía, que apunta siempre al Cielo-Sol y una antena satelital como medio de comunicación. Consiste con dos colimadores de 25 cm, cada uno con su base robótica de 40cm que sistemáticamente lleva a cabo las mediciones directas al sol (irradiancia,  $W/m^2/\mu m$ ) del cielo (radiancia  $W/m^2/\mu m/str$ ) de acuerdo a un programa definido. Los colimadores se encuentran protegidos por una ventana de cuarzo que permite la observación de la radiación ultravioleta por medio de un detector de silicio con la suficiente proporción señal/ruido se pueden realizar observaciones espectrales entre los 300nm y los 1020 nm, caso del colimador. Aunque para el segundo, éste rango es más amplio. El controlador CIMEL, baterías y equipo de transmisión satelital están colocados en una caja resistente a la intemperie de dimensiones 30x62x46 cm.



**Figura 2.8 Esquema de fotómetro solar CIMEL que lo conforman de: antena satelital, celda solar, caja de control, soporte y colimadores.**

### **Operación**

El radiómetro solar realiza una serie de secuencias de mediciones a lo largo de un día (Holbein et al., 1998), sujetas a un horario que, en tiempo solar verdadero se llevan a cabo como lo muestra la Tabla 1. Las mediciones pueden ser dirigidas, tanto al Sol para medir flujos espectrales de radiación solar directa, como al cielo para medir flujos de radiación esparcida (o difusa) hacia el punto de observación desde diferentes puntos de la bóveda celeste. En el primer caso las mediciones se reportan como irradiancia solares espectrales, en  $\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1}\mu^{-1}$ , o lo que es lo mismo en  $\text{Wm}^{-2}\mu^{-1}$ . En el segundo caso son valores de radiancia en  $\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1}\mu^{-1}\text{str}^{-1}$  o lo que es igual, en  $\text{Wm}^{-2}\mu^{-1}\text{str}^{-1}$ .

Como se muestra en la Tabla 1, mientras la salida y la puesta de Sol lo permitan, y la estabilidad atmosférica o la interferencia de las nubes no lo obstaculicen, el fotómetro efectuará 64 secuencias de medición por día. Estas mediciones incluyen: de las 06:52:21 a las 08:31:10 y de las 15:28:50 a las 17:07:39, en tiempo solar verdadero, mediciones de radiancias de los flujos de radiación solar esparcidos por el sistema de partículas suspendidas desde puntos localizados a lo largo de las líneas definidas como almucántar y planos principales, sobre la bóveda celeste. La elección de estos períodos de tiempo se basa en que son los momentos en que, por la geometría involucrada, es cuando hay la posibilidad de monitorear el esparcimiento de radiación solar en un rango mayor de ángulos de esparcimiento. Estos períodos se denominan también como “de grandes masas de aire”-

En el período intermedio, denominado “de masas de aire pequeñas”, las secuencias incluyen principalmente mediciones de flujos espectrales de radiación solar directa, de las cuales depende la determinación del espesor óptico del aerosol atmosférico.

En cualquier momento de la secuencia en curso, el robot coloca el robot apuntando hacia una posición cercana al nadir, si el sensor de humedad detecta la presencia de lluvia. Lo mismo sucede si el criterio de inestabilidad de las “trillizas” sobrepasa el límite permitido, y si la interferencia de nubes gruesas impide al robot localizar el disco solar.

### **Medición de radiación directa**

Las mediciones, consta de cada 15 minutos, en las 8 bandas espectrales en longitudes de onda de: 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 y 1020nm, (Holbein et al., 1998).

Se encuentran colocadas en una rueda de filtros que es rotada por un motor de pasos directo de 8 segundos por cada longitud de onda.

Los filtros están montados sobre una base circular que gira con ayuda de un motor de paso y que hace llegar los flujos de radiación solar directa a los detectores, de acuerdo a un programa de secuencias (Tabla 3.1). El período de medición se define, en base a la variación diurna de la masa de aire relativa  $m_r$ , de 7 a 1 en la secuencias matutinas, y de 1 a 7 en las secuencias vespertinas.

Para determinar el espesor óptico del sistema de partículas suspendidas, se procesan los valores de irradiancia de los flujos de radiación solar directa para eliminar la atenuación por esparcimiento molecular de la atmósfera, y la atenuación por absorción en el ozono atmosférico. Una medición de ocho irradiancias, es decir, con los 8 filtros, toma alrededor de 10 seg. Estas mediciones se repiten tres veces, ocupando alrededor de 30 seg en total. Las “trillizas” son los grupos de tres mediciones que resultan para cada filtro, son utilizadas para estimar la pertinencia de la aceptación de la secuencia para ser aceptada en la base de datos. Al final del período de medición del día en cuestión se aplica el criterio de estabilidad diaria para aceptar la inclusión de los datos que cumplieron con el criterio por secuencia.

Durante los períodos de tiempo de grandes masas de aire, las secuencias de medición de radiación solar directa se realizan cada 0.25 de masa de aire; durante el período de masas de aire pequeñas, dichas mediciones se llevan a cabo cada 15 minutos. La variación temporal de las nubes es mayor que la de aerosoles, ocasionando variaciones en las tercias de datos y que pueden ser utilizadas para filtrar la contaminación por nubes. Conviene también tomar en cuenta que, en los intervalos de grandes masas de aire, matutinos y vespertinos, la variación de la masa de aire  $m_r$  con la hora del día es mayor y disminuye conforme el Sol se encuentra más cerca de su culminación en la bóveda celeste.

### **Medición de flujos esparcidos**

Las mediciones de radiación esparcida en términos de sus puntos sobre la bóveda celeste, se llevan a cabo con un colimador de 1.2° de campo de visión en 4 bandas espectrales definidas por el ancho de las bandas de paso de los filtros de 440, 670, 870 y 1020 nm. En estas bandas no se tiene absorción por gases en la atmósfera. Las mediciones tienen lugar en el intervalo de tiempo en el que la masa de aire relativa  $m_r$  varía de 7 a 2, en el período matutino, y de 2 a 7, en el período vespertino.

Los puntos de la bóveda celeste desde los cuales se mide la radiancia del flujo esparcido por el sistema de partículas suspendidas, se localizan en dos líneas imaginarias trazadas sobre la bóveda celeste: 1ª) el “plano principal”, línea con ángulo acimutal constante y ángulo de elevación variable, con centro en la posición del Sol en la bóveda celeste y 6° por arriba del Sol y 6° por debajo de él; 2ª) el almucántar, línea con ángulo de elevación constante, igual a la altura solar en el momento de la observación, y ángulo acimutal variable.

En condiciones de cielo despejado, el fotómetro realiza en promedio alrededor de 7 secuencias “almucántar” en el día para masas de aire de 4, 3, 2 y 1.7, y 9 secuencias “plano principal”, en ambos casos en el período matutino, y en el vespertino, y en cuatro bandas espectrales: 440, 670, 870 y 1020 nm. Las mediciones de radiancia permiten estimar la función fase y el espesor óptico espectral del sistema de partículas suspendidas. Además,



son invertidas por los métodos de Dubovik y Nakajima para la recuperación de la densidad de distribución de la concentración numérica, en el rango de radios de 0.1 a 5 micras, es decir, en el rango de radios de las partículas grandes y de fracción más fina de las gigantes.

### **Medición de la Polarización**

Su medición es al cielo en el rango de 870nm. Su secuencia de mediciones es llevada a cabo en el plano principal en incrementos de  $5^\circ$  entre los ángulos cenitales de  $-85^\circ$  y  $+85^\circ$ . Una observación toma aproximadamente 5 segundos y la secuencia completa alrededor de 3 minutos.

### **Criterios de estabilidad y precisión de los datos**

Las mediciones, consta de cada 15 minutos, en las 8 bandas espectrales en longitudes de onda de: 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 y 1020nm, (Holbein et al., 1998). Se encuentran colocadas en una rueda de filtros que es rotada por un motor de pasos directo de 8 segundos por cada longitud de onda. Cabe señalar que el canal de 940nm se utiliza exclusivamente para estimar la abundancia del vapor de agua en la columna vertical, ya que el intervalo de la ventana correspondiente se encuentra dentro de los límites de una banda de absorción importante de dicha componente atmosférica.

Como parte de las mediciones de radiación solar directa, con objeto de estimar la estabilidad de las secuencias de observación, se realizan 3 mediciones adicionales por longitud de onda, cada una en un tiempo de 30 segundos por longitud de onda. Considerando que, en condiciones de atmósfera estable y libre de nubes, el AOT ( $\tau$ ) debería tener una variación no mayor que 0.02, entonces una diferencia ( $\tau_{\max} - \tau_{\min}$ )  $< 0.02$  es garantía de un AOT aceptable dentro de la base de datos. En casos de quema de biomasa o condiciones extremas de polución, se permite una variación máxima de las observaciones “trillizas” de  $0.3\tau$ .

Además de la protección de las trillizas, se aplica un criterio más de *estabilidad diurna*, de acuerdo con el cual si la desviación estándar del  $\tau_{500}$  promedio del día en cuestión es menor que 0.015, entonces se admiten todas las mediciones restantes.

### **Calibración y mantenimiento**

El fotómetro-robot es enviado, anualmente, a las instalaciones de AERONET en el “Goddard” Space Flight Center de la NASA para su calibración y mantenimiento. En NASA GSFC se llevan a cabo calibraciones de irradiancia ( $\text{Js}^{-1}\text{m}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ ) de radiación solar directa y de radiancia ( $\text{Js}^{-1}\text{m}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{str}^{-1}$ ) con esfera de radiación. Además, NASA GSFC es responsable del mantenimiento de los instrumentos patrones de AERONET, que cumplen con altos estándares de operación y determinan las constantes extraterrestres de los flujos

de radiación solar en el Observatorio Astronómico de Mauna Loa, en Hawai. Otros sitios de calibración son: el de radiación solar directa en Izana, España, y de mediciones con esfera de radiación en Lille, Francia (PHOTONS), El Arenosillo, España (RIMA), y Canberra, Australia (CSIRO).

Los instrumentos que se localizan inicialmente en el centro de calibración son considerados en situación de “pre – operación”. En este período se calibran los detectores de irradiancia solar directa así como los de radiancia de flujos esparcidos. Dependiendo del tipo de sitio de monitoreo al cual será asignado, el fotómetro se provee con los filtros adecuados, completando el juego provisto de fábrica. Una vez que el instrumento abandona dicho centro, pasa al estado de “operación en campo”. Después de un determinado periodo de operación en campo, en el caso del fotómetro-robot del sitio *Mexico City* de un año, el instrumento es regresado a su centro de calibración, es decir, al NASA GSFC, adquiriendo el estado “post – operación en campo”. En esta etapa se llevan a cabo las mediciones de irradiancias y radiancias, y la revisión del estado de los filtros, lo que lleva en las primeras visitas al centro de calibración a efectuar una limpieza de filtros y en otras ocasiones a la necesidad de substituir aquel o aquellos filtros cuyas bandas espectrales han sufrido un deterioro significativo durante su operación en campo. Después de esta etapa, el instrumento es considerado nuevamente en estado de “pre – operación” Los instrumentos en estado de operación en campo deben proporcionar información durante un período que va de 6 a 12 meses. Los datos obtenidos después de 12 meses pueden poner en riesgo los valores de la calibración, necesarios para subirlos al nivel 2, el más alto nivel de calidad.

### **Calibración de los detectores de radiación solar directa**

Esta calibración se refiere a la determinación de las constantes de conversión ( $^{(D-R)}C_\lambda$ ) de la señal de salida de los detectores ( $^{(D)}V_\lambda$ ), en unidades digitales (UD), al valor en las unidades radiacionales correspondientes ( $^{(R)}V_\lambda$ ), es decir, en  $\text{Js}^{-1}\text{m}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ .

$$^{(R)}V_\lambda = ^{(D-R)}C_\lambda \times ^{(D)}V_\lambda, \text{Js}^{-1}\text{m}^{-2}\mu\text{m}^{-1} \quad (2.61)$$

De aquí se ve que las unidades del coeficiente de conversión son  $\text{Js}^{-1}\text{m}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{UD}^{-1}$ , donde UD son las unidades de la señal de salida del detector.

Los fotómetros-robot de referencia, o fotómetros patrón, son calibrados por el método de los “gráficos de Langley”, en el Observatorio Astronómico de Mauna Loa (Shaw, 1983). Los gráficos de Langley se construyen con el logaritmo decimal de  $^{(D)}V_\lambda(m_a)$ , las señales de salida del detector de radiación solar directa en el eje-y,  $^{(D)}V_\lambda(m_a)$ , y los valores de la masa

de aire absoluta ( $m_a$ ) en el eje-x. De acuerdo con la ecuación de transferencia de Bouguer para la radiación solar directa, en unidades digitales:

$${}^{(D)}V_\lambda(m_a) = {}^{(D)}V_\lambda(0) \exp(-\tau_\lambda m_a) \quad (2.62)$$

donde  ${}^{(D)}V_\lambda(0)$  es la señal del detector de radiación solar directa, que se obtendría fuera de la atmósfera, más precisamente: a la distancia media Tierra-Sol, donde la masa de aire absoluta es igual a cero. De acuerdo con lo dicho anteriormente, el gráfico de Langley es la representación logarítmica de la ecuación (2):

$$\log[{}^{(D)}V_\lambda(m_a)] = \log[{}^{(D)}V_\lambda(0)] - \tau_\lambda m_a \quad (2.63)$$

La ecuación (3), en condiciones de atmósfera ópticamente estable, es una recta con pendiente  $-\tau_\lambda$ , donde  $\tau_\lambda$  es el espesor óptico del aerosol en la longitud de onda  $\lambda$ , y su intersección con el eje-y es la constante  $\log[{}^{(D)}V_\lambda(0)]$ . El antilogaritmo de esta constante, multiplicado por el coeficiente de conversión, se iguala con el valor del valor medio de la irradiancia espectral de la radiación solar a la distancia media Tierra-Sol en la banda espectral del filtro correspondiente:

$$E_\lambda(0) = {}^{(D-R)}C_\lambda {}^{(D)}V_\lambda(0) \quad (2.64)$$

de donde, despejando, se obtiene el valor de la constante de conversión:

$${}^{(D-R)}C_\lambda = {}^{(D)}V_\lambda(0) / E_\lambda(0), \text{ Js}^{-1}\text{m}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{UD}^{-1} \quad (2.65)$$

para el filtro en cuestión. Para cada filtro del fotómetro-robot se repite el mismo procedimiento, cuantas veces sea necesario para asegurar un adecuado respaldo estadístico de las constantes. Finalmente, multiplicando la ecuación (2) por la constante de conversión se tiene:

$$E_\lambda(m_a) = E_\lambda(0) \exp(-\tau_\lambda m_a), \text{ Js}^{-1}\text{m}^{-2}\mu\text{m}^{-1} \quad (2.66)$$

La ecuación (4.6) es la solución de la ecuación de Bouguer (Iqbal, 1983) para un haz de rayos paralelos que se propaga en el aerosol atmosférico terrestre. De hecho, la calibración se lleva a cabo para obtener los valores de irradiancia correspondientes a la radiación solar atenuada por el sistema de partículas suspendidas, y en el cual ya ha descontada la

atenuación por absorción selectiva de los gases atmosféricos naturales. Los voltajes  $^{(D)}V_{\lambda}(0)$  se determinan con una incertidumbre no mayor al 0.5% para los instrumentos de referencia calibrados en el OAML (Holber et al., 1998). Por lo tanto, para los instrumentos referenciales, la incertidumbre en los valores del AOT, debida a la incertidumbre en los voltajes para masa de aire cero es menor que 0.005.

### **Calibración de las mediciones de flujos esparcidos**

La calibración de las mediciones de radiación esparcida por el sistema de partículas suspendidas, se lleva a cabo en el Centro de Calibración de la NASA en el GSFC. Se emplea una esfera integradora calibrada con una precisión de  $\pm 5\%$ . Para el canal de las 936  $\mu\text{m}$ , cuya banda espectral está dentro de una ventana de absorción del vapor de agua, la calibración se realiza con ayuda de una variante del método de Langley modificado.

### **Interpolación e incertidumbre**

Los fotómetros CIMEL en sitios fuera del GSFC son intercomparados con instrumentos de referencia de Aeronet, antes y después de sus períodos de operación en campo. Para el proceso de los datos que llegan de los sitios de monitoreo se supone una tasa de cambio lineal en el tiempo en cuanto a los voltajes a masa de aire cero. El análisis realizado por Aeronet sugiere que esto introduce una incertidumbre, dependiendo de la longitud de onda, de 0.01 a 0.02 en el AOT para los instrumentos de campo.

### **Observación del triplete**

Esta observación tiene el tiempo de duración de alrededor de 30 segundos, realiza 3 mediciones por longitud de onda.

### **Medición Directa al Cielo**

Se realizan las mediciones en cada una de las cuatro regiones espectrales en el rango de 440nm, 670nm, 870nm y 1020 nm, tomadas de tal manera que en ellas no se tienen absorción de gases.

### **Langley y el sol**

Se hace una medición de la masa de aire Langley y un ángulo cenital de  $20^{\circ}$ .

### **Langley del Cielo**

Es una secuencia de medición simple del cielo. Se realizan 16 mediciones entre  $m_r=2$  y  $m_r=7$ .

Se realizan 3 mediciones consecutivas a intervalos de 30 segundos para crear una terna de datos para cada longitud de onda. Durante periodos de masas grandes de aire se realizan

mediciones directas de Sol cada intervalo 0.25 de masas de aire, mientras que para masas de aire menores, los intervalos de mediciones típicamente son de 15 minutos.

### **Almucantar**

El fotómetro realiza una secuencia de almucantar cada hora entre las 9:00 hrs y las 15:00 hrs del tiempo solar local, excepto a las 12:00hrs, esto es debido a la polarización del fotómetro, tiempo en el masa la masa óptica relativa va cambiando de  $m_r = 4$  hasta  $m_r = 1.7$  pasando  $m_r = 3$  y 2. Hace más de cuatro secuencias de mediciones al día para una masa óptica relativa de 1,7, 2, 3 y 4, por la mañana y por la tarde. Una secuencia del almucantar es realizada cada hora.

### **Plano Principal**

Esta secuencia de mediciones comienza con una observación al sol, moviéndose de  $6^\circ$  por debajo del disco solar, y entonces realiza un recorrido a través del sol, tomando alrededor de 30 segundos por cada una de las 4 longitudes de onda (440nm, 660nm, 870 nm y 1020 nm). Las observaciones se realizan cuando la  $m_r$  es menor que dos para minimizar las variaciones en la radiancia ( $w/m^2/sr$ ).

### **2.14 Ventajas y desventajas del fotómetro solar CIMEL.**

- ♣ El fotómetro se encuentra automatizado (robotizado), lo que indica que no requiere de persona alguna para realizar las mediciones del año.
- ♣ Al aplicar los modelos de recuperación por inversión, se calcula las propiedades ópticas.
- ♣ Los algoritmos utilizados sirven para la detección de nubes, la cual limpia los datos obtenidos en presencia de nubes entre el sol y el campo visual de fotómetro.
- ♣ Generalmente las mediciones son afectadas ligeramente por las reflexiones de la superficie terrestre.
- ♣ Las mediciones las realiza dentro de las 4 longitudes de onda ( $0.44 \mu m$ ,  $0.673 \mu m$ ,  $0.873 \mu m$  y  $1.022 \mu m$ ), de modo que no existe absorción por gases.
- ♣ Mediante el análisis de las propiedades ópticas, se detectan distintos tipos de partículas aerosólicas, en cualquier lugar donde son realizadas las mediciones.
- ♣ Las propiedades ópticas obtenidas por los fotómetros solares dan apoyo a la metodología de recuperación por inversión realizadas con el uso de satélites meteorológicos.
- ♣ Con las propiedades ópticas depuradas y recuperadas por inversión, se pueden realizar comparaciones de varios años en distintos lugares de nuestro planeta.

♣ La red AERONET cuenta con fotómetros solares distribuidos en todo el mundo, permitiendo de esta manera contar con una base de datos de las propiedades ópticas del aerosol obtenidas en presencia de diferentes condiciones atmosféricas.

♣ Las bases de datos de las estaciones con periodos operación ininterrumpidos proporcionan información importante para análisis climatológicos de largo período de las propiedades ópticas y microfísicas del aerosol atmosférico planetario, y por lo tanto, en la medida que aumente su volumen y se mantengan los estándares de calidad, serán una base importante para los estudios de variación y cambio climático.

## **DESVENTAJAS**

- ◆ No pueden realizarse mediciones durante la noche.
- ◆ No hay mediciones durante los períodos de pre- y postoperación del fotómetro.
- ◆ Puede considerarse que los filtros de interferencia que se utilizan en la medición de los flujos espectrales son adecuados para la aplicación de la teoría de la transferencia radiativa de haces de radiación monocromática. Al mismo tiempo, constituyen factores limitantes importantes para la estabilidad de los coeficientes de calibración de largo período. En promedio, los filtros presentan una reducción de su trasmisividad de 1 a 10% por año, y eso lleva a la necesidad de calibrar el fotómetro-robot con una periodicidad de entre 6 y 12 meses, con una revisión crítica de los filtros, que deben ser substituidos por filtros nuevos si su trasmisividad ha sufrido cambios significativos.

### **2.15 Datos negativos**

La revisión de los datos detectó en los meses de noviembre y diciembre de 1999, AOTs negativos, pero mayores a -0.01, en las regiones IR y VIS. Lo cual significa que sobre el sitio hubo transparencias atmosféricas excepcionales en ambos meses, con AOTs menores pero cercanos a cero, cuya magnitud alcanzó a ubicarse dentro del margen de error en la transmitancia de los filtros correspondientes. Similares problemas han sido reportadas en la literatura especializada en casos de observaciones en atmósfera muy limpias, por ejemplo en ambientes de montaña y en la Antártida. En nuestro caso, es de considerarse la altitud del sitio (2268 m) y su climatología: la época invernal está relacionada con invasiones frecuentes de masas de aire polar y circulación anticiclónica sobre el Valle de México, que mantienen una contaminación de niveles moderados en el ambiente y propician mayor transparencia y visibilidad.

## CAPITULO 3

### ANALISIS DE RESULTADOS

#### **3.1 Introducción**

La página del AERONET (por Aerosol RObotic NETwork) constituye una federación de redes de percepción remota del aerosol atmosférico por la NASA y LOA-PHOTOS (CNRS), y significativamente ampliada por colaboradores de las agencias nacionales, instituciones, universidades, científico en lo individual y otros participantes. El programa de trabajo proporciona una base de datos, de largo período, continua, accesible y del dominio público, de propiedades ópticas, microfísicas y radiacionales, para el estudio y la caracterización del aerosol atmosférico, para la validación de la información satelital y para la cooperación con otras bases de datos también de las mismas características. La red impone la necesidad de estandarización de instrumentos, procesamientos y distribución.

El procesamiento de los datos de irradiancia y radiancia de los flujos de radiación solar observados, incluye la solución del problema inverso de la óptica atmosférica; desde la determinación óptica del contenido de vapor de agua en la columna vertical de sección transversal unitaria, hasta la estimación de las constantes ópticas de la materias particulada, o sea la parte real y la parte imaginaria del índice de refracción, y la determinación de la densidad de distribución del radio, la superficie y el volumen de las partículas suspendidas.

Esta información, al igual que el patrón de esparcimiento (función fase), están en a la disposición del público en general, diariamente, en la página web de aeronet: <http://www.aeronet.gsfc.nasa.gov/>

Las pruebas de calidad de la información incluyen la regla de que cualquier AOT  $< -0.01$  en cualquiera de las longitudes de onda, la transmitancia correspondiente es desechada. También debido a que mediciones con alturas solares bajas tienen una mayor probabilidad de interferencia de nubes, sobre todo de nubes con desarrollo vertical, y con el fin de no modificar los promedios diarios con los datos de alta frecuencia obtenidos durante las secuencias de Langley, las observaciones de masas de aire  $m > 5$  no son consideradas en la base de datos protegidos de la influencia de nubes.

El espesor óptico espectral AOT es calculada por tres niveles de calidad;

1. Nivel 1.0: Son datos no protegidos contra la influencia de nubes altas, o neblinas ligeras de la capa de aire superficial. La única protección que tienen los datos de ésta base es que tienen nubes bajas y medias, o sea de las que ocultan el disco solar lo suficiente para que el robot al no encontrarlo en la posición correspondiente, interrumpe la secuencia y regresa a su posición inicial para esperar el momento de iniciar la próxima secuencia.
2. Nivel 1.5: datos protegidos contra interferencia de nubes o neblinas. No pertenecen a ésta base de datos aquellos: a)  $AOT < 0.01$  para cualquier longitud de onda, b) con masa de aire  $m > 5$ . Esta última condición evita incluir en la base de datos periodos de observación con bajas alturas solares, y por lo tanto, con alta probabilidad de interferencia de nubes de desarrollo vertical y proviene de un sesgo en los promedios diarios al no incluir datos obtenidos en los periodos de mayor frecuencia de secuencias de medición.
3. Nivel 2.0; base de datos protegidos contra nubes y con calidad asegurada se aplican varias medidas de protección de la calidad de los productos:
  - a) Evaluar los datos por la ocurrencia de fallas instrumentales durante la secuencias de medición y determinar las posibles causas, por ejemplo; agua en la ventana de cuarzo, redes de araña en los colimadores, o una secuencia anormal por fallas mecánicas y /ó eléctricas.
  - b) Determinar si el sensor de temperaturas presenta anomalías que afecten la corrección por temperatura de canal de los 1020 nm.
  - c) Evaluar una pre- y post –calibración de campo para determinar si por la degradación del filtro o por cambios no lineales de las constantes de calibración, ocurren con el tiempo.
  - d) Inspecciona si los datos AOT para comprobar que no existan anomalías en la dependencia espectral: por ejemplo: un rápido incremento de la transparencia en el UV temprano por la mañana o por la tarde, debido al envejecimiento o la degradación de los filtros, o a incrementos y decrementos en el uv debido a problemas electrónicos.
  - e) Revisión ocular buscando datos anormales e identificar eventos ópticos inusuales usando información adicional: por ejemplo: imágenes de MODIS, datos LIDAR, y otros.



- f) Evaluar el impacto de datos nuevos en la climatología existente del aerosol característico del sitio.

Evidentemente las bases de datos van reduciendo la cantidad de información conforme sube el nivel de la misma, lo que debe ser evaluado por los usuarios de acuerdo con los objetivos de su aplicación.

En el presente capítulo se presentan los resultados de la estimación de la marcha diurna del PW y de los AOTs de 340, 500 y 1020 nm. Además, se presentan los resultados del ajuste del AOT espectral por medio del modelo de A. Ångström (1929, 1930), aplicando el método Hiperbólico – Potencial (H-P) de O.B. Vasilyev et al. (1995) modificado. Obtenidos en el sitio Aeronet México City, localizado en el Campus “Ciudad Universitaria” de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en el Distrito Federal. El instrumento básico del sitio, un fotómetro – robot estándar de la red mundial para el monitoreo en superficie del aerosol atmosférico, CIMEL#10, fue proporcionado por Aeronet, para que se iniciara la operación del sitio (03.Mar.99) mientras se llevaban a cabo una serie de adaptaciones al instrumento adquirido por la UNAM, para que los datos que se obtuvieran cumplieran con los requisitos de la red mundial y fuera comparables con los del resto de los sitios de la misma (Holben et al., 2001).

Una vez que se acumuló la experiencia de operación del sitio durante casi 8 años, de 1999 a 2006, Se consideró importante realizar un análisis climatológico de la información recabada, con el fin de tener una apreciación, cuantitativa y cualitativa, de la estructura de la base de datos y poner los resultados al alcance de los usuarios de la misma. En la primer etapa de este trabajo, se trató sobre la turbiedad atmosférica y se revisó la variabilidad diaria y estacional de del AOT sobre el sitio del monitoreo. En nuestro caso consideramos importante revisar el trabajo de O.B. Vasilyev et al. (1995), en el cual se introduce una nueva aplicación del modelo de Ångström a aerosoles urbanos que se caracterizan por una mayor absorptividad de la radiación solar, en comparación con la de aerosoles naturales, no expuestos a la contaminación industrial, y antropogénica en general, de las zonas urbanas industrializadas. Como se muestra en el Capítulo 3 de este trabajo, se introduce una modificación al modelo de Ångström para el espesor óptico del aerosol, que permite separar la contribución espectralmente no dependiente de la atenuación total. En este trabajo, los parámetros de turbiedad atmosférica de Ångström,  $\alpha$  y  $\beta$ , es decir el coeficiente de turbidez y el exponente de Ångström, se refieren a la fracción del

aerosol ópticamente activa, cuyas características radiativas están descritas por la Teoría de Mie (1908).

De acuerdo con la definición de actividad óptica del aerosol atmosférico (Leyva et al., 1996, 2002), la fracción ópticamente activa coincide, en su mayor parte, en el espectro de radios con la fracción de acumulación (ver Fig.31),<sup>1</sup> es decir con radios del intervalo (0,1, 1.0  $\mu\text{m}$ ), del orden de magnitud de la longitud de onda de la radiación solar en la atmósfera terrestre. Sin embargo, esta fracción del aerosol en realidad comprende también la fracción más gruesa de la fracción de nucleación, a la izquierda de la de acumulación, y la más fina de la fracción de condensación, a la derecha de la misma (Fig.3.1). La modificación al método de O.B Vasilyev et al. (1995), introducida aquí para determinar la contribución de los factores de atenuación no dependientes de la longitud de onda al espesor óptico total, aumenta significativamente (en comparación con el algoritmo aplicado en el trabajo antes citado) la confiabilidad de los resultados. Dicha confiabilidad es testificada por medio de la prueba de bondad del modelo polinomial de ajuste, basado en una distribución-F particular, con la cual se calculan los valores críticos del coeficiente de determinación ( $R^2$ ) modificado para el caso de regresiones múltiples (Devore, 2000). Los resultados de la aplicación a los datos de los meses de marzo, junio y diciembre de 1999, se muestran en el presente Capítulo.

Otro aspecto importante de la climatología del aerosol urbano es su variabilidad temporal. En este trabajo se hace un análisis estadístico de la variabilidad diurna y estacional del AOT, analizando la información del AOT en el sitio de estudio, también para los meses de marzo, junio y diciembre de 1999. Se presentan los resultados de un ajuste polinomial de la variabilidad diaria del AOT, estimando la pertinencia del modelo con el mismo criterio que se comentó en el párrafo anterior. El objetivo de nuestro análisis fue obtener una representación de la variabilidad temporal durante las horas de luz de la contaminación por partículas en el sitio de estudio, localizado en la zona suroeste de la ZMVM, en donde los vientos predominantes chocan con la barrera de las sierras más elevadas de la cuenca conocida como Valle de México y permiten el aumento de la concentración de las partículas en las horas vespertinas. Los resultados se muestran también en lo que sigue.

### **3.2 De las condiciones del sitio y de los datos utilizados**

El sitio de observación, registrado en AERONET como Mexico City site, se localiza en el punto con coordenadas geográficas 99.182°W, 19.334°N, y elevación de 2268 m sobre el nivel medio

del mar, y se encuentra en el campus “Ciudad Universitaria” de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). La operación del sitio se inició el 03.Mar.1999, funcionando con interrupciones anuales durante las cuales es enviado al Centro de Procesamiento y Calibración de AERONET, en el “Goddard” *Space Flight Center*, en Greenbelt, MD, EUA.

Los resultados de las observaciones se publican en:

[http://aeronet.gsfc.nasa.gov/data\\_menu.html](http://aeronet.gsfc.nasa.gov/data_menu.html), en tiempo casi real, pues los datos ya procesados aparecen en esta página aproximadamente 2 horas después de realizada la observación.

Los datos ya procesados aparecen en esta página aproximadamente dos horas después de realizada la observación e incluyen información sobre las características radiacionales del aerosol, de la radiación espectral solar directa y la esparcida en diferentes direcciones desde la línea del almucantar y del plano principal. Entre estas características se encuentran el espesor óptico espectral, calculado con las mediciones de radiación solar directa en 3 regiones espectrales y en 7 ventanas interferenciales ( $\Delta\lambda \sim 10\text{nm}$ ): en el ultravioleta (340 y 380nm), en el visible (440, 500 y 675nm) y en el infrarrojo cercano (870 y 1020nm), así como la cantidad de agua precipitable (PW), para cuya estimación se utiliza los valores observados de la radiación solar directa en dos ventanas espectrales: una dentro de la banda de absorción del vapor de agua en 936 nm y en la de los 1020 nm, sin absorción por esta componente atmosférica; los datos de este parámetro se reportan como el espesor de la capa del contenido total del vapor de agua en la columna vertical unitaria, sobre el sitio de observación, en cm. El procesamiento de la información que llega de los diferentes sitios al NASA GSFC, incluye la inversión de las características radiacionales para estimar el índice de refracción, parte real y parte imaginaria, del material particulado y la distribución de radios de las partículas. Estos productos también se publican en la página Web ya citada, y gozan también de acceso a ellos por parte del público en general.

La atmósfera de la Ciudad de México constituye uno de los laboratorios más importantes para el estudio de la contaminación atmosférica por gases y partículas antropogénicas. En el presente trabajo se estudia la marcha diurna del espesor óptico espectral (AOT) del aerosol urbano, así como del contenido de vapor de agua en la columna vertical de sección transversal unitaria sobre el sitio de observación (PW). La marcha diurna del AOT proporciona información acerca de la actividad de diferentes fuentes de partículas atmosféricas, como pueden ser el tráfico vehicular y las industrias instaladas en la zona metropolitana del Valle de México, así como la variación de su potencia durante el período de observación diario. También puede proporcionar información acerca de distintos procesos de “lavado” y ventilación de la capa límite

atmosférica, donde se concentra la mayor cantidad de partículas del aire urbano. El contenido de vapor en la columna vertical, o cantidad de agua precipitable, está ligado a las transformaciones del espectro de radios del sistema de partículas suspendidas y representa por lo mismo un factor importante de modulación de la transparencia atmosférica sobre el sitio de observaciones.

### **3.3 Sobre los datos y métodos utilizados**

#### **Del instrumento y su operación**

En los archivos originales, los datos faltantes no pasaron de la decena y con base en ello puede considerarse que, fuera de las secuencias que no fue posible realizar por interferencia de nubes, el instrumento tuvo una operación normal, la base de datos es confiable y contiene suficiente información para el análisis. Los datos faltantes, que no pasaron de una decena, fueron estimados por interpolación de los valores correspondientes en las secuencias vecinas..

Los huecos importantes: julio, agosto y septiembre de 1999, fueron ocasionados por los complicados trámites aduanales que hubo que realizar, por primera vez, para el envío del instrumento al Centro de Calibración y Mantenimiento de AERONET en el GSFC, y para su regreso a la Ciudad de México. Desafortunadamente, no ha sido posible encontrar un mecanismo seguro para evitar estas interrupciones en el monitoreo.

#### **Del espesor óptico del aerosol urbano**

Los resultados del modelaje del AOT espectral que se presentan aquí, corresponden a la aplicación del modelo de A. Ångström (1929, 1930), pionero de los estudios del aerosol atmosférico y quien lo aplicó a una gran cantidad de datos experimentales, la mayoría obtenidos en diferentes ambientes del continente europeo. El modelo de Ångström para el espesor óptico espectral del aerosol atmosférico tiene la forma (Iqbal, 1983):

$$A_{\tau\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (3.1)$$

donde el índice superior izquierdo ( $\hat{A}$ ) debe interpretarse como “de Ångström”. De acuerdo con lo expuesto en el Capítulo 3 de este trabajo, los valores de la constantes de Ångström,  $\beta$  y  $\alpha$ , son obtenidos en el ajuste de Ångström, es decir, linealizando la ecuación (3.1) y aplicándola a la diferencia del AOT observado y la contribución de los procesos de atenuación sin

dependencia espectral,  ${}^{\text{obs}}\tau_{\lambda} - b_0 = {}^{\infty}\tau_{\lambda}$ , donde  $b_0$  es el término independiente del modelo que se utiliza en este trabajo para ajustar el AOT observado ( ${}^{\text{obs}}\tau_{\lambda}$ ), y el índice superior izquierdo ( $\infty$ ) trata de reflejar el hecho de que este parámetro se obtiene para el valor del AOT ajustado cuando  $\lambda \rightarrow \infty$ . De esa manera, la irradiancia del flujo espectral de radiación solar directa en el sitio de observación, puede estimarse como:

$$E_S = E_o \exp(-\beta \lambda^{-\alpha} m_a) \quad (3.2)$$

donde

$$m_a = (p/p_0) [\cos \theta + 0.15(93.885 - \theta)^{-1.253}]^{-1} \quad (3.3)$$

y donde  $\theta$  es el ángulo cenital solar en el momento de la observación, en grados, necesariamente, dentro de los paréntesis redondos. La fórmula (3.3) es igual a la masa de aire relativa ( $m_r$ ) multiplicada por el cociente de la presión atmosférica en el sitio de observación entre su valor al nivel del mar. En (Iqbal, 1983) se afirma que, para sitios hasta de 2000 m de altitud, puede despreciarse la corrección por presión. En nuestro caso, se consideró que, pese a que la altitud no es significativamente mayor que este límite, era conveniente incluir la corrección:  $p/p_0 = 0.7645$ .

En este trabajo, el ajuste del AOT espectral se lleva a cabo de la siguiente forma:

1º) El AOT observado en las 7 ventanas espectrales:  $\tau'_{\text{obs},i}(\lambda_i) \equiv \tau_{\text{obs},i}$ , con  $i = 1, 2, \dots, 7$ , se ajusta por medio de la regresión:

$$\log(\tau'_{\text{obs},i}) = b'_0 + b_1 \left( \frac{1}{\lambda_i} \right) + b_2 \left( \frac{1}{\lambda_i} \right)^2 \quad (3.4)$$

donde  $i = 1, 2, \dots, 7$ . Cabe señalar que en (Vasilyev et al., 1995) se utilizó la regresión con un polinomio de 1º grado pero, como pudo comprobarse en el procesamiento realizado, eso conduce a un menor coeficiente de determinación ( $R^2$ ) y a una sobrestimación del papel de la contribución de los procesos de atenuación sin dependencia espectral en la atenuación total. Con base en lo anterior y por aproximación al límite ( $\lambda \rightarrow \infty$ ), se obtiene para la contribución de

los procesos y factores de atenuación espectralmente independientes, la siguiente expresión:

$$b = \text{antilog}(b'_0) \quad (3.5)$$

2) El modelo de Ångström se aplica entonces al espesor óptico espectral que resulta de la diferencia  $\tau'_{\text{obs},i} - b \equiv \tau_{\text{obs},i}$ , es decir, se resuelve la ecuación de regresión

$$\log(\tau_{\text{obs},i}) = \log(\beta) - \alpha \log(\lambda_i) \quad (3.6)$$

donde  $i = 1, 2, \dots, 7$ , y se obtienen los parámetros de Ångström:  $\beta$  y  $\alpha$ , que describen la turbidez atmosférica causada por la atenuación del flujo de radiación solar en el sistema de partículas suspendidas: a) por absorción continua, es decir, no selectiva, y b) por esparcimiento de Mie. En ambos casos se cumplen los postulados de la Teoría de la atenuación de Mie para sistemas de partículas suspendidas esféricas, químicamente homogéneas, con índice de refracción complejo y radios del mismo orden de magnitud que las longitudes de onda del flujo de radiación solar; el proceso de absorción de energía radiante, requiere que la parte imaginaria del índice de refracción sea diferente de cero, o sea, que la materia particulada tenga una conductividad distinta de cero. El esparcimiento se lleva a cabo en todas direcciones alrededor de la línea de propagación del haz de rayos paralelos que forman el flujo de radiación solar incidente; el patrón de esparcimiento está definido por la función fase (Van de Hulst, 1957).

### **Sobre el contenido de agua precipitable (PW)**

El contenido de agua precipitable en la columna de aire vertical de sección transversal unitaria, se calcula por medio de la atenuación en dos longitudes de onda: una dentro de la banda de absorción del vapor de agua, en 936nm, y la otra fuera de ella, en 1020nm. Este proceso se lleva a cabo automática y operativamente en el CPC de Aeronet, de manera que el resultado aparece junto con las características radiacionales del aerosol, y ambos datos se publican en la pág. Web ya mencionada. La información de PW es reportada en cm.

En este trabajo, el ajuste del AOT espectral se lleva a cabo de la siguiente forma:

1º) El AOT observado en las 7 ventanas espectrales:  $\tau'_{\text{obs}}(\lambda_i) \equiv \tau_{\text{obs},i}$ , con  $i = 1, 2, \dots, 7$ , se ajusta por medio de la regresión:

$$\log(\tau'_{\text{obs},i}) = b'_0 + b_1 \left( \frac{1}{\lambda_i} \right) + b_2 \left( \frac{1}{\lambda_i} \right)^2 \quad (3.7)$$

donde  $i = 1, 2, \dots, 7$ . Cabe señalar que en (Vasilyev et al., 1995) se utilizó la regresión con un polinomio de 1<sup>er</sup> grado pero, como pudo comprobarse en el procesamiento realizado, eso conduce a un menor coeficiente de determinación ( $R^2$ ) y a una sobrestimación del papel de la contribución de los procesos de atenuación sin dependencia espectral en la atenuación total. Con base en lo anterior y por aproximación al límite ( $\lambda \rightarrow \infty$ ), se obtiene para la contribución de los procesos y factores de atenuación espectralmente independientes, la siguiente expresión:

$$b = \text{antilog}(b'_0) \quad (3.8)$$

2) El modelo de Ångström se aplica entonces al espesor óptico espectral que resulta de la diferencia  $\tau'_{\text{obs},i} - b \equiv \tau_{\text{obs},i}$ , es decir, se resuelve la ecuación de regresión

$$\log(\tau_{\text{obs},i}) = \log(\beta) - \alpha \log(\lambda_i) \quad (3.9)$$

donde  $i = 1, 2, \dots, 7$ , y se obtienen los parámetros de Ångström:  $\beta$  y  $\alpha$ , que describen la turbidez atmosférica causada por la atenuación del flujo de radiación solar en el sistema de partículas suspendidas: a) por absorción continua, es decir, no selectiva, y b) por esparcimiento de Mie. En ambos casos se cumplen los postulados de la Teoría de la atenuación de Mie para sistemas de partículas suspendidas esféricas, químicamente homogéneas, con índice de refracción complejo y radios del mismo orden de magnitud que las longitudes de onda del flujo de radiación solar; el proceso de absorción de energía radiante, requiere que la parte imaginaria del índice de refracción sea diferente de cero, o sea, que la materia particulada tenga una conductividad distinta de cero. El esparcimiento se lleva a cabo en todas direcciones alrededor de la línea de propagación del haz de rayos paralelos que forman el flujo de radiación solar incidente; el patrón de esparcimiento está definido por la función fase (Van de Hulst, 1957).

### **3.4 DESCRIPCIÓN DE RESULTADOS**

#### **De las series mensuales**

En la Tabla 3.1 de este capítulo se muestran algunos estadísticos de las series mensuales





La variabilidad de los parámetros analizados, reflejada en el coeficiente de variación, es decir, en la desviación estándar medida en unidades del valor medio, revela que en el infrarrojo (1020nm) la variabilidad no sufre cambios importantes de marzo a junio: aproximadamente iguales a 0.80 (en 1020nm), y 0.60 (en 500 y 340nm) en estos dos meses, pero alcanzando los valores correspondientes de 0.95, 0.88 y 0.84, para las mismas bandas espectrales, en diciembre.

El contenido de vapor de agua en la columna vertical unitaria (PW) no mostró gran diferencia entre la media aritmética y la mediana de las series mensuales, por lo que seguramente su distribución de probabilidades debe tener poca asimetría. Como sucede en el caso de las series de AOT, y consecuentemente con la variación estacional de la humedad atmosférica, el promedio mensual de junio es el mayor, y los de marzo y diciembre son menores, en ese orden precisamente. En cuanto a su variabilidad, ésta resultó mayor en diciembre ( $C_v = 0.36$ ), menor en marzo ( $C_v = 0.30$ ) y menor aún en junio ( $C_v = 0.26$ ), lo cual habla de una homogeneidad temporal de la humedad atmosférica en la primera etapa de la época húmeda sobre el sitio de observaciones.

Tabla 3.2.- Valores del estadístico  $z_{ij}$  para la prueba de la diferencia de las media mensuales con nivel de significancia  $\alpha = 0.01$ , y  $z_{crit} = \pm 2.58$  (Devore, 2000).

<b>1020 nm</b>	March	June	Dec
March	0.0	-10.1	11.0
June		0.0	15.7
Dec			0.0
<b>500 nm</b>	March	June	Dec
March	0.0	-12.8	4.8
June		0.0	15.4
Dec			0.0
<b>340 nm</b>	March	June	Dec
March	0.0	-9.8	4.6
June		0.0	12.7
Dec			0.0
<b>pw</b>	March	June	Dec
March	0.0	-32.0	10.3
June		0.0	38.2
Dec			0.0

Las pruebas correspondientes de la diferencia entre los valores medios de las variables atmosféricas se muestran en la Tabla 3.2. En la tabla se presentan los valores obtenidos  $z_{ij}$ , donde  $i, j = \text{mar, jun}; \text{mar, dic}; \text{y jun, dic}$ , y las  $z_{ij}$  correspondientes se localizan en los entronques de las columnas y los renglones respectivos. Como se ve, en general, los valores medios de las variables atmosféricas estudiadas resultaron significativamente diferentes entre sí, es decir,  $z_{ij} > z_{\text{crit}}$  en todos los casos. No obstante, se observa también una tendencia del valor del estadístico  $z_{\text{mar,dic}}$  a acercarse al valor crítico en los casos del AOT en las longitudes de onda más cortas: 500 y 340 nm y por lo tanto a una mayor similitud entre las características ópticas del aerosol en los meses de marzo y diciembre.

### De la marcha o fluctuación diurna del AOT espectral

En la Tabla 3.3 se presentan algunos estadísticos relacionados con el ajuste polinomial de la marcha diurna de tres AOT's: 1020nm, 500nm y 340nm, uno en cada una de las tres regiones espectrales observadas (UV, VIS, IR). Como puede verse, los coeficientes de determinación ( $R^2$ ) tienden a ser pequeños, en especial para el AOT 1020 y para PW y, aunque en los meses de junio y octubre el número de grados de libertad se redujo aproximadamente hasta 500, por la frecuencia de cielos nublados en la estación húmeda, en los meses de junio y diciembre dicho número fue del orden de 1000.

Tabla 3.3.- Varios estadísticos relacionados con la prueba-F para definir el grado de utilidad o pertinencia del modelo de ajuste utilizado. El valor crítico del estadístico de prueba se identifica como  $F_{\text{crit}}$ .

Mar/99	1020 aot	500 aot	340 aot	pw	Jun/99	1020 aot	500 aot	340 aot	pw
c0	-7.2714	-10.9246	-17.4696	-4.8852	c0	-0.0850	-5.9587	-12.6211	-17.2268
error Ye	0.1041	0.1790	0.2790	0.2484	error Ye	0.1852	0.2820	0.3652	0.3495
R <sup>2</sup>	0.1371	0.2502	0.3104	0.0102	R <sup>2</sup>	0.0228	0.1514	0.2138	0.0610
N	1083	1083	1083	1083	N	472	472	472	472
grd de lib	1077	1077	1077	1077	grd de lib	466	466	466	466
F <sub>crit, 0.001</sub>	4.1	4.1	4.1	4.1	F <sub>crit, 0.001</sub>	4.2	4.2	4.2	4.2
f	34.2	71.9	97.0	2.2	f	2.2	16.6	25.3	6.1

Dec/99	1020 aot	500 aot	340 aot	pw
c0	-12.2848	-12.4315	-7.8448	0.2111
error Ye	0.0831	0.2354	0.3733	0.2465
R <sup>2</sup>	0.1011	0.1573	0.1856	0.0634
N	1217	1217	1217	1217
grd de lib	1211	1211	1211	1211
F <sub>crit, 0.001</sub>	4.05	4.05	4.05	4.05
f	27.2	45.2	55.2	16.4

De acuerdo con el “criterio de utilidad del modelo polinomial” utilizado (Devore, 2000), el modelo de ajuste, un polinomio de 5° grado, resultó adecuado para describir la marcha diurna de las variables analizadas. En cada caso, el criterio se calculó para un nivel de significancia de 0.001. En la mayoría de las series, el modelo resultó aceptable, excepto en el caso del PW de marzo, y en el de AOT de 1020 nm del mes de junio.

De acuerdo con los resultados obtenidos, con dos excepciones, todos los polinomios de ajuste de las series mensuales de variación diurna resultaron adecuados; las excepciones fueron el modelo polinomial de 5° grado utilizado para el ajuste de la variación diurna de PW en marzo, y el empleado para el AOT en 1020nm en junio. Cabe recalcar que en diciembre, todos los polinomios resultaron pertinentes. También debe señalarse que en los tres meses analizados, PW tuvo, para el estadístico de prueba, los valores más pequeños, aunque lo suficientemente altos para cumplir con la condición de pertinencia.

Estos resultados pueden ser visualizados en las Figs. 3.1 y 3.2: tanto en la marcha diurna del AOT como de PW se observa una gran variabilidad de mes a mes, pero pueden señalarse algunas regularidades en el comportamiento de estas variables. En primer lugar destaca la marcha diurna de los AOT's en los meses de Marzo, Noviembre y Diciembre: los valores matutinos están definitivamente reducidos y parece que el aerosol nocturno es. Para el mes de marzo se observa al principio del período de observación un crecimiento rápido que, a partir de las 8hrs (de aquí en adelante la hora se entiende como la hora local del meridiano de 90°W) se hace más lento, pero que desde las 9hrs se intensifica, más claramente en el visible y el ultravioleta, hasta alcanzar un máximo alrededor de las 15hrs en estos casos y de las 16hrs en el infrarrojo. Después, los tres inician su descenso hacia las horas nocturnas. En Noviembre y Diciembre, los valores matutinos se muestran también reducidos, pero en ambos casos el modelo de ajuste indica la posibilidad de que los AOT's alcancen valores menores a cero. Sin embargo, en Diciembre esto sólo se refiere al infrarrojo y al visible, pues el comportamiento del AOT de 340nm matutino parece venir de valores nocturnos pequeños. Cabe recordar que en estos tres meses el ajuste polinomial resultó estadísticamente adecuado, con las dos excepciones mencionadas más arriba.

En general, los tres espesores ópticos de la Fig. 3.1 presentan comportamientos similares entre sí, diferenciándose únicamente en sus valores absolutos. No obstante, en el mes de diciembre el AOT ultravioleta, se diferencia del visible y del infrarrojo al inicio y al final del período: al inicio por un crecimiento más lento y por una disminución, en lugar del crecimiento hacia el final que se observan en los otros dos AOT's.

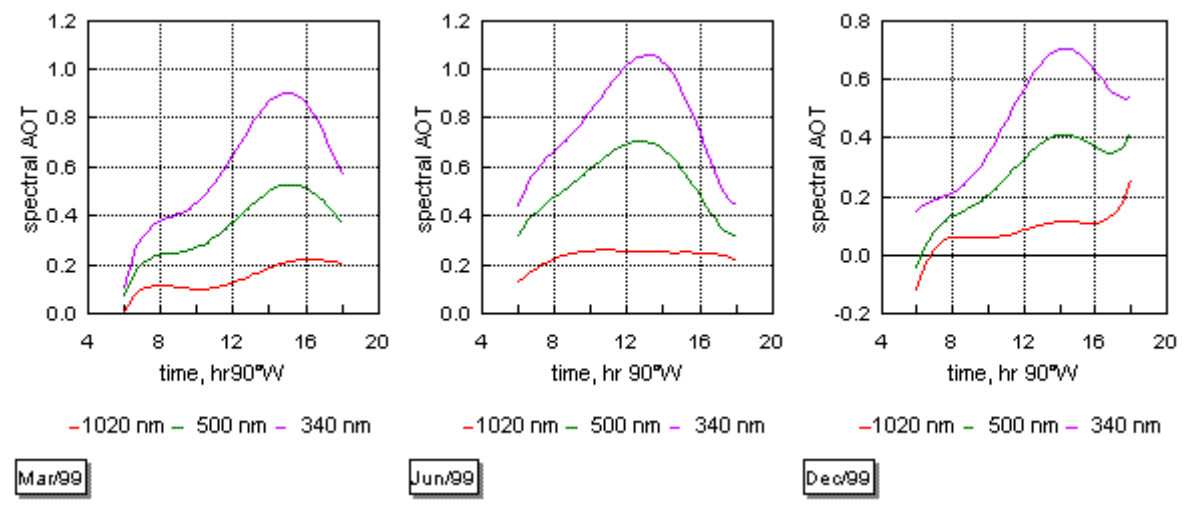


Fig. 3.1.- Ajuste de la variabilidad diurna del AOT, en los meses de cambio estacional.

En la Fig. 3.2 se muestra la marcha diurna del contenido columnar del agua precipitable para los 3 meses reportados aquí. Como puede verse, la variabilidad estacional de PW es alta, y prácticamente no hay la posibilidad de encontrar similitudes claras entre las gráficas de la Fig. 3.2. Eso seguramente es el reflejo de humedad y del estado de agregación del vapor de agua en toda la columna vertical, donde puede haber influencia de distintas fuentes, por lo que es difícil que exista una marcha diaria similar, en el mismo sitio, pero en distintos meses.

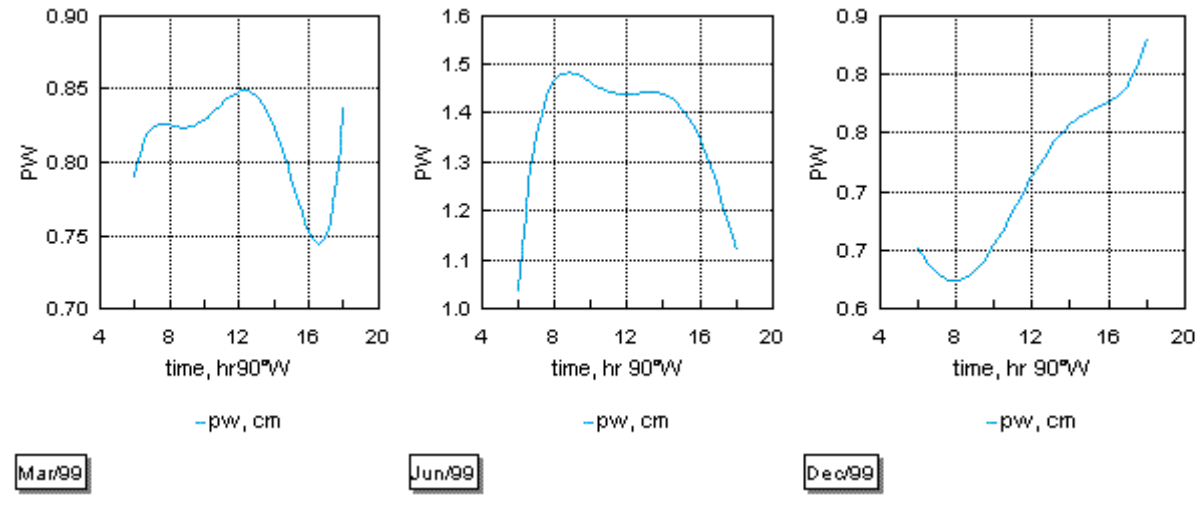


Fig. 3.2.- Ajuste polinomial del PW en el período de observación diurna, en los meses de cambio estacional.

Los resultados del ajuste estadístico muestran una utilidad del modelo significativo en la

mayoría de los casos. Pero los valores del estadístico de prueba no sobrepasan de manera clara al del criterio correspondiente, es decir, rebasan débilmente los valores críticos. Es por eso importante hacer notar el resultado del análisis para el mes de Diciembre, en donde el criterio tuvo su valor positivo más alto, ya que es parte de la época seca y con valores reducidos de AOT, es decir, caracterizada también por altas transparencias del aerosol urbano.

### **3.5 Resultados del modelaje del espesor óptico espectral urbano**

Como puede observarse en la Tabla 3.3, los resultados del ajuste del espesor óptico espectral del aerosol (SAOT), promedio mensual, por el método de O. B. Vasilyev modificado, tiene valores del estadístico de prueba ( $f$ ) que supera significativamente el valor crítico ( $F_{cr}$ ); los valores del coeficiente de determinación de la regresión múltiple son realmente grandes. Una vez que la contribución de los procesos y factores de atenuación espectralmente no dependientes ( $\tau_{\infty} = 10^{c_0}$ ) ha sido restada al espesor óptico espectral, el ajuste de la diferencia por el modelo clásico de A. Ångström se obtiene también con un grado alto de confiabilidad. En la Fig. 3.2, no obstante que fueron graficadas 3 curvas: el SAOT observado, el ajuste hiperbólico y el ajuste de Ångström, sólo se distinguen las dos últimas, dado que el observado y el hiperbólico son prácticamente iguales.

Tabla.3.4.- Resultados del ajuste HP de los espesores ópticos del aerosol, en los tres meses de cambio estacional.

<b>Mar, 1999</b>	Hyperb.	Potential	<b>Jun, 99</b>	Hyperb	Poten	<b>Dec, 99</b>	Hyperb.	Potential
$10^{c_0}$	0.0427	0.0992	$10^{c_0}$	0.0680	0.1715	$10^{c_0}$	0.0175	0.0797
c1	0.5946	-1.5477	c1	0.6322	-1.3669	c1	0.8649	-1.7105
c2	-0.0731	---	c2	-0.0930	---	c2	-0.1269	---
error c0	0.0040	0.0063	error Ye	0.0023	0.0183	error Ye	0.0051	0.0190
error c1	0.0161	0.0141	error c1	0.0095	0.0410	error c1	0.0206	0.0425
error c2	0.0041	---	error c2	0.0024	---	error c2	0.0053	---
R <sup>2</sup>	0.9998	0.9996	R <sup>2</sup>	0.9999	0.9955	R <sup>2</sup>	0.9998	0.9969
N	7	7	N	7	7	N	7	7
N-(k+1)	4	5	N-(k+1)	4	5	N-(k+1)	4	5
f	21078	12065	f	23604	1112	f	18815	1623
$F_{cr}(0.001)$	61	47	$F_{cr}(0.001)$	61	47	$F_{cr}(0.001)$	61	47
k	2	1	k	2	1	k	2	1

En la tabla 3.5.- Los parámetros físicos del modelo para los tres meses estudiados:

Parámetro	Marzo	Junio	Diciembre
$\tau_{\infty}$	0.0427	0.0680	0.0175
$\beta$	0.0992	0.1715	0.0797
$\tau_{\infty} / (\tau_{\infty} + \beta)$	0.301	0.284	0.180
$\alpha$	1.5477	1.3669	1.7105

En esta tabla 3.4 se encuentra que ambos coeficientes de turbidez,  $\tau_{\infty}$  y  $\beta$ , tienen sus valores más altos en junio, intermedios en marzo y los menores en diciembre, lo que coincide con el valor medio de PW en los mismos meses. La contribución de los procesos y factores de atenuación no dependientes de la longitud de onda, a la atenuación total, puede juzgarse para los meses de estudio por los resultados del tercer renglón de la tabla 3.4: dicha contribución representa el 30% en marzo, el 28% en junio y el 18% en diciembre. El valor de junio, si bien podría ser no significativamente diferente al de marzo, el mayor de los tres casos, podría interpretarse en forma preliminar en el sentido de que el aumento de la humedad ambiental elimina parte del efecto de dichos procesos y factores sobre la turbidez por partículas. También en este caso, la contribución no espectral a la atenuación es mínima en diciembre, cuando entra la estación invernal.

Por lo que respecta al exponente de Ångström ( $\alpha$ ), el cual debe crecer con el aumento de la transparencia, tendiendo a 4 en el límite, tenemos su valor mínimo en junio ( $\alpha=1.4$ ), el siguiente en marzo ( $\alpha=1.5$ ) y el mayor, para el aerosol más transparente, en diciembre ( $\alpha=1.7$ ). Dado que este parámetro se refiere al aerosol ópticamente activo, con capacidad para esparcir la radiación solar, pero no para absorberla, los valores estacionales de este parámetro pueden interpretarse en el sentido de que junio es el mes con una mayor proporción de partículas grandes, diciembre con la mayor proporción de partículas pequeñas y marzo es un mes de transición entre ambos ambientes urbanos.

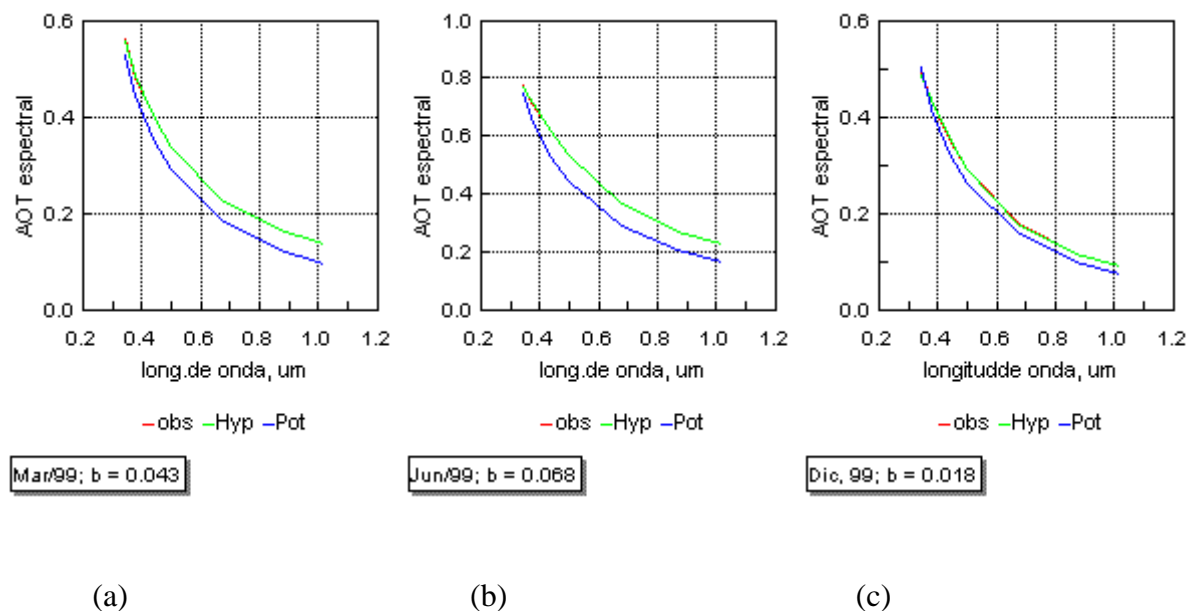


Fig. 3.3.- Ajustes del AOT espectral por el modelo de Ångström modificado.

Los resultados descritos con ayuda de las tablas, pueden visualizarse en la Fig. 3.3. Como vemos, el aerosol urbano monitoreado en el sitio de estudio, tiene una dependencia espectral típica de un aerosol continental, con valores mayores en la época húmeda y menores en la época de secas, con tendencia a crecer de la entrada del invierno hacia la entrada de la primavera. Como ya se comentó anteriormente, las curvas “obs” e hiperbólica resultaron prácticamente iguales, y la separación entre cualquiera de ellas con respecto a la del modelo de Ångström, producto de la regresión potencial de 1er orden  $\log(\tau_{\text{obs}} - \tau_{\infty})$  vs  $\log(\lambda)$ , es proporcional a  $\tau_{\infty}$ . De acuerdo con la Fig. 3.3, junio es el mes con una atenuación no espectral mayor, le sigue marzo y en diciembre es mínima; lo mismo sucede con la separación entre las curvas. Podemos imaginarnos las curvas de la Fig. 3.3 en un sistema de coordenadas  $(\log \tau_{\lambda}, \log \lambda)$ : las curvas serían rectas con pendiente negativa, más inclinadas con respecto al eje-x, mientras mayor fuera el valor de  $\alpha$ . Así, el espesor óptico de Ångström tendría en marzo una pendiente de  $-57^{\circ}$ , en junio de  $-52^{\circ}$  y en diciembre de  $-60^{\circ}$ , lo cual debe interpretarse como un sistemas de partículas: en junio con una mayor proporción de partículas grandes, menor en marzo y mínima en diciembre.

## **CONCLUSIONES**

- a) Los ajustes polinómicos de 5<sup>o</sup> grado muestran que la variación del AOT durante las horas de sol tiene diferencias importantes en los meses de cambio estacional, que pueden explicarse en una primera aproximación por el comportamiento de las fuentes de contaminación, básicamente las fijas (zonas industriales y zonas habitacionales), y las móviles (el transporte vehicular), y los factores y procesos naturales: la circulación atmosférica, regional y local, y la humedad atmosférica, principalmente.
- b) 2- Para el inicio de la primavera la variación diurna del AOT muestra una influencia predominante de la contaminación antropogénica, con valores pequeños en las primeras horas de sol, un máximo secundario alrededor de las 8 hrs (hora local del meridiano de los 90°W, aquí y en lo que sigue) y un crecimiento lento, entre las 8 y las 12 hrs y más rápido de las 12 hasta las 15 hrs, cuando se presenta al máximo principal.
- c) 3- Las 3 longitudes de onda analizadas (340, 500 y 1020 nm) se comportan de manera similar, diferenciándose en magnitud por los procesos que contribuyen a la atenuación de la radiación solar en las bandas espectrales correspondientes: el esparcimiento de Mie en la fracción ópticamente activa, el esparcimiento en la fracción gigante y la absorción en partículas con índice de refracción complejo.
- d) 4- La contribución al AOT debida a éstos dos últimos factores ( $\tau_{\infty}$ ), se estimó dividiéndola entre el coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ ) y resultó para marzo igual al 30%, en lo cual pudieron haber influido los incendios forestales típicos de la época del año en las zonas boscosas aledañas a la ZMVM. La humedad atmosférica, representada aquí por el contenido de vapor en la columna vertical de sección unitaria, o agua precipitable (PW), muestra una variabilidad similar a la del AOT desde las primeras horas de luz hasta las 12 hrs, y eso puede significar que en el esparcimiento de la radiación solar por partículas hay una contribución de partículas capaces de condensar la humedad ambiental sobre sus superficies, aumentando su radio y su capacidad de esparcimiento de la radiación solar.
- e) No obstante, la fuerte caída de la humedad observada a partir de las 12 hrs y su igualmente fuerte recuperación después de alcanzar el mínimo principal cerca de las 16 hrs, no parecen alterar significativamente al efecto de las fuentes antropogénicas: el



AOT, después de las 12 continua creciendo, seguramente propiciado por el incremento del tráfico vehicular, hasta las 15 hrs, cuando habiendo llegado al máximo principal comienza a descender, proceso que continua después de la puesta del sol.

- f) 5- En el inicio de la estación húmeda, en este trabajo representado por la información del mes de junio (1999), la variación diurna del AOT sufre un cambio importante en comparación con el observado en el mes de marzo. Tal vez la banda espectral más atenuada en el aerosol urbano, la de la banda espectral de los 340 nm, sea la que marginalmente recuerda el comportamiento de marzo, pero el AOT de los 500 nm aparece como una curva con un solo máximo y el de los 1020 nm no tiene máximo, es prácticamente una línea recta desde las 8 hasta las 16 hrs. El máximo de los 340 y los 500 nm se observa cerca de las 13 hrs, es decir, 2 horas antes del que se tiene en marzo, y por los valores de PW, que claramente muestran la entrada de la estación húmeda, y por el rápido crecimiento de esta variable en las primeras horas del día (entre las 6 y las 8 hrs), parece que la fluctuación diurna del AOT en junio está fuertemente controlada por los procesos de coagulación y de condensación del vapor de agua y las partículas suspendidas, propiciando valores altos de turbidez por dispersión de Mie, con  $\beta$  de un orden mayor que la de marzo, y  $\tau_{\infty}$ , del mismo orden, pero 1.6 veces mayor.
- g) 6- La contribución de los procesos espectralmente no dependientes resultó para junio igual al 28%, es decir, menor que en marzo, quizá porque en esta ocasión estuvieron ausentes los incendios forestales y las lluvias contribuyeron a la eliminación de partículas del medio ambiente: por su incorporación a las nubes como núcleos de condensación y por el lavado atmosférico por las precipitaciones. Sin embargo, su contribución puede no ser significativamente menor a la de marzo, porque en la fracción ópticamente activa, cuya contribución está representada por  $\beta$ , necesariamente influyeron los procesos de coagulación y condensación en partículas, propiciando un aumento de radios en esta fracción del aerosol urbano y una mayor atenuación por esparcimiento de la radiación solar.
- h) 7-En diciembre vuelve a tenerse una variación diurna del AOT, semejante a la de marzo, pero con dos características en las curvas del ajuste polinomial: a) en el inicio del período de observación, para grandes masas atmosféricas, los AOT del infrarrojo y

del visible, las longitudes de onda menos atenuadas, tienen valores negativos y, b) el descenso después del momento del máximo principal (aproximadamente a las 15 hrs) se lleva a cabo lentamente en la banda espectral UV (340 nm), en la visible (500 nm) se interrumpe a las 17 hrs y comienza claramente un nuevo crecimiento, y en el infrarrojo (1020 nm) este aumento comienza desde las 16 hrs.

- i) 8-Con respecto a la primera característica puede decirse que, de los tres meses analizados, diciembre fue el mes más transparente: su coeficiente de turbidez resultó, también un orden menor que el de junio, pero aún 20% menor que el de marzo. Es necesario en este caso considerar que en esta época del año predomina una circulación anticiclónica en la ZMVM, caracterizada por descenso de aire seco y limpio; en particular, debe tomarse en cuenta que el mínimo de humedad se alcanza alrededor de las 8 hrs, precisamente cuando se observan los AOT negativos. En experimentos realizados en ambientes muy limpios, como son los antárticos y los de alta montaña, se han reportado también AOT negativos pero dentro del margen de la precisión instrumental.
- j) De hecho, el ajuste se realizó con la información completa, es decir, incluyendo los AOT negativos y la base de dato no desechó estos datos cuando estuvieron dentro del margen de error permitido ( $\pm 0.01$ ).
- k) 9-Con respecto a la segunda característica del AOT de diciembre, puede recurrirse nuevamente a la gráfica de la variación diurna de PW para el mismo mes, en la cual se observa, después del mínimo de las 8 hrs la curva crece monótonamente hasta las 14 hrs, luego continúa creciendo, aunque más lentamente, hasta las 17 horas, y antes de que termine el período de observación inicia nuevamente un aumento más rápido. Seguramente esto dispara procesos de aglutinación y condensación que hacen aumentar el radio de las partículas más grandes, las ópticamente activas en longitudes de onda mayores, y lo hace, pero en grado menor en las longitudes de onda menores, por eso el efecto es casi imperceptible en el ultravioleta (340 nm) y evidente en el infrarrojo cercano (1020 nm).
- l) 10-La contribución de los procesos de atenuación espectralmente independientes fue del 18% de la total, aún menor que la de marzo, seguramente por que no tuvo la aportación de cenizas de los incendios forestales, y si la de vientos dominantes del sur,

normales en esta época, que arrastran los productos de la contaminación hacia el norte de la ZMVM, donde las serranías, de altura considerablemente menor a la de la zona sur, permiten su dispersión hacia la periferia del Valle.

- m) Los resultados obtenidos confirman la opinión de algunos especialistas y grupos de investigación en el sentido de que la contaminación de la Ciudad de México no ha rebasado los niveles que puedan convertirla en definitiva, cerrando la posibilidad de que los factores naturales: circulación y humedad atmosféricas, puedan retroalimentar el sistema climático local y regresarlo a niveles de contaminación de menor impacto en la salud pública. Por consiguiente, la reglamentación de las actividades, industriales y artesanales, y del transporte debe continuar perfeccionándose para reducir al máximo la diversidad y las concentraciones de contaminantes, no sólo de particulados, sino en general de ambas fases del aerosol atmosférico.

### Bibliografía

Acosta, R, F.J.evans. 2000." Design of the México City UV monitoring network, *Atmósfera* (1993), 6, Páginas .215-222.

Ackerman, Th. P. 1988. Aerosols in Climate Modeling. In aerosol and climate (P.V.Hobbs and M.P. McCormick, Eds) A. Deepak Publishing, Hampton: Va. 98-132.

Aitken, J. 1923. Collection of scientific papers. *Cambridge Univ. Press, London and NY*

Angstrom, A. 1929. *On the atmospheric transmiión of sun radiation and on dust in the air. Geografis. Annal., 2, 156-166.*

*Angström, A. 1930. On the atmospheric transmiión of sun radiation. Geografis. Annal.,2-3, 130-159.*

Barténeva, O.D., N.I. Nikitínskaya, G.G. Sakunov, L.K. Veselova. 1991. Transparency of the whole atmosphere in the visual and near infrared spectral ranges. Gidromet Publishing House, Leningrad. 227 pp.

Baumgardner, D., GB. Raga, G. Kok. J. Ogren, I. Rosas, A. Baéz & T. Novako. 2000. On the evolution of aerosol properties at a mountain site above México City. *J. Geophys. Res.*, 105, D17;22, 243-22,253.

Box, M.A, and Lo, S. 1976. Aproximate Determination of aerosol size Distributions. *Jour. Appl. Met.* 15, 1068-1076.

Camallo, P.M."Inventario de emisiones de partículas por fuentes móviles en la ZMCM. México D.F. Universidad Nacional Autónoma de México:154.

Castro, T., S. Madronich, S. Rivale, A. Muhlia & B. Mar 2001. The influence of aerosols of photochemical smog in México City. *Atmospheric Enviroment.*35, 1765-1772.

Carrillo Sergio, Velero, Juan Manuel "Estudian distribución y Tamaño de Partículas Suspendidas en la Ciudad de México". *Gaceta UNAM*, 29de Enero p.14. 1998.

Chow, J. C. "Measurment Methods to Determine Compliance with Ambient Air Quality Standards for suspend Particules. *Critical Review*" *J. Air Waste Man. Ass* 45: 320-382. 1995.

Dasgupta, P.k. "Authors Reply" *Atmos. Environ.* 15:1098. 1980

Dammen, K.W., R. Hollamn & R. Stuhlmann 2002. Study of aerosol impact on the earth radiation budget with datellite data. *Adv. Space res.*29, 1973-1757.

De Almeida Castaño, A.D., R. Prinn, V. Martins, M. Herold, C. Ichoku, L.T. Molina. 2007. Urban Visible / SWIR surface reflectance ratios from satellite and sun photometer measurements in Mexico City. *Atmospheric Chemistry, and Physics Discussions*, 7, pp.8113 – 8139.

De Mario, L. and M. Corn " J. Air Pollut" . *Control Assoc* 31:567. 1966.

Días Martínez, Antonia María Teresa .1999. Tesis de maestría: Variaciones temporales de las distribución de tamaños de partículas del aerosol atmosférico y los efectos en sus características ópticas. “Posgrado en Ciencias de la tierra. Física de la Atmósfera.

Dubovik, O. and M. D. King, “A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements”, *J. Geophys. Res.*, *105*, 20,673-20,696, 2000.

Dubovik, O., A. Smirnov, B.N. Holben, M.D. King, Y. J. Kaufman, T.F. Eck and I. Slutsker, Accuracy assessment of aerosol optical properties retrieval from AERONET sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res* *105*, 9791-9806, 2000.

Grosjean, D. “Formadehyde and other carbonyls in Los Angeles ambient air” *Enviroment Sci Technology*. *16*:254-262 1982.

Eck, T.F., B.N. Holben, J.S. Reud, O. Dubovik, A. Smirnov, N.T. O’Neill, I. Slutsker, S. Kinne. 1999. Wavelength dependence of the optical depth of biomasa burning, urban and desert dust aerosols. *J. Geophys. Res.*, *v.104*, *n.31*, *pp.333-349*.

Fabelinskiy, I.L., 1965. *Molecular Scattering of Light*. NAUKA Publishing House, Moscow, 511p.

Finlayson-Pitts and James Ni. Pitts, Jr. “Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere”. Academic Press 2000.

Fournier d’Albe, E.M. 1955. Giant hygroscopic nuclei in the atmosphere and their role in the formation of rain and hail. *Arch. Meteorol. Geophys. u. Bioklimatol. v.A8*, *pp.216-228*.

García Colín Scherer Leopoldo y Varela Ham Juan Rubén. “Contaminación Atmosférica II”. Colegio Nacional 2001.

García Colín Scherer Leopoldo y Varela Ham Juan Rubén. “Contaminación Atmosférica III”. Colegio Nacional 2001.

Gobierno del Distrito Federal. Secretaría del Medio Ambiente .Sistema de Monitoreo Atmosférico. “Informe del Estado de la Calidad el Aire y Tendencia 2004”. Pag 1-49 2003.

Hinds William C. “Aerosol Technology” Jhon Wiley New York 1982.

Hidy G, Mueller P, Grosjean D. and Wesolowsli. “The character and origins of smog aerosol” 1980.

Hidy G, Mueller.” *Aerosols and industrial and Enviomental Science*” Academic Press 1984.

Hobbs Peter V. “Introduction to Atmospheric Chemistry”. Cambridge, University Edición 2000.

Holben, B.N., Eck, T.F., Slutsker, I, Tanré D., Buis J.P. Kaufman J., Nakajima. T., Reagan, J.A, Lavenu, F., Jankowiak . I., Smirnov. A., AERONET –A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sens. Environ*: *66*:1-16 1988.

Holben, B., T.F. Eck, I. Slutsker, D. Tanre, J.P. Buis, A. Setzer, E. Vermonte, J.A. Reagan, Y. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenu, I. Jankowiak, A. Smirnov. 1991. AERONET: A federated instrument network and data achieve for aerosol characterization. *Remote Sens.*, *v12*, *pp.1147-1163*.

- H. Luth, "Surfaces and Interfaces of Solid Materials", Springer, 1995.
- Husar, R.B., K.T. Whitby, B.Y.H. Liu. 1972. *J. Colloid Interface Sci.*, v.39, p.211.
- Iqbal, M. 1983. An Introduction to Solar Radiation. Academic Press, Toronto. 390pp.
- Ivlev L.S., S.D. Andreev. 1986. Optical Properties of the Atmospheric aerosols, Jennings Gerard S. "Aerosol Effects on Climate".
- Junge, C. E. 1963. Air chemistry and Radiactivity, Academic Press, N.Y. 382 pp.
- Junge, C.E. 1965. Modification of aerosol size distribution in the atmosphere and development of an ion counter of high sensitivity. *Final Tech. Rep. No. DA 91-591-EUC-3483, DDCNo. AD469376. Johannes Gutenberg Univ., Mainz, Germany.*
- Khirián, A.Kh. 1978. Física de la Atmósfera. Ed. HidroMeteoizdat, T. 1
- Kasten, F. 1966. A new table and approximate formula for relative optical air mass. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol., Ser. B, 14, 206-223.*
- Kyle, 1991. Atmospheric transmissión Emisión & Scattering.
- Khirián, A.Kh. 1978. Física de la Atmósfera. Ed. HidroMeteoizdat, T. 1. En ruso.
- Kuo-Nan Liou "An introduction to Atmospheric Radiation". Department of Meteorology University Utha, Academic Press, 1980.
- Kuo-Nan Liou "An introduction to Atmospheric Radiation" Second Edition Department of Meteorology University Utha, Academic Press, 2002.
- K.Ya.Kondratyev. "Climatic effects of aerosols and clouds (Springer praxis book/Enviromental Sciences). Jul . 1999.
- K.Ya.Kondratyev, Lev s, Ivlev, Vladimir F, Krapivin and Costas A, Varostos.(Atmospheric Aerosols Properties formation, processes and Impacts (Springer praxis Book/Enviroment Sciences. Dec 14 2005.
- Kovalenko, A.V. 1995. Comunicación personal.
- Kyle Thomas G. "Atmosphere Transmission, Emission and Scattering". Pergamon Press 1992.
- Leningrad State University Publishing House, 358 pp.
- Lunde, P.J. 1980. Solar Thermal Engineering. Wiley, N.Y.
- Leyva A., A.Muhlia, O.B.Vasiliev. 1985. Acerca del cálculo de las características del campo de radiación dispersado por partículas de Mie. *Geofísica Internacional*, v.24, n.2, pp.256-294.
- Leyva A., O.B. Vasilyev. 1996. The spectral and angular informative ranges of the aerosol radiative characteristics. *Reportes Internos, Instituto de Geofísica, UNAM*, v.96, n.31. 40 pp.

Leyva Contreras A., A. Muhlia Velázquez, L.S. Ivlev, J.C. Peláez. 2002. The optic activity of a continental model of atmospheric aerosol. *Revista de la Sociedad Meteorológica de Cuba*, edición electrónica, <http://met.inf.cu/sometcub/default.htm>.

Lee S, Scheider T, Inc Grant L y Verkek P, "Aerosol research, Risk Assessment and Control Strategies" Lewis Publishers Inc, 1986.

Leyva A, et al. 1995. Report on the microphysical properties of the polluted atmosphere of Mexico City ( Spring-Summer 1992).

Mie G., 1908. A contribution to the optics of turbid media, especially colloidal metallic suspensions. *Ann. d. Physik*, 25, 4, 377-445.

Muhammad Iqbal "An Introduction To Solar Radiation". Academic Express 1983.  
Department of Mechanical Engineering The University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, Canada.

Muhlia, A., Chavez A. 2 Insolación y la Radiación Solar en el tope de la atmósfera para las altitudes que cubren la República Mexicana. *Anales del Instituto de Geofísica, UNAM*, Vol. 26, pp.127-129, México 1980.

Muhlia , A, Leyva and J.L. Bravo "Actinometric method for the Determination of the total number of aerosol particules in the vertical atmosphere column" *Geofísica Internacional*, Vol 28, p.p 47-71.

Muhlia, A, "Procesos de extinción de la radiación solar con algunas aplicaciones sobre el estudio de la turbiedad atmosférica" Facultad de Ciencias, UNAM, 1969.

Nakajima, T., M. Tanaka, and T. Yamauchi, Retrieval of the optical properties of aerosols from aureole and extinction data, *Appl. Opt.*, 22, 2951-2959, 1983.

Nakajima, T., G. Tonna, R. Rao, P. Boi, Y. Kaufman, and B. Holben, Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions, *Appl. Opt.*, 35, 2672-2686, 1996.

Oluwafemi, C.O. 1988. Particule Size Distribution, Turbidity, and angular Scattering in the Harmattan Regime. *Jour. Geo. Res*, 93, 687-690.

Pandis, S., R. Harley, et al, "Secondary Organic Aerosols Formation and Transport" *Atmosphere Environment*. 26A: 2269-2416 1992.

Parker C, "Aerosol Scienci and Tecnolog" Mc Graw Hill New York 1994.

Pietras, R.T. Pinker, K. Voss, G. Zibordi. 2001. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol Optical Depth from AERONET. *J. Geophys. Res.*, 106, 12,067-12097.

Pope, C.A. III. Dockery, B., and Schwartz, J. 1995. Review the epidemiological Evidence of Health Effects or Particulate Air Pollution. *Inhalation Toxicology*. 7, 1-18.

Rhodes M, John Willey "Principles of Aerosol of Science" New York 1990.

Rodríguez Caballero Francisco Javier tesis de Licenciatura: Características de las propiedades ópticas del aerosol en la Zona Sureste del área Metropolitana de la Ciudad de México. 2006.

Rudolf B. Husar "The emergente of the Bimodal Distribution Concept" Washington University, St. Louis, Mo, 63130. Paper prepared for the second Symposium on the History Aerosol Science, Portñand, OR, October. 2001.

Salazar, S. Bravo J.L. 1986. Sulfatos y Nitratos partículas atmosféricas y su relación con algunos parámetros ópticos. *Geof. Int* 25, 455-469.

Salazar, S. Y Bravo, J.L. 1983. Sobre la determinación de compuestos orgánicos en el aerosol atmosférico. Reporte técnico No 8. Instituto de geofísica, UNAM.17 pp.

Segovia, N., S.A. Pulinets, A. Leyva, M. Mena, M. Monnin, M.E. Camacho, M.G. Ponciano, V. Fernández. 2005. Ground radon exhalation, an electrostatic contribution for upper atmospheric layer processes. *Radiation Measurements*, v.40, pp.670-672.

Sokolik, I., AND Golitsyn, G. 1993. Investigation of Optical and Radiative Properties of Atmospheric Dust Aerosols. *Atmospheric Enviroment* . 27A, 2509-2517.

Twomey S. A. "Developments in Atmospheric Science" Elsevier 1977. Amsterdam.

Twomey S.A. 1977. The influence of pollution on the shortwave Albedo Clouds, *Jo. Atmos. Sci.*, 3, 1149-1152.

Twomey S.A. Piepgrass, M. and Wolfe, T.L. 1984. An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus*, 36b, 356-366.

Thomas Gary E. and Stamnes Knut. "Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean". Cambridge University Press 1999.

Vasilyev, A, Leyva Contreras, A. Muhlia Velazquez, and R. Peralta y Fabi "Spectral Optical Properties of the Polluted Atmosphere of Mexico City (Spring-Summer 1992)". *Journal of Geophysical Research* vol. 100 No D12, pag 26,027-26,044, December 20, 1995.

Vasilyev, S. D. Andrew , Konde Lai and Leyva Contreras. "Variation of the Outgoing radiation due to the variability of the properties of atmospheric aerosols".

Van de Hulst, H.C. 1957. *Light scattering by small particles*. Wiley, New York.

Verzar, F. 1959. The discovery of atmospheric condensation nuclei by Paul-Jean Coulier in 1875; a historical note. *Experientia*, v. **1519**, pp.362-363.

Whitby, K. T. 1978. The Physical Characteristics of Sulfur Aerosols. *Atmospheric Enviroment* . 12,135-159.

Whitby, K. T., Husar, R. and Liu, B. Y. H .1972. The aerosols Size Distribution of Los Angeles Smog. In *Aerosol and Atmospheric Chemistry*. Ed. Hidy, G. M. Academic Press. New York, 237-264.