

**INSTITUTO DE METEOROLOGÍA  
CENTRO METEOROLÓGICO DE CAMAGÜEY  
DEPARTAMENTO DE RADARES**

**EFFECTO RADIATIVO DE LA NUBE DE AEROSOLAS DEL MONTE  
PINATUBO SOBRE EL GRAN CARIBE.**

**Tesis presentada en opción al grado científico de Doctor en Ciencias Meteorológicas.**

**RENÉ ESTEVAN ARREDONDO**

**La Habana  
2009**

**INSTITUTO DE METEOROLOGÍA  
CENTRO METEOROLÓGICO DE CAMAGÜEY  
DEPARTAMENTO DE RADARES**

**EFFECTO RADIATIVO DE LA NUBE DE AEROSOL DEL MONTE  
PINATUBO SOBRE EL GRAN CARIBE.**

**Tesis presentada en opción al grado científico de Doctor en Ciencias Meteorológicas.**

**Autor: Inv. Agr., Ing. René Estevan Arredondo**

**Tutor: Inv. Tit., Lic., Juan Carlos Antuña Marrero, Dr. C**

**La Habana  
2009**

## **Agradecimientos**

## **Agradecimientos**

Agradecer en primer lugar a la Revolución por brindarme la posibilidad de superarme y llegar a adquirir los conocimientos necesarios para llevar a término la presente tesis.

Agradezco enormemente la sabia guía y motivación del Dr. Juan Carlos Antuña Marrero, quien no cesó un instante en el empeño de llevarme por los caminos de la sapiencia y hacer realidad este empeño.

Especial gratitud para mi madre, de quien he recibido siempre apoyo incondicional y para mi hija quien ha sido la fuente de inspiración en todos mis empeños. Especial agradecimiento para mi esposa, mi familia y compañeros, por su apoyo y solidaridad en todo momento.

Agradezco a mi tía Elda Arredondo Gutiérrez y al Ing. Ángel Martín Estrada por la ayuda prestada para la impresión de esta tesis.

Agradecer a los profesores Stuart Freidenreich y Venkatachala Ramaswamy por facilitar el código de transferencia radiativa empleado en el presente estudio.

**Dedicatoria**

## **Dedicatoria**

A mi hija.

A mi madre.

A mi esposa y mis familiares, a los verdaderos amigos.

**Síntesis**

## Síntesis

Los aerosoles estratosféricos de origen volcánico tienen un efecto de carácter transitorio, pero muy significativo, desde el punto de vista de la perturbación que provocan sobre el balance de radiación del sistema Tierra – Atmósfera. En el presente texto, se presentan los cálculos del efecto radiativo provocado por aerosoles de origen volcánico para una región de la República de Cuba. Las concentraciones de aerosoles fueron medidas mediante un lidar instalado en el Centro Meteorológico de Camagüey. Los valores de forzamiento radiativo directo, calculados a partir de un código de transferencia radiativa de columna, coinciden de forma general con los reportados por la literatura internacional, salvando las diferencias de los modelos empleados.

Se realizó la validación y comparación de las mediciones realizadas en la Estación Lidar de Camagüey (ELC), con instrumentos a bordo de satélites. Se obtuvieron índices de correspondencia entre ambos instrumentos, demostrando la compatibilidad entre ellos. Los resultados obtenidos a partir de estas comparaciones, permiten aseverar que los valores de forzamiento radiativo obtenidos en el presente estudio son representativos del Gran Caribe, teniendo en cuenta que los procesos que rigen la circulación en la estratosfera presentan un carácter predominantemente radiativo y un transporte mayormente zonal.

Se realizaron simulaciones, del posible efecto de erupciones catastróficas sobre la radiación solar a partir de los resultados obtenidos, sentando las pautas para la generación de escenarios y posibles pronósticos de impacto sobre el balance radiativo en la región de interés de futuras erupciones volcánicas, el posible choque contra el planeta de objetos extraterrestres (asteroides y cometas) y conflictos nucleares de carácter regional o global.

## **Índice**

## Índice

INTRODUCCIÓN.....	2
CAPÍTULO 1. RESEÑA BIBLIOGRÁFICA.....	7
1.1. Los aerosoles.....	7
1.2. La capa de aerosoles estratosféricos .....	8
1.2.1. Condiciones de fondo.....	9
1.2.2. Importancia de los aerosoles estratosféricos .....	10
1.3. Aerosoles estratosféricos de origen volcánico .....	11
1.3.1. Erupción del Monte Pinatubo.....	14
1.4. Efectos climáticos provocados por los aerosoles estratosféricos de origen volcánico.....	17
1.5. Fenómenos de reducciones severas de la radiación solar .....	19
1.6. Mediciones de aerosoles estratosféricos .....	22
1.6.1. Instrumentos satelitales .....	23
1.6.2. La técnica lidar .....	25
CAPÍTULO 2. MATERIALES Y MÉTODOS.....	29
2.1. Estación Lidar Camagüey (ELC).....	29
2.1.1. Procesamiento de la señal retrodispersada .....	30
2.2. Bases de Datos empleadas .....	32
2.2.1. Base de datos de la ELC.....	32
2.2.2. Base de datos del SAGE II .....	34
2.2.3. Conversión de los perfiles de retrodispersión a extinción.....	36
2.3. Validación de los datos de la ELC mediante el empleo del satélite SAGE II. ....	38
2.3.1. Comparación con SAGE II.....	38
2.3.2. Otros estudios comparativos.....	43
2.4. Cálculo del Espesor Óptico por Aerosoles (EOA).....	44
2.5. Simulación numérica.....	48
2.6. Definición de forzamiento radiativo por aerosoles.....	50
CAPÍTULO 3. EFECTO RADIATIVO DE LOS AEROSOLES ESTRATOSFÉRICOS DEL MONTE PINATUBO.....	54

3.1.	Perturbaciones en el flujo radiativo.....	54
3.1.1.	Perturbaciones del flujo neto para el año 1992 .....	54
3.1.1.1.	Comportamiento diurno de las perturbaciones del flujo neto para 1992....	57
3.1.2.	Perturbaciones del flujo neto para el año 1993 .....	61
3.1.2.1.	Comportamiento diurno de las perturbaciones del flujo neto para 1993....	63
3.2.	Perturbaciones en la razón de calentamiento .....	64
3.2.1.	Perturbaciones de la razón de calentamiento para 1992.....	64
3.2.1.1.	Comportamiento diurno de las perturbaciones de la razón de calentamiento para el año 1992.....	69
3.2.2.	Perturbaciones de la razón de calentamiento para el año 1993 .....	70
3.2.2.1.	Comportamiento diurno de las perturbaciones de la razón de calentamiento para el año 1993.....	73
CAPÍTULO 4. FENÓMENOS DE REDUCCIONES SEVERAS Y CATASTRÓFICAS DE LA RADIACIÓN SOLAR.....		77
4.1.	Reducciones severas de la radiación solar, con duración de varios años, producidas por erupciones volcánicas.....	78
4.2.	Reducciones catastróficas de la radiación solar, con duración de varios años, producidas por súper – erupciones .....	81
4.3.	Efectos socio - económicos de reducciones severas y catastróficas de la radiación solar .....	84
4.3.1.	Predicción del efecto de las súper – erupciones, adaptación y mitigación.....	85
CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....		88
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS. ....		93
ANEXOS .....		110

## **Introducción**

## **Introducción.**

El estudio del forzamiento radiativo, provocado por aerosoles estratosféricos de sulfato, es de gran importancia para la comunidad científica internacional. Según el último reporte del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático [*IPCC, 2007*], aún es considerado con un nivel medio – bajo de conocimiento por parte de esta comunidad. La inclusión de mediciones de estos constituyentes atmosféricos, realizadas con diversos instrumentos en los modelos de circulación general de la atmósfera, es una tarea de gran actualidad. El empleo de diferentes técnicas de mediciones, incluyendo el sondeo remoto de la atmósfera con lidar, para satisfacer las necesidades de los modelos de circulación general de la atmósfera, constituye sin lugar a dudas un tema de absoluta actualidad cuando se trata de obtener resultados más exactos y veraces.

A pesar de que Cuba se encuentra distante de los principales cinturones volcánicos del mundo, el hecho de encontrarse en la región tropical la hacen blanco del efecto que provocan sobre la radiación solar las nubes de aerosoles estratosféricos ricas en sulfatos, generadas por las erupciones intensas ocurridas en estas latitudes. Erupciones como la de El Chichón (1982) y el Pinatubo (1991), y su influencia en la zona tropical han sido ampliamente abordadas por la literatura nacional e internacional. Sin embargo, no es hasta el presente estudio que se puede cuantificar la magnitud de estas afectaciones sobre la radiación solar, empleando un código de transferencia radiativa de columna.

La Estación Lidar de Camagüey tuvo el privilegio de poder registrar la erupción volcánica más intensa del pasado siglo y la mejor documentada hasta el momento, en su fase de decrecimiento, desde Enero de 1992 hasta Diciembre de 1993. La información obtenida en la Estación Lidar de Camagüey (ELC) durante este período, y el subsiguiente de retorno a niveles de fondo, tiene un gran valor debido a la escasez de este tipo de instrumento en la región tropical, fundamentalmente durante este período.

El objeto de estudio de la presente tesis son los Aerosoles Estratosféricos de origen volcánico y su efecto sobre la radiación solar, dentro del campo de la simulación numérica del forzamiento radiativo provocado por estos constituyentes atmosféricos. Partiendo de la hipótesis de que, empleando mediciones realizadas con instrumentos de sondeo remoto de

la atmósfera, como es el caso del lidar, es posible obtener una mejor respuesta de los códigos de transferencia radiativa. El objetivo principal de esta tesis es el estudio del efecto radiativo provocado por los Aerosoles Estratosféricos del Monte Pinatubo sobre el archipiélago cubano y el Gran Caribe.

Los objetivos específicos del presente estudio incluyen:

- La validación de las mediciones del lidar de Camagüey, empleando información de satélite y el establecimiento de los índices de correspondencias necesarios entre ellos, para diferentes condiciones de perturbación por aerosoles de origen volcánico en la troposfera alta y la estratósfera baja.
- Determinación de la forma de entrada de la información de aerosoles en el código de transferencia radiativa.
- Cuantificar el forzamiento radiativo provocado por la nube de aerosoles estratosféricos del Monte Pinatubo sobre nuestro país y su representatividad de la región del Gran Caribe.
- Determinar las respuestas de las diferentes bandas espectrales ante la presencia de aerosoles estratosféricos de sulfato.
- Simular el efecto radiativo de posibles super – erupciones, con consecuencias severas y catastróficas sobre la radiación solar.

Se emplearán las mediciones de aerosoles estratosféricos originados por el volcán Monte Pinatubo, realizadas en la Estación Lidar de Camagüey, únicas de su tipo en el país y en la región del Gran Caribe. Se emplearán perfiles coincidentes del radiómetro empleado en el experimento de gases y aerosoles estratosféricos en su versión dos (SAGE II, Stratospheric Aerosols and Gas Experiment II), para validar las mediciones realizadas en la ELC y obtener los índices de correspondencias necesarios que permitan luego extrapolar estas mediciones y los resultados de las simulaciones al Gran Caribe. El análisis del comportamiento de los flujos y la razón de calentamiento permitirá establecer el efecto que ejercen los aerosoles estratosféricos de sulfato sobre la radiación solar en la región de onda corta del espectro solar. Una vez obtenidos estos valores se podrán generar escenarios sobre

el posible forzamiento radiativo de futuras erupciones, de diferentes magnitudes. Algunos de los resultados obtenidos han sido publicados en revistas internacionales.

Los límites de la presente investigación abarcan el estudio del forzamiento radiativo por aerosoles en la región solar del espectro, enmarcado en un código de transferencia radiativa de columna simple, por lo que no se tienen en cuenta los procesos de transporte y las retroalimentaciones del sistema climático, así como la respuesta espectral de los aerosoles en la región de onda larga del espectro y la emisión terrestre ( $\lambda > 4.0 \mu\text{m}$ ).

Los aspectos novedosos de esta tesis consisten en que por primera vez se emplea un código de transferencia radiativa para el cálculo del forzamiento radiativo por aerosoles sobre territorio cubano. De igual forma, es la primera vez que se emplea en el país mediciones de aerosoles estratosféricos de sulfato realizadas con lidar, para ser introducidos en el mencionado código de transferencia radiativa. Se ha determinado el carácter y la magnitud del efecto radiativo de los aerosoles estratosféricos de origen volcánico y su respuesta en diferentes bandas espectrales. Se simula, a partir de los resultados obtenidos, el efecto sobre la radiación de posibles super – erupciones. Se sientan las bases para la generación de posibles escenarios climáticos afectados por la presencia de aerosoles estratosféricos de origen volcánico en Cuba y la región del Gran Caribe. Se propone una nueva denominación, dentro las posibles catástrofes que pueden afectar a la nación, para ser incluida en los protocolos de la Defensa Civil Cubana.

La tesis está estructurada en seis capítulos:

- Reseña bibliográfica: En ella se definen los principales conceptos, importancia e instrumentos empleados en la medición de aerosoles, así como las principales fuentes de origen y sus efectos.
- Materiales y métodos: Se describen las bases de datos empleadas así como los métodos para su procesamiento y comparación; también se describe el código de transferencia radiativa empleado.
- Validación de los datos de la ELC mediante el empleo del satélite SAGE II: En este capítulo se comparan las bases de datos empleadas y se establecen los índices de

correspondencia necesarios; se comparan los resultados obtenidos con estudios anteriores empleando bases de datos similares.

- Efecto radiativo de los aerosoles estratosféricos de Monte Pinatubo: Se estudia el forzamiento radiativo provocado por los aerosoles estratosféricos del Monte Pinatubo, el comportamiento de las perturbaciones de los flujos y la razón de calentamiento para el período de estudio, así como ciclo diurno de las perturbaciones.
- Fenómeno de reducciones severas y catastróficas de la radiación solar: El objetivo de este capítulo es la simulación de los posibles efectos que tendrían sobre el clima la ocurrencia de super – erupciones, sus efectos sociales y económicos, así como las estrategias de mitigación.
- Conclusiones y recomendaciones: Se muestran los principales resultados del presente estudio y se realizan varias recomendaciones con el objetivo de perfeccionar los resultados ya alcanzados, entre las que resalta la recomendación de incluir entre las posibles catástrofes que pueden afectar al territorio cubano, la denominación: “Disminución prolongada de la radiación solar que alcanza la superficie terrestre”.

## **Capítulo 1: Reseña bibliográfica**

## Capítulo 1. Reseña bibliográfica.

### 1.1. Los aerosoles

La atmósfera, desde su formación hace más de 4.6 millones de años, ha estado en constante evolución hasta alcanzar su composición actual. En el presente, está formada por diversos gases cuyas concentraciones y presencia los ha clasificado como “permanentes”, entre los cuales se encuentran el nitrógeno, el oxígeno y los llamados gases trazas. Formando parte de esta misma atmósfera se encuentran diversos componentes que debido a su variación espacio – temporal han sido denominados “variables”, entre estos se halla el gas más importante desde el punto de vista meteorológico y climático, el vapor de agua. Sin embargo, formando parte de esta misma clasificación, se encuentran suspendidas en la atmósfera gran número de partículas en estado sólido o líquido, cuyas dimensiones lineales oscilan entre  $10^{-4}$   $\mu\text{m}$  y 10 mm. De acuerdo a su tamaño, estas partículas pueden ser clasificadas según las siguientes categorías [*Junge et al., 1961*]:

- $< 0.01 \mu\text{m}$       Clusters de moléculas
- $0.01 - 10 \mu\text{m}$       Aerosoles
- $> 10 \mu\text{m}$       Partículas precipitables

De acuerdo con el Cuarto Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés) [*IPCC, 2007*], los aerosoles son: “partículas en estado sólido o líquido suspendidas en el aire, con un tamaño típico entre 0.01 y 10  $\mu\text{m}$  que permanecen en la atmósfera por al menos unas horas”. El estudio de los aerosoles atmosféricos, es de gran importancia para la comprensión de un gran número de procesos físicos y químicos que tienen lugar en la atmósfera, incluyendo el efecto de los aerosoles sobre el clima. El estudio de estos es, sin embargo, es una tarea muy compleja debido a la gran variabilidad de diversos factores tales como: las fuentes que los originan (volcánicos, marinos, etc.), distribución de tamaños de partículas (núcleos aitken, partículas gigantes, PM10, etc.), composición química (sulfatos, sales, etc.), propiedades ópticas, concentración en tiempo y espacio, y muchas más. Estos factores y otros más, son empleados a su vez, para clasificar la gran variedad de aerosoles presentes en la atmósfera.

Los aerosoles pueden tener origen natural o antrópico, así como pueden incidir sobre el clima en diversas formas: directamente a través de la dispersión y absorción de la luz solar e indirectamente, al actuar como núcleos de condensación o modificando las propiedades ópticas y el tiempo de vida de las nubes [*Minnis et al., 1993*].

Un factor determinante en el estudio de los aerosoles, es la capa de la atmósfera donde se encuentren ubicados (troposfera o estratosfera). Los aerosoles troposféricos varían significativamente en cantidad y composición por regiones, con una escala espacial en la horizontal que va desde 1 km hasta unos pocos cientos de kilómetros. Estos aerosoles tienen por lo general tiempos de vida muy cortos (desde unos minutos hasta semanas), debido fundamentalmente a los procesos físico – químicos y dinámicos que tienen lugar en esta región de la atmósfera y a la gran variedad de tamaños de partículas y composición química de los mismos [*ASAP, 2006*].

Para lograr comprender en su totalidad la influencia que los aerosoles ejercen sobre el tiempo y el clima, son necesarias observaciones a las escalas espacio – temporales en que tienen lugar los procesos y fenómenos que los originan y gobiernan, su evolución y eliminación de la atmósfera [*ASAP, 2006*].

## **1.2. La capa de aerosoles estratosféricos**

Las concentraciones de aerosoles en la estratósfera están gobernadas por dos estados: perturbado y no perturbado. El primero se refiere a un incremento considerable en las concentraciones de aerosoles de sulfato como consecuencia de erupciones volcánicas intensas. Este es, sin duda, el principal mecanismo de formación de la capa de aerosoles estratosféricos. El segundo, está referido a las condiciones conocidas como “fondo” o calma volcánica, donde la presencia de aerosoles de sulfato en esta región de la atmósfera se debe fundamentalmente al transporte a través de la tropopausa tropical de diversos compuestos. A través de diversos mecanismos físicos – químicos y dinámicos, estos compuestos dan lugar a la formación de esta capa de aerosoles [*Weisenstein et al., 1997*].

En condiciones de calma volcánica, el precursor gaseoso por excelencia para la formación de la capa de aerosoles estratosféricos de sulfato es el ácido sulfúrico ( $H_2SO_4$ ). Este es formado por un grupo de compuestos portadores de azufre, principalmente el  $SO_2$  y el

SOC, los cuales, al igual que otros compuestos, necesitan de la convección profunda en los trópicos para alcanzar la parte inferior de la capa de la tropopausa tropical para poder penetrar la estratosfera. No obstante, la mayor contribución de  $\text{H}_2\text{SO}_4$  a la capa de aerosoles estratosféricos tiene lugar luego de la ocurrencia de erupciones volcánicas intensas de carácter explosivo [ASAP, 2006].

### 1.2.1. Condiciones de fondo

Con el desarrollo de nuevas técnicas e instrumentos, el estudio de los aerosoles ha alcanzado importantes niveles en la actualidad, sobre todo el referido a los aerosoles estratosféricos. En condiciones de calma volcánica esta capa está formada fundamentalmente por compuestos de sulfuro contenidos en los gases trazas originados en la troposfera. Estos llegan a la estratosfera a través de la tropopausa tropical, que luego de oxidarse, se convierten en ácido sulfúrico y se condensan junto con el agua formando pequeñas gotas de  $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{H}_2\text{O}$ , en una composición aproximada de 75 % de  $\text{H}_2\text{SO}_4$  y 25 % de  $\text{H}_2\text{O}$  [ASAP, 2006].

El precursor gaseoso para la formación de los aerosoles estratosféricos de sulfato es el  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . En la troposfera este gas tiene un período de vida muy corto, en el orden de los minutos, y es eficientemente eliminado de esta región de la atmósfera por deposición seca y húmeda, y por la conversión gas – partícula, dando lugar a nuevos compuestos de sulfatos. Salvo la inyección de importantes cantidades de sulfatos producto de las erupciones volcánicas intensas, el  $\text{H}_2\text{SO}_4$  estratosférico se forma fundamentalmente como consecuencia de la fotólisis del Sulfuro Carbónico (SOC) [Crutzen, 1976] y por la oxidación in situ del Dióxido de Azufre ( $\text{SO}_2$ ) y del SOC. De forma general el perfil vertical de este compuesto disminuye exponencialmente con la altura a través de la troposfera libre, sin embargo, en presencia de una fuerte convección y de sistemas de tormentas, este comportamiento es quebrantado.

Otros compuestos de menor importancia pero que contribuyen a la formación de la capa de aerosoles estratosféricos en condiciones de calma volcánica son el Disulfuro de Carbono ( $\text{CS}_2$ ), el Sulfuro de Hidrógeno ( $\text{H}_2\text{S}$ ) y en menor cuantía las partículas cósmicas, resultado de la desintegración de meteoritos al ingresar en la atmósfera. El combustible sólido

empleado en los motores de los cohetes que son utilizados para la actividad espacial, es otro de los compuestos que contribuyen con la capa de aerosoles estratosféricos, depositando partículas de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  [Danilin et al., 2001]. Este compuesto tiene un período de vida en la estratosfera de 0.28 años aproximadamente. La radiación cósmica contribuye, pero en una escala mucho menor, prácticamente despreciable, con la presencia de azufre y sulfatos en la estratosfera.

### 1.2.2. Importancia de los aerosoles estratosféricos

El forzamiento radiativo provocado por los aerosoles juega un rol fundamental en el cambio climático global [IPCC, 2001, 2007]. En tal sentido, la comunidad científica internacional ha realizado y lleva a cabo, diversos esfuerzos para comprender los mecanismos, incertidumbres y consecuencias medioambientales del forzamiento radiativo por aerosoles. El interés creciente en el estudio del rol que desempeña este constituyente atmosférico ha sido demostrado en diversos paneles internacionales [NRC, 1996; IPCC, 2001, 2007].

Los aerosoles estratosféricos en general y los de origen volcánico en particular, son de gran importancia en una serie de procesos que afectan la atmósfera desde el punto de vista químico y del balance de radiación de esta, fundamentalmente luego de que grandes volúmenes de estas partículas son inyectadas a la atmósfera.

Durante períodos con grandes cargas de aerosoles volcánicos, se hace evidente la reducción de la concentración de ozono, debido a los procesos químicos heterogéneos que tienen lugar. Las concentraciones de diversos gases trazas se ha visto igualmente afectada por la presencia de los aerosoles estratosféricos, particularmente los  $\text{NO}_x$ . Las concentraciones de estos gases se han visto severamente reducidas luego de erupciones intensas como las de los volcanes El Chichón en 1982 y la del Pinatubo en 1991, afectando fundamentalmente la columna de  $\text{NO}_2$  [Johnston and McKenzie, 1989; Johnston et al., 1992]. Indirectamente, los cambios provocados en las concentraciones de  $\text{NO}_x$  por la presencia de los aerosoles estratosféricos, afectan las concentraciones de gases tales como los cloruros ( $\text{ClO}_x$ ) y los hidroxilos ( $\text{HO}_x$ ), los cuales a su vez reaccionan con el ozono estratosférico [Wennberg et al., 1994; Solomon et al., 1996]. En Cuba se han realizado estudios sobre las

concentraciones de compuestos de NO<sub>x</sub> en los aerosoles y la lluvia en varias localidades, y se han establecido las velocidades de deposición tanto seca como húmeda de estos [*Cuesta et al., 2000, 2001*].

Durante períodos de calma volcánica, cuando las concentraciones de aerosoles se mantienen en niveles de fondo, el efecto radiativo que estos producen es prácticamente despreciable. Sin embargo, luego de que ocurra una erupción volcánica intensa, y grandes volúmenes de aerosoles de sulfato logran ser inyectados en la estratosfera, tiene lugar un importante impacto radiativo, como se pretende demostrar en el presente estudio.

Los aerosoles estratosféricos ejercen también una influencia indirecta sobre la troposfera, cuando, al ser transportados hacia la troposfera alta, afectan los procesos microfísicos que tienen lugar en las nubes de convección profunda [*Minnis et al., 1993*]. La distribución de los aerosoles estratosféricos contribuye también a la comprensión de los procesos de circulación en la estratosfera, tales como los cambios en la circulación meridional asociados con la Oscilación Cuasi Bienal y cambios estacionales en la circulación Brewer – Dobson [*Trepte and Hitchman, 1992; Hitchman et al., 1994*].

### **1.3. Aerosoles estratosféricos de origen volcánico**

La presencia de aerosoles en la atmósfera luego de grandes erupciones volcánicas ha sido reportada por los observadores más agudos desde tiempos remotos. Historias de prolongada oscuridad, a menudo asociadas con condiciones de frío no habituales, así como con períodos de escaseces y penurias, son comunes en los mitos y leyendas de no pocas culturas. En los papiros egipcios se corrobora lo planteado en la Biblia en el Libro del Éxodo de que “hubo una densa oscuridad en toda la tierra de Egipto por tres días”. Relatos parecidos se pueden encontrar por ejemplo en la literatura Griega y Maya [*Rampino, 1988*]. Los estudios de grandes erupciones volcánicas ocurridas en el pasado han encontrado la relación entre las escrituras egipcias y lo planteado en la Biblia respecto a la oscuridad y la lluvia de ceniza en los tiempos del Éxodo. La ocurrencia de la erupción explosiva del Santorini en el mar Egeo, conocida también como Thera, en el segundo milenio antes de Cristo, contribuyó a una grave crisis en la civilización minoica de Creta [*Marinatos, 1939*].

Los efectos de esta erupción no sólo llegaron a afectar Egipto por varios días, sino que fue registrada incluso en China.

Todo hace indicar que fue el misionero Sereno Bishop, destacado en las islas Hawaii, uno de los primeros observadores en describir la presencia de los aerosoles estratosféricos de origen volcánico cuando a finales de Agosto de 1883, nueve días después de la erupción del Krakatoa, describió el anillo rojizo que se formó alrededor del sol. A partir de ese entonces, este fenómeno óptico debido a la difracción de la luz solar por la presencia de pequeñas partículas en la atmósfera, se conoce como “anillos de Bishop” [*Rampino et al., 1988*].

La conexión entre las grandes erupciones volcánicas y las perturbaciones en las propiedades ópticas de la atmósfera fueron establecidas desde finales del siglo XIX por el clásico estudio realizado por la Comisión del Krakatoa [*Russell and Archibald, 1888*]. El primer reporte publicado, donde se sugiere la presencia de una capa persistente de aerosoles, data de 1927 [*Gruner and Kleinert, 1927*] mediante la observación de crepúsculos color púrpura.

No fue hasta finales de los años 50 cuando se realizaron las primeras mediciones cuantitativas de aerosoles estratosféricos, caracterizándose la altura, tamaño, masa y composición de los mismos; empleando para ello, mediciones de impactadores de partículas instalados en globos sondas [*Junge et al., 1961*]. El carácter global de la distribución de los aerosoles estratosféricos se estableció poco después, con el empleo de impactadores a bordo de globos y aviones [*Junge and Manson, 1961; Chagnon and Junge, 1961*].

A inicios de la década de los 70 H. H. Lamb [*1970*], presentó evidencias empíricas de la conexión entre las erupciones volcánicas y el clima. Su principal contribución radicó en la tabulación cronológica de las erupciones volcánicas más importantes en el período posterior a 1500 d.C. y el establecimiento de índices para estimar la cantidad de ceniza volcánica liberada a la atmósfera. Una importante contribución al estudio de las erupciones volcánicas y su relación con el clima fue el establecimiento del Índice de Explosividad Volcánica (VEI, por sus siglas en inglés). Con el empleo de este índice es posible cuantificar la magnitud de las erupciones volcánicas [*Newhall and Self, 1982*]. En la

actualidad está perfectamente claro que lo más importante, en cuanto a efectos climáticos se refiere, luego de una erupción volcánica, es la cantidad de compuestos de azufre que son expulsados por los volcanes a la atmósfera, independientemente de la cantidad de cenizas expelidas por este. Otros factores que deben tenerse en cuenta son la ubicación geográfica de la erupción, la época del año y las condiciones climáticas prevalecientes (ej. la fase del ciclo de la oscilación cuasi bienal). Todos estos factores en su conjunto determinan la extensión y tiempo de vida de la nube de aerosoles estratosféricos resultante.

La mayor perturbación en los niveles de aerosoles estratosféricos proviene de las inyecciones periódicas de sulfatos a esta capa. Millones de toneladas (Megatones, Mt) de  $\text{SO}_2$  y otras partículas son transportados directamente hacia la estratosfera por las erupciones volcánicas intensas de carácter explosivo. En el período inicial que sucede una erupción de este tipo, las partículas más pesadas precipitan por efecto gravitacional, en un lapso de tiempo que oscila entre minutos y semanas. Solamente los compuestos gaseosos logran permanecer mayor tiempo y por tanto, son los responsables de los efectos climáticos. Las partículas de cenizas no producen este tipo de efecto, sino solamente afectaciones de carácter local y regional en las condiciones del tiempo en el lapso de días y semanas siguientes a la erupción. Estas afectaciones llegan a tener carácter catastrófico, según la intensidad de la erupción, en las regiones más próximas al volcán que las origina.

Los compuestos que contienen azufre, aunque no son los más abundantes dentro de los eventos volcánicos, si son los mayores responsables de los efectos de carácter climático. Las principales cantidades de gases sulfurosos introducidos en la capa de aerosoles estratosféricos por las erupciones volcánicas son en forma de  $\text{SO}_2$  [*Pollack et al., 1976; Newhall and Self, 1982; Rampino and Self, 1984*] y en ocasiones se encuentran también contribuciones en composición de  $\text{H}_2\text{S}$  [*Luhr et al., 1984*].

Una vez en la estratósfera el  $\text{SO}_2$  se transforma en  $\text{H}_2\text{SO}_4$  que luego se condensa para formar concentraciones de gran número de pequeñas partículas de  $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{H}_2\text{O}$  a través de un proceso de nucleación binaria homogénea. Este es un proceso que tiene lugar pocas semanas después de la erupción. Las partículas formadas subsecuentemente se coagulan para formar una distribución estable de tamaños de aerosoles de carácter bimodal. El

cambio más significativo en la distribución de fondo luego de una erupción volcánica es un incremento significativo en el número de partículas centradas en el modo de 0.4  $\mu\text{m}$  de radio [*ASAP*, 2006].

Dentro de los últimos 120 años han ocurrido 8 grandes erupciones volcánicas, 4 de ellas entre los años 1880 y 1910 y las otras 4 a partir de 1960. Las últimas tres décadas del pasado siglo son consideradas como un período relativamente activo en cuanto a actividad volcánica [*Sato et al.*, 1993; *Stothers*, 1996]. Durante este último período, la mayor contribución a la capa de aerosoles estratosféricos han sido precisamente las erupciones volcánicas ricas en sulfuro, tres de las cuales han tenido un impacto estratosférico global: Fuego (14° N, Octubre de 1974, 3 – 6 Mt), El Chichón (17° N, Abril de 1992, 12 Mt) y el Pinatubo (15° N, Junio de 1991, 30 Mt) [*McCormick et al.*, 1995]. Estos volcanes han tenido índices de explosividad volcánica (VEI)  $\geq 4$  [*Carn et al.*, 2003] y los volúmenes de  $\text{SO}_2$  emitidos han sido importantes.

Los aerosoles troposféricos generados por la erupción de El Chichón fueron reportados en Cuba a partir de observaciones de satélites [*Mojena y García*, 1984], mientras la nube de aerosoles estratosféricos se propagó hacia el oeste y tardó 21 días en circunvalar la tierra [*Matson y Robock*, 1984].

Los aerosoles provocados por erupciones que tienen lugar en latitudes medias y altas generalmente tienden a ser transportados hacia altas latitudes donde la subsidencia y otros procesos dinámicos los eliminan muy eficientemente de la estratosfera. Como resultado, las erupciones no tropicales van a tener un efecto poco significativo en los niveles de aerosoles estratosféricos de carácter global, fenómeno asociado al sistema de transporte atmosférico. Igualmente, erupciones volcánicas en la región tropical que no alcancen los 20 km de altura, están destinadas a tener un comportamiento similar a las que ocurren en latitudes medias y altas.

### **1.3.1. Erupción del Monte Pinatubo**

La erupción del volcán Monte Pinatubo, localizado en los 15° 08' N y los 120° 21' E, al oeste de la isla Luzón en las Filipinas, fue la erupción más intensa del siglo XX, basado en los volúmenes de partículas lanzadas a la atmósfera (entre 5 y 10  $\text{km}^3$ ) [*Scott et al.*, 1996] y

en la perturbación provocada en los niveles de aerosoles estratosféricos [*McCormick et al., 1995*]. Después de varias semanas de actividad volcánica precursora, la erupción principal ocurrió alrededor de las 13:42 hora local el 15 de Junio de 1991, con una duración aproximada de 9 horas.

La columna de gases que generó esta erupción alcanzó los 35 km de altura [*Lynch and Stevens, 1996*], formando una gran nube en forma de sombrilla. La nube de aerosoles generada se separó en altura en dos porciones, una rica en SO<sub>2</sub> y la otra rica en cenizas, la primera se ubicó a ~25 km de altura y la segunda a ~22 km. Esto permitió que la capa de SO<sub>2</sub> viajara hacia el oeste a una velocidad un tanto mayor que la capa de cenizas [*Guo et al., 2004b*]. Los aerosoles de sulfatos inyectados a la estratosfera produjeron la mayor perturbación de esta capa desde la erupción del Krakatau en 1883 [*McCormick and Veiga, 1992; Sato et al., 1993*].

La nube de aerosoles se dispersó rápidamente alrededor de la Tierra en aproximadamente tres semanas y al año había cubierto prácticamente todo el planeta. Las partículas de sulfato estuvieron presentes en la nube de aerosoles desde los primeros momentos de la erupción, la masa de sulfatos detectada inicialmente fue de 3.3 Mt y luego de 5 días se había incrementado entre 12 y 16 Mt [*Guo et al., 2004b*]. La densa nube de aerosoles causó un dramático descenso en la cantidad de radiación neta que alcanzó la superficie terrestre, provocando un forzamiento climático estimado en dos veces el provocado por El Chichón [*Angel and Korshover, 1993*].

Las grandes masas de cenizas volcánicas y gases mezclados con hidrometeoros, que fueron inyectadas directamente a la estratosfera, produjeron significativos efectos medioambientales, atmosféricos y climáticos a escala global [*McCormick et al., 1995; Self et al., 1996; Robock, 2002*]. Entre los efectos más significativos se incluyen los siguientes:

1. Los efectos sobre los procesos radiativos globales provocaron la coexistencia de efectos de enfriamiento troposférico (retrodispersión de la radiación solar hacia el espacio) y calentamiento estratosférico (absorción de la radiación infrarroja por los aerosoles) [*McCormick et al., 1995*]. Efectos en las temperaturas en superficie

como: enfriamiento durante el verano y calentamiento durante el invierno en el hemisferio norte entre uno y dos años posteriores a la erupción [*Robock, 2002*].

2. La gran carga de aerosoles estratosféricos de sulfato provocaron perturbaciones químicas y dinámicas, afectando las concentraciones de NO<sub>2</sub>, Cl y O<sub>3</sub> e incrementando la opacidad estratosférica [*McCormick et al., 1995*].
3. Destrucción del ozono estratosférico debido a reacciones heterogéneas con los aerosoles de sulfato y a cambios en la circulación luego de la erupción [*Kinne et al., 1992*].
4. Efectos climáticos que perduraron varios años después de la erupción [*Robock, 2002*].

Como resultado de la gran carga de aerosoles estratosféricos, las concentraciones de ozono en latitudes medias alcanzaron niveles bajos record durante 1992 – 1993. Durante los años 1991 – 1992 se observó un asombroso decrecimiento en las concentraciones de ozono y un abrupto incremento en las velocidades de destrucción del mismo sobre la Antártica. La disminución del ozono en el hemisferio sur está asociada en parte, a la presencia de los aerosoles del Pinatubo pero, también, a los aerosoles generados por la erupción del Monte Hudson en Chile durante Agosto de 1991 [*Doiron et al., 1991; Barton et al., 1992*]. Las concentraciones de aerosoles de este último, fue opacada en unos pocos meses por la erupción meses antes del volcán Pinatubo [*Pitts and Thomason, 1993*]. El agujero de ozono del hemisferio sur incrementó su tamaño a valores sin precedentes ( $27 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) en 1992 y la razón de disminución observada fue la más rápida jamás vista hasta ese entonces [*Brasseur, 1992; Hofmann et al., 1992, 1994*]. Esta drástica disminución incrementó considerablemente la cantidad de radiación ultravioleta biológicamente destructiva que alcanzó la superficie de la tierra [*Vogelmann et al., 1992; Smith et al., 1992*].

Los aerosoles generados incrementaron considerablemente el albedo del sistema terrestre y ejercieron un significativo forzamiento climático [*Stenchikov et al., 1998, Brogniez et al., 1999*]. Sin dudas, la erupción del volcán Monte Pinatubo ha sido la erupción de carácter explosivo mejor documentada hasta la fecha, con observaciones exactas y confiables realizadas con el empleo de diversos tipos de instrumentos [*IPCC, 2007*]. Esta erupción

fue también documentada por la Estación Lidar de Camagüey (ELC) en su período de decrecimiento [*Antuña y Sorochinski, 1995*].

Se estima que la erupción del volcán El Chichón, en México, el 4 de Abril de 1982 inyectó 7 Mt de SO<sub>2</sub> a la estratósfera mientras que en el caso del Pinatubo, la cantidad inyectada fue de 20 Mt [*Bluth et al., 1992*]. La masa de aerosoles resultante después de la transformación del SO<sub>2</sub> en H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> se ha estimado en 20 Mt para el caso de El Chichón y en 30 Mt para el Pinatubo. El comportamiento y características de la nube de aerosoles del Pinatubo y las diferencias respecto a la erupción de El Chichón, fundamentalmente respecto a pequeñas escalas de tiempo, fueron abordados por Antuña [*1996*].

#### **1.4. Efectos climáticos provocados por los aerosoles estratosféricos de origen volcánico**

Los efectos producidos por los aerosoles estratosféricos originados por las erupciones volcánicas más intensas son clasificados como directos e indirectos. Los efectos directos son los producidos por la interacción de los aerosoles estratosféricos con la radiación solar y terrestre, así como los resultantes de la presencia de dichos aerosoles en la estratosfera y su interacción con otros componentes de la misma. El primero es el mecanismo fundamental de influencia de los aerosoles estratosféricos sobre el clima y el estado del tiempo [*Ramachandran et al., 2000*].

También son efectos directos, la disminución del ozono estratosférico [*Grant, 1996*] y la posible insemianción de nubes cirros [*Sassen et al., 1992*]. Se ha documentado además la reducción de la precipitación tropical por un período entre 1 y 2 años siguientes a la erupción. Este fenómeno se asocia al bloqueo de la radiación solar y la reducción de la evaporación, los cuales son efectos que se atribuyen a la presencia de grandes concentraciones de aerosoles en la estratósfera [*Robock, 2002*]. Otro efecto, es la reducción del ciclo diurno de radiación durante varios días siguientes a una erupción en las proximidades del volcán [*Robock and Mass, 1982*].

Al resto de los efectos no producidos directamente por estos mecanismo se le clasifica como efectos indirectos, también llamados retroalimentaciones [*Robock, 2000; Antuña, 2003*]. Uno de ellos es el llamado “calentamiento invernal” que se manifiesta como la

ocurrencia de inviernos más cálidos en las regiones continentales del Hemisferio Norte [*Robock and Mao, 1995*].

Entre los efectos provocados por las erupciones volcánicas se encuentra la reducción de la temperatura en superficie como consecuencia del apantallamiento solar. En el caso particular de Cuba, Antuña et al. [1994] reportó anomalías de hasta  $-1^{\circ}$  C en el año 1982 como consecuencia de la presencia de los aerosoles provocados por la erupción de El Chichón. Estudios de la tendencia de las temperaturas sobre Camagüey, luego de las erupciones volcánicas del Agung, El Chichón y el Pinatubo, corroboran la tendencia decreciente de estas tanto en superficie como en la troposfera, hasta tres años posteriores a las respectivas erupciones [*Antuña et al., 1996 a y b*].

Con el objetivo de estimar los efectos que provocan sobre el clima los aerosoles estratosféricos de origen volcánico se emplean modelos numéricos, los cuales permiten evaluar el forzamiento radiativo provocado por tales aerosoles. Estos modelos y códigos radiativos, como el empleado en el presente estudio, permiten generar escenarios sobre el posible efecto climático de futuras erupciones con magnitudes similares o superiores a las ya conocidas.

El efecto radiativo provocado por los aerosoles estratosféricos de origen volcánico, fundamentalmente los originados por el Pinatubo, han sido modelados por varios autores quienes han empleado diversos tipos de modelos. El aumento y decrecimiento de las concentraciones de los aerosoles estratosféricos resultantes de esta erupción han servido para crear las bases de la modelación del forzamiento radiativo por aerosoles debido a erupciones volcánicas explosivas. Stenchikov et al. [1998], empleó una versión mejorada del Modelo de Circulación General (MCG) de la atmósfera ECHAM 4, los valores de forzamiento calculados alcanzan los  $-6 \text{ Wm}^{-2}$  en superficie para el mes de Enero de 1992. Valores similares fueron obtenidos por Andronova et al. [1999]. Ramachandran et al. [2000] empleó el MCG SKYHI perteneciente al Laboratorio Geofísico de Dinámica de los Fluidos (GFDL), cuyo código de transferencia radiativa empleado es muy similar al utilizado en el presente estudio, pero incluye la banda del infrarrojo lejano desde  $4.55 \mu\text{m}$  hasta  $\infty$ , dividido en 8 bandas espectrales.

## 1.5. Fenómenos de reducciones severas de la radiación solar

Existen tres tipos de fenómenos que pueden provocar reducciones severas de la radiación solar y por tanto tener consecuencias climáticas:

- Impacto de un objeto extra-terrestre sobre la superficie terrestre [*Chapman, 2004; McGuire, 2006*]
- Guerra Nuclear [*Sagan, 1985; Robock, 1989; Robock et al., 2006*]
- Erupciones volcánicas [*Sparks, S. y Self, S. et al., 2005; McGuire, 2006*]

Los eventos antes mencionados tienen diferentes orígenes y manifestaciones. Mientras que el impacto de un meteorito y las erupciones volcánicas tienen un carácter totalmente natural, la guerra nuclear es de origen antropogénico. Sin embargo, estos tres eventos tienen un mismo elemento común, el hecho de que una enorme cantidad de aerosoles alcanza la estratósfera y permanece en la misma durante un período de varios años.

En el caso del impacto de un objeto extra – terrestre sobre la superficie terrestre, dependiendo de la composición del objeto, su masa y la velocidad de impacto, pueden ser transportados a la estratosfera: roca pulverizada, sulfatos y óxidos de nitrógeno, los cuales serán liberados de la masa que forma el objeto en sí mismo. Grandes volúmenes de hollín, resultantes de los incendios producidos por la radiación térmica que se genera producto del impacto, son ingresados también a la atmósfera y pueden alcanzar la estratosfera [*Toon et al., 1997*]. Este fenómeno ha ganado notoriedad en los últimos tiempos y se realizan esfuerzos con el objetivo de crear las capacidades para prevenir el impacto de un asteroide, así como, establecer políticas internacionales para la mitigación en caso de un impacto inevitable [*ASE, 2008*].

Durante una guerra nuclear ocurrirían grandes incendios producto de las explosiones nucleares, generando grandes cantidades de hollín y otras sustancias resultantes de la combustión de disímiles materiales, en las ciudades y áreas rurales; dependiendo de si el conflicto desatado tiene carácter global [*Robock, 1989*] o regional [*Robock et al., 2006*]. Como consecuencia de la enorme cantidad de aerosoles generados por las explosiones de los artefactos nucleares se produciría un rápido descenso de las temperaturas, la precipitación y la insolación, dando lugar al llamado “invierno nuclear” [*Robock et al.,*

2006b]. Debido al transporte troposfera – estratosfera a través de la tropopausa tropical, grandes volúmenes de aerosoles pueden alcanzar la estratosfera contribuyendo sustancialmente con la capa de aerosoles estratosféricos y prolongando por tanto el efecto de invierno nuclear.

Mientras que la troposfera está caracterizada por un régimen convectivo en el que se combinan, tanto el transporte zonal–meridional como el vertical, acrecentado este último por la convección; en la estratosfera predomina un régimen radiativo, combinado con un transporte preferentemente zonal. Dependiendo del evento que los produzca los aerosoles tienen composiciones diferentes por lo que, sus propiedades radiativas, su transporte y sus tiempos de deposición son diferentes, dando lugar a variaciones tanto de los períodos de duración como de la intensidad del fenómeno de reducción de la radiación solar [*Robock et al., 2006; McGuire, 2006*]. No obstante, en ausencia de estudios sobre los dos primeros eventos en nuestro país, pueden emplearse los resultados obtenidos sobre la reducción severa de la radiación solar provocada por erupciones volcánicas, como una primera aproximación.

No existen límites exactos entre las reducciones de la radiación solar severa y catastrófica. En general se reconoce que las erupciones calificadas como severas producen reducciones que pueden ser extremas y que las super-erupciones provocan las reducciones catastróficas. Estas super-erupciones son producidas por los llamados “supervolcanes”. Una muestra de la importancia que le ha concedido la comunidad científica de conjunto con las autoridades a cargo de prevenir desastres naturales es el reciente estudio titulado: “Super-erupciones: Efectos globales y peligros futuros” [*Sparks and Self, et al., 2005*]. El mismo fue realizado por un equipo de trabajo de la Sociedad Geológica de Londres y presentado al Ministro de Ciencias de Gran Bretaña. Este reporte aunque compila valiosa información sobre los super-volcanes, su ubicación en el planeta y las frecuencias con que han hecho erupción históricamente, no brinda información cuantitativa sobre la duración e intensidad de la reducción catastrófica de la radiación solar que ellos producen.

En el presente estudio se aborda solamente la perturbación sobre la radiación solar que alcanza la superficie en nuestro país y la región del Gran Caribe, en el caso de que esté

presente una nube de aerosoles estratosféricos producida por una erupción volcánica intensa. No se abordan los efectos sobre la dinámica ni las retroalimentaciones.

En la actualidad se reconoce que las erupciones volcánicas tiene un rol importante en las variaciones climáticas a escala decadal. Un ejemplo lo muestra el análisis del periodo entre 1400 y 1850 en el que las erupciones volcánicas ocurridas explican entre el 18% y el 25% de la varianza decadal de la temperatura media anual del Hemisferio Norte [*Crowley and Kim, 1999*]. En cuanto a la frecuencia de ocurrencia de las erupciones volcánicas que provocan efectos climáticos, un estudio reciente determinó las probabilidades de ocurrencia de tales fenómenos. En un periodo de 10 años la probabilidad de ocurrencia de una erupción que produzca una perturbación radiativa  $\geq -1 \text{ Wm}^{-2}$  es de entre el 35 y el 40 %. Mientras la probabilidad de una erupción que ocasione una perturbación radiativa  $\geq -3 \text{ Wm}^{-2}$  es de entre el 15 y el 25 % [*Hyde and Crowley, 2000*]. Una ilustración de la frecuencia de eventos catastróficos aparece en la [Tabla 1.1](#).

**Tabla 1.1: Sumario de eventos geofísicos globales causantes de catástrofes repentinas. Tabla No.1 de McGuire, [2006]. (Tabla reproducida con permiso del autor). NEA: Near Earth Asteroid (Asteroide cercano a la tierra).**

<b>Tipo de Evento Geofísico Global</b>	<b>Ocurrencias seleccionadas en el pasado (Edades: años antes del presente, excepto donde se indique)</b>	<b>Ubicación/región identificada de futuro peligro (seleccionada)</b>	<b>Frecuencia estimada de eventos (años)</b>
Impacto de un asteroide de 1 km de diámetro	Zhamanshin (Kazakhstan) $0.9 \times 10^6$ ; Eltanin (Impacto marino en el Océano Sur) $2.15 \times 10^6$	NEA d. C. 1950 (probabilidad de impacto 1 en 300; 16 Marzo de 2880)	$6.0 \times 10^5$
Super-erupción volcánica	Yellowstone, EU ( $0.64 \times 10^6$ y $2.1 \times 10^6$ ) Toba, Indonesia ( $7.35 \times 10^4$ )	Anillo del Pacífico y Sudeste Asiático	$\geq 5 \times 10^4$
Colapso de islas oceánicas por volcanes y tsunamis	Mauna Loa, Hawaii ( $1.20 \times 10^5$ )	Archipiélagos de Hawaii, Canarias y Cabo Verde	$\sim 10^4$
Erupción volcánica con perturbación climática	Baitoushan, China 1030 d.C., 1259 d.C. (ubicación desconocida); Laki, Islandia 1783 d.C.; Tambora, Indonesia 1815 d.C.	?	250 – 1000
Terremoto estratégico	Tokío (Japón) 1923 d.C.	Tokío	20 – 500

En el caso de las super-erupciones, se ha estimado que la masa que producen sus erupciones tiene un volumen mayor, al menos, en 150 veces al producido por la erupción del Monte Pinatubo. Un estudio reciente determinó que desde el periodo Ordovícico (~440 millones de años atrás) hasta nuestro días, se han producido un total de 47 erupciones de este tipo. La frecuencia de ocurrencia de las mismas ha sido de 1.4 eventos cada 1 millón de años durante los últimos 36 millones de años [*Mason et al., 2004*]. Se estima que la masa de aerosoles transportada a la estratosfera por una erupción volcánica intensa (en Mt) es de 2 a 3 veces la masa de magma producida por la erupción en  $\text{km}^3$  [*Stothers et al., 1986*].

Las erupciones volcánicas severas más conocidas y mejor estudiadas han tenido lugar en los últimos 250 años. Entre ellas se destacan las que aparecen en la [Tabla 2.1](#).

**Tabla 2.1: Erupciones volcánicas severas en los últimos 250 años. Masa  $\text{SO}_2$  significa masa de sulfato que alcanza la estratosfera.**

Volcán	Año	Masa $\text{SO}_2$	Referencias
Tambora (Indonesia)	1815	60 Mt	<i>Self et al., 2004</i>
Laki (Islandia)	1873	40 Mt*	<i>Grattan and Pyatt, 1999</i>
Krakatoa (Indonesia)	1883	29 Mt	<i>Sigurdsson et al., 1990</i>
El Chichón (México)	1982	7 Mt	<i>Bluth et al., 1992</i>
Pinatubo (Filipinas)	1991	15 Mt	<i>Guo et al., 2004a</i>

\* En los tres primeros pulsos de la erupción, este volcán emitió 40 Mt de  $\text{SO}_2$  a la atmósfera, llegando a alcanzar las 122 Mt de este compuesto en los 5 primeros meses.

## 1.6. Mediciones de aerosoles estratosféricos

Para cuantificar la carga de aerosoles estratosféricos y poder describir el rol que juegan las erupciones volcánicas, es necesario realizar mediciones de los mismos durante largos períodos de tiempo; fundamentalmente de las condiciones de fondo, con el objetivo de poder establecer la línea base de los aerosoles estratosféricos. Las propiedades de los aerosoles estratosféricos son medidas con diferentes tipos de instrumentos, donde cada uno de ellos mide elementos particulares de sus propiedades. Ninguno de los instrumentos actualmente empleados para estas mediciones ofrece una caracterización completa de la composición y distribución de tamaños de partículas de los aerosoles.

Los instrumentos empleados para las mediciones de aerosoles estratosféricos pueden ser agrupados en dos grandes tipos: in situ y remotos. Los primeros son por lo general contadores de partículas ópticos que han sido instalados en globos sondas y aviones; los segundos, se dividen en dos grandes grupos: pasivos y activos. Los pasivos son aquellos que no poseen una fuente de radiación propia y emplean por tanto, la generada o emitida por otra fuente, ejemplo el sol, en este grupo se encuentran la mayoría de los instrumentos que son instalados a bordo de satélites (ej. radiómetros, fotómetros, etc.). Los activos son por su parte instrumentos que tienen su propia fuente de emisión (ej. electromagnética o láser), como es el caso de los radares o los lidares, respectivamente. Las primeras mediciones de aerosoles estratosféricos fueron realizadas precisamente empleando instrumentos in situ a finales de la década de los 50. Estos instrumentos han sido mejorados en la actualidad permitiendo medir un espectro mayor de tamaños de partículas.

#### **1.6.1. Instrumentos satelitales**

Existe una gran variedad de instrumentos a bordo de satélites con los cuales se han realizado y realizan mediciones de aerosoles estratosféricos. Las primeras experiencias en este campo datan de 1975 en la misión Soyuz – Apollo. Durante dicha misión y en el marco del proyecto “Mediciones de Aerosoles Estratosféricos” (SAM, por sus siglas en inglés), fueron realizadas estas mediciones apuntando directamente hacia el sol con un fotómetro solar de una sola longitud de onda (830 nm). Estas mediciones fueron realizadas durante dos eventos de salida y puesta de las naves espaciales [*Pepin et al., 1977*].

Las mediciones regulares de extinción por aerosoles, realizadas desde un satélite, comenzaron en 1978 en el marco del proyecto “Mediciones de Aerosoles Estratosféricos II” (SAM II, por sus siglas en inglés), el cual practicaba 15 mediciones de salidas y puestas de sol en un día [*McCormick et al., 1979, 1981; Russell et al., 1981*]. Las mediciones realizadas durante este proyecto comenzaron el 29 de Octubre de 1978 y se extendieron hasta el 18 de Diciembre de 1993, produciendo una base de datos sobre aerosoles a una longitud de onda de 1.0  $\mu\text{m}$ , para latitudes medias y altas.

El “Experimento de Gases y Aerosoles Estratosféricos I” (SAGE I, por sus siglas en inglés), fue realizado al igual que los casos anteriores con un fotómetro solar, pero con

cuatro longitudes de onda (1000, 600, 450, y 385 nm), produciendo gran cantidad de información sobre aerosoles, ozono (O<sub>3</sub>) y dióxido de nitrógeno (NO<sub>2</sub>). Este experimento abarcó desde Febrero de 1979 hasta Noviembre de 1981. La versión dos de este instrumento (SAGE II), fue sin dudas, una de las más exitosas en la medición de aerosoles estratosféricos. A bordo del Satélite de Balance de Radiación de la Tierra (ERBS, Earth Radiation Budget Satellite), el espectrómetro instalado posee un total de siete longitudes de onda (386, 448, 452, 525, 600, 935 y 1020 nm), y suministró información sobre O<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub>, vapor de agua y extinción por aerosoles, desde la troposfera media hasta la mesosfera baja [*McCormick et al., 1979; Mauldin et al., 1985; Thomason and Burton, 2005*], abarcando desde Octubre de 1984 hasta Agosto de 2005. Ambos instrumentos miden la intensidad de la radiación solar y emplean la técnica de ocultación solar para medir la transmisión de la radiación a lo largo de la línea de visión entre el satélite y el sol a su paso por la atmósfera.

Existen otros instrumentos a bordo de satélites con los cuales se realizan mediciones de aerosoles estratosféricos, entre estos se encuentra el Radiómetro Avanzado de Muy Alta Resolución (AVHRR, por sus siglas en inglés) y el Espectrómetro de Mapeo Total de Ozono (TOMS, por sus siglas en inglés). Varios instrumentos a bordo de satélites han sido empleados y se continúan empleando en la actualidad para mediciones de aerosoles, como el caso del Experimento de Ocultación Alógeno (HALOE, por sus siglas en inglés) a bordo del Satélite de Investigaciones de la Atmósfera Superior (UARS, por sus siglas en inglés).

Se han llevado también lidares al espacio para realizar mediciones de aerosoles desde el mismo, tal es el caso del Experimento de Tecnología de Lidares en el Espacio (LITE, por sus siglas en inglés) [*Couch et al., 1991; Reagan and Zielinskie, 1991*]. En la actualidad se lleva a cabo el experimento Observaciones de Satélite con Explorador Infrarrojo y Lidar de Nubes y Aerosoles (CALIPSO, por sus siglas en inglés). Este satélite lleva a bordo instrumentos tanto activos (lidar) como pasivos (visores infrarrojo y visible), para el estudio de la estructura y propiedades de las nubes y los aerosoles sobre todo el planeta [*Winker et al., 2004; Winker et al., 2006; Ansmann, 2006*].

La presencia de aerosoles troposféricos sobre Cuba, como los originados por la erupción de El Chichón, ha sido reportada empleando información de satélites [*Mojena y García,*

1984]. A pesar de que las mediciones de aerosoles realizadas desde satélites ofrecen una gran ventaja desde el punto de vista espacio-temporal, en la gran mayoría de los casos, adolecen de poca resolución vertical. Además, en no pocos instrumentos a bordo de satélites (ej. SAGE II), debido a la saturación del instrumento ante la presencia de grandes volúmenes de aerosoles, no se obtienen perfiles completos de mediciones, en la región de mayor espesor óptico.

### **1.6.2. La técnica lidar**

Los primeros estudios de aerosoles estratosféricos y densidad molecular, empleando técnicas de medición remota activa fueron realizados en 1952, empleando para ello reflectores [Elterman, 1954]. Sin embargo, con la invención del láser de rubí [Maiman, 1960], se inició una nueva era en los estudios de los aerosoles estratosféricos y otras especies atmosféricas. La alta energía por pulso, la poca divergencia del haz, la monocromaticidad y la corta duración de los pulsos emitidos por esta nueva fuente, hicieron posible la construcción de los sistemas lidares. Las primeras mediciones realizadas con este instrumento corroboraron la presencia de la capa de aerosoles estratosféricos ubicada a ~20 km de altura [Fiocco y Grams, 1964], medida anteriormente con el empleo de instrumentos in situ.

El principio de funcionamiento de un lidar consiste en la emisión de un haz de luz con determinada energía hacia la atmósfera. Durante su viaje a través de esta, al incidir sobre las partículas suspendidas, la señal retrodispersada perpendicularmente es colectada en un espejo receptor y enfocada en un dispositivo optoelectrónico cuya función es convertir las débiles señales luminosas recibidas, en señales eléctricas que puedan ser interpretadas por circuitos electrónicos. El lidar ha demostrado ser una técnica muy eficaz en el estudio de la atmósfera y su uso se ha expandido a una velocidad vertiginosa a numerosos campos de interés para la comunidad científica internacional. La técnica lidar ha contado con varias fases en su historia, la fase de innovación fue particularmente pronunciada entre 1960 y 1970. La fase de desarrollo comenzó en los años 70 y continúa en la actualidad. Por último, la fase de aplicaciones se inició igualmente en los 70 pero más acelerada en los 80 y continúa expandiéndose en la actualidad [Grant et. al., 1997].

Los lidares para la medición de aerosoles o lidares de dispersión de Mie han demostrado ser una excelente técnica para el estudio de los aerosoles estratosféricos de origen volcánico, así como para el estudio de la capa fronteriza planetaria y más recientemente para el estudio de la troposfera alta. Para el estudio de nubes se emplea básicamente la técnica de polarización, mediante la cual un pulso linealmente polarizado es transmitido y la energía retrodispersada es dividida en dos planos de polarización: paralelo y ortogonal. El estudio de las nubes y en específico, las nubes cirros, es de gran utilidad para comprender el efecto radiativo que producen estas nubes [*Sasen, 2002; Sunilkumar y Parameswaran, 2005, Barja y Antuña, 2008*].

Para la medición de diversos constituyentes moleculares, la técnica Raman ha demostrado grandes ventajas, elementos tales como: nitrógeno, oxígeno y vapor de agua entre otros, pueden ser medidos con el empleo de estos lidares [*Donald, 1967; Humio y Kobayasi, 1969; Whiteman et al., 1992*]. Diferentes especies metales de la atmósfera superior (Na, K, Fe, Ca, etc), pueden ser detectadas con el empleo de la resonancia fluorescente [*Gibson et al., 1972; Clemesha et al., 1978*]. Este lidar ha demostrado ser igualmente útil para la medición de viento y temperatura en la región de la mesopausa (entre 80 y 110 Km de altura) [*Zahn y Hoffner, 1996; Chen et al., 1996*]. Los láseres alexandrite de estado sólido sintonizables se han comenzado a explorar como fuentes para mediciones de átomos metálicos e iones en la región de la mesopausa.

El ozono estratosférico se ha convertido en una de las especies atmosféricas de más impacto en las investigaciones actuales. La técnica DIAL ha demostrado sus ventajas sobre la Raman para la medición de O<sub>3</sub>, SO<sub>2</sub> y NO<sub>2</sub>, no obstante las especies más comúnmente medidas con los DIAL son el ozono y el vapor de agua [*Schotland, 1966; McGee et al., 1993*]. La principal aplicación de los lidares Rayleigh es la medición de parámetros de estado de la atmósfera, o sea, medición de densidad, presión y temperatura, entre 35 y 70 Km, donde la interferencia por aerosoles es despreciable [*Hauchecorne y Chanin, 1980*]. Finalmente los lidares Doppler son empleados para la medición de velocidad del viento y dinámica de la atmósfera [*Huffaker et al., 1970*].

Las mediciones regulares de la ELC se extendieron desde enero de 1992 hasta mediados de 1997 cuando finalmente estas se detuvieron debido al colapso del instrumento. Las mediciones realizadas durante todo el período han sido ampliamente documentadas en publicaciones científicas, tanto nacionales como internacionales así como en reportes de investigación [*Antuña y Sorochinski, 1995; Antuña, 1996 a y b; Antuña et al., 1996; Stenchikov et al., 1998; Estevan y Antuña, 2006; Antuña et al., 2008*].

## **Capítulo 2: Materiales y Métodos**

## Capítulo 2. Materiales y Métodos.

Los datos de aerosoles estratosféricos empleados en el presente estudio son obtenidos a partir de mediciones realizadas con el lidar de Camagüey (21.4° N, 77.9° O) [*Antuña, 1996*], y Mauna Loa (19.5° N, 155.6° O) [*Barnes and Hofmann, 1997*]. Ambas series de observaciones han sido validadas con el instrumento satelital SAGE II (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II), quedando demostrada la consistencia de las mismas [*Antuña et al, 2001, 2003; Estevan y Antuña, 2006*].

### 2.1. Estación Lidar Camagüey (ELC)

El término LIDAR proviene del acrónimo: **L**ight **D**etection **A**nd **R**anging (detección y posicionamiento por luz). El principio de funcionamiento de este instrumento es similar a la de un radar, por lo que es común que a los lidares se les denomine también “radares láser”.

El funcionamiento del lidar consiste en la emisión un haz de luz con determinada energía hacia la atmósfera, originado por una fuente con características muy particulares (láser), y en su viaje a través de esta, al incidir sobre las partículas suspendidas en el aire, la señal retrodispersada perpendicularmente es colectada en un espejo receptor. Esta señal luminosa es enfocada luego en un dispositivo transductor cuya función es convertir las débiles señales luminosas recibidas, en señales eléctricas que puedan ser interpretadas por circuitos electrónicos [*Grant et al., 1997*].

Desde finales de la década de los setenta y hasta principios de la década de los noventa el Centro Meteorológico de Camagüey era el sitio experimental para los estudios de meteorología tropical, conducidos por el Laboratorio Conjunto Cubano-Soviético para la Investigación de la Meteorología Tropical, una organización intergubernamental entre Cuba y la antigua Unión Soviética. En Octubre de 1988, fue instalada en este lugar una estación lidar para el monitoreo de aerosoles estratosféricos. El equipamiento fue diseñado y construido en el Instituto de Meteorología Experimental, ubicado en la ciudad de Obninsk, Kaluga, Rusia.

El lidar está compuesto por diferentes elementos ópticos (láser, espejos, filtros interferenciales, etc.) y electrónicos (fuente de alimentación, amplificadores, contadores de

fotones, etc.). Entre los componentes ópticos se encuentra también un telescopio cuya función es aumentar el diámetro del laser de 0.5 a 10 cm y un espejo receptor parabólico del tipo Cassegrain con un diámetro de 30 cm. Para la medición de la señal retrodispersada se emplea un fotomultiplicador cuya señal pasa a través de un amplificador – discriminador para luego ser transmitida al sistema de adquisición [*Antuña y Sorochinski, 1995*].

El láser empleado en el lidar de Camagüey es del tipo Nd:YAG, cuyo armónico principal es 1024 nm. Para las mediciones de aerosoles estratosféricos es operado en su segundo armónico a 532 nm, por lo que se emplea un elemento óptico – electrónico para conseguir doblar la frecuencia del haz emitido y obtener así la longitud de onda deseada. Se emplea un obturador mecánico de alta velocidad para evitar la saturación de la señal, debido a la alta retrodispersión a bajas alturas. Con la utilización de un filtro interferencial de banda estrecha se selecciona la longitud de onda de interés (532 nm) de la señal recibida y se minimiza la señal de espuria proveniente de la atmósfera. Las principales características técnicas del lidar instalado en Camagüey se muestran en la [Tabla 2.1](#).

**Tabla 2.1: Principales características técnicas de lidar de la ELC.**

<b>Parámetros</b>	<b>Magnitud</b>
Laser, longitud de onda	Nd:YAG doble frecuencia, 532 nm
Energía/pulso del láser	300 mJ
Frecuencia	50 Hz
Diámetro del receptor	30 cm
Campo visual del receptor	8 - 10 mrad
Ancho de banda del receptor	2 nm
Detector	PMT FEU - 136
Procesamiento de la señal	Conteo de fotones

### **2.1.1. Procesamiento de la señal retrodispersada**

La dispersión es el proceso mediante el cual se realiza la medición de aerosoles con lidar. Estas mediciones son usualmente realizadas por dispersión elástica, en la cual, la longitud de onda ( $\lambda$ ) de la señal recibida, es analizada a la misma longitud de onda que la transmitida por el láser ( $\lambda_L$ ). La dispersión elástica puede ser analizada desde dos vertientes, dispersión de Rayleigh, en la cual se tienen en cuenta las partículas cuyas dimensiones son muy superiores a la longitud de onda del láser y la dispersión de Mie, la cual considera las

partículas cuyo tamaño es menor o igual a la longitud de onda del láser, este último principio es el empleado en la ELC.

En la dinámica del proceso de dispersión como función de la razón  $2\pi r/\lambda_L$  el tamaño de la partícula es de vital importancia. Con un incremento de esta razón, la probabilidad de que la dispersión sea la misma en ambos sentidos, hacia delante y hacia atrás se pierde, por lo que es más probable entonces que la dispersión ocurra solamente hacia delante.

La retrodispersión es la señal dispersada en la misma dirección pero con sentido contrario al rayo incidente. Podemos definir entonces como Coeficiente de Retrodispersión  $\beta(\lambda, z)$ , a la fracción de radiación incidente retrodispersada por unidad de ángulo sólido y unidad de longitud ( $\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$ ).

El número de cargas portadoras generadas por el detector, para la señal retrodispersada en un rango de altura  $\Delta z$ , para un simple pulso láser, puede ser expresada según *Russell, et. al.*, [1979] a través de la [Ecuación 2.1](#).

$$N_s(\lambda, z) = \frac{\Delta z \cdot E(\lambda) \cdot A_r \cdot T_o(\lambda) \cdot T_d(\lambda)}{(z - z_L)^2} \cdot \left(\frac{\lambda}{hc}\right) \cdot \beta(\lambda, z) \cdot \exp\left[-2 \int_{z_L}^z \sigma_e(\lambda, z') dz'\right] \quad (2.1)$$

La expresión anterior contempla factores tanto instrumentales como atmosféricos. Asumidos los primeros y obtenidos los segundos a partir de radiosondeos y/o modelos, la [Ecuación 2.1](#) puede ser expresada en términos de razón de retrodispersión ([Ecuación 2.2](#)), teniendo en cuenta que la señal recibida en el detector  $N_s(\lambda, z)$  es retrodispersada tanto por moléculas (gas) como por aerosoles (partículas). En el [Anexo I](#) se muestra en detalle el algoritmo de cálculo empleado en el software BackScatter Process Application (BSPA) [*BSPA, 2004*], para el procesamiento de la señal retrodispersada según *Russell, et. al.*, [1979].

$$R(\lambda, z) = \frac{(z - z_L)^2 \cdot N_s(\lambda, z)}{K(\lambda) \cdot Q^2(\lambda, z_L, z) \cdot \beta_M(\lambda, z)} \quad (2.2)$$

Debido a que la constante del lidar  $K(\lambda)$  depende de un gran número de factores los cuales no pueden ser cuantificados con exactitud, este valor es obtenido por la normalización de  $R(\lambda, z)$  a una altura donde se conozcan con bastante exactitud los valores de  $N_s$ ,  $Q$  y  $\beta_M$ ,

normalmente por encima de la capa de aerosoles estratosféricos. Una vez normalizados los valores de la razón de retrodispersión por aerosoles, se obtienen a partir de la [Ecuación 2.3](#) los valores del coeficiente de retrodispersión por aerosoles.

$$\beta_A(\lambda, z) = [R(\lambda, z) - 1] \cdot \beta_M(\lambda, z) \quad (2.3)$$

## **2.2. Bases de Datos empleadas**

Para el presente estudio se creó la versión 2.0 de la base de datos de la ELC, procedimiento descrito seguidamente, así como, la versión 6.20 de la base de datos del SAGE II, con el objetivo de validar las mediciones realizadas en la ELC. Para el estudio de los fenómenos de afectación severa de la radiación solar por aerosoles se emplearon valores de extinción de la Estación Lidar de Mauna Loa en el período comprendido entre Junio y Diciembre de 1991.

### **2.2.1. Base de datos de la ELC**

La base de datos de la ELC abarca de forma general dos grandes intervalos. El primero se corresponde con la puesta a punto de la estación e incluye mediciones de finales del año 1988, principios de 1989 y finales de 1990. El segundo intervalo, comprende desde inicios 1992 hasta mediados de 1997, con algunas interrupciones por averías en el lidar. Esta última etapa fue un período de mediciones estables, realizadas al menos, una vez por semana cuando las condiciones del tiempo así lo permitían.

En total, la base de datos de la ELC cuenta con 186 días de mediciones, de ellos 114 días corresponden a mediciones de fondo (condiciones de calma volcánica o ausencia de aerosoles estratosféricos por esta causa). Las mediciones de fondo se dividen en 24 días que corresponden al período pre-Pinatubo (1988 – 1990) y 90 que corresponden al período post-Pinatubo (1994 – 1997).

Las mediciones correspondientes al período del Pinatubo se iniciaron en Enero de 1992, coincidiendo con la etapa de decrecimiento de la nube de aerosoles provocada por la erupción de este volcán. Estas condiciones de perturbación permanecieron en nuestra región hasta finales de 1993, alcanzando niveles de fondo en 1994. El período del Pinatubo

abarca entonces los años 1992 - 1993 y cuenta con un total de 72 días de mediciones de retrodispersión por aerosoles, de las cuales sólo 5 días no reúnen la calidad suficiente para ser empleadas en la investigación. Este período será el utilizado para el estudio del efecto provocado por los aerosoles estratosféricos sobre la radiación solar en el área de interés.

Las mediciones de aerosoles estratosféricos son realizadas durante la noche en condiciones de cielo totalmente despejado. Normalmente se realizan dos mediciones, con un intervalo de tiempo entre una y otra, que oscila desde los 20 minutos hasta una hora y 30 minutos aproximadamente, ambas mediciones son posteriormente integradas, y el resultado es la medición correspondiente al día.

La presencia de fenómenos tanto naturales (nubes, niebla, bruma, etc.), como antrópicos (humo de diversas fuentes), pueden impedir la realización de las mediciones de aerosoles estratosféricos. Debido fundamentalmente a la presencia de nubes cirros se dejaron de realizar mediciones de aerosoles en los meses de Agosto y Septiembre de 1992, y Septiembre de 1993. En el año 1992 hubo un total de 31 días de mediciones mientras que en 1993 se realizaron 36. Un resumen de la cantidad de mediciones realizadas por meses para cada año del período, se muestra en la [Tabla 2.2](#).

**Tabla 2.2: Mediciones realizadas en la ELC durante el período de 1992 a 1993.**

<b>Meses</b>	<b>1992</b>	<b>1993</b>
Enero	3	4
Febrero	3	4
Marzo	5	5
Abril	3	4
Mayo	3	3
Junio	4	2
Julio	2	5
Agosto	-	2
Septiembre	-	-
Octubre	2	2
Noviembre	3	3
Diciembre	3	2
<b>Total</b>	<b>31</b>	<b>36</b>

La versión 1.0 de la base de datos de mediciones de la ELC, consiste en perfiles de fotoconteo con una resolución vertical de 300 m para el caso de los aerosoles estratosféricos, aunque en el período pre-Pinatubo esta resolución era de 600 m. Con el objetivo de validar estas mediciones, utilizando mediciones de SAGE II, se creó la versión 2.0 de esta base de datos, consistente en ficheros con perfiles de número de fotones a una resolución de 100 m. Para obtener estos perfiles se interpolaron linealmente las mediciones originales, con resoluciones de 300 ó 600 m, y se obtuvieron perfiles con 100 m de resolución.

Para garantizar que los valores de fotoconteo obtenidos mediante la interpolación son los correctos, se integraron nuevamente a la resolución original y el resultado fue comparado con el perfil original verificando que no hubiese diferencias entre ambas magnitudes. También se comprobó que no existiesen diferencias entre la cantidad total de fotones del perfil interpolado, respecto al original. Una vez modificada la resolución vertical, estos perfiles son procesados empleando el software BSPA [*BSPA, 2004*].

Con el objetivo de validar la nueva base de datos generada y comprobar la consistencia de la misma, esta fue comparada con perfiles coincidentes del SAGE II. Los perfiles obtenidos en esta versión de la base de datos de la ELC se integraron a resoluciones de 500 m con este objetivo. Al igual que en el procedimiento de interpolación, se garantizó que no existieran diferencias respecto a los perfiles originales contenidos en la versión 1.0.

### **2.2.2. Base de datos del SAGE II**

Los datos de satélite empleados consistieron en los valores de extinción medidos por el instrumento SAGE II a las longitudes de onda de 525 y 1020 nm. Estas mediciones poseen una resolución de 500 m desde superficie hasta los 40 km de altura y pertenecen a la versión 6.20 de la base de datos del SAGE II, obtenidos desde el sitio web de este instrumento [*SAGE II, 2003*].

El proceso de selección abarcó varias etapas, en la primera de ellas fueron extraídos desde los datos originales, que comprende seis longitudes de ondas con sus respectivos valores de errores y con una cobertura global, los perfiles de extinción correspondientes a las longitudes de onda 525 y 1020 nm, así como los perfiles de errores correspondientes a cada

una de ellas, durante todo el periodo de observación. Originalmente los datos de este instrumento se encuentran almacenados en ficheros mensuales, y en este primer paso fueron creados ficheros anuales conteniendo la información antes mencionada. Se generó así una base de datos que contiene las mediciones de todo el planeta para cada año.

La segunda etapa consistió en la extracción de los perfiles correspondientes a las Américas, considerando esta como la región comprendida desde los 80° N hasta los 80° S de latitud y desde los 20° O hasta los 180° O de longitud. Se crearon ficheros anuales conteniendo los perfiles de extinción y errores en las longitudes de onda antes mencionadas.

La tercera etapa del procesamiento corresponde con la selección de los perfiles coincidentes de SAGE II y las mediciones realizadas en la ELC. Para ello se estableció como criterio espacial  $\pm 6^\circ$  de latitud y  $\pm 26^\circ$  de longitud y como criterio temporal  $\pm 48$  horas. Estos criterios están condicionados, fundamentalmente, por la geometría de la órbita del satélite. Debido a la inclinación de la órbita ( $57^\circ$ ), la separación menor entre un punto de medición y otro en la trayectoria de una misma órbita es aproximadamente  $24^\circ$  en longitud. Aproximadamente 24 horas tarda el satélite en pasar nuevamente por un mismo punto de medición el cual estará distante del anterior aproximadamente en  $5^\circ$  de latitud [McCormick *et al.*, 1979; Mauldin *et al.*, 1985]. Por tanto, con el criterio establecido se garantiza que la ELC se encuentre en una rejilla conformada, como mínimo, por 4 puntos de medición.

Partiendo del criterio antes expuesto, fueron extraídos los perfiles del SAGE II coincidentes con mediciones de la ELC. El total de perfiles del SAGE II coincidentes asciende a 141 para todo el período, correspondiendo a 40 días de mediciones de la ELC. La distribución por años de la cantidad de días de mediciones lidar y de los correspondientes perfiles coincidentes del SAGE II, aparecen en la [Tabla 2.3](#), dividida en tres períodos: pre-Pinatubo (anterior a 1991), Pinatubo (1992 – 1993) y post-Pinatubo (1994 - 1997).

**Tabla 2.3: Distribución de perfiles coincidentes por años y períodos.**

Período	Años	No. de Perfiles	
		SAGE	Lidar
Pre-Pinatubo	1988	5	3
	1989	7	1
Pinatubo	1992	21	7
	1993	27	8
Post-Pinatubo	1994	28	7
	1995	14	4
	1996	27	7
	1997	12	3

### 2.2.3. Conversión de los perfiles de retrodispersión a extinción

Con el objetivo de obtener valores de Espesor Óptico por Aerosoles (EOA), los cuales serán luego introducidos en el código de transferencia radiativa, es necesario convertir los perfiles de retrodispersión por aerosoles ( $\beta$ ) en perfiles de extinción ( $\alpha$ ), procedimiento descrito en detalles por *Estevan y Antuña [2006]*.

Este proceso se realiza empleando los coeficientes de conversión de retrodispersión a extinción y los exponentes de la longitud de onda obtenidos por Jäger and Deshler [2002, 2003] para latitudes medias, a partir de mediciones de distribución de tamaños de partículas realizadas con globos sonda, para el período que abarca desde 1980 hasta 1999. Estos factores de conversión fueron calculados para 532 nm con una resolución vertical de 1 km, aplicando índices de refracción de 1.44, 1.445, 1.45 y 1.45 y valores de gravedad específicas de 1.65, 1.70, 1.75 y 1.80, desde la tropopausa (TP) hasta los 30 km de altura en los rangos TP – 15, 15 – 20, 20 – 25 y 25 – 30 km respectivamente. Para la conversión de retrodispersión a extinción a la longitud de onda de 532 nm se empleó la [Ecuación 2.4](#). En el [Anexo II](#) se encuentran tabulados los valores de los factores de conversión ( $A$ ) extraídos de los gráficos originales.

$$\alpha_{\lambda 532} = \beta_{\lambda 532} \cdot A \quad (2.4)$$

Donde:

$\alpha_{\lambda 532}$  = extinción a la longitud de onda de 532 nm

$\beta_{\lambda 532}$  = retrodispersión a la longitud de onda de 532 nm

$A$  = factor de conversión de retrodispersión a 532 nm

Los exponentes de la longitud de onda de la extinción fueron calculados con un índice de refracción de 1.45. Estos exponentes permiten la conversión de coeficientes de extinción obtenidos a una longitud de onda determinada ( $\lambda_1$ ), en un rango que abarque desde 355 hasta 1064 nm, a cualquier longitud de onda ( $\lambda_2$ ) dentro del mismo rango. No obstante, los exponentes de la longitud de onda fueron enmarcados entre los rangos de 532 – 694 y 694 – 1064 nm. Tanto los factores de conversión como los exponentes de la longitud de onda fueron promediados en las alturas antes mencionadas, para períodos de cuatro meses dentro de cada año: Noviembre – Febrero, Marzo – Junio y Julio – Octubre [*Jäger and Deshler, 2002, 2003*]. Los exponentes de la longitud de onda, fueron extraídos al igual que los valores del factor de conversión, de los gráficos originales y aparecen en el [Anexo III](#).

Luego de obtenidos los valores de extinción a la longitud de onda de 532 nm es necesario calcular los valores de extinción a la otra longitud de onda del SAGE II (1020 nm) empleando para ello la [Ecuación 2.5](#). Como paso intermedio es necesario convertir la extinción de 532 nm, calculada anteriormente, a extinción a la longitud de onda de 694 nm, para entonces obtener finalmente la extinción a la longitud de onda de 1020 nm.

$$\frac{\alpha_{\lambda_2}}{\alpha_{\lambda_1}} = \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right)^k \quad (2.5)$$

Donde:

$\alpha_{\lambda_1}$  = extinción a la longitud de onda de  $\lambda_1$

$\alpha_{\lambda_2}$  = extinción a la longitud de onda de  $\lambda_2$

$\lambda_1$  = longitud de onda 1

$\lambda_2$  = longitud de onda 2

$k$  = Exponente de la longitud de onda de la retrodispersión de la partícula

## **2.3. Validación de los datos de la ELC mediante el empleo del satélite SAGE**

### **II.**

Aunque el lidar permite obtener información muy detallada, acerca de la estructura vertical de la capa de aerosoles, sus resultados tienen un carácter puntual. De ahí la utilidad de desarrollar métodos de comparación con otros tipos de instrumentos, principalmente a bordo de satélites, que ofrezcan una cobertura global y permitan en determinados casos, extrapolar las mediciones realizadas con lidar a otras regiones con características semejantes.

Los métodos de sondeo remoto de la atmósfera de ambos instrumentos son diferentes. Mientras que el lidar es considerado de tipo activo, al emitir un pulso láser y luego registrar su interacción con los diversos constituyentes atmosféricos, los satélites en su gran mayoría y específicamente el SAGE II, son considerados pasivos, al emplear una fuente de emisión externa, en este caso particular el sol y registrar los valores de extinción de la radiación solar a su paso por la atmósfera.

#### **2.3.1. Comparación con SAGE II**

La comparación entre los perfiles de la versión 2.0 de la base de datos de la ELC y la versión 6.20 del SAGE II, ha permitido validar y comprobar la consistencia de las mediciones realizadas con lidar en la ELC. Además, se ha corroborado el comportamiento zonal de los aerosoles estratosféricos, tanto en condiciones de fondo como de perturbación volcánica, así como la complementariedad entre ambos instrumentos. En la [Figura 2.1](#) se muestra, a modo de ejemplo, la comparación entre perfiles coincidentes individuales de ambos instrumentos, los cuales son representativos de períodos de calma volcánica (pre y post Pinatubo; [Figura 2.1](#) a, b y e, f, respectivamente), y condiciones perturbadas por actividad volcánica (Pinatubo, [Figura 2.1](#) c y d).

Los perfiles de la ELC corresponden a los días: 28 – 11 – 1988 (21:58:15 horas, [Figura 2.1](#) a y b), 13 – 07 – 1992 (23:52:34 horas, [Figura 2.1](#) c y d) y al 04 – 07 – 1994 (12:15:33 horas, [Figura 2.1](#) e y f).

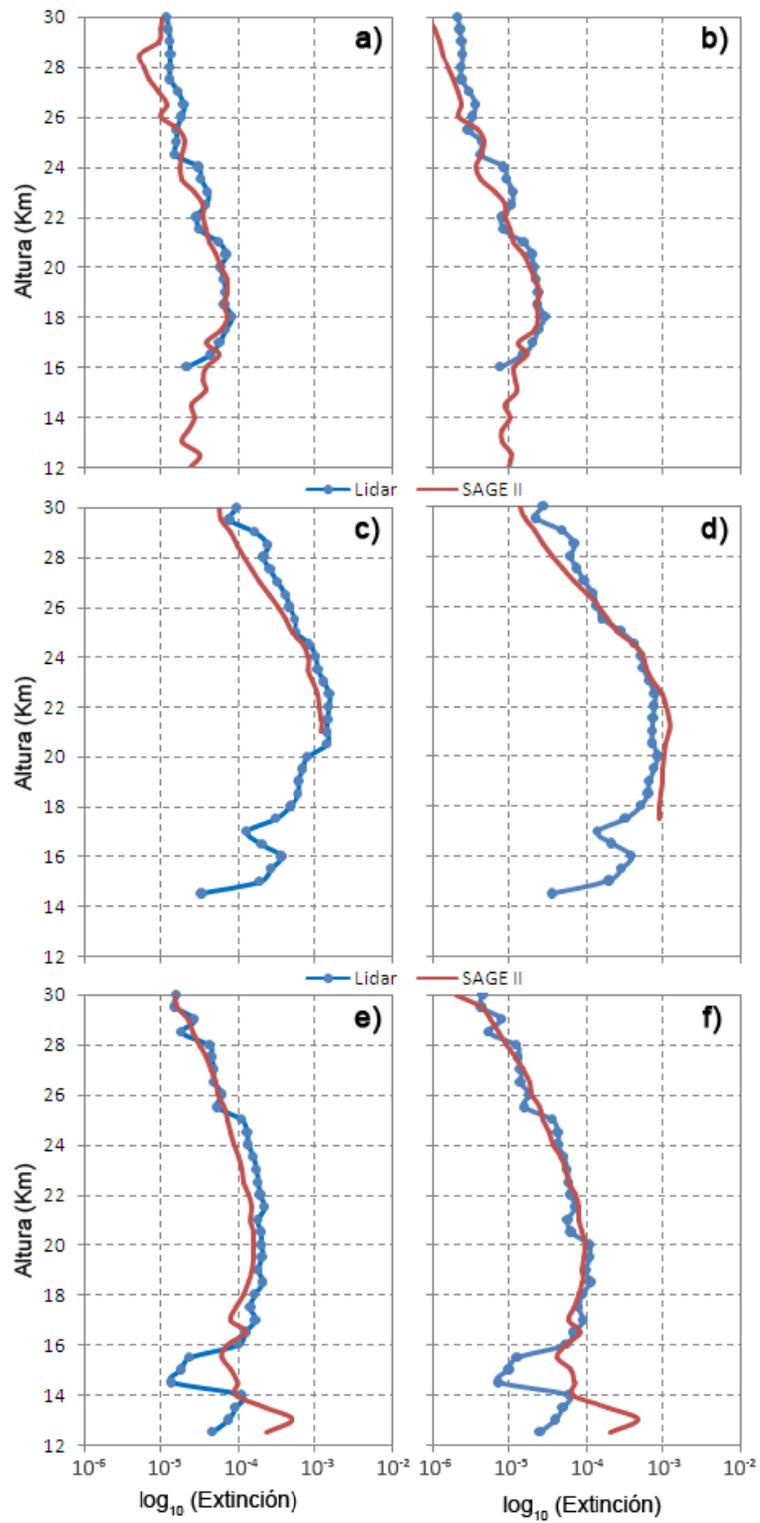


Figura 2.1: Perfiles de extinción coincidentes entre SAGE II y la ELC, para las longitudes de onda de 532 nm (a, c, e) y 1064 nm (b, d, f), durante los períodos: pre-Pinatubo (a y b), Pinatubo (c y d) y post-Pinatubo (e y f).

Los perfiles coincidentes de SAGE II pertenecen a los días: 30 – 11 – 1988 (20:58:36 horas; 24.97° N, 57.4° O; 2124.71 km al ENE), 13 – 07 – 1992 (09:05:55 horas; 15.61° N, 52.67° O; 2728.76 km al E) y al 06 – 07 – 1994 (11:04:30 horas; 15.92° N, 82.96° O; 814.77 km al SO), respectivamente.

A pesar de la diferencia en los métodos de sondeo remoto de ambos instrumentos, se aprecia una gran coincidencia entre los perfiles, tanto para 532 nm (Figura 2.1 a, c, e) como para 1064 nm (Figura 2.1 b, d, f), fundamentalmente en la región de la estratosfera.

En el caso particular del Pinatubo (Figura 2.1 c y d), se aprecia que el perfil del SAGE II se encuentra truncado alrededor de los 21 km de altura para los 532 nm (Figura 2.1 c) y a 17.5 km de altura aproximadamente para 1064 nm (Figura 2.1 d). Esta falta de información por debajo de estas alturas, se debe a un fenómeno de saturación del instrumento, el cual tiene lugar cuando los niveles de intensidad de la radiación solar que atraviesa la zona más densa de la nube de aerosoles estratosféricos, se encuentra por debajo del umbral de sensibilidad del radiómetro instalado a bordo del satélite.

La comparación cuantitativa de los perfiles de extinción derivados de la ELC y el SAGE II, para condiciones volcánicamente perturbadas y no perturbadas en la estratósfera, representa un reto. Los valores de extinción por aerosoles para tales condiciones (perturbadas y fondo), tienen una diferencia de tres órdenes de magnitud entre ellas. Para hacer posible la comparación de las diferencias entre los diferentes períodos se calculó el Porciento de las Diferencias Medias Absolutas (PDMA), entre los perfiles de ambos instrumentos.

El cálculo de PDMA para cada par de perfiles coincidentes, se realizó empleando la Ecuación 2.6, estos valores se obtuvieron para todos los perfiles coincidentes en las longitudes de onda de 532 y 1064 nm.

$$PDMA = \left| \frac{\alpha_{SAGE II} - \alpha_{LIDAR}}{\left(\frac{\alpha_{SAGE II} + \alpha_{LIDAR}}{2}\right)} \right| \cdot 100 \quad (2.6)$$

Donde:

$\alpha_{SAGE II}$  = coeficiente de extinción por aerosoles medido con SAGE II

$\alpha_{LIDAR}$  = coeficiente de extinción por aerosoles derivado del Lidar

Los perfiles promedios de los porcentajes de las diferencias medias absolutas para condiciones de fondo o calma volcánica y para condiciones perturbadas debido a la presencia de aerosoles estratosféricos de origen volcánico, se muestran en la [Figura 2.2](#), para la longitud de onda de 532 nm ([Figura 2.2 a, c, e](#)) y para 1064 nm ([Figura 2.2 b, d, f](#)). En el período pre-Pinatubo ([Figura 2.2 a, b](#)), el comportamiento de ambas longitudes de ondas es similar, fundamentalmente en el rango de alturas que comprende a la estratosfera, desde los 16 hasta los 30 km de altura. Las diferencias son un tanto menor para 532 nm con respecto a 1064 nm, con valores medios de 37 y 42 porcentos, respectivamente. En ambas longitudes de onda el valor promedio de las diferencias es menor al 50 %, por lo que puede considerarse que existe una buena aproximación entre ambos instrumentos, para condiciones de fondo en el período pre-Pinatubo.

En el caso del Pinatubo ([Figura 2.2 c, d](#)), contrario a lo que ocurre para el período anteriormente abordado, las diferencias son ligeramente superiores para 532 nm con respecto a 1064 nm en el mismo rango de alturas. Esta diferencia se debe a que la radiación solar en la región visible del espectro (532 nm), es atenuada en mayor medida por la capa de aerosoles estratosféricos que el infrarrojo cercano (1064 nm), tal y como puede apreciarse en la [Figura 2.1 \(b, c\)](#). El incremento en los valores de PDMA por debajo de la tropopausa (16 km como valor promedio para Camagüey), está condicionado fundamentalmente por la falta de valores en los perfiles del SAGE II, debido al fenómeno de saturación explicado anteriormente. Los valores mínimos en las diferencias se encuentran en la estratosfera baja, entre los 18 y los 20 km de altura, región donde la concentración de aerosoles es significativamente elevada. Estos valores llegan a alcanzar tan sólo un 15 % para 532 nm ([Figura 2.2 c](#)) a 19 km de altura y 24.8 % para 1064 nm ([Figura 2.2 d](#)) a 19.5 km, demostrando que ambos instrumentos son capaces de medir satisfactoriamente los aerosoles estratosféricos de origen volcánico.

El período post-Pinatubo está caracterizado por un incremento significativo de las diferencias respecto a los períodos analizados previamente. Este incremento en los valores de los porcentajes de las diferencias está asociado fundamentalmente, a un proceso de

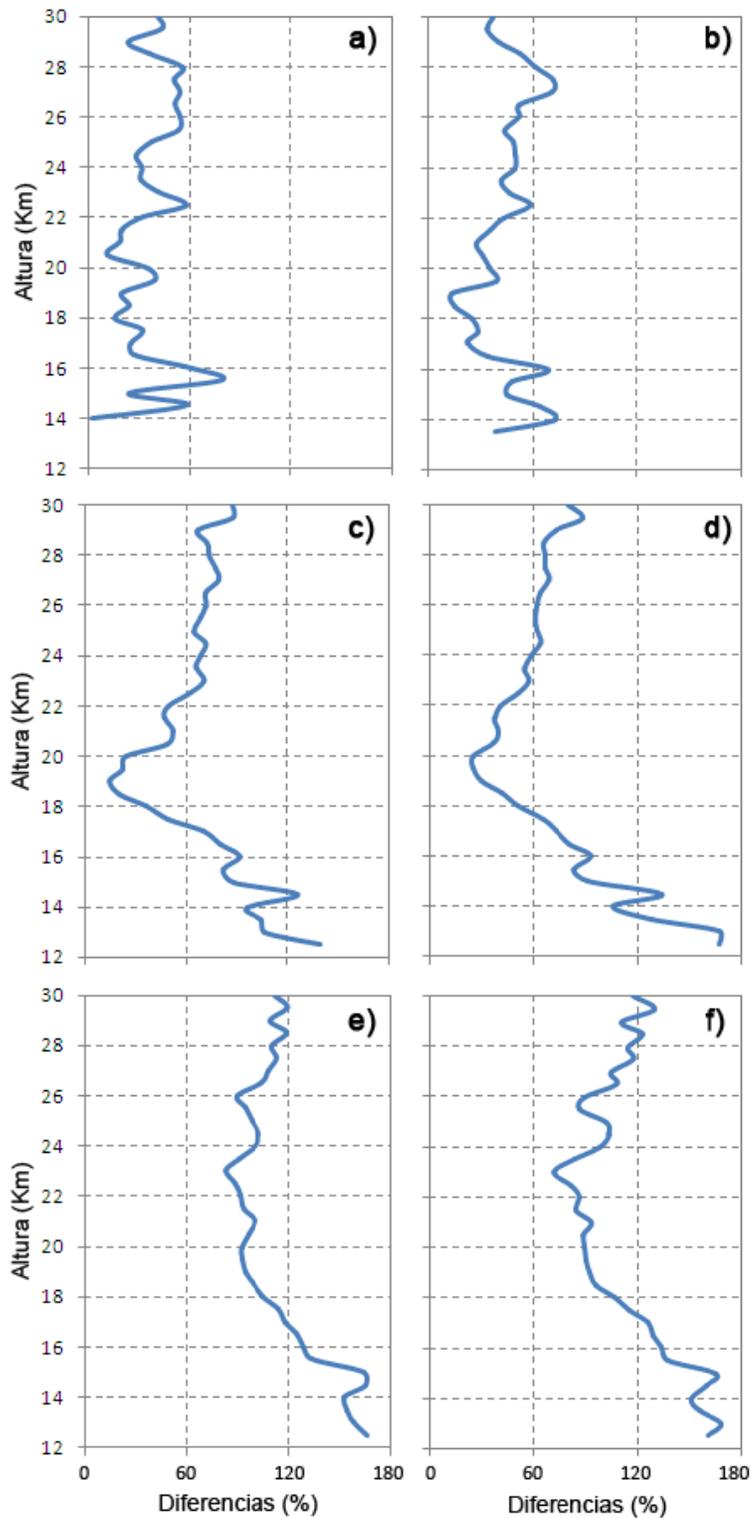


Figura 2.2: Perfiles promedios de los porcentajes de las diferencias medias absolutas, entre los perfiles de extinción del SAGE II y la ELC, para las longitudes de onda de 532 nm (a, c, e) y 1064 nm (b, d, f), durante los períodos: pre-Pinatubo (a y b), Pinatubo (c y d) y post-Pinatubo (e y f).

deterioro paulatino en la calidad de las mediciones realizadas durante este período, debido principalmente a razones instrumentales en la ELC. Este incremento en las diferencias es más evidente a partir de los dos últimos años de mediciones (1996 y 1997). No obstante, en comparación con los períodos anteriormente analizados, las diferencias entre ambas longitudes de onda no son significativas.

La pequeña variabilidad que se observa en el período pre-Pinatubo (Figura 2.2 a, b) está asociado a la pequeña muestra de casos (12), comparada con los períodos Pinatubo y post-Pinatubo (48 y 81 casos respectivamente).

Entre los factores que contribuyen en su conjunto al incremento del PDMA, se encuentran los errores asociados a las mediciones realizadas, tanto por el SAGE II como por el lidar de la ELC, los errores asociados al procedimiento de conversión de retrodispersión a extinción, las diferentes geometrías de muestreo para ambos instrumentos, así como, la diferencia en los principios de medición y la variabilidad natural de la extinción de los aerosoles.

En el caso de los errores de la extinción por aerosoles del SAGE II a las longitudes de onda de 532 y 1064 nm, estas se estiman entre un 10 y un 15 %, respectivamente [Chu *et al.*, 1989], el mismo orden de magnitud que para la retrodispersión por aerosoles en el caso del lidar [Russell *et al.*, 1979]. La variabilidad natural de la extinción por aerosoles estratosféricos ha sido estimada entre un 30 y un 40 % para condiciones de fondo y entre un 40 y 70 % para condiciones volcánicamente perturbadas [Antuña *et al.*, 2003]. Es evidente entonces, que en los períodos pre-Pinatubo y Pinatubo, la mayor contribución al PDMA está dada por la variabilidad natural de la extinción por aerosoles, mientras que en el caso del post-Pinatubo, como se expresó anteriormente, se debe al deterioro gradual del lidar.

### **2.3.2. Otros estudios comparativos**

Comparando los porcentos de las diferencias del período del Pinatubo con análisis previos realizados para la misma etapa [Antuña *et al.*, 2003], el procedimiento actual muestra de forma general, un incremento en las diferencias para ambas longitudes de onda (Tabla 2.4). En todo el rango de alturas, comprendido este entre los 15 y 30 km, existe un incremento en alrededor de un 9.1 % para 532 nm y un pequeño decrecimiento de 0.7 % para 1064 nm. En

los rangos de alturas entre 15 y 20 km, y entre 20 y 25 km las diferencias se incrementan en un 12.6 y 19 %, respectivamente para 532 nm. En cambio, para la longitud de onda de 1064 nm, en los mismos rangos de alturas mencionados anteriormente las diferencias son de 15.2 y 3.8 %, respectivamente. Sin embargo, en el rango de altura comprendido entre los 25 y 30 km, los porcentajes de las diferencias obtenidos en el presente estudio son inferiores al estudio previamente realizado, con valores de 3.1 y 19.3 %, para 532 y 1064 nm respectivamente. El aparente incremento en la diferencias del presente estudio se encuentran en el rango de variabilidad natural de los aerosoles [Antuña, 2002].

**Tabla 2.4: Valores medios de PDMA para los diferentes rangos de alturas, en las longitudes de onda de 532 y 1064 nm, para Antuña et al. [2003], (Previo) y para el presente estudio (Actual), durante el período del Pinatubo.**

Rango de Alturas (km)	532 nm		1064 nm	
	<i>Previo</i>	<i>Actual</i>	<i>Previo</i>	<i>Actual</i>
15 – 20	43.1	55.7	48.0	63.2
20 – 25	37.0	56.0	42.2	46.1
25 – 30	77.6	74.5	87.8	68.5
15 – 30	53.4	62.5	60.3	59.6

Las principales diferencias entre los resultados obtenidos en el presente estudio, y comparaciones anteriores, radican en las bases de datos empleadas y en el software de procesamiento el cual fue modernizado para el presente estudio. Antuña et al. [2003], empleó perfiles del coeficiente de retrodispersión obtenidos a partir del procesamiento de la versión 1.0 de la base de datos de la ELC, los cuales fueron integrados directamente a 500 m. En el presente estudio se integraron los perfiles originales de número de fotones, como fue explicado en epígrafes anteriores, y luego fueron procesados con el empleo de BSPA para su posterior análisis. En el caso de la base de datos del SAGE II, para el presente estudio se empleó la versión 6.20 mientras que en el estudio previo se utilizó la versión 6.0 de la base de datos de este instrumento.

#### **2.4. Cálculo del Espesor Óptico por Aerosoles (EOA)**

El EOA es normalmente un valor integral representativo de una columna, tal y como se expresa en la Ecuación 2.7, donde  $\alpha(\lambda, z)$  es el coeficiente de extinción.

$$\tau(\lambda) = \int_0^{\infty} \alpha(\lambda, z) dz \quad (2.7)$$

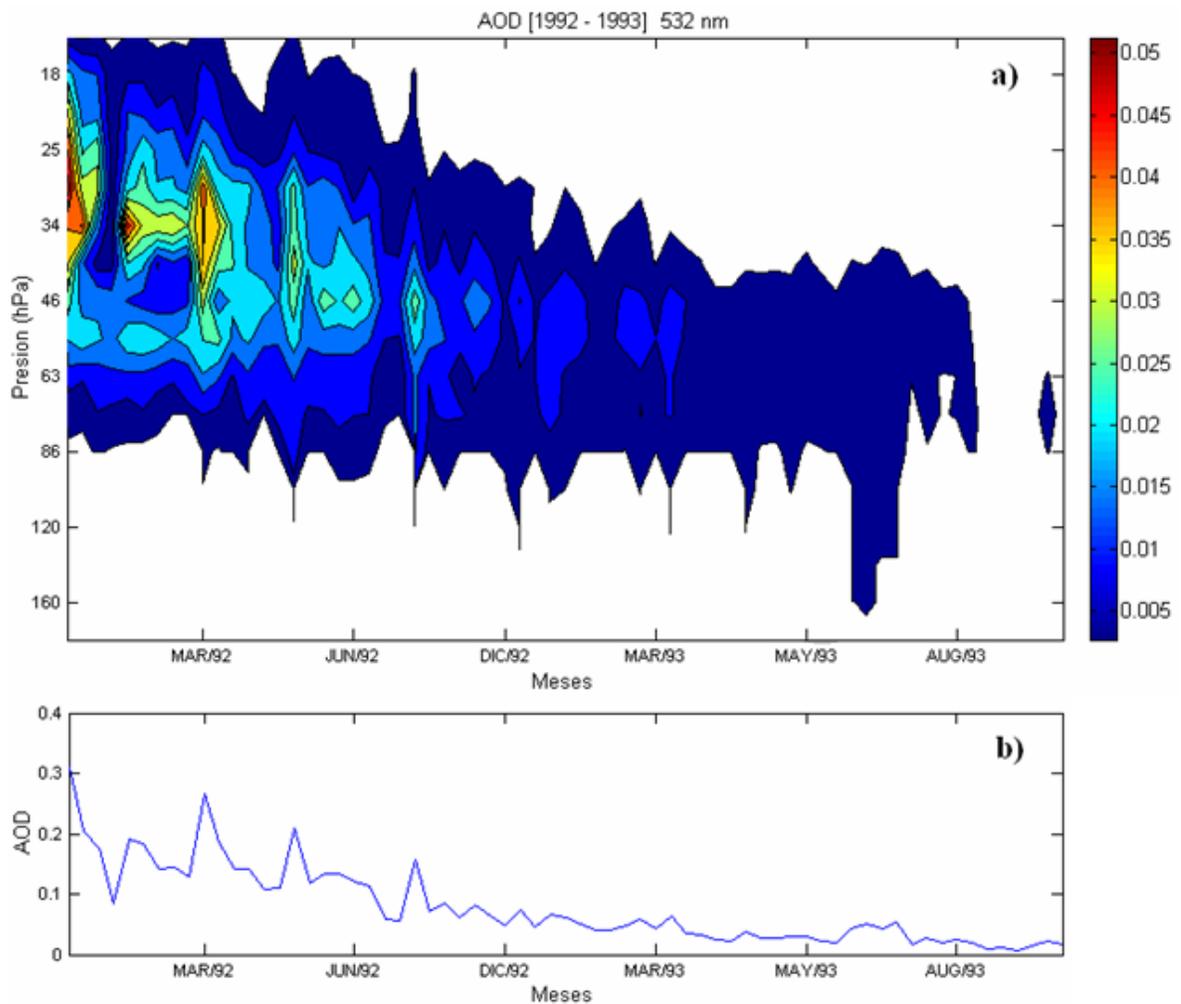
Debido a las características del código de transferencia radiativa empleado, se calcularon valores de EOA distribuidos (EOAd) en las capas correspondientes a los niveles de presión del código antes mencionado (Ecuación 2.8). Este proceso se realizó garantizando la conservación del valor de EOA en toda la columna.

$$\tau_d(\lambda) = \int_{p_1}^{p_2} \alpha(\lambda, p) dp \quad (2.8)$$

El comportamiento espacio temporal del EOA para el período de análisis se muestra en la Figura 2.3. La estructura de la nube de aerosoles puede ser apreciada claramente a través del EOAd en la Figura 2.3a, mientras que en la Figura 2.3b, se muestran los valores integrales del EOA. El máximo valor de EOA es de 3.1 y se encuentra en el mes de Enero de 1992. Estos valores de EOA confirman que las máximas concentraciones de aerosoles estratosféricos provocadas por la erupción del Monte Pinatubo fueron confinadas a los trópicos [Rogers *et al.*, 1999].

La disminución en la concentración y en la altura, tanto de la zona de máximo espesor, como del tope de la nube, se aprecia claramente en la figura mencionada anteriormente. La altura del tope de la nube en el mes de Enero es de 28 km y el EOAd es de  $5.32 \cdot 10^{-2}$  a una altura de 24 km. Sin embargo, a finales de 1993 la altura del tope de la nube alcanza solamente los 22 km y la máxima concentración de EOAd es tan sólo de  $2.45 \cdot 10^{-3}$  a una altura de 18 km. El valor integrado del EOA en Diciembre de 1993 es de  $1.6 \cdot 10^{-2}$ .

Si se tiene en cuenta que la nube de aerosoles estratosféricos del Pinatubo tomó una estructura zonal pocas semanas después de la erupción, y que esta cambió muy lentamente en el tiempo [McCormick *et al.*, 1995], puede asumirse que el valor del EOA correspondiente al horario de medición es representativo del resto del día y de la región.

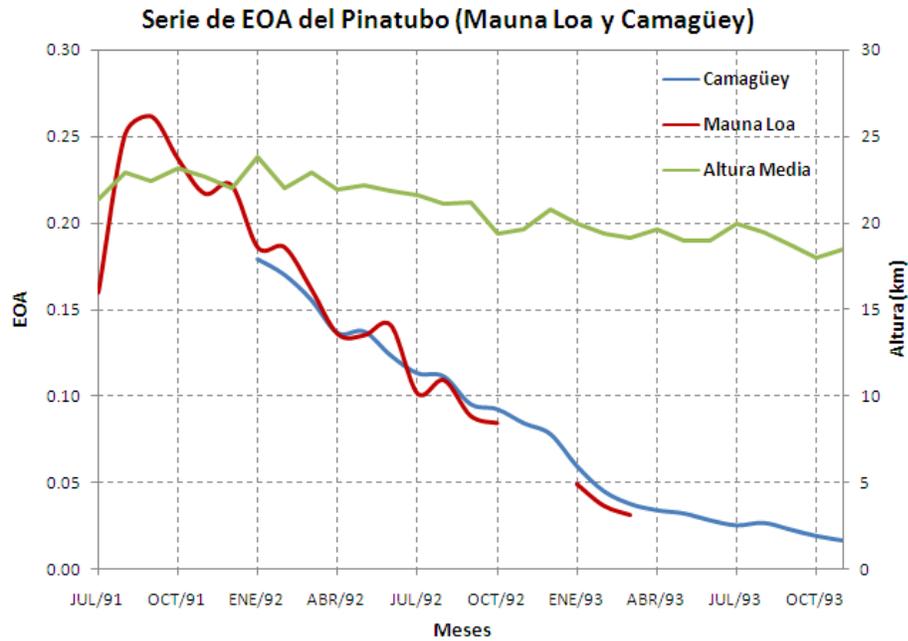


**Figura 2.3:** Valores de Espesor Óptico por Aerosoles de cada uno de los días de mediciones de lidar, desde Enero de 1992 hasta Diciembre de 1993 para  $\lambda= 532$  nm. En la parte superior (a) valores de EOA distribuidos en altura, en la parte inferior (b) valor integrado en toda la columna.

Con el objetivo de completar la serie de EOA del Pinatubo y darle un carácter de zona tropical al estudio de las erupciones severas, se emplearon las mediciones lidar realizadas en Mauna Loa, entre Junio y Diciembre de 1991. Estos perfiles tienen una resolución de 150 m, por lo que al igual que en el caso de la ELC fue necesario modificar la resolución de los mismos a 500 m.

Las mediciones de Mauna Loa se realizan en la longitud de onda de  $0.694 \mu\text{m}$ , no obstante, con el empleo del mismo conjunto de razones lidar que para Camagüey y combinándolos posteriormente con los coeficientes de Angstrom [*Jäger and Deshler, 2002; 2003*], se convirtieron los perfiles de retrodispersión en perfiles de extinción. Posteriormente se calcularon los valores diarios de EOA, se combinaron ambas series de datos y luego se

hallaron los valores medios mensuales desde Junio de 1991 hasta Noviembre de 1993. En la [Figura 2.4](#) se muestran independientes las series de Mauna Loa y Camagüey.



**Figura 2.4:** Series de valores medios mensuales de EOA del lidar de Mauna Loa y Camagüey, desde Junio de 1991 hasta Noviembre de 1993 y altura media de la capa de aerosoles.

Se calculó el ajuste exponencial por el método de mínimos cuadrados para esta serie de datos, obteniéndose un factor de determinación  $R^2 = 0.9499$ , descrito según la [Ecuación 2.9](#).

$$EOA = 0.3593e^{-0.1006x} \quad (2.9)$$

Donde:

$x$  = número consecutivo después del mes a partir de Junio de 1991.

Esta ecuación se empleó para el cálculo del EOA en períodos de entre 30 y 120 meses para la simulación de erupciones 10, 50, 100, 150 y 200 veces los valores del EOA de la serie del Pinatubo.

Considerando que en el caso de las erupciones severas y cataclísmicas el EOA mantendrá el comportamiento descrito por la [Ecuación 2.9](#) para cada una de las series de EOA obtenidas, se determinó el tiempo que toma en retornar el EOA al valor de 0.015, el cual es considerado como condiciones de fondo. La [Tabla 2.5](#) muestra el número de meses y años de la extensión temporal de estos procesos. Este es un estimado, a priori, de la duración del

efecto de las erupciones severas, de acuerdo a la magnitud de la carga de aerosoles estratosféricos que producen.

**Tabla 2.5: Número de meses, a partir de la erupción, que tarda el EOA en regresar a las condiciones de fondo (EOA = 0.015).**

	10x	50x	100x	150x	200x
Meses	54	70	77	81	84
Años	4.5	5.8	6.4	6.8	7.0

## 2.5. Simulación numérica.

Para el cálculo del efecto radiativo de la nube de aerosoles estratosféricos provocada por el Pinatubo y las simulaciones de erupciones severas, se empleó un código de transferencia radiativa de simple columna, elaborado por el Laboratorio Geofísico de Dinámica de los Fluidos (GFDL, por sus siglas en inglés), perteneciente a la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de los Estados Unidos (NOAA, por sus siglas en inglés). Este es un código de transferencia radiativa de última generación que emplea el método de la Delta de Edington para calcular la transmitancia y reflexión de las diversas capas de la atmósfera. Emplea además el método de doble adición a la hora de combinar los diversos componentes de estas capas y el método de Línea por Línea para el cálculo de la absorción de los componentes.

La explicación detalla de la implementación de este modelo es abordada por *Hunt y Grant*, [1969]; *Ramaswamy y Freidenreich*, [1991] y *Freidenreich y Ramaswamy*, [1999]; y su actualización más reciente aparece en *Freidenreich y Ramaswamy*, [2005]. La adaptación de este modelo a nuestras condiciones y la descripción detallada de su modificación aparece en *Barja*, [2010].

Este es un código de transferencia radiativa de alta resolución vertical y se destaca en el estado del arte tanto por su gran precisión como por su baja demanda de recursos de cómputo. Cuenta con un total de 122 capas, que abarcan un rango de niveles de presión que van desde 1013.25 hasta  $10^{-3}$  hPa. Se divide en 25 bandas espectrales que cubren un rango desde 0.17 hasta 4.0  $\mu\text{m}$ , zona conocida como “región solar” del espectro. La región solar, cuyo rango espectral según el número de onda es  $0 < \nu < 57600 \text{ cm}^{-1}$ , está dividida a su vez en dos grandes regiones:  $0 < \nu < 22700 \text{ cm}^{-1}$  y  $44100 < \nu < 57600 \text{ cm}^{-1}$ , en las cuales se

emplea el método de línea por línea al disponer de las características de absorción de las líneas espectrales. Para el resto del espectro donde no están disponibles las características de las líneas se emplea una resolución de  $1 \text{ cm}^{-1}$ . Las bandas espectrales se agrupan en tres regiones del espectro: infrarrojo cercano (10 bandas), visible (5 bandas) y ultravioleta (11 bandas).

Este modelo tiene en cuenta el efecto de la absorción por gases tales como: el vapor de agua,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$  y  $\text{O}_3$ , y considera además, la dispersión y absorción por moléculas de aire, gotas de agua y cristales de hielo [Freidenreich and Ramaswamy, 1999]. El flujo solar incidente que emplea este código es de  $1358 \text{ W m}^{-2}$ .

Con el objetivo de adaptar este modelo a las condiciones del área de estudio, fueron calculadas y sustituidas en el mismo diversas variables. Entre los ajustes realizados se encuentra la sustitución de los perfiles de temperatura, presión y razón de mezcla del vapor de agua en los niveles desde 1000 hasta 20 hPa, por valores obtenidos a partir del sondeo medio de Camagüey [Antuña y Marín, 1991]. A partir de los 20 hPa se empleó el perfil atmosférico para el verano de latitudes medias de McClatchey et al., [1972].

A partir de mediciones de radiación solar con estaciones actinométricas tipo Yanishevski, se calculó el albedo medio en superficie para la ELC cuyo valor es de 0.228. Para ello se emplearon un total de 22 años de mediciones diurnas horarias en el período comprendido entre 1985 y 2007. Se calculó el valor medio de la presión al nivel de la ELC (1008.9 hPa), con el empleo de 14 años de datos de la Estación Meteorológica de Camagüey, que abarca desde 1988 hasta 2001 [Antuña et al., 2008]. Se calculó también, el valor de presión de la capa contigua a la superficie que es de 1004.45 hPa. Otra de las variables calculadas para adaptar el código fue la densidad al nivel de la ELC [Barja, 2010].

Existen parámetros microfísicos que definen las propiedades ópticas espectrales de los aerosoles, tales como, distribución de tamaños y composición. En el caso de un código de transferencia radiativa que emplea una Delta de Eddington, para sus cálculos es necesario conocer además: la distribución espacial de la extinción por aerosoles ( $E$ ), el albedo de simple dispersión ( $\omega$ ) y el parámetro de asimetría ( $g$ ) [Freidenreich and Ramaswamy, 1999]. Estas variables se obtienen a partir de mediciones de espesor óptico  $\tau(z, \varphi, t)$  y de

radio efectivo  $r_{efec}(p, \varphi, t)$ , que dependen de la altura  $z$  o la presión  $p$ , la latitud  $\varphi$  y el tiempo  $t$ , y caracterizan la densidad de partículas de aerosoles, la distribución de tamaños y el índice de refracción. El espesor óptico y el radio efectivo empleados en el código de transferencia radiativa para la parametrización de las propiedades radiativas de los aerosoles estratosféricos, son derivados a partir de mediciones realizadas con SAGE II y UARS (Upper Atmosphere Research Satellite), respectivamente. Para el presente estudio, al no disponer de estas mediciones se emplearon valores zonales de  $E$ ,  $\omega$  y  $g$  correspondientes a bajas latitudes, obtenidos por *Stenchikov et al.*, [1998] (en lo sucesivo, S98), basado en la estructura que tomó la nube de aerosoles del Pinatubo.

Se calcularon los valores de los cosenos de la altura del sol para las 24 horas de los días de mediciones del período, los cuales son empleados en los cálculos del modelo. Se obtuvieron entonces, los valores horarios de: Flujo Ascendente (FA), Flujo Descendente (FD) y Razón de Calentamiento (RC), para los 67 días de mediciones en los 123 niveles de presión del modelo. Las corridas del modelo se realizaron tanto para condiciones de “cielo claro” (CC), como para condiciones perturbadas. En el caso de CC el modelo no tiene en cuenta los efectos que provocan sobre los flujos y la razón de calentamiento, la presencia de nubes y aerosoles, mientras que en el caso de condiciones perturbadas se tiene en cuenta solamente la presencia de aerosoles. Los valores obtenidos para cada condición, fueron promediados, primeramente se obtuvieron los valores medios diarios y luego de promediar estos, se obtuvieron los valores medios mensuales de las tres variables mencionadas anteriormente. Los resultados obtenidos son generados para todo el período en las siguientes bandas:

- Ultravioleta (UV): 0.174 – 0.407  $\mu\text{m}$
- Visible (VI): 0.407 – 0.685  $\mu\text{m}$
- Infrarrojo cercano (IRc): 0.685 – 4.0  $\mu\text{m}$
- Neto o Solar (NT): 0.172 – 4.0  $\mu\text{m}$

## **2.6. Definición de forzamiento radiativo por aerosoles.**

Existen diversas definiciones de Forzamiento Radiativo por Aerosoles (FRA) y las principales fuentes de discrepancias entre unas y otras, radican en la selección del estado de

la atmósfera a la hora de realizar los cálculos y la especificación de la localización de la perturbación. El IPCC 2007 lo define como: “el cambio en la irradianza (solar más onda larga, en  $\text{W m}^{-2}$ ) neta (descendente menos ascendente) a la altura de la tropopausa, luego de permitir que la temperatura en la estratósfera se reajuste al equilibrio radiativo, pero con las temperaturas de la tropósfera y la superficie, constantes para valores no perturbados” [*Ramaswamy et al.*, 2001].

Las diferencias, a partir de observaciones, entre los flujos espectrales antes y después de la erupción del Pinatubo, en superficie y en el tope de la atmósfera, son las definiciones que hacen del FRA *Dutton et al.*, [1992] y *Minnis et al.*, [1993], respectivamente. *Lacis et al.*, [1992], define el forzamiento radiativo en un modelo de simple columna, como los cambios en el flujo solar a la altura de la tropopausa, sin perturbación de la temperatura atmosférica. Para aerosoles troposféricos, *Haywood et al.*, [1997], define el forzamiento radiativo directo como la diferencia en la irradianza neta, calculada en el tope de la atmósfera sin que exista respuesta atmosférica.

Los aerosoles estratosféricos de origen volcánico calientan la estratósfera al absorber la radiación de onda larga (OL) y del IRc provenientes de la superficie terrestre. Pero, también calientan la troposfera y la superficie terrestre al incrementarse la radiación de onda larga redirigida desde la nube de aerosoles estratosféricos hacia abajo. A su vez, la troposfera se enfría debido a la reducción de la absorción, por parte del vapor de agua, del flujo de IRc descendente y se enfría también la superficie, por la reducción de los flujos descendentes tanto del IRc como del VI. Sin embargo, el flujo radiativo neto en la tropopausa depende del flujo troposférico ascendente de onda larga, el cual depende de la distribución de las nubes, del vapor de agua y de la temperatura en superficie. Todos ellos cambian cuando el clima troposférico cambia y tanto la estratósfera como la tropósfera responden dinámicamente a las perturbaciones radiativas. Al definir el forzamiento radiativo como el cambio en el flujo neto, ya sea en superficie, en la tropopausa o en el tope de la atmósfera, este, reflejará los cambios en el balance radiativo total de la superficie, la tropósfera o toda la atmósfera, respectivamente, pero enmascarará la distribución vertical del calentamiento y sus efectos en los procesos atmosféricos. Según *Tegen et al.*, [1996] tales definiciones no

brindan suficiente información para caracterizar en su totalidad los efectos que provocan sobre el clima los aerosoles.

Para S98 el FRA es una perturbación causada por aerosoles, calculada como la diferencia entre valores perturbados y no perturbados, de la razón de calentamiento atmosférica y los flujos radiativos, neto solar y descendente de onda larga, en la superficie terrestre. Esta definición de FRA será la que se empleará en el presente estudio. Por tanto consideraremos como Flujo Neto (FN) la diferencia entre FD y FA:

$$FN = FD - FA \quad (2.10)$$

Mientras que el FRA será:

$$FRA = FN_{perturbado} - FN_{no\ perturbado} \quad (2.11)$$

A partir de la [Ecuación 2.11](#), se calculó el FRA para todo el período en todos los niveles del modelo, en las cuatro bandas definidas anteriormente.

Para el caso de las erupciones severas, se calculó el FRA solamente en el Tope de la Atmósfera (TOA) y en superficie, para las bandas IR, VI y NT. En estos casos las corridas del modelo se realizaron para los días 15 de cada mes, tanto para condiciones de cielo claro como para perturbadas, o sea, cada una de las series múltiplos del Pinatubo. Todas las corridas del modelo se iniciaron en el mes de Junio y se realizaron para los 120 meses posteriores, con los correspondientes EOA según el caso. Luego, se evaluó el FRA para cada uno de los múltiplos de la serie del Pinatubo (10, 50, 100, 150 y 200 veces los valores de EOA).

## **Capítulo 3: Efecto radiativo de los aerosoles estratosféricos del Monte Pinatubo**

## Capítulo 3. Efecto radiativo de los aerosoles estratosféricos del Monte Pinatubo.

En condiciones de “fondo”, o sea, cuando la estratósfera no ha sido perturbada por la presencia de aerosoles, el efecto radiativo de estos es prácticamente imperceptible. Sin embargo, luego de la ocurrencia de erupciones intensas tiene lugar un importante impacto radiativo que, aunque breve en términos geológicos, es muy significativo [*McCormick et al., 1995*]. En el presente capítulo se demuestra el efecto radiativo provocado por los aerosoles estratosféricos de sulfato inyectados a la estratosfera, como consecuencia de la erupción del volcán Monte Pinatubo en junio de 1991. Para ello, se analiza el comportamiento de las perturbaciones en el flujo neto y la razón de calentamiento para los años 1992 y 1993.

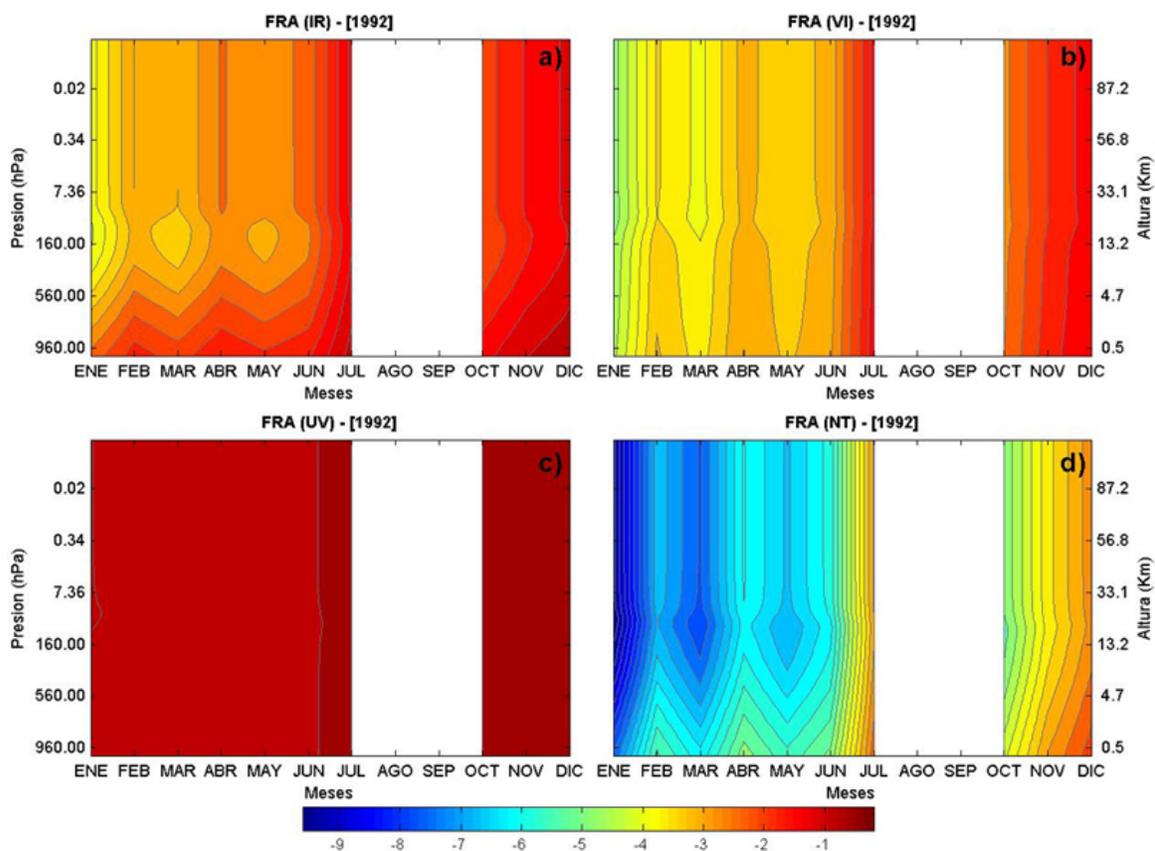
### 3.1. Perturbaciones en el flujo radiativo

Teniendo en cuenta la [Ecuación 2.3](#), valores negativos de FRA denotan enfriamiento en la capa donde este ocurra y por el contrario, valores positivos indican calentamiento. Dentro del período de análisis, la mayor concentración de aerosoles estratosféricos se registra en el año 1992, y dentro de este, en el mes de enero. Los resultados se presentan para las bandas del IR, VI y UV, así como para todo el espectro. En lo sucesivo se considerará como perturbaciones a los valores de forzamiento que tengan lugar en cualquier región de la atmósfera.

#### 3.1.1. Perturbaciones del flujo neto para el año 1992

La distribución espacio – temporal de las perturbaciones medias mensuales, provocadas por la nube de aerosoles estratosféricos del volcán Monte Pinatubo en el período antes mencionado, se muestran en la [Figura 3.1](#). Se aprecia claramente que en las cuatro bandas las perturbaciones son negativas y que prácticamente no existe perturbación en la banda del UV ([Figura 3.1c](#)). Esto concuerda claramente con las características de los aerosoles de sulfato de origen volcánico de dispersar fuertemente en la región espectral inferior a los  $0.685 \mu\text{m}$ . La perturbación en esta banda apenas alcanza los  $-0.87 \text{ W m}^{-2}$ , entre los 24 y 26 km de altura. Contrariamente a lo que ocurre en esta región del espectro, en las bandas del IR cercano (IRc) y OL, los aerosoles de origen volcánico manifiestan una significativa

absorción. El comportamiento de los aerosoles de sulfato en esta región del espectro es sensible a la distribución de tamaño de partículas y afecta significativamente la cantidad de energía solar que puede ser absorbida [Stenchikov et al., 1998]. La región de OL no es tratada en el presente estudio, debido a que esta región del espectro no está parametrizada en el modelo empleado, lo que impide el análisis del comportamiento de los aerosoles en esta región del espectro [Barja, 2010].



**Figura 3.1:** Perturbaciones causadas por los aerosoles del Pinatubo en los flujos netos ( $W m^{-2}$ ), para el año 1992 en las bandas IR (a), VI (b), UV (c) y NT (d).

En la banda del IRc (Figura 3.1a), se aprecia una fuerte absorción, fundamentalmente en la región ubicada en la parte inferior de la zona de máxima concentración de aerosoles, y en toda la tropósfera. La mayor perturbación en esta banda alcanza los  $-4.02 W m^{-2}$  a los 19 km de altura en el mes de enero. Las mayores diferencias en la vertical se encuentran entre la tropopausa y la superficie las cuales llegan a ser de  $1.71 W m^{-2}$ , también en el mes de enero, demostrando una vez más que el IR cercano es fuertemente absorbido en la tropósfera.

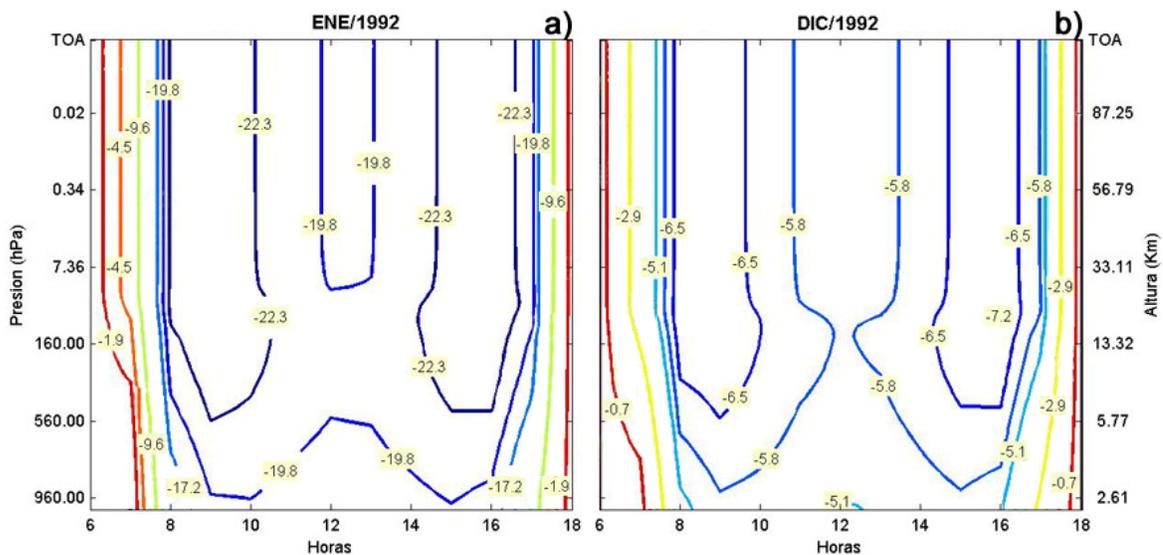
La máxima perturbación se aprecia en la banda VI, manifestándose en toda la atmósfera, desde la superficie hasta el tope de la misma. El valor de perturbación en esta banda es mayor que en el UV y el IR cercano, en toda la extensión de la atmósfera y llega a alcanzar los  $-4.8 \text{ W m}^{-2}$  a los 25 km de altura, exactamente en la zona donde se encuentra el máximo valor de  $\text{EOAd} = 5.39 \cdot 10^{-2}$  (Figura 2.3a). Estos valores evidencian, una vez más, las propiedades de los aerosoles de sulfato mencionadas anteriormente de dispersar fuertemente en el visible. Las diferencias en la vertical no son significativas ya que los valores más altos se encuentran entre el tope de la atmósfera y la superficie, y apenas alcanzan  $0.4 \text{ W m}^{-2}$ , corroborando lo planteado anteriormente y permitiendo apreciar claramente que en esta banda no existe absorción alguna en toda la atmósfera.

Las diferencias entre las bandas del IRc y VI, llegan a alcanzar  $2.05 \text{ W m}^{-2}$  en superficie en el mes de enero, debido a que el IRc es absorbido por las nubes y el vapor de agua presentes en la tropósfera. Sin embargo, en la tropopausa estas diferencias apenas alcanzan los  $0.6 \text{ W m}^{-2}$ , mientras que en TOA sólo llegan hasta  $0.97 \text{ W m}^{-2}$ .

En la región de onda corta o solar del espectro, la cual cubre desde  $0.174$  hasta  $4 \mu\text{m}$ , como se mencionara más arriba, la perturbación alcanza  $-9.61 \text{ W m}^{-2}$  a los 23 km de altura en el mes de enero. Las mayores diferencias en la vertical ocurren entre la tropopausa y superficie con un valor de  $2.01 \text{ W m}^{-2}$ . Evidentemente, la mayor contribución a esta diferencia en la tropósfera, proviene del IR cercano como se demostró anteriormente. En el mes de diciembre de este año la mayor perturbación es de  $-2.58 \text{ W m}^{-2}$  a una altura de aproximadamente 21 km. Este descenso en las perturbaciones, tanto en magnitud como en altura, está directamente asociado con el descenso de ambos factores en la nube de aerosoles estratosféricos, lo cual es lo cual es fácilmente apreciable en la Figura 2.3a. Un comportamiento similar es descrito por *Stenchikov* [1998] y *Kirchner* [1999]. La mayor diferencia entre los meses extremos del año 1992 es de  $7.04 \text{ W m}^{-2}$  a los 23 km de altura. Este marcado descenso en la concentración de aerosoles estratosféricos es consecuencia de la sedimentación y el transporte de estos hacia latitudes medias y altas [*McCormick et al.*, 1995].

### 3.1.1.1. Comportamiento diurno de las perturbaciones del flujo neto para 1992

El comportamiento horario de las perturbaciones medias mensuales del flujo neto ( $\text{W m}^{-2}$ ), en todos los niveles de la atmósfera, para los meses de enero y diciembre de 1992, se muestran en la [Figura 3.2](#). En ambos meses, salvando las diferencias en cuanto a la magnitud, las perturbaciones tienen un comportamiento similar, con un aspecto casi simétrico teniendo como eje central a las 12:00 horas. En horas de la mañana cuando la radiación solar comienza a incidir sobre la capa de aerosoles, se inicia un incremento acelerado de las perturbaciones del flujo neto para ambos meses. En el caso del mes de enero, estos valores llegan a incrementarse desde 0 hasta  $-22.3 \text{ W m}^{-2}$  en apenas 2 horas. Las máximas perturbaciones se alcanzan a las 09:00 y las 16:00, con valores de  $-24.8$  y  $-24.9 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente, a los 23 km de altura en ambos casos para el mes de enero. Las razones de este comportamiento serán explicadas más adelante.



**Figura 3.2:** Distribución vertical de los valores medios horarios de las perturbaciones en el flujo neto medio en  $\text{W m}^{-2}$ , en la banda NT, para los meses de enero (a) y diciembre (b) de 1992.

En la estratosfera las perturbaciones permanecen constantes en todos los niveles a partir de los 27 km de altura y hasta el tope de la atmósfera, en todos los horarios y para ambos meses. En la tropósfera existen variaciones de los flujos netos en ambos meses, debido a la absorción por parte del vapor de agua y de las nubes, de la radiación en la banda del IR cercano.

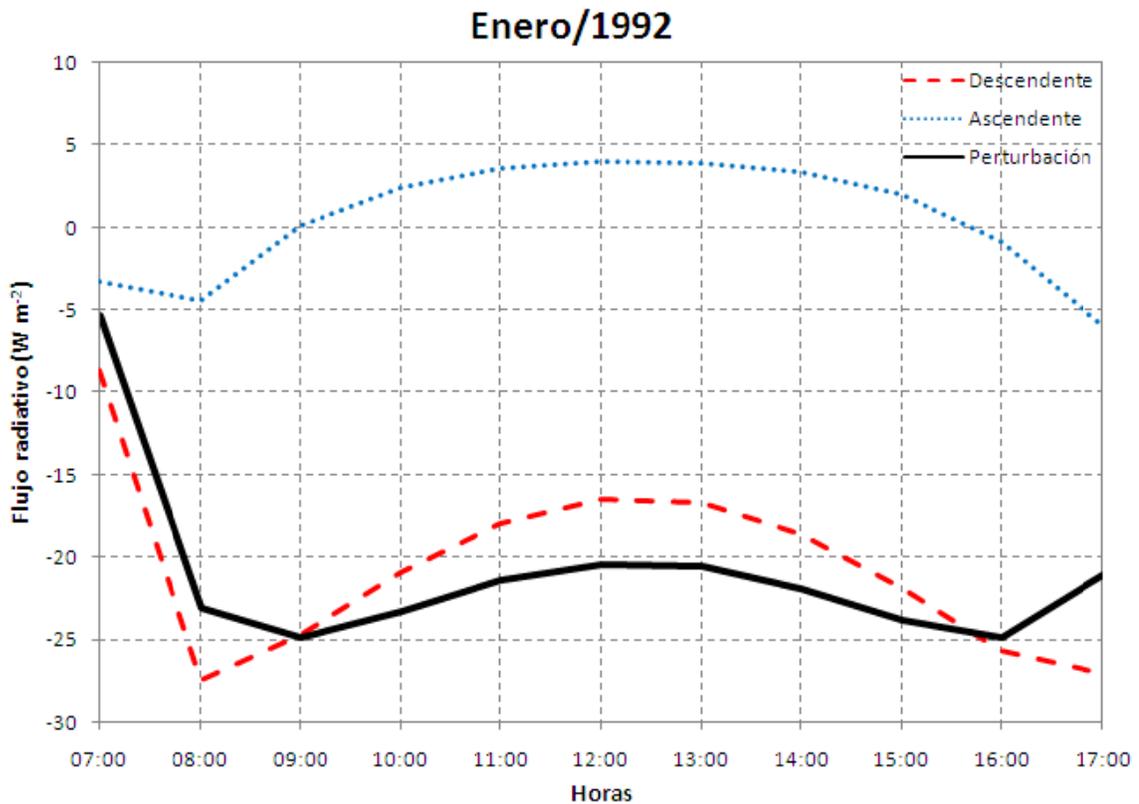
En el mes de enero, en el horario del medio día, comprendido este entre las 12:00 y las 13:00, ocurre un mínimo en las perturbaciones por encima de los 22 km, cuyo valor oscila entre los -19 y los -20  $W m^{-2}$ . En este horario, la menor perturbación ocurre entre superficie y los 3 km de altura aproximadamente, con un valor que oscila entre los -18 y los -18.5  $W m^{-2}$ .

En el caso del mes de diciembre ([Figura 3.2b](#)), los valores de perturbación han disminuido considerablemente así como también la altura de las máximas perturbaciones, sin embargo, los horarios de ocurrencia de estos siguen siendo los mismos. Los valores de perturbación alcanzan solamente -7.09 y -7.23  $W m^{-2}$ , a 19 km de altura en el primer caso y desde los 20 hasta los 21 km de altura para el segundo, que corresponde con el horario de las 16:00.

Con el objetivo de explicar el comportamiento diurno de la perturbación en los flujos, se muestran en la [Figura 3.3](#), las diferencias de los valores medios mensuales del mes de enero de 1992 a una altura de 23 km (altura a la cual se encuentra la mayor perturbación en este mes), de los flujos descendentes y ascendentes, así como de la perturbación del flujo neto.

Este análisis se realiza entre condiciones perturbadas y no perturbadas en la región solar del espectro (NT). En el horario comprendido entre las 7:00 y las 8:00 de la mañana, existe una disminución tanto del flujo ascendente como del descendente, pero más pronunciado en este último. Esta disminución se manifiesta con el incremento negativo de las diferencias, cuyo máximo valor llega a ser de 27.47  $W m^{-2}$  a las 8:00.

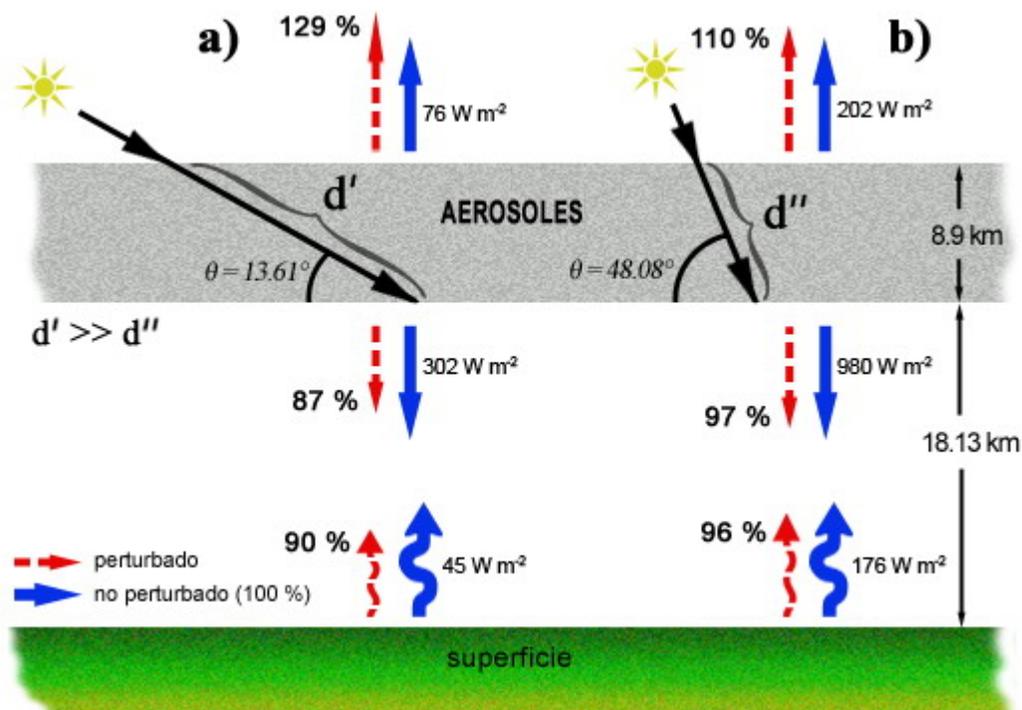
A partir de las 8:00 se inicia un aumento en ambos flujos y a las 9:00 horas, llegan a igualarse los valores del flujo ascendente para condiciones perturbadas y no perturbadas. Es precisamente en este último horario donde ocurre la mayor diferencia entre ambos flujos, al aumentar más rápidamente el flujo ascendente que el descendente, ocurriendo por tanto, el máximo valor de perturbación ( $\sim -25 W m^{-2}$ ). Durante el transcurso del día, y hasta el mediodía), ocurre un aumento de ambos flujos en condiciones perturbadas, lo que provoca una disminución en las diferencias entre condiciones perturbadas y no perturbadas. En el caso particular del flujo ascendente, los valores en condiciones perturbadas llegan a ser superiores a los de condiciones no perturbadas, debido a las propiedades de los aerosoles de sulfato de dispersar fuertemente en la banda visible.



**Figura 3.3:** Diferencias de los valores medios del mes de Enero de 1992 a 23 km de altura, de los flujos ascendentes (línea punteada en azul) y descendente (línea discontinua en rojo) entre condiciones perturbadas y no perturbadas, para la región solar del espectro (NT). La perturbación del flujo neto la cual es considerada como la diferencia entre los flujos netos de condiciones perturbadas y no perturbadas, está representada por la línea sólida en negro.

La diferencia entre ambos flujos se hace cada vez menor por lo que al mediodía ocurre un mínimo en las perturbaciones ( $-20.40 \text{ W m}^{-2}$ ). Al pasar este horario, comienzan a disminuir ambos flujos, y la diferencia entre ellos se hace mayor, por lo que a las 16:00 horas ocurre el segundo máximo de perturbación del día. Al existir un aumento considerable del flujo ascendente, por encima de la capa de aerosoles, este llega a superar los valores de flujo en condiciones no perturbadas entre los horarios de las 9:00 y aproximadamente las 16:00, donde las diferencias llegan a ser positivas y alcanzan prácticamente los  $4 \text{ W m}^{-2}$ .

Un aspecto importante que debe tenerse en cuenta a la hora de analizar el comportamiento horario de los flujos, es la altura del sol. La [Figura 3.4](#) representa el comportamiento de los flujos para el mes de enero de 1992, a partir de los valores medios de estos, en los horarios de las 8:00 ([Figura 3.4a](#)) y de las 12:00 ([Figura 3.4b](#)) en la región solar del espectro (NT).



**Figura 3.4:** Comportamiento de los valores medios para el mes de enero de 1992, de los flujos ascendentes y descendentes, en la región solar (NT), para los horarios de las 8:00 (a) y las 12:00 (b). Las flechas azules (líneas continuas) corresponden a los valores de los flujos ( $W m^{-2}$ ), en condiciones no perturbadas y las flechas rojas (líneas discontinuas), representan los porcentajes de los flujos para condiciones perturbadas, respecto a las no perturbadas.

En el horario de la mañana, cuando el sol apenas alcanza los  $13.61^\circ$  de altura, como promedio para este mes en este horario, el camino que debe recorrer la radiación solar a través de la nube de aerosoles es mucho mayor comparado con el horario del mediodía.

Esto provoca una disminución considerable del flujo descendente, el cual apenas alcanza el 87 % en la parte inferior de la nube. Todo lo contrario ocurre con el flujo ascendente, el cual se incrementa considerablemente por encima del tope de la nube, donde llega a alcanzar un 129 %. Un porcentaje de este incremento se debe precisamente a la característica de los aerosoles de sulfatos, ya mencionada anteriormente, de reflejar fuertemente en longitudes de ondas inferiores a  $0.685 \mu m$ .

Otro de los factores asociados a este incremento es precisamente, el largo camino óptico a esta hora del día, el cual provoca un mayor apantallamiento y por tanto una mayor reflectancia de la radiación solar. Otro aspecto a tenerse en cuenta en el incremento antes mencionado, es la absorción por parte de los aerosoles, de una porción de la radiación solar incidente, la cual contribuye al calentamiento de la capa y por consiguiente a la reemisión

de esta, contribuyendo así al incremento del flujo ascendente. Precisamente, la gran diferencia entre los por cientos de los flujos ascendentes y descendentes para condiciones perturbadas, contribuye a explicar por qué, alrededor de las 09:00 horas ocurre un máximo en las perturbaciones.

En el horario de las 12:00, la altura del sol alcanza los  $48.08^\circ$ , valor obtenido a partir de un algoritmo implementado en la ELC para el cálculo de la altura del sol [Reda and Andreas, 2004]. Como promedio para el mes de enero de 1992, a esta hora el camino óptico se reduce enormemente, por lo que una porción considerable de la radiación solar incidente logra atravesar la capa de aerosoles aumentando la transmitancia y trayendo consigo un incremento del flujo descendente en la base de la nube. Por esta misma razón disminuye significativamente también el flujo ascendente en el tope de la nube. La poca diferencia entre los porcentos de los flujos ascendente y descendente, para condiciones perturbadas, explica por qué al mediodía ocurre un mínimo en las perturbaciones.

### **3.1.2. Perturbaciones del flujo neto para el año 1993**

Los valores de perturbación, distribuidos desde superficie hasta el tope de la atmósfera, de los flujos netos en las diferentes bandas de la región solar del espectro, para el año 1993, aparecen en la [Figura 3.5](#). De forma general el comportamiento por bandas es similar al año 1992, aunque con una considerable disminución de las perturbaciones provocadas por los aerosoles originados por el Pinatubo.

Téngase en cuenta que los valores de EOA, no superan durante 1993 el valor de 0.1 ([Figura 2.3b](#)), y para fines de este año llega a alcanzar valores mínimos de  $7.3 \cdot 10^{-3}$  en el mes de noviembre.

Al igual que para el año 1992, los mayores valores de perturbación se encuentran en la banda del visible ([Figura 3.5b](#)), donde el máximo valor alcanzado es  $-1.30 \text{ W m}^{-2}$ , en una región ubicada entre los 21 y 26 km en el mes de enero. Igual que en el caso de 1992 en esta banda no existen prácticamente variaciones con la altura del flujo neto, por las razones explicadas más arriba. En superficie el valor de perturbación en esta banda es de  $-1.17 \text{ W m}^{-2}$  y en el tope de la atmósfera es de  $-1.28 \text{ W m}^{-2}$ , ambos en el mes de enero. La banda UV

tiene un comportamiento similar al del año 1992, por lo que prácticamente en esta región del espectro los aerosoles no ejercen influencia alguna.

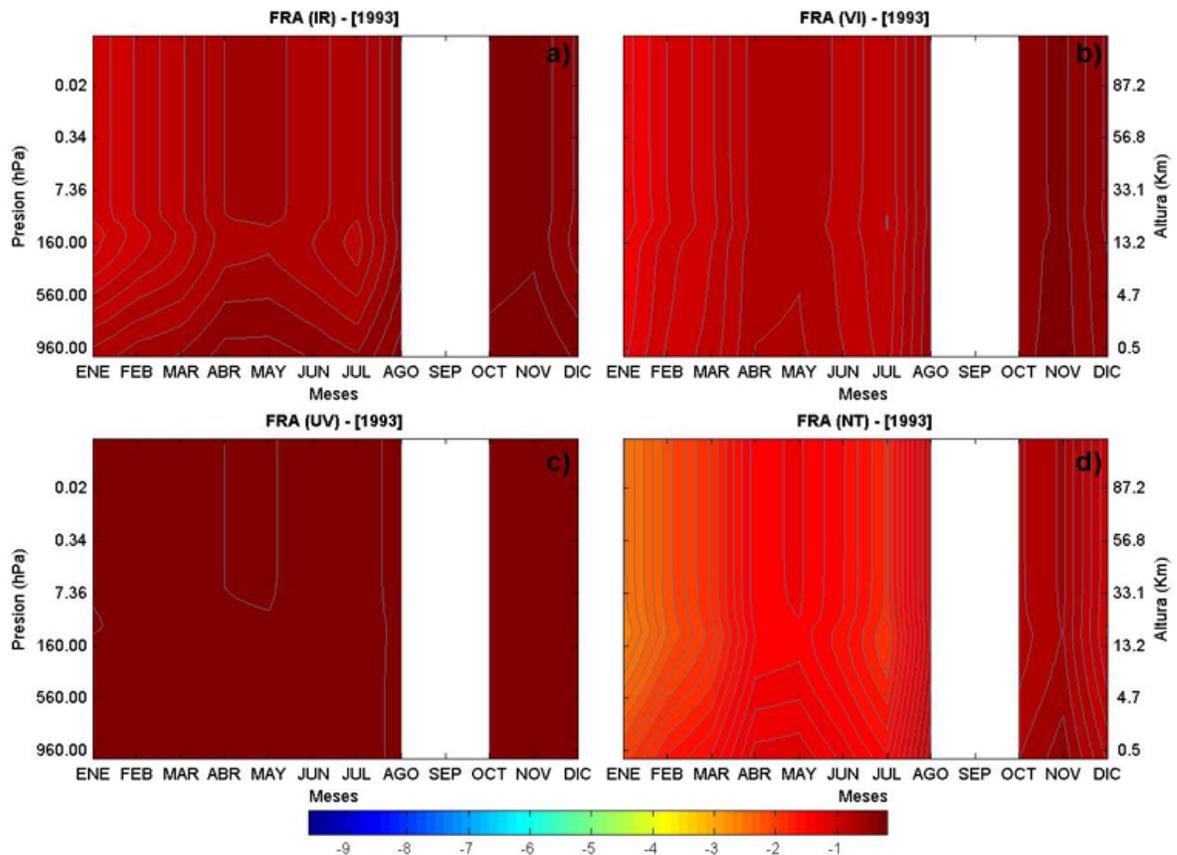


Figura 3.5: Perturbaciones del flujo neto en  $W m^{-2}$ , para el año 1993 en las bandas IR (a), VI (b), UV (c) y NT (d).

En el caso del IR cercano durante este año se aprecia absorción en la troposfera y valores de flujo constante en la vertical en la estratósfera al igual que para el año 1992, por las causas anteriormente explicadas para esta banda. El máximo valor de perturbación alcanzado es de tan sólo  $-1.12 W m^{-2}$ , esta vez, alrededor de la tropopausa (entre los 15 y 17 km de altura), también en el mes de enero. En el mes de julio se observa un ligero incremento de las perturbaciones por debajo de la tropopausa y hasta los 11 km de altura, asociado con un pequeño incremento del EOA en ese período.

Las diferencias entre estas bandas en superficie y en el tope de la atmósfera para el mes de enero de este año, alcanzan solamente  $0.56$  y  $0.24 W m^{-2}$ , respectivamente. A la altura de la tropopausa la diferencia entre ambas bandas es de  $0.16 W m^{-2}$ .

En la región solar del espectro la mayor perturbación sólo alcanza  $-2.60 \text{ W m}^{-2}$ , en una zona ubicada entre los 18 y 20 km de altura en el mes de enero. La diferencia entre la superficie y la tropopausa es solamente de  $0.61 \text{ W m}^{-2}$  y entre superficie y el tope de la atmósfera es de apenas  $0.56 \text{ W m}^{-2}$ , ambos acasos en el mismo mes. La mínima perturbación en esta región del espectro ocurre en el mes de noviembre con un valor de  $-0.42 \text{ W m}^{-2}$ , coincidiendo con el mínimo valor de EOA de todo el período analizado.

Un aspecto que resalta luego de comparar el comportamiento de los flujos netos ante la presencia de aerosoles estratosféricos de origen volcánico entre ambos años, es que la respuesta de las diferentes bandas espectrales aquí tratadas, es similar, aún cuando la concentración de aerosoles estratosféricos es significativamente menor en 1993. Las principales diferencias entre un año y otro radican en las magnitudes y la altura a la que se manifiestan las mayores perturbaciones, dependiendo claro está, de la distribución vertical de la nube.

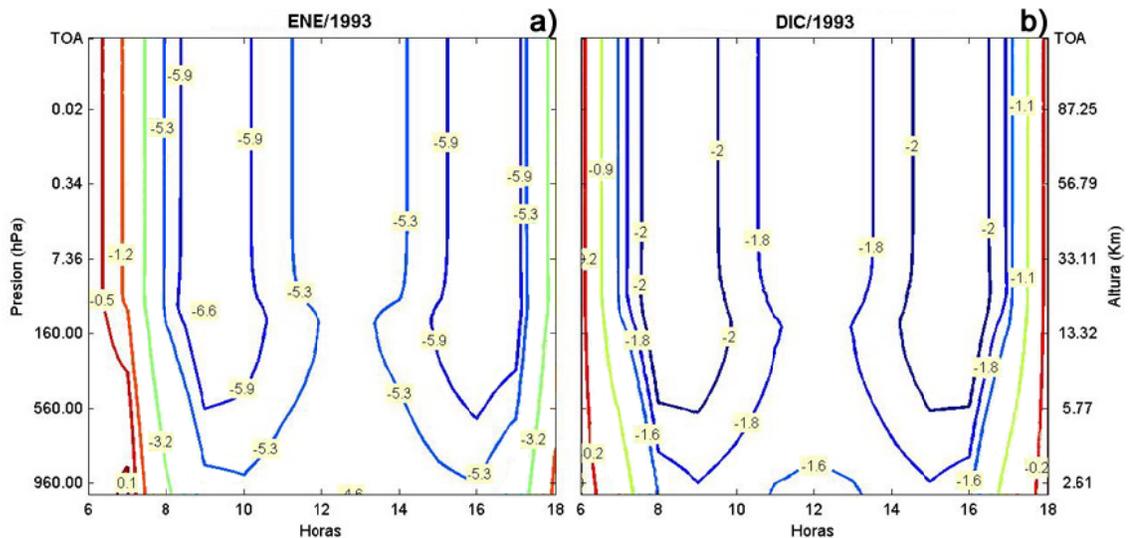
#### **3.1.2.1. Comportamiento diurno de las perturbaciones del flujo neto para 1993**

Al igual que para el año 1992, el comportamiento diurno del flujo neto en la región solar del espectro, es prácticamente simétrico teniendo como eje a las 12:00 horas (Figura 3.6). Las principales diferencias entre ambos años radican fundamentalmente en la magnitud de las perturbaciones, las cuales están considerablemente atenuadas en este año, debido al descenso en la concentración de los aerosoles estratosféricos.

Los máximos valores de perturbación para el mes de enero de este año (Figura 3.6a), ocurren en los mismos horarios que en 1992 (09:00 y 16:00). Los valores de perturbación sólo alcanzan  $-6.6 \text{ W m}^{-2}$  para ambos casos y a 18 y 19 km de altura respectivamente. Comparado con el mismo período del año anterior, estos valores se encuentran a 4 y 5 km por debajo y son un 73.5 % inferiores en magnitud, una muestra de cuanto ha disminuido su concentración la capa de aerosoles estratosféricos generada por el Pinatubo.

En el mes de diciembre de 1993 la mayor perturbación alcanzada es de  $-2.26 \text{ W m}^{-2}$ , esta vez ocurre en los horarios de las 8:00 y las 16:00, en una región comprendida entre los 18 y 25 km de altura. Si se comparan los valores de este mes, con los de enero de 1992, o sea, ambos extremos del período completo de análisis, se aprecia que las perturbaciones

provocadas por la presencia de aerosoles estratosféricos de origen volcánico han disminuido en un 90.9 %.



**Figura 3.6: Distribución vertical de los valores medios horarios de las perturbaciones en el flujo neto medio en  $W m^{-2}$ , en la región solar del espectro (NT), para los meses de enero (a) y diciembre (b) de 1993.**

El comportamiento diurno de las perturbaciones para 1993, redibuja de forma general, el patrón del año 1992, debido a las causas explicadas en el Epígrafe 3.1.1.1.

### 3.2. Perturbaciones en la razón de calentamiento

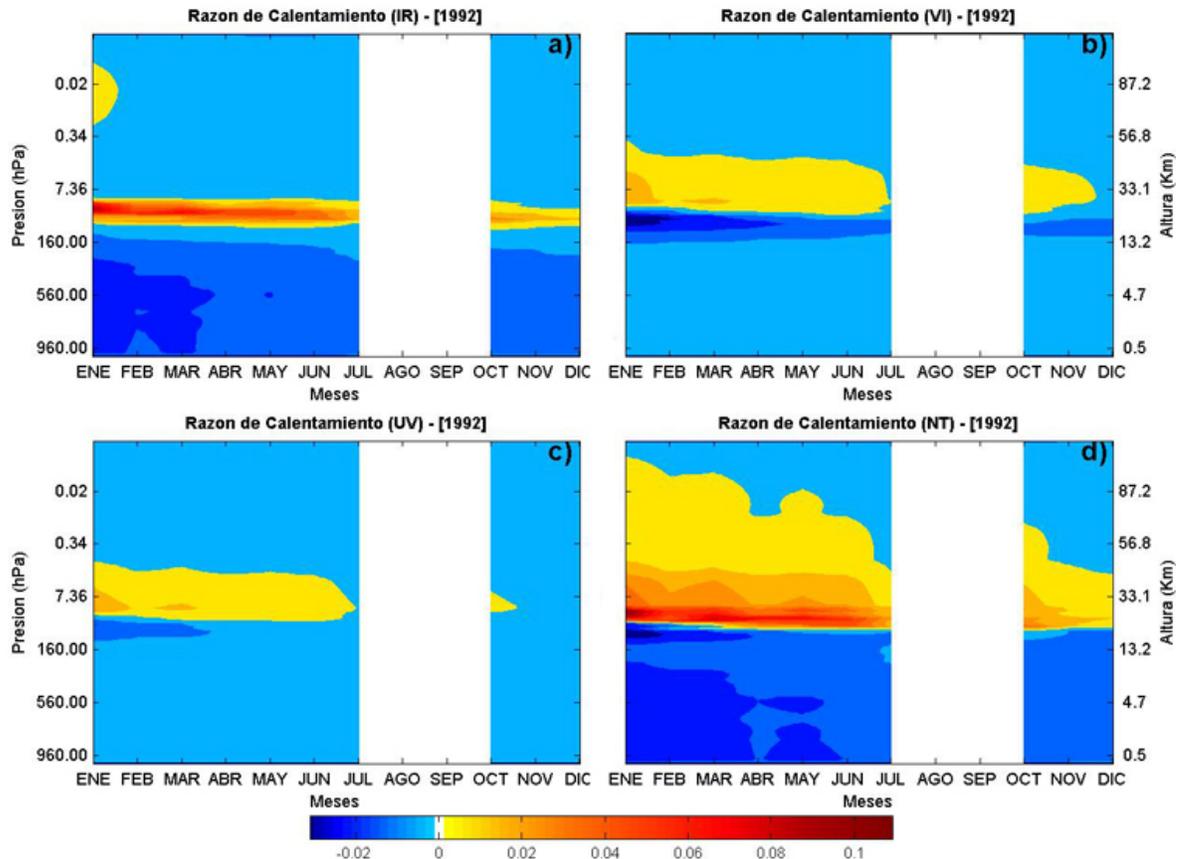
La razón de calentamiento es considerada como la velocidad a la cual, la energía de la radiación solar es ganada o perdida por la materia presente en un volumen dado. En el presente estudio se analiza específicamente, la influencia de los aerosoles estratosféricos de origen volcánico, en diversas regiones de la atmósfera.

#### 3.2.1. Perturbaciones de la razón de calentamiento para 1992

La distribución vertical del comportamiento de las perturbaciones de la razón de calentamiento (K/d) para el año 1992, en las diferentes bandas espectrales, desde superficie hasta el tope de la atmósfera ( $10^{-3}$  hPa), se muestra en la [Figura 3.7](#).

En la región de onda corta del espectro solar (IR+VI+UV, [Figura 3.7d](#)) se aprecia claramente el calentamiento de la estratosfera y el enfriamiento de la troposfera, como

consecuencia de la presencia de los aerosoles de sulfatos provenientes de la erupción del volcán Monte Pinatubo en estas regiones de la atmósfera.



**Figura 3.7:** Comportamiento de las perturbaciones de la razón de calentamiento (K/d) para el año 1992, desde superficie hasta el tope de la atmósfera, para las bandas espectrales IR (a), VI (b), UV (c) y NT (d).

Las mayores perturbaciones positivas durante todo el año, se encuentran en la estratósfera baja, en la región donde se encuentra la máxima concentración de aerosoles. A su vez, la máxima perturbación de la razón de calentamiento por aerosoles en esta zona se encuentra en el mes de enero de este año y alcanza el valor de 0.1 K/d entre los 26 y 28 km de altura, justo encima de la región de mayor espesor óptico en este mes (entre 23 y 25 km de altura). Este valor de perturbación es dos veces inferior al reportado por S98 y R00 para el mes de enero de 1992, y coincide mejor en altura con R00, quien empleara, al igual que en el presente estudio, un modelo de mejor resolución vertical que S98.

En cuanto a las diferencias entre los valores de perturbaciones alcanzados en el presente estudio, respecto a S98 y R00, debe tenerse en cuenta que el código de transferencia

radiativa aquí empleado, no considera el aporte en la región de onda larga, donde existe una gran contribución por parte de la radiación terrestre ascendente. En ambos casos (S98 y R00), el aporte en esta banda alcanza los 0.2 K/d.

Por debajo de los 42 km de altura (en el mes de enero), se encuentra una región con valores relativamente altos de perturbaciones positivas que llegan a alcanzar los 0.08 K/d y se extiende desde el mes de enero hasta octubre del mismo año, llegando a una altura en este último mes de 25 km y valores de perturbación de 0.03 K/d. Por encima de los 42 km y hasta los 114 km se encuentra otra región de perturbaciones positivas, esta vez con valores que oscilan entre los 0.02 y los 0.01 K/d, y cuyo tope desciende paulatinamente hasta llegar a los 43 km de altura en el mes de diciembre.

Desde la parte inferior de la zona de máxima concentración de aerosoles y hasta la superficie, las perturbaciones son negativas con un máximo de -0.03 K/d entre los 18 y los 20 km en el mes de enero y desde los 18 km hasta la tropopausa se encuentra otra zona de máximo enfriamiento, pero esta se manifiesta durante los tres primeros meses del año solamente. La troposfera manifiesta enfriamiento durante todo el año, pero las mayores perturbaciones se encuentran por debajo de los 10 km de altura, con valores de  $\sim -0.02$  K/d, durante los tres primeros meses del año fundamentalmente. Este enfriamiento se debe a la reducción del flujo en el IR cercano, a causa de la retrodispersión por aerosoles de la radiación solar incidente, lo cual afecta sustancialmente la absorción por el vapor de agua y las nubes, del IR cercano en esta capa de la atmósfera.

El mayor aporte al calentamiento de la capa de aerosoles se debe a la absorción, por esta, de la radiación solar en la banda del IR cercano tal y como se aprecia en la [Figura 3.7a](#). Esta banda es también la mayor responsable del enfriamiento de la tropósfera, al impedir el paso de la radiación hacia esta región de la atmósfera y limitar por tanto, la absorción por parte del vapor de agua y las nubes. Estos resultados corroboran lo planteado por S98 y R00 acerca del importante aporte de esta banda al calentamiento de la capa de aerosoles.

Por su parte en la banda del visible se encuentra el mayor aporte al calentamiento de la estratósfera media y alta (por encima de la capa de aerosoles), debido a que precisamente una de las propiedades de los aerosoles de sulfato es la dispersión pura en esta banda del

espectro solar. De tal forma que el ozono absorbe la radiación que es retrodispersada por la capa de aerosoles calentando, por tanto, esta zona de la estratosfera donde su concentración es aún importante. Esta banda es a su vez responsable del enfriamiento de la estratosfera baja y hasta la tropopausa, al impedir que el ozono ubicado en esta zona absorba la radiación visible. Un comportamiento similar al VI ocurre con el UV pero en menor cuantía, por lo que es una banda que no aporta significativamente a los efectos que provocan los aerosoles de sulfatos sobre la radiación en general.

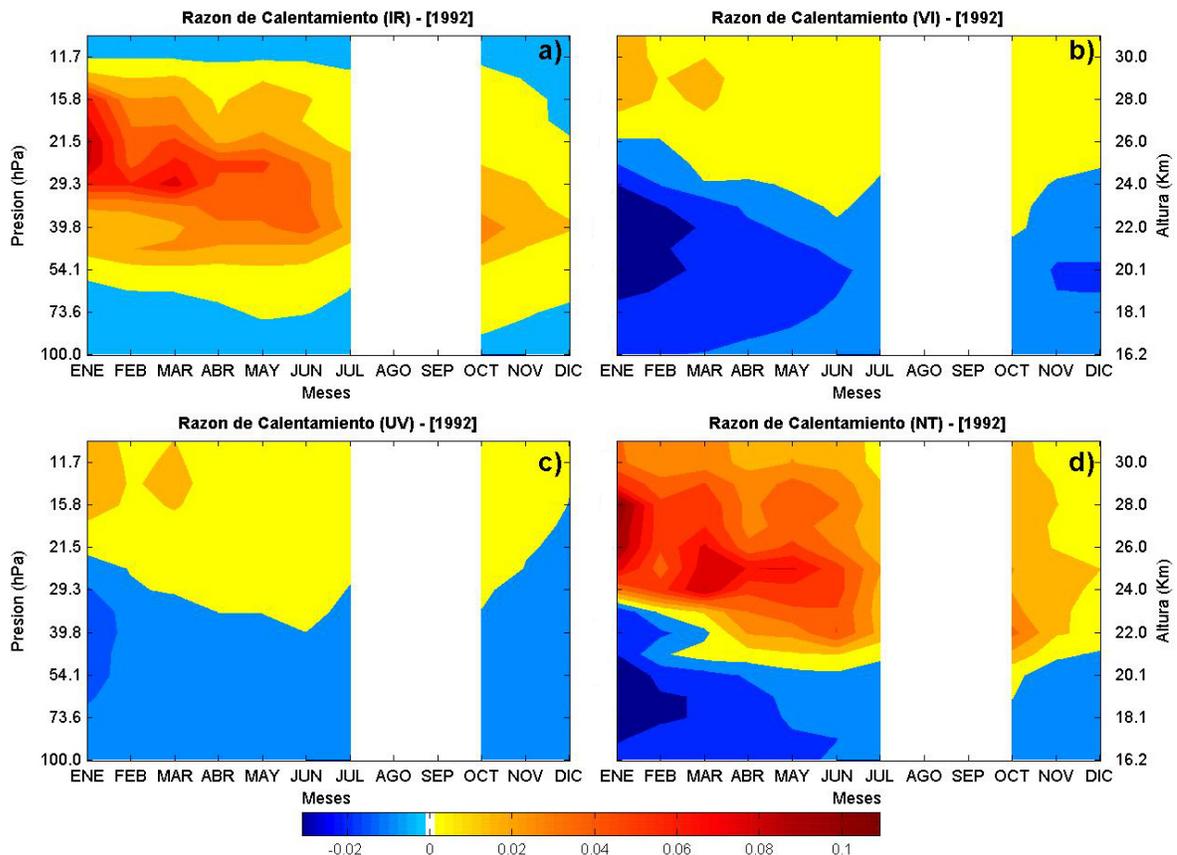
Valores de perturbación de la razón de calentamiento (K/d) para el año 1992, pero para la región de la estratosfera baja, considerando esta como la zona comprendida entre los 10 y los 100 hPa, se muestra en la [Figura 3.8](#). En esta figura se aprecia el comportamiento de la razón de calentamiento, con más detalle en la región ocupada por la nube de aerosoles en la estratosfera baja.

Como se planteó anteriormente, la banda del IRc ([Figura 3.8a](#)), es la máxima responsable del calentamiento de los aerosoles, al ser absorbida la radiación de esta región del espectro solar por los aerosoles de sulfatos de origen volcánico.

La mayor perturbación alcanza 0.09 K/d entre los 25 y 26 km de altura en el mes de enero, coincidiendo con la región de máximo espesor óptico. Se aprecia un segundo máximo en el mes de marzo a 24 km de altura, con un valor de 0.08 K/d. Es notable la tendencia a la disminución de las perturbaciones con el transcurso del año, debido a la disminución de los valores de EOA.

La banda visible ([Figura 3.8b](#)), es la responsable del enfriamiento en la región más baja de la estratosfera, extendida desde los 25 km hasta la tropopausa. Existe una región de máximo enfriamiento entre los 19 y los 24 km de altura con valores que oscilan entre -0.02 y -0.03 K/d y se extiende hasta el mes de febrero. Este enfriamiento está asociado a la no absorción por parte del ozono de la radiación VI y UV, como consecuencia de la fuerte retrodispersión de la radiación solar en estas bandas por la presencia de los aerosoles de sulfato. Esta retrodispersión es, a su vez, la causante del calentamiento que ocurre en la región que se encuentra justo encima de la zona de máximo espesor óptico, al absorber el

ozono y el oxígeno que se encuentra en esta región, toda la radiación que es reflejada en estas bandas.



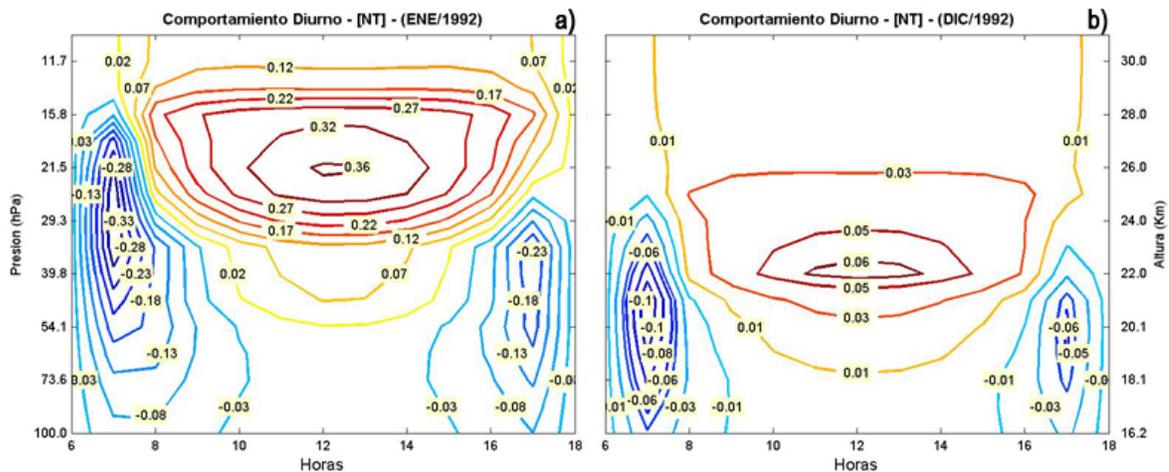
**Figura 3.8:** Comportamiento de las perturbaciones de la razón de calentamiento (K/d) para el año 1992, en la estratosfera, para las bandas espectrales IR (a), VI (b), UV (c) y NT (d).

La [Figura 3.8d](#) muestra el comportamiento de las perturbaciones de la razón de calentamiento en la región solar del espectro (NT). Se aprecia con claridad las regiones de máximo enfriamiento y calentamiento dentro de la nube de aerosoles, donde en ambos casos, existe un corrimiento en las alturas de ambas zonas con respecto a las bandas individuales. La región de calentamiento llega solamente hasta los 24 km de altura en su base y los máximos valores de perturbación se encuentran ubicados entre los 26 y 28 km de altura con valores de 0.1 K/d en el mes de enero. El tope de las perturbaciones negativas llega ahora, hasta los 23 km y se extiende hasta la tropopausa con valores que llegan hasta los -0.02 K/d. Ha descendido también, la zona de máximo enfriamiento y esta vez se ubica entre los 18 y los 20 km de altura con valores de -0.3 K/d extendiéndose hasta el mes de febrero. Se aprecia igualmente con claridad, el descenso tanto en altura como en las

magnitudes, de las perturbaciones positivas debido a la disminución del EOA durante el transcurso del año

### 3.2.1.1. Comportamiento diurno de las perturbaciones de la razón de calentamiento para el año 1992.

Los valores medios horarios de las perturbaciones de la razón de calentamiento para los meses de enero y diciembre de 1992 en la estratosfera, se muestran en la [Figura 3.9](#). En ambos meses se aprecia enfriamiento en horas de la mañana y la tarde, y el máximo calentamiento, en el horario de las 12:00 horas. En el caso del mes de enero ([Figura 3.9a](#)), los máximos valores de enfriamiento se encuentran a las 07:00 y las 17:00 horas con valores de -0.38 y -0.23 K/d, respectivamente. En el horario de la mañana este valor de perturbación se encuentra a una altura de 24 km mientras que en la tarde ocurre a 23 km.



**Figura 3.9:** Distribución en altura de los valores medios horarios de las perturbaciones de la razón de calentamiento en la estratósfera, para los mese de Enero (a) y Diciembre (b) de 1992 en la región solar del espectro (NT).

El enfriamiento es más pronunciado, tanto en magnitud como en altura, en el horario de la mañana llegando hasta los 28 km y extendiéndose, por debajo de la capa de aerosoles, hasta el horario de las 10:00 horas. Con el transcurso del día y el aumento de la altura del sol, la capa de aerosoles comienza a calentarse y en el horario comprendido entre las 10:00 y las 15:00 horas ocurren los mayores valores de perturbación positiva entre los 25 y 28 km de altura, región donde se encuentra precisamente la máxima concentración de aerosoles. El máximo calentamiento ocurre a las 12:00 horas con un valor de 0.37 K/d a una altura de 26 km. Por debajo de los 19 km de altura y hasta la tropopausa, las perturbaciones son

negativas en todos los horarios, aunque con valores muy pequeños en las horas del mediodía.

Una vez calentada la capa de aerosoles, esta tarda en enfriarse, consecuentemente, aún a las 17:00 horas cuando el sol alcanza solamente  $9^\circ$  sobre el horizonte, por encima de los 25 km de altura existen perturbaciones positivas.

En el mes de diciembre de 1992 ([Figura 3.9b](#)), al igual que en el mes de enero de este mismo año, las mayores perturbaciones negativas ocurren en los horarios de las 07:00 y las 17:00 horas, pero en esta ocasión, tanto las magnitudes como las alturas a las que estas ocurren han disminuido considerablemente. En el horario de las 07:00 horas, la máxima perturbación negativa ocurre entre los 20 y 21 km de altura y alcanzan solamente  $-0.12$  K/d. Para el caso de las 17:00 horas estos valores extremos ocurren entre los 19 y los 21 km de altura y llegan al valor de  $-0.06$  K/d. En ambos casos, las máximas perturbaciones han descendido 3 km como promedio.

El mayor calentamiento ocurre en este mes entre los horarios de las 10:00 y las 14:00 horas, confinado entre los 22 y 23 km de altura, con valores que oscilan entre 0.05 y 0.06 K/d, este último valor de perturbación es el máximo calentamiento y ocurre a las 12:00 horas a 22 km de altura. La región de máximo calentamiento ha descendido este mes respecto a enero del mismo año 4 km como promedio, como consecuencia de la disminución, tanto en magnitud como en altura, de la nube de aerosoles estratosféricos.

### **3.2.2. Perturbaciones de la razón de calentamiento para el año 1993**

La concentración de aerosoles estratosféricos, originada por la erupción del Pinatubo, ha disminuido drásticamente en el año 1993, como también ha disminuido la altura a la cual se encuentra la prácticamente disipada nube. Los valores de la distribución vertical de las perturbaciones de la razón de calentamiento para este año, en las diferentes bandas espectrales, desde superficie hasta el tope de la atmósfera, se muestran en el [Figura 3.10](#).

De forma general, se aprecian valores de perturbación muy inferiores a los obtenidos para el año 1992 y ausencia de perturbación en amplias regiones de la atmósfera y en las cuatro bandas. No obstante, se aprecia claramente la persistencia del enfriamiento en la tropósfera

y del calentamiento en la estratosfera, aunque en mucha menor cuantía en ambos casos. La mayor perturbación positiva en este año alcanza solamente 0.015 K/d a 22 km de altura en el mes de enero, un orden de magnitud inferior respecto al mismo período del año 1992 y alrededor de 5 km por debajo de la altura a la cual se encontraba el máximo en aquel momento.

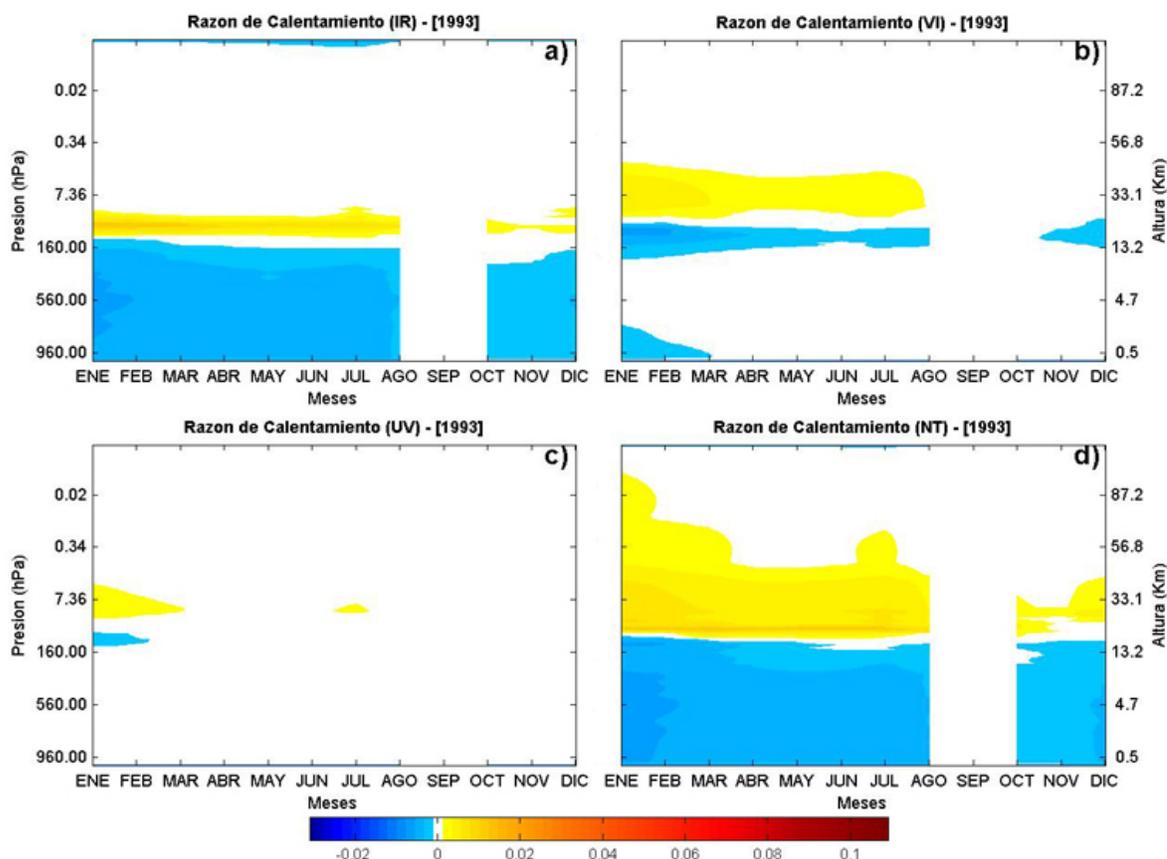
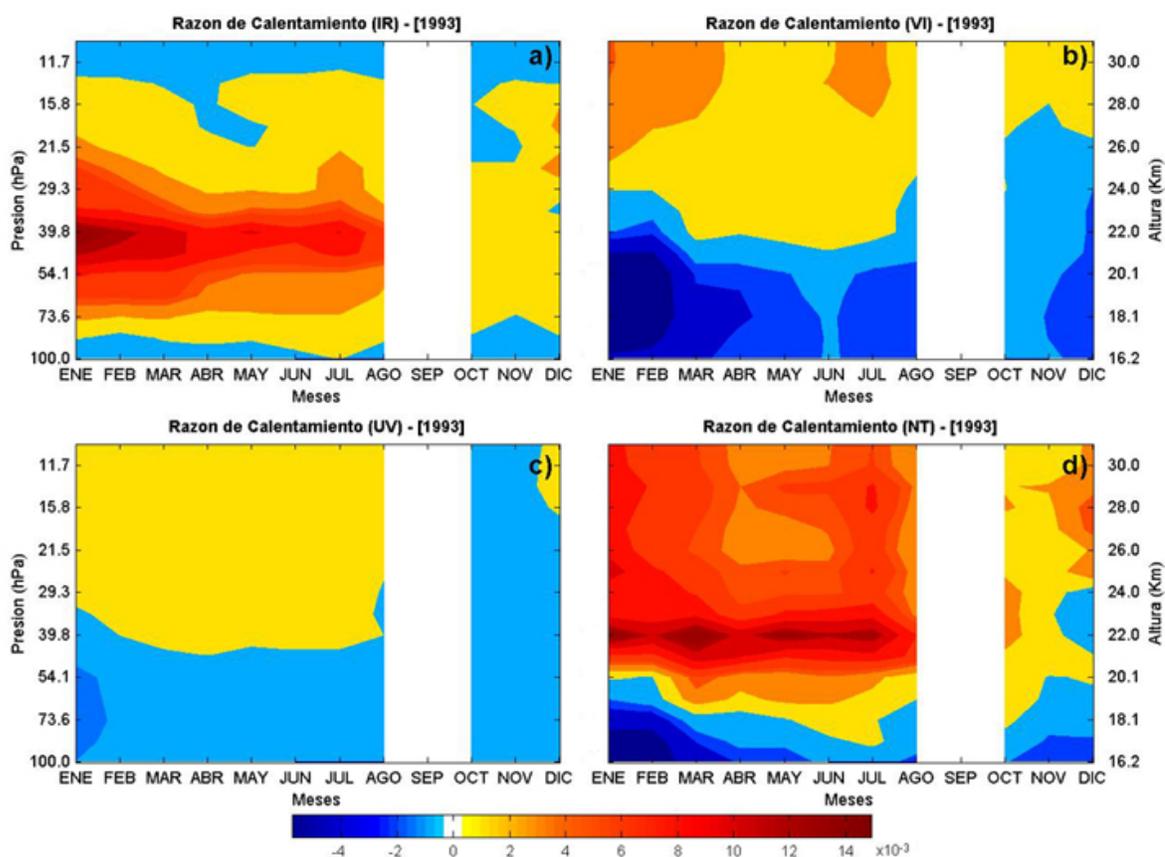


Figura 3.10: Comportamiento de las perturbaciones de la razón de calentamiento (K/d) para el año 1993, desde superficie hasta el tope de la atmósfera, para las bandas espectrales IR (a), VI (b), UV (c) y NT (d).

El enfriamiento de la troposfera se comporta de forma similar para todo el año y la máxima perturbación negativa solamente llega a -0.006 K/d en una zona ubicada entre los 9 km de altura y la superficie durante el mes de enero. Al igual que para el año 1992, el IRc aporta la mayor contribución al calentamiento de la estratósfera baja y al enfriamiento de la troposfera, debido a los procesos explicados anteriormente. Por encima de la capa de aerosoles la mayor contribución al calentamiento de la estratósfera media y alta, se debe a la reflexión de la radiación visible por esta capa, la cual es luego absorbida por el ozono

ubicado en esta región de la atmósfera. En el caso de la banda del UV, no existen prácticamente perturbaciones en este año, solamente un ligero calentamiento entre los meses de enero y marzo, y un ligero enfriamiento justo debajo de la capa de aerosoles en el mes de enero y que se extiende hasta el mes de febrero.

El comportamiento de las perturbaciones de la razón de calentamiento (K/d) en la región de la estratosfera baja para el año 1993, se muestra en la [Figura 3.11](#). Al igual que en el año 1992, la banda del IRc ([Figura 3.11a](#)), es la máxima responsable del calentamiento de la estratosfera baja debido a la absorción de la radiación en esta región del espectro por los aerosoles de sulfatos. Aunque los valores de espesor óptico son considerablemente inferiores en este año, en comparación con 1992, se observa claramente la respuesta de la estratosfera ante la presencia de aerosoles.



**Figura 3.11:** Comportamiento de las perturbaciones de la razón de calentamiento (K/d) para el año 1993, en la estratosfera, para las bandas espectrales IR (a), VI (b), UV (c) y NT (d). Nótese que en la escala, los valores de perturbación son un orden de magnitud inferior a los del año 1992.

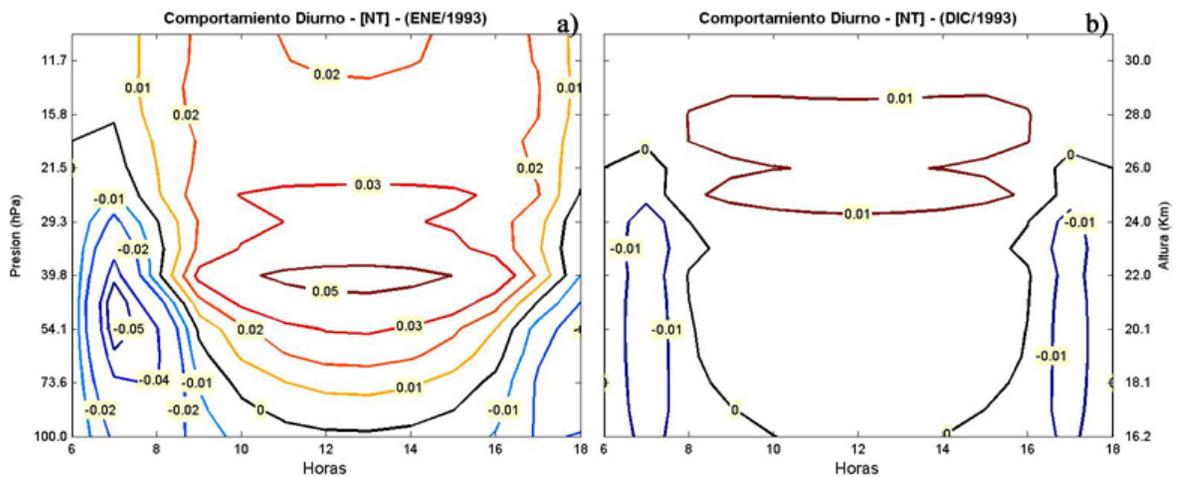
La zona de máximo calentamiento se encuentra ubicada a 22 km de altura y su valor alcanza los 0.015 K/d, o sea, ha descendido aproximadamente 3.5 km en altura y alrededor de 7 veces los valores de perturbación alcanzados en el mismo período del año 1992. La zona de máximo calentamiento en este año perdura hasta el mes de septiembre aproximadamente, aunque no existe información de este mes en específico, y se mantiene a la misma altura durante este período.

En la banda del VI (Figura 3.11b) el comportamiento de las perturbaciones es similar al año 1992, existiendo calentamiento por encima de la capa de aerosoles y enfriamiento justo debajo de esta. Los procesos que provocan este comportamiento son los mismos explicados anteriormente. En este caso particular los máximos valores de calentamiento ocurren entre los 30 y los 34 km de altura en el mes de enero de este año, donde la máxima perturbación llega a ser solamente de 0.005 K/d. Por su parte, la zona donde ocurre el enfriamiento, está ubicada entre los 19 y los 20 km de altura con valores de perturbación de -0.006 K/d en el mismo mes. Las perturbaciones en la banda del UV (Figura 3.11c) no son significativas.

En comparación con el año 1992, en la región solar del espectro (Figura 3.11d), la zona de enfriamiento en la estratósfera, ha sido comprimida en altura y se ubica entre los 19 km de altura y la tropopausa, disminuyendo su espesor  $\sim 4$  km. El máximo valor de perturbación en esta zona llega a -0.006 K/d justo a la altura de la tropopausa en el mes de enero. Por su parte, la zona de máximo calentamiento, descendió en altura hasta los 22 km, aproximadamente 5 km menos en comparación con el año 1992, con valores que oscilan entre los 0.011 y 0.015 K/d, valores que son un orden de magnitud menor, en comparación con el año 1992, como se había expresado anteriormente. Esta delgada capa de máximas perturbaciones positivas ( $\sim 2$  km de espesor) se extiende desde el mes de enero hasta julio del mismo año.

### **3.2.2.1. Comportamiento diurno de las perturbaciones de la razón de calentamiento para el año 1993.**

En la Figura 3.12 se representan los valores medios horarios, para los meses de enero y diciembre de 1993, de las perturbaciones de la razón de calentamiento en la estratósfera. En



**Figura 3.12: Distribución en altura de los valores medios horarios de las perturbaciones de la razón de calentamiento en la estratósfera, para los meses de Enero (a) y Diciembre (b) de 1993 en la región solar del espectro (NT).**

el mes de enero de este año se evidencia la presencia aún de aerosoles estratosféricos y su influencia sobre la radiación solar.

Al igual que para el mismo mes, pero del año 1992, el enfriamiento en horas de la mañana continúa siendo más pronunciado, tanto en magnitud como en altura que el que ocurre en horas de la tarde. Sin embargo, en este período las alturas a las que ocurren las máximas perturbaciones (positivas y negativas), son significativamente menores, en comparación con igual período del año 1992; igualmente ocurre con la magnitud de estas perturbaciones. Los máximos valores de enfriamiento en la mañana ocurren en el horario de las 07:00 horas, sin embargo, a diferencia del año 1992, el máximo enfriamiento de la tarde ocurre una hora más tarde, o sea, a las 18:00 horas.

La zona de enfriamiento en la mañana alcanza los 27 km de altura, pero la región de máximos se encuentra entre los 20 y 21 km de altura con un valor de  $-0.06$  K/d, o sea,  $\sim 3.5$  km más abajo y prácticamente dos ordenes de magnitud menos. En el horario de la tarde el máximo enfriamiento ocurre entre los 18 y los 20 km de altura con un valor de  $-0.03$  K/d, aproximadamente 4 km por debajo y similar diferencia en cuanto a magnitud, con el horario de la mañana.

El máximo calentamiento tiene lugar en este mes entre los horarios de las 12:00 y las 14:00 horas, a una altura de 22 km, con valores de  $0.06$  K/d. En comparación con igual período del año 1992, esta zona de máximo calentamiento ha descendido  $\sim 4$  km en altura y su

magnitud ha descendido, al igual que en el caso de las máximas perturbaciones negativas, prácticamente dos ordenes de magnitud.

En el mes de diciembre de 1993 (Figura 3.12b), cuando el valor de espesor óptico alcanza solamente el valor de  $2.66 \cdot 10^{-2}$ , el comportamiento de las perturbaciones es prácticamente simétrico, teniendo como eje central a las 12:00 horas. En horas de la mañana y la tarde tienen lugar las mayores perturbaciones negativas en los horarios de las 07:00 y las 17:00 horas, en los mismos rangos de altura y con la misma magnitud. No existen diferencias entre ambos horarios debido a la condición no perturbada de la estratósfera. Por su parte el calentamiento ocurre entre los 25 y 28 km de altura, con los valores más altos (0.02 K/d) a 25 km, en correspondencia con la región de máxima concentración en este caso, de ozono y no de aerosoles.

## **Capítulo 4: Fenómenos de reducciones severas y catastróficas de la radiación solar**

## Capítulo 4. Fenómenos de reducciones severas y catastróficas de la radiación solar.

Entre los fenómenos mencionados en el Epígrafe 1.5, que pueden provocar reducciones severas de la radiación solar, las erupciones volcánicas son las que centrarán el interés en el presente estudio. En el pasado han ocurrido erupciones volcánicas lo suficientemente potentes como para producir desastres globales de carácter climático y ecológico [*Rampino, 2002*]. Como promedio, estas erupciones ocurren cada 100000 años, pero existen más probabilidades de que ocurra una de estas erupciones, que el impacto de un asteroide contra la Tierra. La magnitud de la carga de aerosoles inyectada a la estratosfera como resultado de Súper – Erupciones, son ciento de veces superiores a las erupciones conocidas más recientes (ej. Tambora, 1815; Krakatau, 1883; Pinatubo, 1991) y por tanto sus efectos son mucho más catastróficos [*Sparks et al., 2005*].

Los Súper – Volcanes pueden permanecer dormidos durante cientos de años entre grandes erupciones, pero en general, mientras mayor es el tiempo que permanecen dormitados mayor será la erupción que produzcan. Existe, afortunadamente, una relación inversa entre frecuencia y tamaño de la erupción. Erupciones del tamaño del Pinatubo (más de 5 km<sup>3</sup> de magma) o como el Krakatau (~ 12 km<sup>3</sup>), ocurren una o dos veces cada siglo. Entre tres y cinco erupciones como el Tambora (algunas decenas de kilómetros cúbicos), ocurren cada mil años. Estos súper – volcanes se encuentran fundamentalmente en el límite de las placas tectónicas, donde colisionan unas con otras, o donde brota material caliente rico en sílice (magma), desde lo más profundo del interior de la tierra, justo debajo de los continentes o en la frontera entre estos y el mar [*McGuire, 2006*].

En el caso de las reducciones severas y catastróficas de la radiación solar, provocadas por estas erupciones volcánicas, se ha tomado como base en el presente estudio, la erupción del Monte Pinatubo, cuyo impacto radiativo ha sido objeto de estudio en el capítulo anterior. A partir del perfil de Espesor Óptico por Aerosoles de esta erupción, generado con los datos de Mauna Loa y la ELC, se han calculado los múltiplos de las que se consideran erupciones severas y catastróficas. Partiendo de estos valores se han realizado las simulaciones numéricas necesarias para calcular el efecto sobre la radiación solar. Se considerarán

erupciones severas, aquellas que sean 10 y 50 veces la erupción del Pinatubo y catastróficas, las que sean 100, 150 y 200 veces la mencionada erupción.

#### 4.1. Reducciones severas de la radiación solar, con duración de varios años, producidas por erupciones volcánicas.

Los resultados de las simulaciones de erupciones volcánicas, cuyas concentraciones de aerosoles estratosféricos son 10 (10x) y 50 (50x) veces las registradas por la erupción del Pinatubo (1x), se muestran en la [Figura 4.1](#), como perturbaciones del flujo neto, en la región solar del espectro, respecto a condiciones de cielo claro.

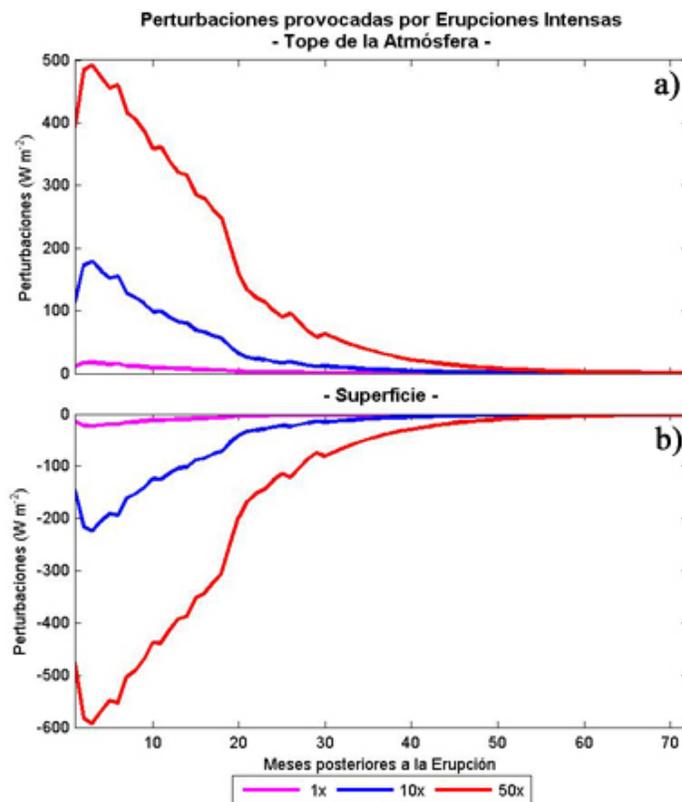


Figura 4.1: Perturbaciones del flujo neto, en la región solar del espectro, en el tope de la atmósfera (a) y en superficie (b). Producidas por Erupciones Severas que provoquen la presencia de aerosoles estratosféricos con magnitudes de 10 (10x) y 50 (50x) veces la producida por la erupción del Pinatubo (1x).

Para estos escenarios se aprecia que en el tope de la atmósfera ([Figura 4.1a](#)), se ha incrementado considerablemente la radiación que es reflejada por la capa de aerosoles, contribuyendo de esta forma a un aumento considerable del albedo terrestre por la presencia de los aerosoles estratosféricos. En la misma medida se aprecia una gran

disminución de la radiación solar que alcanza la superficie terrestre (Figura 4.1b). Las magnitudes del decrecimiento de la radiación solar en superficie, son tales que prácticamente durante tres años son superiores a los  $-50 \text{ W m}^{-2}$  para ambos escenarios. En tales condiciones, tendría lugar durante todo este período lo que se ha dado en conocer como “invierno volcánico” [Rampino *et al.*, 1988].

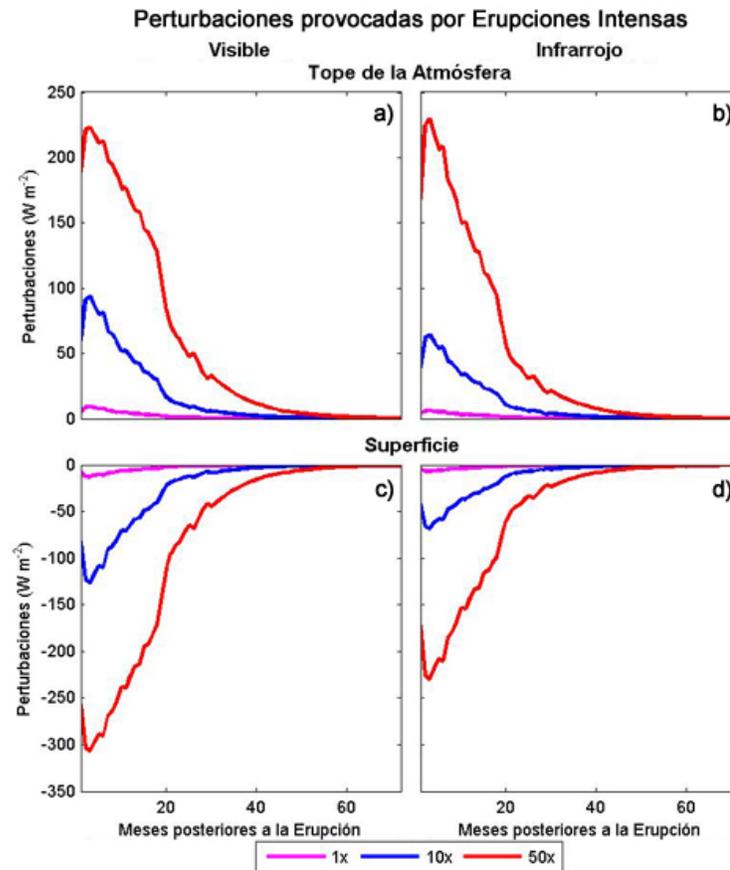
La máxima concentración de aerosoles resultado de la conversión del  $\text{SO}_2$ , en aerosoles de  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , luego de ser liberado a la atmósfera durante erupciones severas, se alcanza aproximadamente al tercer mes de ocurrida la erupción [Stowe *et al.*, 1992; McCormick *et al.*, 1995]. Es en este momento cuando se alcanza, a su vez, el máximo espesor óptico por aerosoles. Por tal motivo, tienen lugar en el tercer mes las máximas perturbaciones tanto en superficie como en el tope de la atmósfera. En superficie, estas alcanzarían aproximadamente  $-224$  y  $-593 \text{ W m}^{-2}$ , para 10x y 50x respectivamente, o sea, 9 y 26 veces, respectivamente, el valor de las perturbaciones provocadas por el Pinatubo. El efecto radiativo de estas erupciones se extendería hasta 54 y 70 meses, para 10x y 50x respectivamente (Tabla 2.5), cuando se retornaría nuevamente a las condiciones de fondo.

En el caso de las perturbaciones en el tope de la atmósfera, debido a la gran reflexión que provocaría la densa capa de aerosoles, estas alcanzarían aproximadamente los valores de  $179$  y  $493 \text{ W m}^{-2}$  para 10x y 50x respectivamente. Estos valores de perturbación serían 10 y 27 veces los valores alcanzados por el Pinatubo.

Las perturbaciones que provocarían las Erupciones Severas sobre el flujo neto en las bandas del visible e infrarrojo cercano se muestran en la Figura 4.2, tanto para el tope de la atmósfera (a y b) como para superficie (c y d). Estas bandas manifiestan un comportamiento similar a la región solar del espectro (NT), mostrado en la Figura 4.1.

El comportamiento de las perturbaciones en el tope de la atmósfera (Figura 4.2 a y b) es igual en ambas bandas para erupciones del nivel 50x, sin embargo, para erupciones de 10x en el caso del IRc las perturbaciones son menores. En el caso de las perturbaciones en superficie (Figura 4.2 c y d) en la banda VI, estas son superiores al IRc para ambos tipos de erupciones (10x y 50x). Esto significa que existirá una reducción severa de la radiación

solar en la región visible del espectro, que alcanzaría la superficie terrestre, con las subsecuentes consecuencias que esto conllevaría para la vida en general en la tierra.



**Figura 4.2:** Perturbaciones sobre el flujo neto, en las bandas VI e IRc, en el tope de la atmósfera (a y b) y en superficie (c y d), producidas por Erupciones Severas (10x y 50x).

A partir de las simulaciones realizadas para Erupciones Severas (10x y 50x) y teniendo como referencia la erupción del Pinatubo (1x), se estimó la duración de los períodos en los cuales las perturbaciones lleguen a ser el 50 y 25 % de los valores máximos obtenidos para cada una de ellas. La [Tabla 4.1](#) muestra estos valores.

Los tiempos de relajación son muy similares tanto en superficie como en el tope de la atmósfera para ambos porcentajes, sin embargo, debe tenerse en cuenta que las simulaciones realizadas no incluyen el efecto que provocan sobre la radiación solar las nubes de gotas de agua y cristales de hielo. Por tanto, en una situación real deben producirse efectos secundarios como consecuencia de las retroalimentaciones, por lo que los resultados aquí obtenidos pueden sufrir variaciones.

**Tabla 4.1: Número de meses a partir de la fecha de las erupciones, del Pinatubo (1x) y Severas (10x y 50x), que se tardaría en alcanzar valores del 50 y 25 % del máximo nivel de perturbación ocurrido, para las bandas VI, IRc y NT.**

	Superficie						Tope de la Atmósfera					
	50 %			25 %			50 %			25 %		
	1x	10x	50x	1x	10x	50x	1x	10x	50x	1x	10x	50x
<b>Visible</b>	12	13	19	19	19	24	12	12	19	19	19	24
<b>Infrarrojo</b>	12	12	16	19	19	21	12	12	15	19	19	20
<b>Neto</b>	12	13	19	19	19	23	12	12	19	19	19	22

No obstante, los valores obtenidos para el caso del Pinatubo mediante estas simulaciones, coinciden con los períodos de decrecimiento de los efectos provocados sobre la radiación solar por los aerosoles inyectados a la estratosfera como consecuencia de esta erupción. Por ejemplo, los valores mensuales de radiación global registrados en el Observatorio de Mauna Loa (Islas Hawaii, 19° N), en condiciones de cielo despejado, mostraron un decrecimiento de hasta un 5 % inmediatamente después de ocurrida la erupción del Pinatubo. Al cabo de 10 meses la radiación global mensual tuvo un decrecimiento de tan sólo 2.7 % [Dutton et al., 1992].

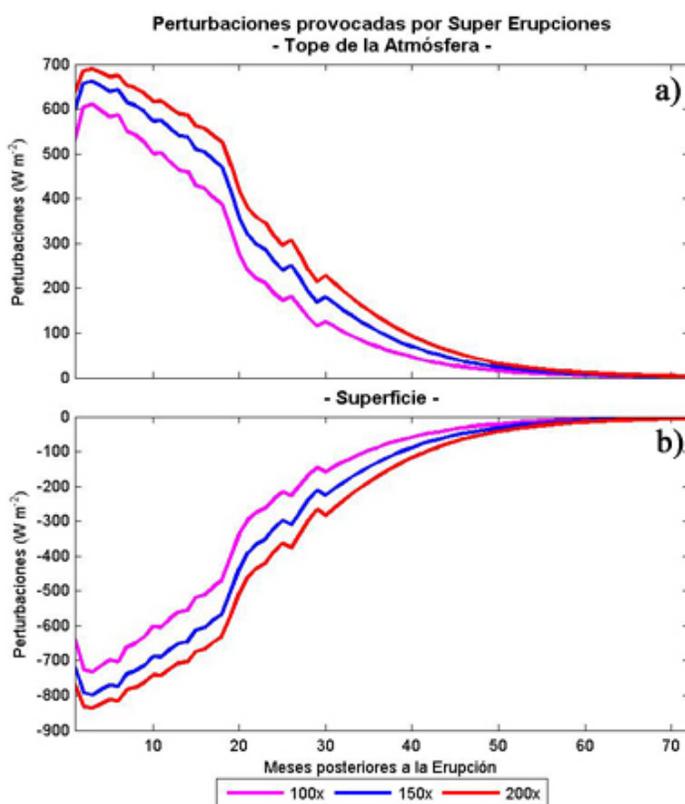
La información obtenida sobre el tiempo que tardaría la atmósfera en alcanzar el 50 y 25 %, del máximo valor de perturbaciones ocurrido, es de gran utilidad para el trazado de estrategias de supervivencia y mitigación, por parte de las instituciones y autoridades que estarían encargadas de manejar este tipo de catástrofes.

#### **4.2. Reducciones catastróficas de la radiación solar, con duración de varios años, producidas por súper – erupciones**

Las Súper – Erupciones, aquellas cuya magnitud sean 100, 150 y 200 veces (100x, 150x y 200x, respectivamente), la magnitud de la erupción del volcán Pinatubo, tienen el mismo carácter que las Erupciones Severas. Sin embargo, las magnitudes de las perturbaciones provocadas por este tipo de erupciones son considerablemente superiores, como puede apreciarse en el caso del comportamiento de las perturbaciones del flujo neto, en la región solar del espectro (Figura 4.3).

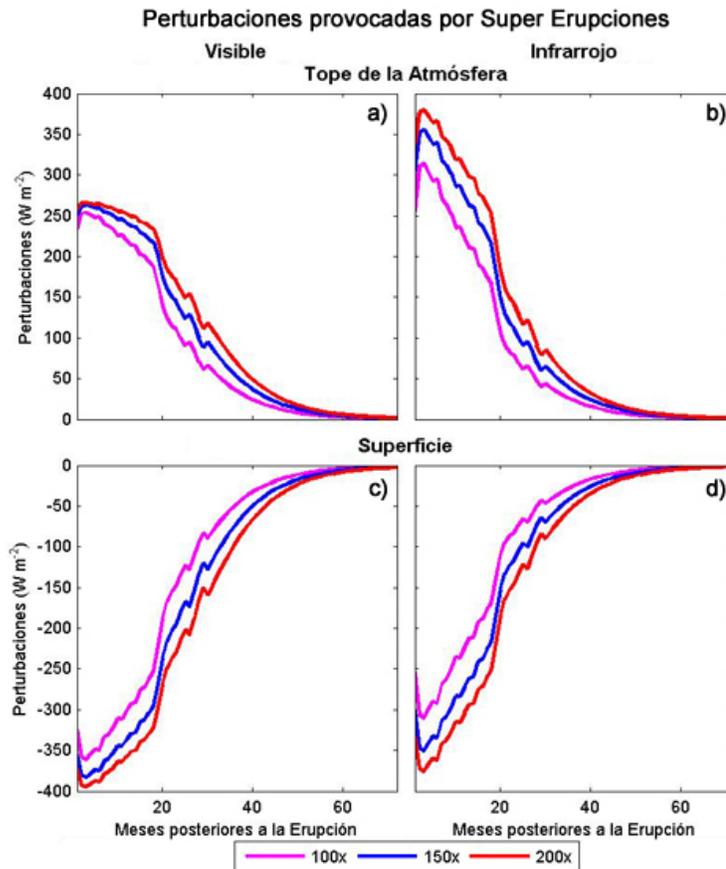
Las diferencias en el comportamiento de las perturbaciones, entre los diversos niveles de Súper – Erupciones, no son considerables entre ellas, debido a que se produce una especie

de efecto de “saturación”, debido a que la radiación disponible tiene un valor. No obstante, las diferencias en las perturbaciones entre los máximos niveles (50x y 200x) de ambas categorías (severas y súper – erupciones), se encuentran alrededor de los  $200 \text{ W m}^{-2}$ , tanto para superficie como para el tope de la atmósfera. Las mayores perturbaciones en el caso de la categoría de Súper – Erupciones alcanzan los  $-836$  y  $690 \text{ W m}^{-2}$  en superficie y en el tope de la atmósfera respectivamente, en ambos casos para el máximo nivel de esta categoría de erupciones (200x). Estos valores de perturbación son 36 y 38 veces, respectivamente, los alcanzados por la erupción del Pinatubo (1x).



**Figura 4.3:** Perturbaciones del flujo neto, en la región solar del espectro, en el tope de la atmósfera (a) y en superficie (b). Producidas por Súper – Erupciones que provoquen la presencia de aerosoles estratosféricos con magnitudes de 100, 150 y 200 veces (100x, 150x y 200x), la producida por los aerosoles del Pinatubo.

Las perturbaciones que provocarían en el flujo neto, las Súper – Erupciones en las bandas del visible e infrarrojo cercano, se muestran en la [Figura 4.4](#), tanto para el tope de la atmósfera ([Figura 4.4 a y b](#)), como para superficie ([Figura 4.4 c y d](#)).



**Figura 4.4:** Perturbaciones sobre el flujo neto, en las bandas VI e IRc, en el tope de la atmósfera (a y b) y en superficie (c y d), producidas por Súper – Erupciones (100x, 150x y 200x).

La mayor diferencia entre ambas bandas se encuentra en el tope de la atmósfera, donde las perturbaciones son considerablemente superiores en la banda del IRc. A partir de estos resultados y teniendo en cuenta el comportamiento de las Erupciones Severas, se infiere que a partir de determinado nivel de concentración de aerosoles la radiación que incida sobre la capa de aerosoles será mayormente absorbida y no reflejada. En superficie las perturbaciones son ligeramente inferiores en la banda del IRc respecto al visible.

En la [Tabla 4.2](#) se muestran los períodos de tiempo (en meses) que tardaría en alcanzarse los valores del 50 y 25 % de las máximas perturbaciones, para el caso de las Súper – Erupciones.

Al igual que en el caso de las Erupciones Severas, los tiempos de relajación para Súper – Erupciones, son similares entre superficie y el tope de la atmósfera. Sin embargo, en la gran mayoría de los casos, los tiempos de relajación para Súper – Erupciones superan 1.5 veces

a las Severas. De esta forma, las afectaciones serían catastróficas, no sólo por la magnitud de las perturbaciones, si no por el tiempo de incidencia de estas, tardando entre 77 y 84 meses en alcanzar los valores de fondo existentes luego de la erupción del Pinatubo (Tabla 2.5).

**Tabla 4.2: Número de meses a partir de la fecha de ocurrencia de las Súper – Erupciones (100x, 150x y 200x), que se tardaría en alcanzar el 50 y 25 % del máximo valor de perturbación ocurrido, para las bandas VI, IRc y NT.**

	Superficie						Tope Atmósfera					
	50 %			25 %			50 %			25 %		
	100x	150x	200x	100x	150x	200x	100x	150x	200x	100x	150x	200x
<b>Visible</b>	21	24	27	29	34	36	21	25	28	29	35	37
<b>Infrarrojo</b>	19	20	20	24	27	29	19	20	20	23	27	28
<b>Neto</b>	20	21	24	28	32	34	20	21	24	28	31	34

#### **4.3. Efectos socio - económicos de reducciones severas y catastróficas de la radiación solar**

Los efectos de erupciones volcánicas de las magnitudes analizadas anteriormente pueden ser catastróficos para la humanidad en la era contemporánea. Un ejemplo real de este tipo de evento es la erupción del volcán Toba en Sumatra, ocurrida hace 74 mil años y catalogada como una Súper – Erupción. La erupción de este volcán generó una capa de cenizas de 15 centímetros de espesor en el subcontinente Indio, con similares magnitudes en el Sudeste Asiático. Apenas un centímetro de ceniza depositada es suficiente para devastar la actividad agrícola, al menos en el período de crecimiento [*Spark and Self et al., 2005*]. Una erupción de tales magnitudes en la actualidad puede tener consecuencias dramáticas en esta región del planeta densamente poblada. Por esta razón en regiones ubicadas en la vecindad de volcanes se han desarrollado estrategias de emergencia ante la ocurrencia de tales eventos.

El archipiélago cubano se encuentra distante de los principales cinturones volcánicos del mundo, por lo que afectaciones como las anteriormente descritas no tendrán un impacto directo sobre Cuba. Sin embargo, erupciones de estas magnitudes tendrían un importante efecto climático de carácter global con consecuencias directas sobre la economía y la población del planeta. Son escasas las iniciativas a nivel global, regional y específicamente

en Cuba, encaminadas a establecer estrategias de adaptación y mitigación frente a este tipo de fenómenos. El reporte elaborado por *Spark and Self et al.* [2005] para la Sociedad Geológica de Londres sobre súper – erupciones es de los pocos estudios que a nivel mundial aborda este tema con profundidad.

#### **4.3.1. Predicción del efecto de las súper – erupciones, adaptación y mitigación**

En la actualidad la predicción tanto del momento de ocurrencia, como de la magnitud de las erupciones volcánicas, dado el estado del arte de las tecnologías que actualmente se emplean para monitorear estos eventos, se encuentran muy distantes aún de lograr este objetivo.

Existen diversas técnicas de predicción y aunque han existido progresos en las predicciones a corto plazo, ninguno de los métodos empleados ha probado la consistencia suficiente para predecir el momento exacto y mucho menos y más importante, la magnitud de la erupción resultante, su contenido de sulfuro y las características de su emisión [*Rampino, 2002*]. Sin embargo, aún y cuando se logre predecir con exactitud un evento volcánico con características de súper – erupción, y se tomen las precauciones necesarias de carácter local y regional, incluyendo la evacuación de un gran número de personas, los efectos regionales y globales que provocarán tanto la caída de cenizas como la nube de aerosoles resultante de las súper – erupciones sobre el clima, la agricultura y la salud, resultará un severo reto para la civilización moderna.

Las principales estrategias de adaptación y mitigación deben estar encaminadas por tanto, al almacenamiento de grandes cantidades de alimentos, tanto a nivel local como global debido al largo período que tardarían en desaparecer los efectos de estas erupciones. Esta acción debe estar acompañada de rápidas y efectivas políticas de distribución.

En los últimos años se ha analizado la posibilidad del impacto de un asteroide contra la tierra y las consecuencias que este hecho puede acarrear para la vida en el planeta. También se mantiene latente la posibilidad de una conflagración nuclear y sus terribles secuelas para la humanidad. Los efectos sobre la radiación solar esperados de estos dos eventos, tendrán un carácter climático similar al analizado para las súper – erupciones.

Se estima que el efecto que produciría una súper – erupción con un VEI  $\approx 8$ , es similar al impacto de un asteroide de  $\approx 1$  km de diámetro ( $10^6$  Mt TNT). Un impacto de este tipo ingresaría a la estratosfera cerca de  $10^{15}$  g de polvo submicrométrico [Toon *et al.*, 1997], el cual sería comparable a las cantidades de aerosoles que serían emitidas por las súper - erupciones. Las propiedades ópticas del polvo generado por el impacto de estos objetos son similares al polvo y los aerosoles de sulfatos generados por las erupciones volcánicas, por lo que su efecto atmosférico es similar. Sin embargo, los aerosoles de origen volcánico tienen mayor tiempo de residencia en la atmósfera que las partículas generadas por estos impactos, por lo que el efecto de estos últimos será menor en comparación con las súper – erupciones. La frecuencia de ocurrencia de las súper – erupciones es dos veces superior a la colisión de objetos extraterrestres que puedan causar un enfriamiento climático de la magnitud de las súper – erupciones [Rampino, 2002]. La predicción y prevención de desastres climáticos provocados por súper – erupciones se dificulta mucho más que el seguimiento y posible destrucción o desviación de objetos extraterrestres que amenacen nuestro planeta.

Los conflictos nucleares, tanto regionales como globales, inyectarían a la atmósfera grandes volúmenes de partículas submicrométricas y sulfatos como consecuencia de los incendios que provocarían la detonación de estos artefactos. Los efectos esperados, significativamente mayores y más persistentes, superan los de grandes erupciones conocidas como la del Tambora (1815), debido a los tiempos de residencia de los aerosoles de carbón negro [Robock *et al.*, 2006].

Los resultados obtenidos en el presente estudio pueden ser por tanto extrapolados, teniendo en cuenta las características particulares de estos eventos, para realizar estudios nacionales sobre el efecto radiativo de los conflictos nucleares y el impacto de asteroides y cometas. No obstante, estos resultados deben tomarse con cautela a la hora de atribuir las causas y efectos de un sistema tan complejo como el climático. Son necesarios estudios más detallados y complejos a la hora de modelar los efectos de estos tipos de fenómenos, por lo que el presente estudio constituye los primeros pasos en tal sentido.

## **Capítulo 5: Conclusiones y recomendaciones**

## **Capítulo 5. Conclusiones y recomendaciones.**

La obtención y validación de la nueva base de datos de la ELC ha permitido el empleo de la misma, en un código de transferencia radiativa para el estudio del efecto radiativo de los aerosoles estratosféricos originados por la erupción del Monte Pinatubo.

Las comparaciones entre los datos de la ELC y los del SAGE II, tanto para períodos de calma volcánica como perturbados, demuestran la compatibilidad y complementariedad de ambos instrumentos. Partiendo de este presupuesto, ambas bases de datos pueden ser empleadas de conjunto para la modelación numérica del impacto radiativo de los aerosoles en la troposfera alta y la estratosfera baja (TA/EB).

La obtención de índices de correspondencias (PDMA) entre dos tipos de instrumentos (ELC y SAGE II) para diferentes estados de la TA/EB, ofrece la posibilidad de extender la cobertura de las mediciones realizadas con lidar, aprovechando la información suministrada por satélites, particularmente el SAGE II.

Los resultados obtenidos en el presente estudio para el período del Pinatubo, coinciden de forma general, con los obtenidos en análisis previos del mismo período. Las diferencias encontradas en este período están dentro del rango de variabilidad de origen natural de los aerosoles en la TA/EB bajo condiciones volcánicas.

El cálculo del efecto radiativo de los aerosoles estratosféricos originados por la erupción del volcán Monte Pinatubo, empleando para ello un código de transferencia radiativa de alta resolución constituye una novedad científica para el territorio cubano. También lo es la determinación del efecto que provocarían los aerosoles originados por Súper – Erupciones en Cuba y el Gran Caribe, como consecuencia de la reducción severa y catastrófica de la radiación solar. Los cálculos fueron realizados empleando los datos de retrodispersión por aerosoles de la ELC, correspondientes al período de decrecimiento de la nube de aerosoles del Pinatubo, y en el caso del estudio de los efectos de las súper – erupciones se emplearon datos de Mauna Loa para completar la data de EOA del Pinatubo y darle un carácter tropical a los resultados obtenidos.

Se determinó que, para una mejor respuesta del código radiativo, los datos de Espesor Óptico por Aerosoles calculados a partir de los datos de lidar, deben estar distribuidos en las capas del modelo que correspondan y no emplear un único valor de espesor óptico para la nube. Los valores de EOA obtenidos coinciden con los reportados por la literatura internacional para el período analizado.

Se confirmó que el forzamiento radiativo en la banda del IR cercano, contribuye sustancialmente al calentamiento total de la estratosfera luego de erupciones volcánicas intensas, tal y como se plantea por S98 y R00. El calentamiento de la estratósfera y el enfriamiento de la troposfera en la zona de estudio, bajo la influencia de la nube de aerosoles del Pinatubo, ha quedado evidenciado en el presente estudio.

El forzamiento radiativo neto en el territorio cubano en el mes de enero de 1992, alcanzó los  $-9.15 \text{ W m}^{-2}$ . Este valor de forzamiento es superior al reportado por S98 y R00 para el mismo período. La diferencia en los resultados se debe a que el código de transferencia radiativa utilizado en el presente estudio, revela el comportamiento de la radiación solar en una única columna, a diferencia de los Modelos de Circulación General de la Atmósfera empleados por S98 y R00, que tienen en cuenta, además del propio proceso de transferencia radiativa, procesos dinámicos y de transporte de la atmósfera, así como otras retroalimentaciones que no son consideradas en el presente estudio debido a las limitantes del código empleado.

Las variaciones del flujo neto con la altura son marcadas en la banda del IRc, fundamentalmente entre la zona de máxima concentración de aerosoles y la superficie, debido a la absorción de la radiación en esta región del espectro solar, por el vapor de agua y las nubes presentes en la tropósfera. El mayor forzamiento se encuentra en la banda VI, sin embargo, en esta banda no existen prácticamente variaciones con la altura. La mayor diferencia entre estas bandas se encuentra precisamente en superficie donde llegan a alcanzar  $2.05 \text{ W m}^{-2}$  en el mes de enero de 1992. El aporte de la banda UV al forzamiento general es prácticamente despreciable. El comportamiento de la radiación solar ante la presencia de aerosoles estratosféricos de origen volcánico, en las diferentes bandas

espectrales tratadas en el presente estudio, son similares tanto para el año 1992 como para 1993, independientemente de las magnitudes del EOA.

El análisis del comportamiento diurno de las perturbaciones sobre el flujo neto, demostró que el mayor forzamiento tiene lugar en los horarios de la mañana y la tarde, cuando la altura del sol sobre el horizonte y el camino óptico son inversamente proporcionales.

El máximo valor de la razón de calentamiento obtenido es de 0.1 K/d para el mes de enero de 1992, fecha en la cual se encuentra el máximo valor de EOA. Este valor es dos veces inferior al reportado por S98 y R00. En este caso, la diferencia se debe a que los modelos empleados por ambos autores incluyen 7 y 8 bandas, respectivamente, en la región de Onda Larga (emisión terrestre). Esta región es la responsable de las dos terceras partes del calentamiento estratosférico, debido a la absorción por parte de los aerosoles confinados en esta región de la atmósfera, de la radiación emitida por la superficie terrestre.

La región espectral, máxima responsable del calentamiento de la estratosfera baja por la presencia de aerosoles estratosféricos de sulfato, es la banda del IRc, debido a la gran absorción por parte de estos de la radiación en esta región del espectro. El IRc es a su vez, el responsable del enfriamiento en la troposfera, al atenuar considerablemente el paso de la radiación solar en esta región espectral e impedir de esta forma, la absorción de este por el vapor de agua y las nubes presentes en esta zona de la atmósfera

La responsable del calentamiento en la estratosfera media y alta es la banda VI, como consecuencia de la gran reflexión que sufre la radiación solar en esta región espectral ante la presencia de aerosoles estratosféricos de origen volcánico y la posterior absorción de la misma por el ozono y el oxígeno molecular presentes en esta zona de la estratosfera. Esta banda es también la responsable del fuerte enfriamiento en la región ubicada justo debajo de la zona de máxima concentración de aerosoles, al impedir que el ozono ubicado a esa altura absorba la radiación solar. La banda del UV contribuye en muy poca medida al calentamiento de la estratosfera media y al enfriamiento de la región ubicada justo debajo de los máximos valores de EOA.

El estudio del comportamiento diurno de la razón de calentamiento, revela la respuesta de la estratosfera ante la presencia de aerosoles de sulfato. Los procesos de enfriamiento y

calentamiento de la estratósfera en presencia o no de aerosoles estratosféricos ha quedado evidenciada en el presente estudio.

- Se recomienda:

Para una mejor comprensión de la respuesta de la atmósfera ante la presencia de los aerosoles estratosféricos de origen volcánico, incluir en futuros estudios la región espectral de Onda Larga (emisión terrestre), responsable de las dos terceras partes del calentamiento de la estratósfera. Debido a la gran influencia que ejercen estos tipos de aerosoles, en la región del espectro solar antes mencionada, es necesario el empleo de códigos de transferencia radiativa de alta resolución que tengan en cuenta el efecto en esta banda espectral.

Como el nivel de conocimiento actual de los procesos geofísicos que gobiernan las erupciones volcánicas, no permite aún su predicción certera y como estos eventos se desencadenan de forma muy rápida, se recomienda que las instituciones dedicadas a la protección contra desastres naturales incluyan este tipo de fenómeno en tal categoría y elaboren estrategias de supervivencia y mitigación apropiadas.

Realizar nuevos y más profundos estudios para determinar las magnitudes en que se afectarán la temperatura y otros parámetros de la atmósfera en nuestro país y en la región del Caribe. Acometer estudios multidisciplinarios que evalúen los impactos sobre la biosfera, la economía y la sociedad, de erupciones severas y catastróficas.

Brindar esta información a la Defensa Civil, con la propuesta de que se incluyan entre las posibles catástrofes la siguiente denominación: “**Disminución prolongada de la radiación solar que alcanza la superficie terrestre**”.

Los resultados obtenidos permiten generar escenarios sobre el efecto de futuras erupciones volcánicas intensas sobre el clima, empleando para ello información de lidar y satélites. Con la información de estos instrumentos es posible extender el uso de este código radiativo de forma operativa en caso de una nueva erupción y extrapolar estos resultados al efecto radiativo que pueden generar el impacto de objetos extraterrestres y explosiones nucleares.

## **Referencias bibliográficas**

## Referencias bibliográficas.

1. Andronova, N. G., E. V. Rozanov, F. Yang, M. E. Schlesinger and G. L. Stenchikov, 1999, Radiative forcing by volcanic aerosols from 1850 to 1994, *J. Geophys. Res.*, **104**(D14), pp. 16807-16826.
2. Angell, J. K., and J. Korshover, 1983, Comparison of stratospheric warming following Agung and El Chichón, *Mon. Weather Rev.*, **111**, pp. 2129-2135.
3. Ansmann, A., 2006, "Ground-truth aerosol lidar observations: can the Klett solutions obtained from ground and space be equal for the same aerosol case?", *Appl. Opt.*, **45**, pp. 3367-3371.
4. Antuña, J. C., I. Pérez y D. Marín, 1994, Efecto de los aerosoles estratosféricos de la erupción de El Chichón sobre la temperatura en superficie para el PMC. *Atmósfera* (México), **7**, pp. 241-247.
5. Antuña, J. C. y D. Marín, 1991, Modelo de densidad del aire y otros parámetros de la atmósfera en el Polígono Meteorológico de Camagüey, *Informe Científico Técnico, ISMET*, pp 42.
6. Antuña J. C., I. Pérez y D. Marín, 1994, Efecto de los aerosoles estratosféricos de la erupción de El Chichón sobre la temperatura en superficie para el PMC. *Atmósfera* (México), **7**, pp. 241-247.
7. Antuña, J. C. y M. Sorochinski, 1995, Mediciones de aerosoles estratosféricos en Camagüey durante 1992. *Geofísica Internacional*, **34**, No. 1, pp. 143-145.
8. Antuña, J. C., I. Pomares and R. Estevan, 1996, Temperature trends at Camagüey, Cuba, after some volcanic eruptions, *Atmósfera* (México), **9**, pp. 241-250.
9. Antuña, J. C., R. Estevan and I. Pomares, 1996, Investigaciones sobre efectos climáticos de los aerosoles estratosféricos de origen volcánico en curso en Camagüey, Cuba, *Atmósfera* (Colombia), **24**, pp. 5-12.
10. Antuña, J. C., 1996a, Lidar measurements of stratospheric aerosols from Mount Pinatubo at Camagüey, Cuba, after some volcanic eruptions, *Atmospheric Environment*, **30**, pp. 1857-1860.
11. Antuña, J. C., 1996b, Mount Pinatubo stratospheric aerosols decay during 1992 and 1993 as seen by Camagüey lidar station. "The Mount Pinatubo Eruption: Effects

- on The Atmosphere and Climate", *NATO ASI Series*, Serie I, Vol. **42**, Springer - Verlag, ISBN 3-540-61281-5, pp. 3-10.
12. Antuña, J. C., A. Robock, G. L. Stenchikov, L. W. Thomason, and J. E. Barnes, 2001, Lidar validation of SAGE II aerosol measurements after the 1991 Mount Pinatubo eruption. *J. Geophys. Res.*, **107**(D14), 4194, doi:10.1029/2001JD001441.
  13. Antuña, J. C., 2002, Comparison of SAGE II and lidar stratospheric aerosol extinction datasets after the Mt. Pinatubo eruption, Dissertation for the degree of Doctor of Philosophy Graduate Program in Environmental Sciences, Graduate School-New Brunswick Rutgers, *The State University of New Jersey*, USA.
  14. Antuña, J. C., A. Robock, G. L. Stenchikov, J. Zhou, C. David, J. E. Barnes and L. W. Thomason, 2003, Spatial and temporal variability of the stratospheric aerosol cloud produced by the 1991 Mount Pinatubo eruption, *J. Geophys. Res.*, **108**(D20), 4624, doi:10.1029/2003JD003722.
  15. Antuña, J. C. and A. Fonte, 2008, Using stratospheric aerosols lidar measurements from Mount Pinatubo to simulate its radiative effects. *Opt. Pura Apl.*, **41** (2), pp. 159-163.
  16. Antuña, J. C., A. Fonte, R. Estevan, B. Barja, R. Acea, and J. C. Antuña, 2008. Solar Radiation Data Rescue at Camagüey, Cuba. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, pp. 1507–1511.
  17. ASAP, 2006, Assessment of Stratospheric Aerosol Properties, *WCRP-124*, *WMO/TD-No. 1295*, SPARC Report No. 4
  18. ASE, 2008, Association of Space Explorers International Panel on Asteroid Threat Mitigation: A call for Global response, (<http://www.space-explorers.org/ATACGR.pdf>)
  19. Barja B. and J. C. Antuña, 2008, Numerical simulation of cirrus cloud radiative forcing using lidar backscatter data. Preliminary results, *Opt. Pura Apl.*, **41** (2), pp. 89-95.
  20. Barja, B., 2010, Caracterización de las nubes cirros y su efecto sobre la radiación solar en el Caribe. Tesis en opción de grado científico de Doctor en Ciencias Meteorológicas, Instituto de Meteorología.

21. Barnes, J. E., and D. J. Hofmann, 1997, Lidar measurements of stratospheric aerosol over Mauna Loa Observatory, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, pp. 1923-1926.
22. Barton, I. J., A. J. Prata, I. G. Watterson, and S. A. Young, 1992, Identification of the Mount Hudson volcanic cloud over SE Australia, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, pp. 1211-1214.
23. Bluth, G. J. S., S. Doiron, C. C. Schnetzler, A. J. Krueger, and L. S. Walter, 1992, Global tracking of the SO<sub>2</sub> clouds from the June 1991 Mount Pinatubo eruptions, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, pp. 151-154.
24. Brasseur, G., 1992, Ozone depletion: Volcanic aerosols implicated, *Nature*, **359**, pp. 275-276.
25. Brogniez, C., L. Cazier, R. Ramanahérisoa, J. Lenoble, 1999, Climatology of stratospheric aerosols from SAGE II and POAM II satellite measurements: Evaluation of their impact on radiative forcing, *Proc. of the ALPS99 International Conference*, Meribel, France, 18-22 January 1999, WK1, 22.
26. BSPA, 2004, Backscatter Process Application, Manual de Usuario, Certificación de depósito legal facultativo de Obras Protegidas, Registro 2366-2004.
27. Carn, S. A., A. J. Krueger, G. J. S. Bluth, S. J. Schaefer, N. A. Krotkov, I. M. Watson and S. Datta, 2003, Volcanic eruption detection by the Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) instruments: a 22-year record of sulfur dioxide and ash emissions. In: Volcanic Degassing (eds. C. Oppenheimer, D. M. Pyle and J. Barclay), Geological Society, London, Special Publications, **213**, pp. 177-202.
28. Chagnon, C. W., and C. E. Junge, 1961, The vertical distribution of sub-micron particles in the stratosphere, *J. Meteor.*, **18**, pp. 746-752.
29. Chapman, C. R., 2004, The hazard of the near-Earth asteroid impacts on Earth, *Earth and Planetary Sciences*, **222**, pp. 1-15.
30. Chen, H., M. A. White, D. A. Krueger and C. Y. She, 1996, Daytime mesopause temperature measurements with a sodium-vapor dispersive Faraday filter in a lidar receiver, *Opt. Lett.*, Vol. **21**(15), pp. 1093-1095.
31. Chu, W. P. and M. P. McCormick, 1979, Inversion of stratospheric aerosol and gaseous constituents from spacecraft solar extinction data in the 0.38-1.0 micrometer wavelength region., *App. Opt.*, **18**, 1404-1413.

32. Chu, W. P., M. P. McCormick, J. Lenoble, C. Brogniez and P. Pruvost, 1989, SAGE II inversion algorithm, *J. Geophys. Res.*, **94**, pp. 8339-8351.
33. Clemesha, B. R., V. W. J. H. Kirchhoff, D. M. Simonich and H. Takahashi, 1978, Evidence of an extra-terrestrial source for the mesospheric sodium layer. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. **5**(10), pp. 873-876.
34. Couch, R. H., Rowland, C. W., Ellis, K. S., Blythe, M. P., Regan, C. R., Koch, M. R., Antill, C. W., Kitchen, W. L., Cox, J. W., DeLorme, J. F., Crockett, S. K., Remus, R. W., Casas, J. C., and Hunt, W. H., 1991, Lidar In-space Technology Experiment (LITE): NASA's first in-space lidar system for atmospheric research, *Opt. Eng.*, **30**, pp. 88-95.
35. Crowley, T. J., and K. Y. Kim, 1999, Modeling the temperature response to forced climate change over the past six centuries, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, pp. 1901–1904.
36. Crutzen, P. J., 1976, The possible importance of CSO for the sulfate layer of the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **3**, pp. 73-76.
37. Cuesta, O., M. González, P. Ortiz, A. Collazo, 2000, Repercusiones ecológicas de los compuestos del nitrógeno atmosférico en Cuba, *Rev. Cubana de Meteorología*, Vol. **7**, No.1.
38. Cuesta, O., M. González, A. Collazo, A. Wallo, R. Labrador, 2001, Estudio Químico-Meteorológico de los compuestos atmosféricos del nitrógeno en una localidad rural (CUBA), *Rev. Cubana de Meteorología*, Vol. **8**, No.1.
39. Cziczo, D. J., D. S. Thomson and D. M. Murphy, 2001, Ablation, flux and atmospheric implications of meteors inferred from stratospheric aerosol, *Science*, **291**, pp. 1772-1775.
40. Danilin, M. Y., R. L. Shia, M. K. W. Ko, D. K. Weisenstein, N. D. Sze, J. J. Lamb, T. W. Smith, P. D. Lohn and M. J. Prather, 2001, Global stratospheric effects of the alumina emissions by solid-fueled rocket motors, *J. Geophys. Res.*, **106**, pp. 12727-12738.
41. Doiron, S.D., G.J.S. Bluth, C.C. Schnetzler, A.J. Krueger, and L.S. Walter, 1991, Transport of Cerro Hudson SO<sub>2</sub> clouds, *Eos Trans. AGU*, **72**, 45, pp. 489-498.

42. Donald, A. L., 1967, Observation of Raman Scattering from the atmosphere using a pulsed nitrogen ultraviolet laser. *Nature*, Vol. **216**, pp. 142-143.
43. Dutton, E. G., and J. R. Christy, 1992, Solar radiative forcing at selected locations and evidence for global lower tropospheric cooling following the eruption of El Chichon and Pinatubo, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 2313-2316.
44. Elterman, L., 1954, Seasonal trends of temperature, density and pressure to 67.6 km obtained with the searchlight probing technique. *J. Geophys. Res.*, Vol. **59**(3), pp. 351-358.
45. Estevan, R., and J. C. Antuña. 2006, Updated Camagüey lidar dataset: validation with SAGE II. *Óptica Pura y Aplicada*, Vol. **39**, No. 1, pp. 85-90.
46. Fiocco, G., and G. Grams, 1964, Observations of the Aerosol Layer at 20 km by optical radar. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 21(3), pp. 323-324.
47. Freidenreich, S. M., and V. Ramaswamy, 1999, A new multiple-band solar radiative parameterization for general circulation models, *J. Geophys. Res.*, **104**, 31,389–31,409.
48. Freidenreich, S. M., and V. Ramaswamy, 2005, Refinement of the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory solar benchmark computations and an improved parameterization for climate models, *J. Geophys. Res.*, **110**, D17105, doi:10.1029/2004JD005471.
49. Gao, C., A. Robock, and C. Ammann, 2008, Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice corebased index for climate models, *J. Geophys. Res.*, **113**, D23111, doi:10.1029/2008JD010239.
50. Gibson, A. J. and M. C. W. Sandford, 1972, Daytime laser radar measurements of the atmospheric sodium layer. *Nature*, Vol. 239, pp. 509-511.
51. Grant, W. B., 1996, Tropical stratospheric ozone changes following the eruption of Mount Pinatubo, in NATO ASI Series, Vol. I 42, The Mount Pinatubo Eruption Effects on the Atmosphere and Climate, *Springer-Verlag*, pp. 161-175.
52. Grant, W. B., E. V. Browell, R. T. Menzies, K. Sassen and C. Y. She, 1997, Selected papers on Laser Applications in Remote Sensing, *SPIE Milestone Series*, Vol. MS 141.

53. Grattan, J. P. and F. B. Pyatt, 1999, Volcanic eruptions, dust veils, dry fogs and the European Palaeoenvironmental record: localised phenomena or hemispheric impacts?, *Global Planet. Change*, **21**, pp. 173–179, doi:10.1016/S0921-8181(99)00013-2.
54. Gruner, P., and H. Kleinert, 1927, Die Dämmerungserscheinungen, *Probl. Kosm. Phys.*, **10**, pp. 1-113.
55. Guo, S., Gregg J. S. Bluth, William I. Rose, I. Matthew Watson, and A. J. Prata, 2004a, Re-evaluation of SO<sub>2</sub> release of the June 1991 Pinatubo eruption using ultraviolet and infrared satellite sensors, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **5**, 4, Q04001, doi:10.1029/2003GC000654.
56. Guo, S., W. I. Rose, G. J. S. Bluth, and I. M. Watson, 2004b, Particles in the great Pinatubo volcanic cloud of June 1991: The role of ice, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **5**, 5, Q05003, doi:10.1029/2003GC000655.
57. Hauchecorne, A. and M. L. Chanin, 1980, Density and temperature profiles obtained by lidar between 35 and 70 km. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. **7**(8), pp. 565-568.
58. Haywood, J. M., V. Ramaswamy, and L. J. Donner, 1997, A limited-area-model case study of the effects of sub-grid scale variations in relative humidity and cloud upon the direct radiative forcing of sulfate aerosol. *Geophys Res. Lett.*, **24**, 143-146.
59. Hitchman, M. H., M. McKay and C. R. Trepte, 1994, A climatology of stratospheric aerosol, *J. Geophys. Res.*, **99** (D10), pp. 20689-20700.
60. Hofmann, D.J., S.J. Oltmans, S. Harris, S. Solomon, T. Deshler, and B.J. Johnson, 1992, Observation and possible causes of new ozone depletion in Antarctica in 1991, *Nature*, **359**, pp. 283-287.
61. Hofmann, D.J., S.J. Oltmans, J.A. Lathrop, J.M. Harris, and H. Vömel, 1994, Record low ozone at the South Pole in the Spring of 1993: Evidence for heterogeneous chemistry of the Pinatubo aerosol, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, pp. 421-424.
62. Huffaker, R. M., A.V. Jelalian and J. A. L. Thomson, 1970, Laser-Doppler system for detection of aircraft trailing vortices. *Proceedings of the IEEE*, Vol **58**(3), pp. 322-326.

63. Humio, I. and T. Kobayasi. 1969, Laser-Raman radar for chemical analysis of polluted air. *Nature*, Vol. **224**, pp. 170-172.
64. Hunt, G. E., and I. P. Grant, 1969, Discrete space theory of radiative transfer and its application to problems in planetary atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, **26**, pp. 963–972.
65. Hunten, D. M., R. P. Turco, and O. B. Toon, 1980, Smoke and dust particles of meteoric origin in the mesosphere and stratosphere, *J. Atm. Sciences*, **37**, pp. 1342-1357.
66. Hyde, W., and T. Crowley, 2000, Probability of Future Climatically Significant Volcanic Eruptions, *Journal of Climate*, **13**, pp. 1445-1450.
67. IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T.,Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.
68. IPCC, 2007, Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
69. Jäger, H., and T. Deshler, 2002, Lidar backscatter to extinction, mass and area conversions based on midlatitude balloonborne size distribution measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **29**(9), 1929, doi:10.1029/2002GRL015609.
70. Jäger, H., and T. Deshler, 2003, Correction to: “Lidar backscatter to extinction, mass and area conversions for stratospheric aerosols based on midlatitude balloonborne size distribution measurements”, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(7), 1382, doi:10.1029/2003GL017189.
71. Johnston, P. V., and R. L. McKenzie, 1989, NO<sub>2</sub> observations at 45°S during the decreasing phase of solar cycle 21, from 1980 to 1987, *J. Geophys. Res.*, **94**, pp. 3473-3486.

72. Johnston, P. V., R. L. McKenzie, J. G. Keys and W. A. Matthews, 1992, Observations of depleted stratospheric NO<sub>2</sub> following the Pinatubo volcanic eruption., *Geophys. Res. Lett.*, **19**, pp. 211-213.
73. Junge, C. E., and J. E. Manson, 1961, Stratospheric aerosol studies, *J. Geophys. Res.*, **66**, 3975.
74. Junge, C. E., C. W. Changnon and J. E. Manson, 1961, Stratospheric aerosols, *J. Meteor.*, **18**, pp. 81- 108.
75. Kettle, A. J., and M. O. Andreae, 2000, Flux of dimethylsulfide from the oceans: A comparison of updated data sets and flux models, *J. Geophys. Res.*, **105**, pp. 26793-26808.
76. Kettle, A. J., U. Kuhn, M. von Hobe, J. Kesselmeier, M. O. Andreae, 2002, The global budget of atmospheric carbonyl sulfide: Temporal and spatial variations of the dominant sources and sinks, *J. Geophys. Res.*, **107** (D22), 4658, doi:10.1029/2002JD002187.
77. Kinne, S., O. B. Toon and M. J. Prather, 1992, Buffering of stratospheric circulation by changing amounts of tropical ozone--a Pinatubo case study, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1927-1930.
78. Kirchner, I., G. Stenchikov, H. Graf, A. Robock, J. C. Antuna, 1999, Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. *J. Geophys. Res.*, **104**, pp. 19039-19055.
79. Lacis, A. A., J. E. Hansen, and M. Sato, 1992, Climate forcing by stratospheric aerosols, *Geophys Res. Lett.*, **19**, pp. 1607-1610.
80. Lamb, H. H., 1970, Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser.*, **A 266**, pp. 425-533.
81. Lee, R. L., and J. Hernandez-Andres, 2003, Measuring and modelling twilight's purple light, *Appl. Opt.*, **42**, pp. 445-457.
82. Luhr, J. F., I. S. E. Carmichael, and J. C. Varekamp, 1984, The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **23**, pp. 69-108.

83. Lynch, J.S., and G. Stevens, 1996, Mount Pinatubo: A satellite perspective of the June 1991 eruptions, in *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, edited by C. G. Newhall and R. S. Punongbayan, Philippine Inst. of Volcanol. and Seismol., Quezon City.
84. Kinne, S., O. B. Toon, and M. J. Prather, 1992, Buffering of stratospheric circulation by changing amounts of tropical ozone: A Pinatubo case study, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, pp. 1927–1930.
85. Maiman, T. H., 1960, Stimulated optical radiation in ruby, *Nature*, **187**, pp. 493.
86. Marinatos, S., 1939, The volcanic destruction of Minoan Crete, *Antiquity*, **13**, pp. 425-39.
87. Mason, B. G., D. M. Pyle and C. Oppenheimer, 2004, The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth, *Bull. Volcanol.*, **66**, pp.735-748.
88. Matson, M. and A. Robock, 1984, Satellite detection of the 1982 El Chichón eruptions and stratospheric dust cloud. *Geofis. Int.*, **23**, pp. 117-127.
89. Mauldin, L. E., N. H. Zaun, M. P. McCormick, J. H. Guy and W. R. Vaughn, 1985, Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II instrument: A functional description, *Opt. Eng.*, **24**, pp. 307- 312.
90. McClatchey, R. A., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Volz, and J. S. Garing, 1972, Optical properties of the atmosphere, Rep. AFCRL-72-0497, 110 pp., Hanscom Air Force Base, Bedford, Mass.
91. McCormick, M. P., P. Hamill, T. J. Pepin, W. P. Chu, T. J. Swissler and L. R. McMaster, 1979, Satellite studies of the stratospheric aerosol, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **60**, pp. 1038-1046.
92. McCormick, M. P., W. P. Chu, G. W. Grams, P. Hamill, B. M. Herman, L. R. McMaster, T. J. Pepin, P. B. Russell, H. M. Steele and T. J. Swissler, 1981, High-latitude stratospheric aerosols measured by the SAM II satellite system in 1978 and 1979, *Science*, **214**, pp. 328-331.
93. McCormick, M. P., and R. E. Veiga, 1992, SAGE II measurements of early Pinatubo aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, pp. 155-158.
94. McCormick, M. P., L. W. Thomason and C. R. Trepte, 1995, Atmospheric effects of Mt. Pinatubo eruption, *Nature*, **373**, pp. 399-404.

95. McGee, T. J., M. Gross, R. Ferrare, W. Heaps, and U. Singh, 1993, Raman DIAL measurements of stratospheric ozone in the presence of volcanic aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. **20**(10), pp. 955-958.
96. McGuire, W. J., 2006, Global risk from extreme geophysical events: threat identification and assessment, *Phil. Trans. R. Soc. A*, **364**, pp. 1889-1909, doi:10.1098/rsta.2006. 1804.
97. Minnis. P., E. F. Harrison, L. L. Stowe, G. F. Gison, F. M. Denn, D. R. Doelling, and W. L. Smith Jr., 1993, Radiative climate forcing by the Mount Pinatubo eruption, *Science*, **259**, pp. 1411-1415.
98. Mojena, E. Y O. García, 1984, Propagación sobre Cuba de la nube de ceniza de las erupciones del volcán El Chichón, Marzo – Abril, 1982. *Geofis. Int*, **23**, pp 143-153.
99. Newhall, C. G., and S. Self, 1982, The Volcanic Explosivity Index (VEI): an estimate explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.*, **87**, pp. 1231-1238.
100. NRC, 1996, A plan for a research program on: Aerosol Radiative Forcing and Climate Change; Panel on Aerosol Radiative Forcing and Climate Change, Board on Atmospheric Sciences and Climate Commission on Geosciences, Environment, and Resources, National Research Council, Washington DC.
101. Pepin, T. J., M. P. McCormick, W. P. Chu, F. Simon, T. J. Swissler, R. R. Adams, K. R. Crumbly and W. H. Fuller Jr., 1977, Stratospheric aerosol measurements, NASA SP-421, pp. 127-136.
102. Pitts, M. C., and L. W. Thomason, 1993, The impact of the eruptions of Mount Pinatubo and Cerro Hudson on Antarctic aerosol levels during the 1991 austral spring, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2451.
103. Pollack, J. B., Toon, O. B. C. Sagan, A. Summers, B. Baldwin and W. V. Camp, 1996, Volcanic explosions and climate change: A theoretical assessment, *J. Geophys. Res.*, **81**, pp. 1071-1083.
104. Prospero, J. M., D. L. Savoie and R. Arimoto, 2003, Long-term record of nss-sulfate and nitrate in aerosols on Midway Island, 1981-2000: Evidence of increased

- (now decreasing?) anthropogenic emissions from Asia, *J. Geophys. Res.*, **108** (D1), 4019, doi:10.1029/2001JD001524.
105. Ramachandran S., V. Ramaswamy V., G. L. Stenchikov and A. Robock, 2000, Radiative impact of Mount Pinatubo volcanic eruption: Lower stratospheric response, *J. Geophys. Res.*, **105**, pp. 24409–24429.
  106. Ramaswamy, V., and S. M. Freidenreich, 1991, Solar radiative line-by-line determination of water vapor absorption and water cloud extinction in inhomogeneous atmospheres, *J. Geophys. Res.*, **96**, pp. 9133–9157.
  107. Ramaswamy, V., et al., 2001, Radiative forcing of climate change. In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 349-416.
  108. Rampino, M. R., and S. Self, 1984, Sulphur-rich volcanic eruptions and stratospheric aerosols. *Nature*, **310**, pp. 677-679.
  109. Rampino, M. R., R. B. Stothers, and S. Self, 1988, Volcanic winters. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **16**, pp. 73-99.
  110. Rampino, M. R., 2002, Supereruptions as a threat to civilizations on Earth-like planets. *Icarus*, **156**, pp. 562-569.
  111. Reagan, J. A., and D. A. Zielinskie, 1991, Spaceborne lidar remote sensing techniques aided by surface returns, *Opt. Eng.*, **30**, pp. 96-102.
  112. Reda, I., and A. Andreas, 2004, Solar position algorithm for solar radiation applications, Technical Report, National Renewable Energy Laboratory, NREL/TP-560-34302, pp. 56.
  113. Robock, A., and C. Mass, 1982, The Mount St. Helens volcanic eruption of 18 May 1980: Large short term surface temperature effects, *Science*, **216**, pp. 628-630.
  114. Robock, A., 1989, Policy implications of nuclear winter and ideas for solutions, *Ambio*, **18**, pp. 360 - 366.

115. Robock, A. and J. Mao, 1995, The volcanic signal in surface temperature observations, *J. Climate*, **8**, pp. 1086-1103.
116. Robock, A., 2000, Volcanic eruptions and climate, *Rev. Geophys.*, **38**, pp. 191-219.
117. Robock, A., 2002, Volcanic eruptions. Encyclopedia of Global Environmental Change Volume 1, edited by Michael C. McCracken and John S. Perry, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, pp. 738-734.
118. Robock, A., L. Oman, G. L. Stenchikov, O. B. Toon, C. Bardeen, and R. P. Turco, 2006, Climatic consequences of regional nuclear conflicts. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **6**, pp. 11817-11843.
119. Robock, A., Luke Oman and Georgiy L. Stenchikov, 2006b, Nuclear winter revisited with a modern climate model and current nuclear arsenals: still catastrophic consequences, *J. Geophys. Res.*, **112**, D13107, doi:2006JD008235.
120. Rogers, H. L., W. A. Norton, A. Lambert, and R. G. Grainger, 1999, Isentropic, diabatic, and sedimentary transport of Mount Pinatubo aerosol, *J. Geophys. Res.*, **104**, pp. 4051-4064.
121. Russell, F. A. R., and E. D. Archibald, 1888, On the unusual optical phenomena of the atmosphere, 1883-1886, including twilight effects, coloured suns, moons, etc. In *The Eruption of Krakatoa and Subsequent Phenomena*, ed. G. J. Synnons, pp. 151-463. London: Truebner.
122. Russell, P. B., T. J. Swissler, and M. P. McCormick, 1979, Methodology for error analysis and simulation of lidar aerosol measurements. *App. Opt.*, **18**, pp. 3783-3797.
123. Russell, P. B., M. P. McCormick, T. J. Swissler, W. P. Chu, J. M. Livingston, W. H. Fuller, J. M. Rosen, D. J. Hofmann, L. R. McMaster, D. C. Woods and T. J. Pepin, 1981, Satellite and correlative measurements of the stratospheric aerosol. II: Comparison of measurements made by SAM II, dustsondes, and an airborne lidar, *J. Atmos. Sci.*, **38**, pp. 1296-1312.

124. Sagan, C., 1985, Nuclear Winter: A report from the World Scientific Community. *Environment*, **27**, pp. 12-39.
125. SAGE II, 2003, Sitio web del SAGE II, [http://www-sage2.larc.nasa.gov/data/v6\\_data](http://www-sage2.larc.nasa.gov/data/v6_data), <ftp://ftp-rab.larc.nasa.gov/pub/sage2/v6.20>.
126. Sassen, K., 1992, Evidence of liquid phase cirrus clouds formation from volcanic aerosols: climate implications, *Science*, **257**, pp. 516-519.
127. Sassen, K, 2002, Cirrus Clouds. A Modern Perspective, In Cirrus D. Lynch, K. Sassen, D. O' C Starr, and G. Stephens Eds., *Oxford University Press*, pp. 136-146.
128. Sato, M., J. E. Hansen, M. P. McCormick, and J. B. Pollack, 1993, Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990, *J. Geophys. Res.*, **98**, pp. 22987-22994.
129. Schotland, R. M., 1966, Some observations of the vertical profile of water vapour by means of a laser optical radar. Proceedings of the Fourth Symposium of Remote Sensing of Environment, pp. 273-283.
130. Schumann, U., H. Schlager, F. Arnold, J. Ovarlez, H. Kelder, O. Hov, G. Hayman, I. S. A. Isaksen, J. Staehlin and P. D. Whitefield, 2000, Pollution from aircraft emissions in the North Atlantic flight corridor: Overview on the POLINAT projects, *J. Geophys. Res.*, **105**, pp. 3605-3631.
131. Schwarzkopf, M. D., and S. B. Fels, 1991, The simplified exchange method revisited: An accurate, rapid method for computation of infrared cooling rates and fluxes, *J. Geophys. Res.*, **96**, pp. 9075-9096.
132. Sciare, J., N. Mihalopoulos and F. J. Dentener, 2000, Interannual variability of atmospheric dimethylsulfide in the southern Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, **105**, pp. 26369-26377.
133. Scott, W.E., R.P. Hoblitt, R.C. Torres, S. Self, M. Martinez, and T. Nillos, 1996, Pyroclastic flows of the 15 June, 1991, paroxysmal eruption, Mount Pinatubo, in *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, edited by C.

G. Newhall and R. S. Punongbayan, Philippine Inst. of Volcanol. and Seismol., Quezon City.

134. Self, S., J.-X. Zhao, R. E. Holasek, R. C. Torres, and A. J. King, 1996, The atmospheric impact of the 1991 Mount Pinatubo eruption, in *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, edited by C. G. Newhall and R. S. Punongbayan, pp. 1089–1115, Philippine Inst. of Volcanol. and Seismol., Quezon City.
135. Self, S., R. Gertisser, T. Thordarson, M. R. Rampino, and J. A. Wolff, 2004, Magma volume, volatile emissions, and stratospheric aerosols from the 1815 eruption of Tambora. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L20608, doi:10.1029/2004GL020925.
136. Sigurdsson, H., Carey, S.N., and J.D. Devine, 1990, Assessment of mass, dynamics and environmental effects of the Minoan eruption of Santorini volcano, Hardy, D. A., et al. (eds.), *Thera and the Aegean World III*, Vol. 2: Earth Sciences. Proceedings of the Third International Congress, Santorini, Greece, 3-9 September 1989.
137. Smith, R.C., and 12 others, 1992, Ozone depletion: Ultraviolet radiation and phytoplankton biology in Antarctic waters, *Science*, **255**, pp. 952-959.
138. Solomon, S., R. W. Portman, R. R. Garcia, L. W. Thomason, L. R. Poole and M. P. McCormick, 1996, The role of aerosol variability in anthropogenic ozone depletion at northern midlatitudes, *J. Geophys. Res.*, **101**, pp. 6713-6727.
139. Sparks, S. & Self, S. et al., 2005, Super-eruptions: global effects and future threats. Report of a Geological Society of London Working Group (2nd (print) Edn.).
140. Stenchikov, G. L., I. Kirchner, A. Robock, H. F. Graf, J. C. Antuña, R. G. Grainger, A. Lambert and L. Thomason, 1998, Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, *J. Geophys. Res.*, **103**, pp. 13837-13857.

141. Stothers, R. B., J. A. Wolf, S. Self and M. R. Rampino, 1986, Basaltic fissure eruptions plume heights and atmospheric aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, pp. 725-728.
142. Stothers, R. B., 1996, Major optical depth perturbations to the stratosphere from volcanic eruptions: Pyrheliometric period, 1881-1960, *J. Geophys. Res.*, **101**, pp. 3901-3920.
143. Stowe, L. L., R.M. Carey and P.P. Pellegrino, 1992, Monitoring the Mt. Pinatubo aerosol layer with NOAA/11 AVHRR data. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, pp. 159-62.
144. Sunilkumar, S. V. and K. Parameswaran, 2005, Temperature dependence of tropical cirrus properties and radiative effects, *J. Geophys. Res.*, **110**, D13205, doi: 10.1029/2004JD005426.
145. Tegen. I., A , A Lacis, and I. Fung, 1996, The influence on climate forcing of mineral aerosol from disturbed soils, *Nature*, **380**, 419-422.
146. Thomason, L. W., and S. P. Burton, 2005, SAGE II Stratospheric Aerosol Extinction Measurements in the Lower Tropical Stratosphere at Near Non-Volcanic Levels, *Atmos. Chem. Physics. Disc.*
147. Toon, O. B., R. P. Turco, and C. Covey, 1997, Environmental perturbations caused by the impacts of asteroids and comets, *Reviews of Geophysics*, **35**, pp. 41-78.
148. Trepte, C. R., and M. H. Hitchman, 1992, Tropical stratospheric circulation deduced from satellite aerosol data, *Nature*, **355**, pp. 626-628.
149. Turner, S. M., G. Malin, P. D. Nightingale, and P. S. Liss, 1996, Seasonal variation of dimethyl sulphide in the North Sea and an assessment of fluxes to the atmosphere, *Mar. Chem.*, **54**, pp. 245- 262.
150. Unsworth, M. H., and H. A. McCartney, 1973, Effects of atmospheric aerosols on solar radiation, *Atmospheric Environment*, Vol. **7**, 12, pp. 1173-1185.
151. Vogelmann, A. M., T. P. Ackerman, and R. P. Turco, 1992, Enhancements in biologically effective ultraviolet radiation following volcanic eruptions, *Nature*, **359**, pp. 47-49.

152. Weisenstein, D.K., G.K. Yue, M.K.W. Ko, N.-D. Sze, J.M. Rodriguez and C.J. Stott, 1997, A two dimensional model of sulphur species and aerosols. *J. Geophys. Res.*, **102**, 13019-13035.
153. Wennberg, P. O., R. C. Cohen, R. M. Stimpfle, J. P. Koplow, J. G. Anderson, R. J. Salawitch, D. W. Fahey, E. L. Woodbridge, E. R. Keim, R. S. Gao, C. R. Webster, R. D. May, D. W. Toohey, L. M. Avallone, M. H. Proffitt, M. Loewenstein, J. R. Podolske, K. R. Chan, and S. C. Wofsy, 1994, Removal of stratospheric O<sub>3</sub> by radicals: In situ measurements, of OH, HO<sub>2</sub>, NO, NO<sub>2</sub>, ClO, and BrO, *Science*, **266**, pp. 398-404.
154. Whiteman, D. N, S. H. Melfi, and R. A. Ferrare, 1992, Raman lidar system for the measurement of water vapour and aerosols in the Earth's atmosphere. *Applied Optics*, Vol. **31**(16), pp. 3068-3082.
155. Winker, D. M., W. H. Hunt, and C. A. Hostetler, 2004, Status and Performance of the CALIOP Lidar, *Proc. SPIE*, **5575**, pp. 8-15.
156. Winker, D., M. Vaughan, and W. Hunt, 2006, The CALIPSO mission and initial results from CALIOP, *Proc. SPIE*, **6409**, doi:10.1117/12.698003.
157. Zahn, U. von, and J. Höffner, 1996, Mesopause temperature profiling by potassium lidar. *Geophys Res. Lett.*, Vol. **23**(2), pp. 141-144.

**Anexos**

## Anexos

### Anexo I

Las mediciones de aerosoles se realizan en su gran mayoría empleando la retrodispersión elástica, en la cual la señal recibida es analizada a la misma longitud de onda del láser que la emitió.

Por tal motivo, el número de cargas portadoras generadas por el detector, para la señal retrodispersada en un rango de altura  $\Delta z$ , para un simple pulso láser, puede ser expresada a través de la siguiente ecuación [Russell, et. al., 1979]:

$$N_s(\lambda, z) = \frac{\Delta z \cdot E(\lambda) \cdot A_r \cdot T_o(\lambda) \cdot T_d(\lambda)}{(z - z_L)^2} \cdot \left( \frac{\lambda}{hc} \right) \cdot \beta(\lambda, z) \cdot \exp \left[ -2 \int_{z_L}^z \sigma_e(\lambda, z') dz' \right] \quad (\text{I.1})$$

Donde:

$N_s(\lambda, z)$ : Número de cargas portadoras generadas por el detector (fotones).

$\Delta z$ : Rango de altura (ancho de capa).

$E(\lambda)$ : Energía del láser por pulso (potencia transmitida).

$A_r$ : Área del receptor.

$T_o(\lambda)$ : Eficiencia óptica del sistema.

$T_d(\lambda)$ : Eficiencia cuántica del fotodetector.

$z$ : Altura.

$z_L$ : Altura del lidar.

$\lambda$ : Longitud de onda.

$h$ : Constante de Planck.

$c$ : Velocidad de la luz.

$\beta(\lambda, z)$ : Sección transversal de retrodispersión por unidad de volumen a la longitud de onda  $\lambda$  y altura  $z$ .

$\sigma_e(\lambda, z')$ : Coeficiente de extinción atmosférica a la longitud de onda  $\lambda$  y altura  $z'$ .

En la ecuación anterior, el término exponencial describe la transmisión de la radiación en un doble trayecto, desde el emisor al volumen retrodispersor y del volumen retrodispersor al receptor.

A la señal que llega al detector se suman ruidos fotoelectrónicos generados por la luz del cielo, fluorescencia del láser y efectos térmicos internos en el fotodetector. Este ruido o señal de fondo debe ser medido y sustraído al número total de fotoelectrones medidos. Teniendo en cuenta lo anteriormente expresado y que determinados parámetros del sistema pueden resultar difíciles de cuantificar, la Ecuación I.1, puede ser rescrita de la siguiente manera:

$$N_s(\lambda, z) = \left[ \frac{K(\lambda)}{(z - z_L)^2} \right] \cdot Q^2(\lambda, z_L, z) \cdot \beta(\lambda, z) \quad (I.2)$$

Donde:

$$K(\lambda) = E(\lambda) \cdot A_r \cdot T_o(\lambda) \cdot T_d(\lambda) \cdot \left( \frac{\lambda \cdot \Delta z}{hc} \right) \quad (I.3)$$

$$Q^2(\lambda, z_L, z) = \exp \left[ -2 \int_{z_L}^z \sigma_e(\lambda, z') dz' \right] \quad (I.4)$$

Tanto la sección transversal de retrodispersión  $\beta(\lambda, z)$ , como la sección transversal de extinción  $\sigma_e(\lambda, z)$ , están compuestas por moléculas (gas) y aerosoles (partículas), esto queda reflejado en las siguientes ecuaciones:

$$\beta(\lambda, z) = \beta_M(\lambda, z) + \beta_A(\lambda, z) \quad (I.5)$$

$$\sigma_e(\lambda, z) = \sigma_{eM}(\lambda, z) + \sigma_{eA}(\lambda, z) \quad (I.6)$$

Con el objetivo de facilitar los cálculos, entre otras razones, es conveniente analizar los datos de aerosoles medidos con lidar en términos de Razón de Retrodispersión  $R(\lambda, z)$ , la

cual es definida como la retrodispersión total entre la retrodispersión molecular, tal como se expresa en la siguiente ecuación:

$$R(\lambda, z) = \frac{\beta(\lambda, z)}{\beta_M(\lambda, z)} = \frac{\beta_M(\lambda, z) + \beta_A(\lambda, z)}{\beta_M(\lambda, z)} \quad (\text{I.7})$$

La ecuación del lidar (I.2) en términos de  $R(\lambda, z)$ , puede ser expresada como se muestra a continuación, si se sustituye  $\beta(\lambda, z)$  por la ecuación (I.2):

$$R(\lambda, z) = \frac{(z - z_L)^2 \cdot N_s(\lambda, z)}{K(\lambda) \cdot Q^2(\lambda, z_L, z) \cdot \beta_M(\lambda, z)} \quad (\text{I.8})$$

En la solución de la ecuación I.8,  $N_s(\lambda, z)$  es obtenida a través de la medición del lidar,  $Q^2(\lambda, z_L, z)$  es usualmente suministrada a través de un modelo y  $\beta_M(\lambda, z)$  es obtenido a partir de radiosondeo o de un modelo de densidad atmosférica. El modelo de densidad molecular empleado en la ELC, contiene información calculada a partir del sondeo medio de Camagüey hasta los 30 km de altura y a partir de esta altura se emplea el modelo de densidad de la atmosfera estándar de latitudes medias [*U.S. Standard Atmosphere*, 1976]. Sin embargo,  $K(\lambda)$  conocida como constante del lidar, no es bien conocida debido a que depende de la energía transmitida y de la eficiencia del receptor y de todos los componentes ópticos del sistema. Por tanto, es usualmente determinado mediante la normalización de  $R(\lambda, z)$ .

Operativamente, la normalización se realiza buscando el mínimo valor de  $R(\lambda, z)$  en un rango de altura donde  $N_s(\lambda, z)$ ,  $Q^2(\lambda, z)$  y  $\beta_M(\lambda, z)$  sean bien conocidos. La altura donde  $R(\lambda, z)$  alcanza su mínimo valor, es conocida como “Altura de Normalización” ( $z^*$ ), en el caso particular de las mediciones de aerosoles estratosféricos esta altura es seleccionada por encima de la capa de aerosoles  $\sim 33$  km, donde normalmente debe existir un valor mínimo de este constituyente atmosférico. Entonces el parámetro  $K(\lambda)$  se ajusta para forzar que  $R(\lambda, z^*)$ , según se definió en la ecuación (I.8), sea igual a un valor esperado de  $R_{min}(\lambda)$ , basado en modelos y mediciones previamente realizadas de aerosoles. Por tanto:

$$K(\lambda) = \frac{(z^* - z_L)^2 \cdot N_s(\lambda, z^*)}{R_{\min}(\lambda) \cdot Q^2(\lambda, z_L, z^*) \cdot \beta_M(\lambda, z^*)} \quad (\text{I.9})$$

Si sustituimos la ecuación I.9 en la ecuación I.8, obtenemos la siguiente expresión:

$$R(\lambda, z) = \frac{(z - z_L)^2 \cdot N_s(\lambda, z) \cdot Q^2(\lambda, z_L, z^*) \cdot \beta_M(\lambda, z^*)}{(z^* - z_L)^2 \cdot N_s(\lambda, z^*) \cdot Q^2(\lambda, z_L, z) \beta_M(\lambda, z)} \cdot R_{\min}(\lambda) \quad (\text{I.10})$$

El proceso de normalización constituye una fuente de incertidumbres y por tanto debe conllevar un tratamiento de errores. Normalmente es empleado un valor de  $R_{\min}(\lambda) = 1$ , aunque este valor puede producir errores significativos. La Estación Lidar de Camagüey emplea un valor de  $R_{\min}(\lambda) = 1.01$ .

Una vez determinado el perfil de razón de retrodispersión a partir de la ecuación I.10, puede ser obtenido el perfil del Coeficiente de Retrodispersión por Aerosoles  $\beta_A(\lambda, z)$ . Partiendo de la Ecuación I.2, obtenemos la siguiente expresión:

$$\beta_A(\lambda, z) = [R(\lambda, z) - 1] \cdot \beta_M(\lambda, z) \quad (\text{I.11})$$

Este algoritmo es empleado en el software BackScatter Process Application (BSPA, Aplicación para el procesamiento de retrodispersión) [BSPA, 2004], el cual ha sido utilizado en el presente estudio para obtener los perfiles de retrodispersión de la ELC.

## Anexo II

### Factores de conversión de retrodispersión a extinción.

Trimestre	Año	Rangos de altura (km)			
		<i>TP - 15</i>	<i>15 - 20</i>	<i>20 - 25</i>	<i>25 - 30</i>
ENE - MAR	1980	45.3	52.1	55.7	61.2
ABR - JUN	1980	47.6	54.3	56.5	59.7
JUL - SEP	1980	49.0	55.7	53.7	58.4
OCT - DIC	1980	50.7	57.9	57.9	56.8
ENE - MAR	1981	50.0	57.0	60.2	55.5
ABR - JUN	1981	47.5	54.6	59.0	54.9
JUL - SEP	1981	48.2	58.5	59.0	54.3
OCT - DIC	1981	52.1	60.2	61.5	56.8
ENE - MAR	1982	57.3	61.4	59.6	53.0
ABR - JUN	1982	60.0	60.1	51.0	43.3
JUL - SEP	1982	43.3	48.7	36.0	39.6
OCT - DIC	1982	32.5	30.9	34.0	42.0
ENE - MAR	1983	25.7	21.0	34.7	42.1
ABR - JUN	1983	25.3	21.0	36.4	39.5
JUL - SEP	1983	26.1	21.9	38.6	43.1
OCT - DIC	1983	24.6	23.2	39.0	40.4
ENE - MAR	1984	25.5	25.4	38.0	37.7
ABR - JUN	1984	29.4	28.2	36.5	36.5
JUL - SEP	1984	28.5	29.6	39.4	41.4
OCT - DIC	1984	28.6	29.3	38.1	42.0
ENE - MAR	1985	29.4	30.0	38.0	43.6
ABR - JUN	1985	30.5	32.1	40.6	47.5
JUL - SEP	1985	31.5	32.9	44.5	51.5
OCT - DIC	1985	32.3	35.4	47.3	51.4
ENE - MAR	1986	35.0	38.4	49.3	50.6
ABR - JUN	1986	39.4	41.1	50.3	49.8
JUL - SEP	1986	41.1	42.6	53.5	49.4
OCT - DIC	1986	38.7	40.6	53.4	54.5
ENE - MAR	1987	36.9	37.6	52.4	58.4
ABR - JUN	1987	37.4	34.9	51.0	57.4
JUL - SEP	1987	40.0	34.1	51.7	57.7
OCT - DIC	1987	36.4	35.7	52.4	54.4
ENE - MAR	1988	33.1	37.9	52.6	50.2
ABR - JUN	1988	32.8	39.9	53.5	46.4
JUL - SEP	1988	31.5	39.1	57.0	52.5
OCT - DIC	1988	34.3	40.1	53.1	49.9
ENE - MAR	1989	37.6	41.0	47.4	46.6
ABR - JUN	1989	39.1	41.0	43.5	46.1
JUL - SEP	1989	40.6	43.5	45.5	46.9
OCT - DIC	1989	42.0	45.1	48.8	49.6

## Anexo II (cont.)

### Factores de conversión de retrodispersión a extinción.

Trimestre	Año	Rangos de altura (km)			
		<i>TP - 15</i>	<i>15 - 20</i>	<i>20 - 25</i>	<i>25 - 30</i>
ENE - MAR	1990	41.7	43.5	50.0	51.6
ABR - JUN	1990	39.3	38.5	48.1	50.6
JUL - SEP	1990	40.0	40.7	49.0	48.2
OCT - DIC	1990	41.4	43.5	49.8	45.4
ENE - MAR	1991	42.5	46.2	50.8	42.5
ABR - JUN	1991	43.8	48.8	51.5	40.9
JUL - SEP	1991	48.0	52.5	51.4	42.0
OCT - DIC	1991	46.9	47.2	49.0	50.5
ENE - MAR	1992	40.3	38.9	46.6	54.6
ABR - JUN	1992	29.5	30.9	45.2	51.1
JUL - SEP	1992	23.4	25.7	45.6	53.3
OCT - DIC	1992	26.6	33.9	50.6	55.2
ENE - MAR	1993	28.7	37.5	53.9	53.0
ABR - JUN	1993	27.1	33.4	53.9	48.5
JUL - SEP	1993	28.8	32.2	54.9	52.1
OCT - DIC	1993	30.9	38.4	55.9	53.7
ENE - MAR	1994	33.6	42.1	56.4	53.5
ABR - JUN	1994	36.1	42.0	55.9	51.2
JUL - SEP	1994	35.2	42.7	57.6	46.7
OCT - DIC	1994	37.1	48.5	55.0	46.5
ENE - MAR	1995	39.7	50.2	52.9	46.2
ABR - JUN	1995	42.2	47.2	50.4	44.7
JUL - SEP	1995	43.0	45.3	48.5	44.5
OCT - DIC	1995	42.4	43.9	46.9	44.7
ENE - MAR	1996	42.0	42.5	45.2	45.3
ABR - JUN	1996	42.9	41.4	46.9	47.9
JUL - SEP	1996	44.1	40.5	49.0	50.5
OCT - DIC	1996	45.5	47.9	51.9	43.8
ENE - MAR	1997	44.5	49.3	51.1	39.6
ABR - JUN	1997	42.5	45.5	48.8	38.5
JUL - SEP	1997	45.1	50.9	52.9	38.5
OCT - DIC	1997	47.0	51.4	52.5	40.2
ENE - MAR	1998	48.5	50.6	52.5	42.3
ABR - JUN	1998	49.5	50.0	52.9	44.6
JUL - SEP	1998	48.5	50.5	55.9	49.5
OCT - DIC	1998	47.2	50.6	54.7	50.6

### Anexo III

#### Exponentes de Angstrom 532 - 694nm

Trimestre	Año	Rangos de altura (km)			
		<i>TP - 15</i>	<i>15 - 20</i>	<i>20 - 25</i>	<i>25 - 30</i>
ENE - MAR	1991	0.00	0.00	0.00	0.00
ABR - JUN	1991	-1.21	-1.48	-2.10	-2.29
JUL - SEP	1991	-1.43	-1.37	-1.73	-2.39
OCT - DIC	1991	-1.08	-0.71	-0.97	-2.11
ENE - MAR	1992	-0.54	-0.13	-0.59	-1.93
ABR - JUN	1992	0.06	0.25	-0.61	-1.87
JUL - SEP	1992	0.46	0.47	-0.51	-1.43
OCT - DIC	1992	0.39	0.18	-0.74	-1.69
ENE - MAR	1993	0.40	0.05	-0.97	-1.88
ABR - JUN	1993	0.58	0.19	-1.11	-1.87
JUL - SEP	1993	0.57	0.05	-1.17	-1.83
OCT - DIC	1993	0.55	-0.06	-1.05	-1.40
ENE - MAR	1994	0.41	-0.15	-0.99	-1.25
ABR - JUN	1994	0.15	-0.19	-1.04	-1.44
JUL - SEP	1994	-0.21	-0.43	-1.22	-1.52
OCT - DIC	1994	-0.57	-0.79	-1.24	-1.56
ENE - MAR	1995	-0.65	-0.88	-1.18	-1.51
ABR - JUN	1995	-0.50	-0.69	-1.06	-1.40
JUL - SEP	1995	-0.46	-0.57	-1.00	-1.40
OCT - DIC	1995	-0.57	-0.52	-0.99	-1.55
ENE - MAR	1996	-0.66	-0.48	-0.98	-1.60
ABR - JUN	1996	-0.83	-0.57	-0.98	-1.63
JUL - SEP	1996	-1.02	-0.68	-0.97	-1.67
OCT - DIC	1996	-1.22	-1.18	-1.50	-2.19
ENE - MAR	1997	-1.45	-1.48	-1.87	-2.48
ABR - JUN	1997	-1.64	-1.53	-1.88	-2.47
JUL - SEP	1997	-1.60	-1.75	-1.75	-2.37
OCT - DIC	1997	-1.55	-1.75	-1.80	-2.25
ENE - MAR	1998	-1.50	-1.75	-1.88	-2.15
ABR - JUN	1998	-1.47	-1.74	-1.93	-2.05
JUL - SEP	1998	-1.57	-1.67	-1.92	-2.01
OCT - DIC	1998	-1.66	-1.75	-2.05	-1.96

### Anexo III (cont.)

#### Exponentes de Angstrom 694 - 1024nm

Trimestre	Año	Rangos de altura (km)			
		<i>TP - 15</i>	<i>15 - 20</i>	<i>20 - 25</i>	<i>25 - 30</i>
ENE - MAR	1991	0.00	0.00	0.00	0.00
ABR - JUN	1991	-1.52	-1.88	-2.56	-2.60
JUL - SEP	1991	-1.68	-1.79	-2.22	-2.74
OCT - DIC	1991	-1.35	-1.30	-1.65	-2.57
ENE - MAR	1992	-0.83	-0.81	-1.34	-2.41
ABR - JUN	1992	-0.25	-0.41	-1.33	-2.30
JUL - SEP	1992	0.23	-0.10	-1.28	-2.00
OCT - DIC	1992	-0.18	-0.58	-1.50	-2.22
ENE - MAR	1993	-0.25	-0.81	-1.71	-2.36
ABR - JUN	1993	-0.15	-0.66	-1.80	-2.33
JUL - SEP	1993	-0.30	-0.64	-1.79	-2.30
OCT - DIC	1993	-0.45	-0.90	-1.75	-2.00
ENE - MAR	1994	-0.60	-1.05	-1.74	-1.90
ABR - JUN	1994	-0.72	-1.06	-1.79	-2.01
JUL - SEP	1994	-0.81	-1.16	-1.87	-1.94
OCT - DIC	1994	-0.92	-1.40	-1.79	-1.80
ENE - MAR	1995	-1.00	-1.45	-1.68	-1.72
ABR - JUN	1995	-1.04	-1.33	-1.63	-1.70
JUL - SEP	1995	-1.09	-1.23	-1.59	-1.72
OCT - DIC	1995	-1.10	-1.20	-1.58	-1.80
ENE - MAR	1996	-1.14	-1.17	-1.55	-1.87
ABR - JUN	1996	-1.26	-1.21	-1.56	-1.96
JUL - SEP	1996	-1.41	-1.28	-1.57	-2.06
OCT - DIC	1996	-1.57	-1.70	-2.05	-2.58
ENE - MAR	1997	-1.75	-1.93	-2.33	-2.86
ABR - JUN	1997	-1.93	-1.93	-2.26	-2.74
JUL - SEP	1997	-1.76	-2.04	-2.08	-2.28
OCT - DIC	1997	-1.74	-2.08	-2.15	-2.23
ENE - MAR	1998	-1.77	-2.09	-2.27	-2.23
ABR - JUN	1998	-1.79	-2.10	-2.37	-2.27
JUL - SEP	1998	-1.86	-2.08	-2.36	-2.39
OCT - DIC	1998	-1.92	-2.16	-2.50	-2.52