

Efecto radiativo de la erupción del Monte Pinatubo sobre Cuba

René E. Arredondo, rene@cmw.insmet.cu
y Juan Carlos Antuña Marrero, Centro Meteorológico
de Camagüey, Gaveta Postal 134, Camagüey 70100, Cuba

Resumen

Los aerosoles estratosféricos de origen volcánico provocan una importante y duradera perturbación en el balance radiativo del sistema tierra-atmósfera, que consecuentemente, induce una respuesta del sistema climático. En el presente trabajo se muestran, por primera vez en Cuba, las perturbaciones provocadas por la erupción del volcán Monte Pinatubo en los flujos radiativos y la razón de calentamiento sobre Camagüey. Para ello se han empleado mediciones de la nube de aerosoles estratosféricos realizadas en la Estación Lidar de Camagüey y un código radiativo desarrollado por el Laboratorio Geofísico de Dinámica de los fluidos (GFDL, por sus siglas en inglés), adaptado a nuestras condiciones.

La distribución espacio temporal del forzamiento radiativo, para diferentes bandas espectrales por la presencia de la nube de aerosoles del Pinatubo, evidencia el calentamiento de la estratósfera, así como el enfriamiento de la troposfera sobre Camagüey. Se muestra la respuesta de la estratósfera ante la presencia de aerosoles de origen volcánico en esta región de la atmósfera, mediante el comportamiento diurno de la razón de calentamiento en condiciones de máxima y mínima concentración de aerosoles, enero de 1992 y diciembre de 1993 respectivamente. El forzamiento radiativo por aerosoles supera los -9 W m^{-2} y los valores máximos de perturbación de la razón de calentamiento llegan a $0,1 \text{ K/d}$.

Palabras claves: Aerosoles estratosféricos, Monte Pinatubo, forzamiento radiativo por aerosoles, lidar.

Introducción

Las erupciones volcánicas explosivas lo suficientemente intensas como para penetrar en la estratósfera y producir efectos climáticos, no son muy frecuentes. A pesar de esto, los efectos climáticos que suelen producir son importantes e influyen directamente sobre las tendencias decrecientes de la temperatura en superficie, como las provocadas por El Chichón (Antuña *et al.*, 1994). Estudios sobre el comportamiento de la nube de aerosoles generada por este volcán, empleando información de satélite fueron realizados en Cuba (Mojena y García, 1984). Entre las erupciones de carácter explosivas más importantes en el pasado siglo se encuentra la del Monte Pinatubo (15°N , 120°S), ocurrida el 15 de junio de 1991 en la Isla Luzón, Filipinas (McCormick and Veiga, 1992; Sato *et al.*, 1993).

Esta erupción es catalogada como la segunda mayor erupción de la centuria (Self *et al.*, 1996), llevando a la estratosfera alrededor de 20 Mt de SO_2 (Bluth *et al.*, 1992). Luego de los procesos químicos y microfísicos que tuvieron lugar en esta

región de la atmósfera, la masa de aerosoles resultante se estima en 30 Mt. Se requieren alrededor de tres meses para que ocurran estos procesos y se alcance la mayor concentración de aerosoles de sulfato y el máximo espesor óptico (Stowe *et al.*, 1992; McCormick *et al.*, 1995).

Los aerosoles estratosféricos de origen volcánico tienen radios efectivos de aproximadamente $0,5 \mu\text{m}$, dimensiones muy próximas a la longitud de onda del pico de emisión solar en la región visible del espectro. Un aspecto muy importante es que el albedo de simple dispersión (*single scattering albedo*) para estos aerosoles es 1 en la región visible del espectro. Las propiedades ópticas de estos aerosoles dan lugar a que se produzca dispersión pura en la región visible del espectro, una significativa absorción en el infrarrojo cercano y absorción en la región del infrarrojo de onda larga (emisión térmica terrestre) (Antuña, 2003).

El empleo de modelos y códigos de transferencia radiativa para calcular y simular el forzamiento radiativo directo que provocan los aerosoles estratosféricos, es una práctica muy común en la actualidad. Los aerosoles atmosféricos en general

y los estratosféricos provocados por las erupciones volcánicas, en particular, tienen un forzamiento radiativo directo negativo (IPCC, 2007). La Estación Lidar de Camagüey (ELC) cuenta con un código de transferencia radiativa y con mediciones de aerosoles estratosféricos realizadas con lidar en el período de decrecimiento de la nube de aerosoles del Pinatubo. El empleo de estas mediciones, debidamente adecuadas para su introducción en el modelo, permitió conocer el efecto radiativo de estos aerosoles sobre nuestra región, así como las características espacio temporales del forzamiento radiativo provocado.

En estudios anteriores se han calculado las tendencias de la temperatura en Camagüey, luego de la ocurrencia de erupciones volcánicas intensas, y se han determinado el efecto de estas erupciones sobre la temperatura en superficie (Antuña *et al.*, 1994; Antuña *et al.*, 1996 *a* y *b*). También han sido reportadas las características morfológicas de los aerosoles troposféricos generados por la erupción de El Chichón sobre Cuba a partir de observaciones de satélites (Mojena y García, 1984). Sin embargo, el presente estudio permitirá comprender de una mejor manera, los procesos que provocan tales afectaciones en la temperatura.

Materiales y métodos

Los datos empleados fueron obtenidos a partir de las mediciones del coeficiente de retrodispersión por aerosoles, realizadas en la ELC, desde enero

de 1992 hasta diciembre de 1993. Debido fundamentalmente a la presencia de nubes cirros, las cuales impiden la realización de las mediciones de aerosoles al absorber gran parte del haz del láser, no se efectuaron mediciones de aerosoles en los meses de agosto y septiembre de 1992 y septiembre de 1993.

Con el objetivo de obtener perfiles de espesor óptico por aerosoles (EOA), se convirtieron los perfiles de retrodispersión por aerosoles medidos con el lidar de Camagüey a perfiles de extinción. Para ello se han empleado los coeficientes de conversión de retrodispersión a extinción, obtenidos por Jäeger y Deshler para latitudes medias (Estevan y Antuña, 2006). Como consecuencia de la estructura vertical de las capas de la atmósfera del código de transferencia radiativa empleado, fue necesario distribuir los valores de EOA entre las capas correspondientes a los niveles de presión del código, garantizándose en todo momento la conservación del valor de EOA en la columna. Los valores en la columna del EOA calculado para el período 1992-1993 se muestran en la figura 1.

El máximo valor de EOA $H \approx 3,1$, se alcanzó en enero de 1992, mientras que el mínimo se obtuvo en noviembre de 1993 con un valor de $7,3 \times 10^{-3}$. Los valores de EOA obtenidos coinciden con los reportados por otros autores en estudios a escala global de los efectos del Pinatubo sobre la radiación, (Stenchikov *et al.*, 1998 y Ramachandram *et al.*, 2000) (en lo sucesivo S98 y R00, respectivamente).

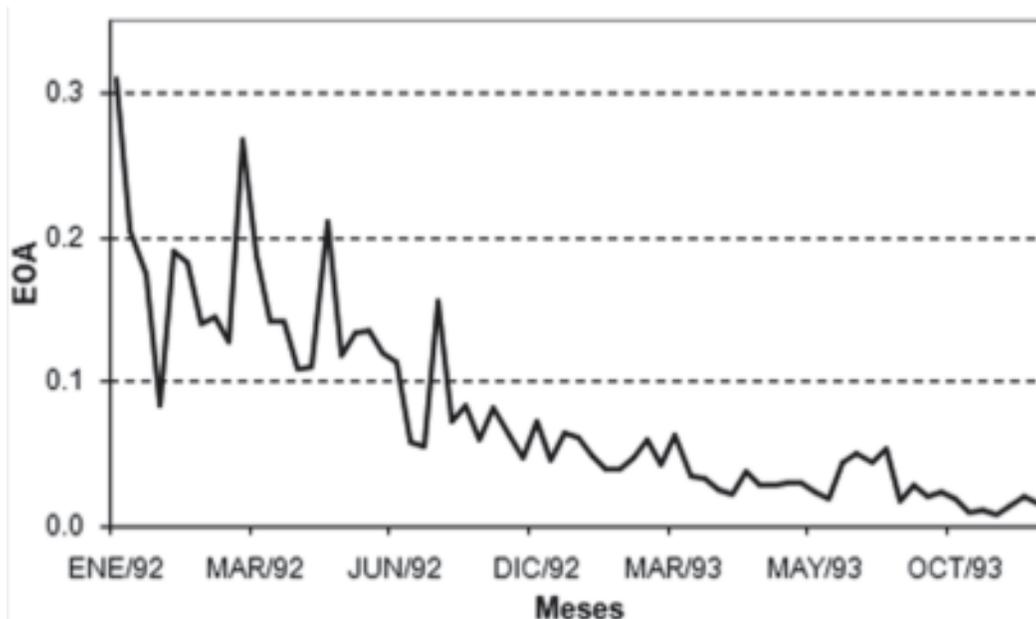


Fig. 1. Espesor óptico por aerosoles integrado en la columna, desde enero de 1992 hasta diciembre de 1993.

Partiendo del hecho de que la nube de aerosoles 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), se obtuvieron los valores medios diarios de EOA, se asumió que el valor correspondiente al horario de realizada la medición es representativo para todo el día.

El efecto radiativo provocado por los aerosoles del Pinatubo fue calculado empleando el código de transferencia radiativa desarrollado en el GFDL (Freidenreich *and* Ramaswamy, 1999, 2005). Este código fue ajustado para las condiciones de Camagüey (Barja *et al.*, 2007), aunque en el caso de los valores del albedo de simple dispersión ($\bar{\mu}$) y el parámetro de asimetría (g) de los aerosoles estratosféricos, se emplearon valores de latitudes medias, ante la falta de mediciones de estos parámetros en nuestra región. Los resultados alcanzados incluyen solamente la región solar del espectro (desde 0,147 hasta 4 μ m), debido a que en la región de onda larga (OL >4 μ m), este código de transferencia radiativa no posee parametrizaciones, por lo que no es posible analizar el comportamiento de los aerosoles en esta región.

Se calcularon los valores del coseno del ángulo cenital del sol para cada hora de los días de mediciones, para ser introducidos en el código de transferencia radiativa. En las corridas del modelo se obtuvieron los valores horarios, para todos los niveles del modelo y todos los días de mediciones, de los flujos ascendentes y descendentes, y de la razón de calentamiento. Se calcularon luego los valores medios diarios, teniendo en cuenta que durante la noche no existe flujo radiativo. A partir de los valores medios de los días de mediciones, se calcularon los valores medios mensuales en las diferentes bandas espectrales.

Las definiciones del forzamiento radiativo por aerosoles (FRA) son diversas y discrepan, fundamentalmente, en la selección del estado de la atmósfera a la hora de realizar los cálculos y en la localización de la perturbación. Stenchikov (1998) define al FRA como: «Una perturbación (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, causada por los aerosoles». Esta definición, para la región solar del espectro, será la empleada en el presente trabajo. Se obtuvieron los valores del FRA para las bandas: ultravioleta (UV) desde 0,174-0,407 μ m, visible (VI) desde 0,407-0,685 μ m, infrarrojo cercano (IR) desde 0,685-4,0 μ m y para la región solar

del espectro (NT), donde se agrupan todas las bandas espectrales anteriores.

Si se considera el flujo neto como la diferencia entre el flujo descendente y el flujo ascendente, y el FRA como la diferencia entre condiciones perturbadas y no perturbadas del flujo neto; entonces valores negativos del flujo neto sugerirán enfriamiento mientras que valores positivos significarán calentamiento.

En los cálculos realizados empleando el código de transferencia radiativa, para condiciones no perturbadas o de «cielo claro» (CC), no se tienen en cuenta los efectos que sobre la radiación solar provocan los aerosoles y las nubes. Por otro lado para condiciones perturbadas, en el presente trabajo sólo se consideró el efecto sobre la radiación de los aerosoles, o sea, no se incluyeron nubes.

Resultados y discusión

Mediciones de aerosoles estratosféricos realizadas con el lidar de Camagüey (empleadas como entrada en un código de transferencia radiativa) confirman la existencia de forzamiento radiativo en nuestra región, como consecuencia de la nube de aerosoles estratosféricos generada por la erupción del volcán Monte Pinatubo.

Perturbaciones en el flujo radiativo

Las perturbaciones medias mensuales del flujo neto ($W m^{-2}$), en las cuatro regiones del espectro mencionadas antes, para el año 1992 desde superficie hasta el tope de la atmósfera (TOA), se presentan en la figura 2. Las perturbaciones muestran valores negativos en las cuatro regiones espectrales, sin embargo, en la región del ultravioleta (Fig. 2c) prácticamente no existe forzamiento, debido a que la radiación en esta región del espectro no es absorbida por los aerosoles sino sólo reflejada. Esto explica porqué no existen prácticamente variaciones del flujo con la altura y sus valores permanecen casi constantes en todos los niveles.

En la región VI (Fig. 2b) se encuentra el mayor forzamiento, el cual llega a alcanzar los $-4,796 W m^{-2}$ a los 25 km de altitud. Al igual que en el ultravioleta, no existen grandes variaciones con la altura, por lo que su comportamiento en presencia de aerosoles es similar a esa región del espectro. El aumento de la radiación reflejada por la capa de aerosoles es evidente debido a que las mayores perturbaciones se encuentran por encima de la zona de máxima concentración de aerosoles (H) 25 km). Sin embargo, los aerosoles de sulfatos

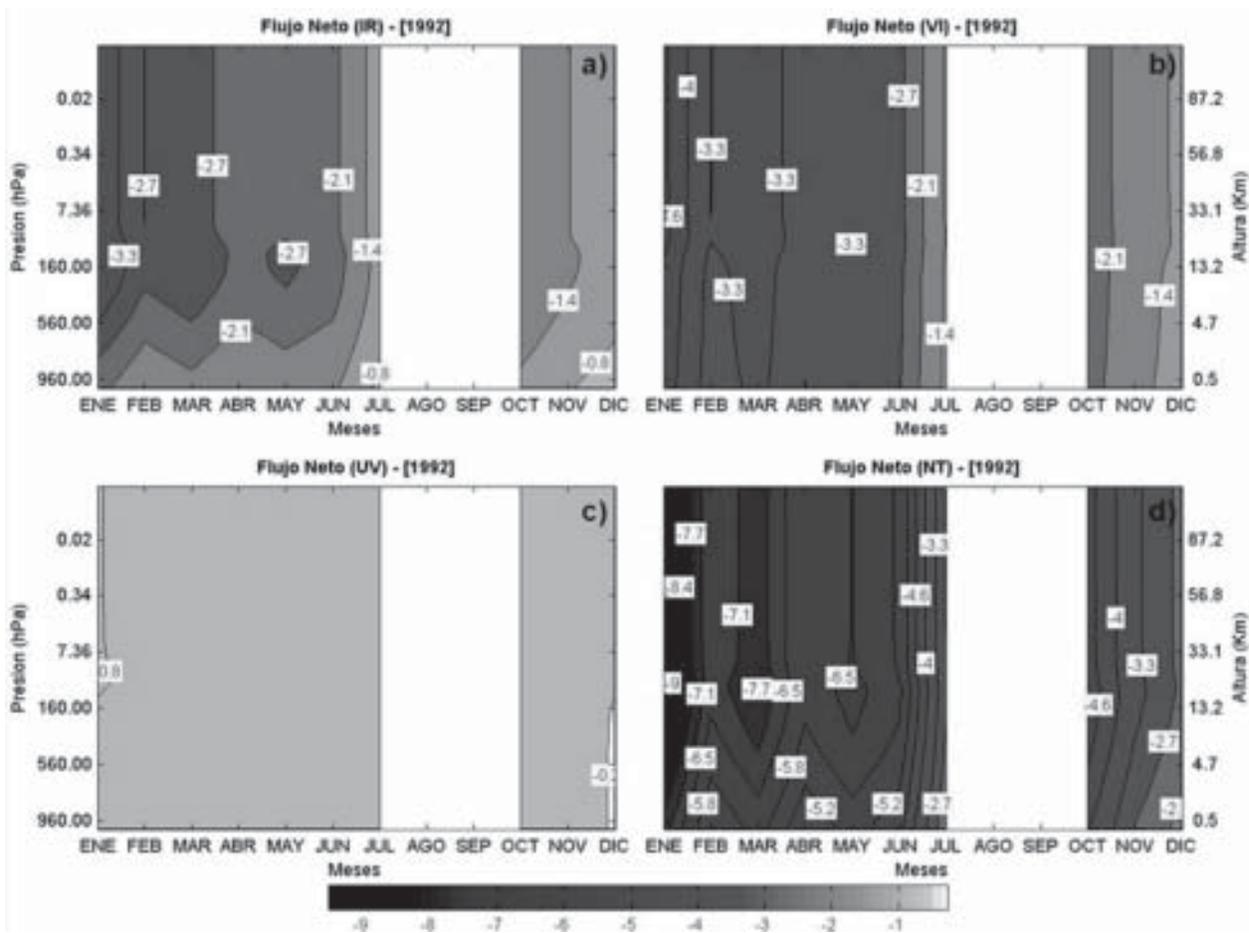


Fig. 2. Perturbaciones en el flujo neto, en $W m^{-2}$, para el año 1992 en las bandas: (a) IR, (b) VI, (c) UV y (d) NT.

muestran una significativa absorción en la banda del IR cercano (Fig. 2a); aunque este fenómeno ocurre con mayor intensidad en la región de onda larga a longitudes de ondas superiores a los 4,0 μm . La mayor perturbación en el IR alcanza $-4,02 W m^{-2}$, y sucede justo debajo de la región de máxima concentración de aerosoles ($H \gg 19 km$), lo que reafirma lo antes expresado.

Si se comparan las diferencias entre los valores de perturbación en superficie y en la tropopausa (TP, ubicada a una altura promedio de 16 km, según el sondeo medio de Camagüey), para el VI y el IR ($0,3$ y $1,71 W m^{-2}$, respectivamente), se aprecia con claridad cuanto es absorbida la radiación infrarroja respecto a la visible, fenómeno asociado no solamente a la presencia de los aerosoles sino también a la presencia del vapor de agua contenido en la tropósfera. Aunque no se han tenido en cuenta en el presente trabajo, las nubes juegan también un importante papel en las diferencias antes mostradas.

Por último, en la región solar del espectro electromagnético (Fig. 2d), las perturbaciones llegan a

alcanzar los $-9,61 W m^{-2}$ a una altura de 23 km. Las mayores perturbaciones ocurren en el mes de enero; en el TOA el valor del forzamiento es de $-9,36 W m^{-2}$, en la tropopausa es de $-9,42 W m^{-2}$ y en superficie de $-7,41 W m^{-2}$. El comportamiento del FRA para el año 1993 (gráfico no mostrado), es similar en todas las bandas al del año 1992, las principales diferencias radican en la magnitud de las perturbaciones que en 1993 son significativamente menores. Téngase en cuenta que los valores de EOA son inferiores a 0,1 durante todo el año y llegaron a alcanzar el mínimo el 19 de noviembre de 1993 (Fig. 1).

Al igual que en 1992, las bandas VI y UV no muestran prácticamente variación alguna en la vertical. Sigue siendo en la banda VI donde se encuentran las máximas perturbaciones, las cuales alcanzan en este período solamente $-1,23 W m^{-2}$, pero en este caso ubicada a menor altura (entre 22 y 23 km). Esta es una característica del EOA en este período, donde la capa de aerosoles además de disminuir su concentración, ha descendido en altura, tanto de la zona de máxima concentración como del tope de la capa.

En la banda del IR la perturbación alcanza el valor de $-1,1 \text{ W m}^{-2}$ a la altura de la TP, mientras que en el NT la máxima perturbación es de $-2,59 \text{ W m}^{-2}$ entre los 17 y 20 km de altura. En superficie la perturbación es de $-1,98 \text{ W m}^{-2}$, en la tropopausa es de $-2,58 \text{ W m}^{-2}$ y en el TOA es de $-2,54 \text{ W m}^{-2}$, un comportamiento similar a 1992, pero más atenuado. Las diferencias entre superficie y tropopausa para el VI y el IR son de 0,1 y $0,5 \text{ W m}^{-2}$ respectivamente.

A partir de los resultados obtenidos, es evidente la disminución en el flujo radiativo neto en ambos años como consecuencia de la presencia de la nube de aerosoles estratosféricos del Monte Pinatubo. Los valores de perturbación son, en ambos años, ligeramente superiores a los reportados por S98 y R00, cuyos máximos valores de perturbación son de -6 y -8 W m^{-2} , respectivamente. Estas diferencias se asocian al hecho de que S98 y R00 han empleado modelos de circulación general de la atmósfera (MCGA), donde además del propio proceso radiativo, se toman en cuenta los procesos de dinámica y transporte que tienen lugar en la atmósfera y que contribuyen de disímiles maneras al proceso de transferencia radiativa.

Sin embargo, debido al hecho de que el código radiativo empleado en el presente trabajo posee mejor resolución vertical que los empleados por S98 y R00, y a la distribución en capas del EOA se demuestra que los máximos valores de perturbación no se encuentran a la altura de la tropopausa (16 km), sino justo en el borde inferior de la zona de máxima concentración dentro de la capa de aerosoles, la cual se encuentra por encima de la TP.

Perturbaciones en la razón de calentamiento durante el período 1992-1993

Como se ha reportado en numerosos artículos (incluidos S98 y R00), la erupción del Pinatubo provocó calentamiento en la estratósfera y enfriamiento en la tropósfera. Los resultados obtenidos en este trabajo corroboran esta afirmación, aunque el máximo valor de la razón de calentamiento (RC) obtenido, alcanza solamente $0,1$ grados Kelvin por día (K/d) entre los 27 y 28 km de altura. Este valor es dos veces inferior a los reportados por S98 y R00 para el mes de enero de 1992 y coincide mejor en altura con R00, quien empleara un modelo de mejor resolución vertical que S98. La diferencia en la magnitud se debe a que ambos autores emplearon modelos que incluyen la banda de OL ($4-250 \text{ \mu m}$), donde los aerosoles de sulfato absorben

gran cantidad de radiación térmica proveniente de la superficie terrestre. En ambos casos el aporte de esta banda es de $0,2 \text{ K/d}$.

Por debajo de la zona de máxima concentración de aerosoles (alrededor de los 24 km de altura) y hasta la tropopausa, las perturbaciones medias mensuales de la RC son negativas, con valores de $-0,03 \text{ K/d}$ entre los 19 y 20 km en la región solar (NT) del espectro (Fig. 3d). Esta perturbación negativa se extiende a la tropósfera registrando valores mínimos cercanos a los $-0,02 \text{ K/d}$ durante los tres primeros meses del año y por debajo de los 6 km de altura; evidencia de un enfriamiento en esta región de la atmósfera. Este comportamiento se debe a la reducción del flujo de radiación IR a causa de la retrodispersión por aerosoles de la radiación solar incidente, lo cual afecta sustancialmente la absorción por el vapor de agua del IR en esta zona de la atmósfera. En la estratosfera, sin embargo, aparece un ligero calentamiento, excepto en el tope de la atmósfera, donde existe un pequeño enfriamiento.

La mayor contribución al forzamiento en la estratosfera baja se encuentra en la banda del IR (Fig. 3a) donde se alcanza $0,09 \text{ K/d}$ entre los 25 y 26 km, en marzo aparece otra región de máximo con un valor de $0,08 \text{ K/d}$ a 24 km, debido a un ligero incremento del EOA en este nivel. Estos resultados corroboran lo planteado por S98 y R00 acerca del importante aporte de esta banda al calentamiento de la capa de aerosoles.

El mayor enfriamiento por debajo de esta capa, se encuentra en la banda visible (Fig. 3b) y es debido a la retrodispersión de la radiación solar incidente y el decrecimiento de la absorción por gases, de la radiación UV, en la capa de aerosoles. Tanto el VI como el UV, no aportan prácticamente al forzamiento de la estratosfera baja, sin embargo, en ambas bandas se aprecia calentamiento en la región ubicada por encima de la nube de aerosoles, provocado por la absorción del ozono y el oxígeno, de la radiación UV ascendente, reforzada por la reflexión como consecuencia de la presencia de la capa de aerosoles.

Una drástica disminución del FRA debido a la considerable disminución del EOA, es la principal característica del comportamiento de la RC en el año 1993 (gráfico no mostrado). El descenso en altura de la debilitada capa de aerosoles, es otra de las características de este año, además de que el enfriamiento es confinado prácticamente a la tropósfera. El ligero calentamiento de la estratosfera, que se manifiesta durante este período, casi desaparece a partir del mes de agosto. En este año,

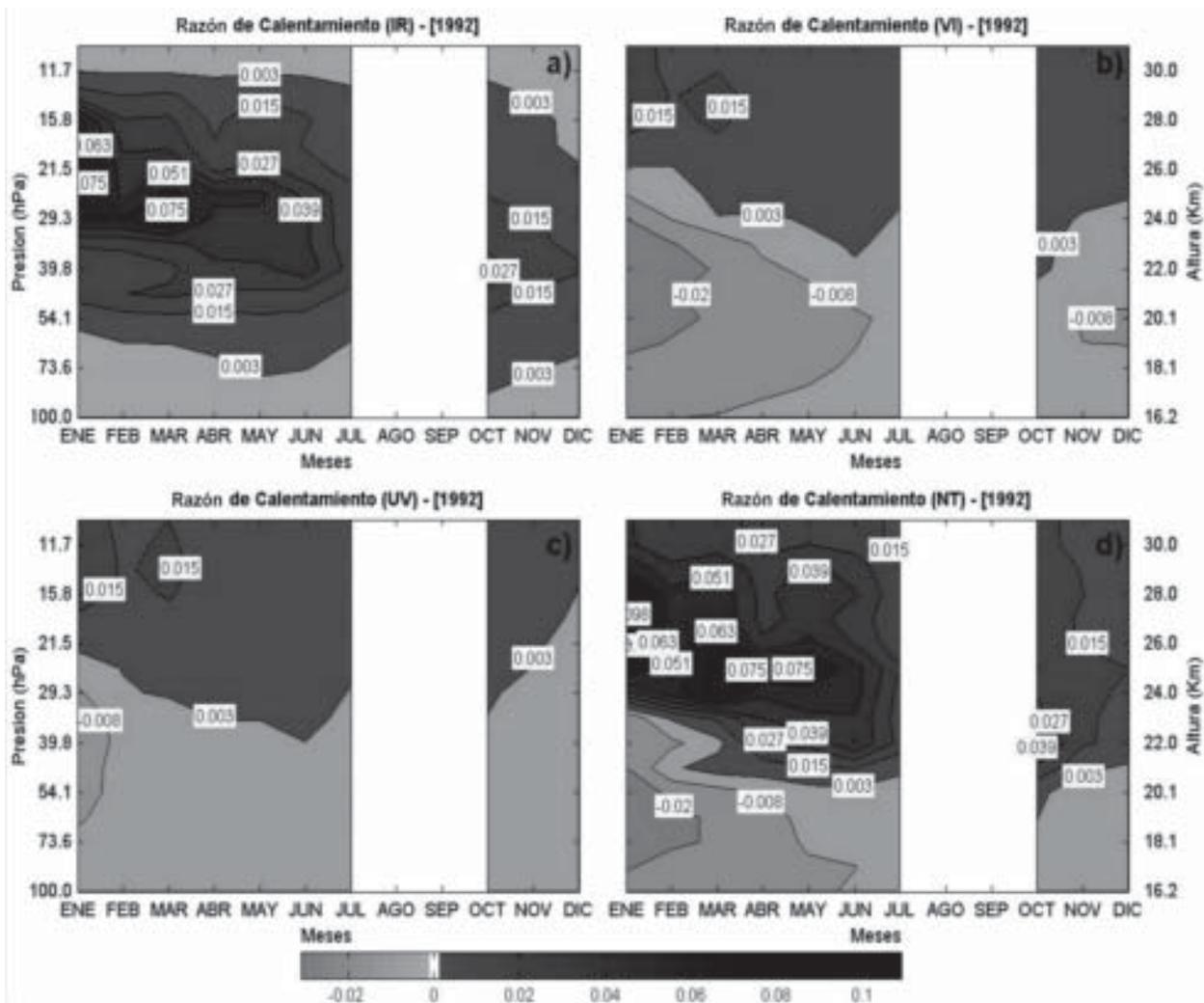


Fig. 3. Perturbaciones medias mensuales en la estratósfera, de la razón de calentamiento (K/d), para 1992 en las regiones espectrales (a) del IR, (b) VI, (c) UV y (d) NT, causadas por la erupción del Pinatubo.

el máximo valor de la RC alcanza solamente los 0,015 K/d a 24 km en la banda IR. Los valores más bajos de la RC ($-0,006$ K/d) ocurren entre los 19 y 20 km debajo de la tenue capa de aerosoles y en la troposfera entre 1 y 5 km de altura, en el mes de enero.

Perturbaciones diarias de la razón de calentamiento

El comportamiento de las perturbaciones medias horarias en la región solar del espectro (NT), para el mes de enero de 1992 (Fig. 4a), muestra enfriamiento en horas de la mañana y de la tarde. Sin embargo, este forzamiento negativo es más pronunciado en la mañana, tanto en la magnitud de la perturbación como en la altura hasta la que se extiende dentro de la capa de aerosoles, llegando a valores de $-0,38$ K/d a 24 km de altura.

A medida que el sol comienza a incrementar su altura con el transcurso del día, la capa de aerosoles comienza a calentarse, sobre todo en el horario comprendido entre las 10:00 y las 15:00 horas GMT. La región de máximo calentamiento coincide con la zona de mayor concentración de aerosoles ubicada entre 18 y 39 hPa (27 y 22 km de altura, respectivamente). El máximo FRA ocurre a las 12:00, y en este mes alcanza el valor de 0,37 K/d como promedio a una altitud de 26 km. Una vez calentada la capa de aerosoles esta tarda en enfriarse y aún a las 17:00 por encima de los 25 km, cuando el sol tiene apenas 9° sobre el horizonte, el FRA en la zona de máxima concentración de la capa, es positivo. Sin embargo, por debajo de esta zona el FRA es negativo y comienza a aumentar su magnitud hasta llegar a $-0,23$ K/d a 23 km de altura.

El comportamiento diurno de las perturbaciones medias horarias de la RC coincide con el mostrado

anteriormente para los valores medios mensuales, en que el calentamiento ocurre en la zona de máxima concentración de aerosoles y por encima de esta y el enfriamiento tiene lugar por debajo de esta capa.

Para el mes de diciembre de 1993, los valores de la perturbación media horaria en la región solar, tienen un comportamiento más simétrico (Fig. 4b), teniendo como eje central a las 12:00. Como consecuencia de la no presencia de aerosoles estratosféricos, la estratosfera se calienta en toda su extensión, debido fundamentalmente, a la absorción de la radiación UV por el ozono estratosférico. Su máximo calentamiento (0,015 K/d) lo alcanza entre las 11:00 y las 13:00 a la altura de 25 km, región donde se ubica la mayor concentración de este gas. Respecto a enero de 1992, la diferencia es de 0,36 K/d, lo que evidencia la respuesta de la estratosfera ante la presencia de aerosoles de sulfatos de origen volcánico.

Salvando las diferencias de los modelos empleados, los valores de perturbaciones obtenidos coinciden plenamente con los reportados por S98 y R00, aunque es con R00 que existe mayor coincidencia. Por ejemplo, en S98 en la banda VI aparece enfriamiento aproximadamente, desde los 50 hPa hacia arriba, en nuestro caso no se manifestó tal comportamiento, al igual que en R00.

Conclusiones

Por primera vez en Cuba se modela el efecto radiativo de los aerosoles estratosféricos provenientes de la erupción del Monte Pinatubo empleando datos de retrodispersión por aerosoles medidos con lidar. Estos datos corresponden a las

mediciones realizadas en la Estación Lidar de Camagüey, durante el período de decrecimiento de la nube de aerosoles provocada por la erupción de este volcán.

Se determinó que para una mejor respuesta del código de transferencia radiativa, 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 para la nube. Los valores de AOD obtenidos coinciden plenamente con los reportados por la literatura para el período analizado.

Los resultados obtenidos confirman 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 en S98 y R00. El calentamiento de la estratosfera y el enfriamiento de la troposfera en nuestro país, bajo la influencia de la nube de aerosoles del Pinatubo, ha quedado evidenciado en el presente estudio.

Las perturbaciones en el flujo neto alcanzaron en nuestro país los $-9,15 \text{ W m}^{-2}$ en el mes de enero de 1992. Este valor de perturbación es superior al reportado por S98 y R00, la diferencia entre los resultados se debe a que el código radiativo utilizado revela el comportamiento de la radiación en una columna, a diferencia de los modelos de circulación general de la atmósfera empleados por S98 y R00, donde se tienen en cuenta, además del propio proceso de transferencia radiativa, los procesos dinámicos y de transporte de la atmósfera.

En este mismo período se alcanza el máximo valor de perturbación (0,1 K/d). Este valor es dos

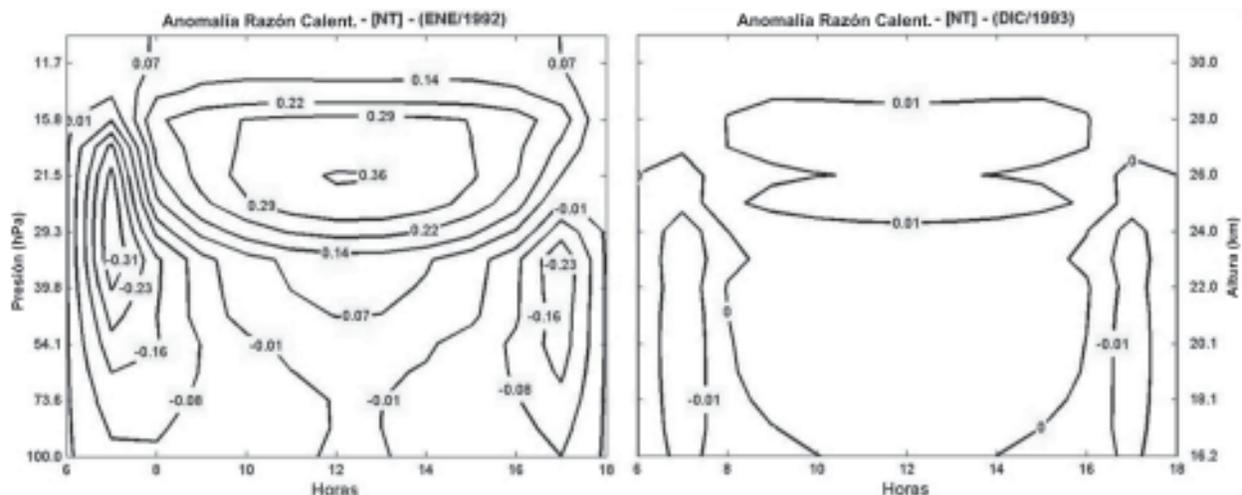


Fig. 4. Distribución en la estratosfera de los valores medios horarios de las perturbaciones de la razón de calentamiento (a) para el mes de enero de 1992 y (b) diciembre de 1993.

veces inferior al reportado por S98 y R00, pero en este caso, la diferencia se debe a que los modelos empleados por ambos autores incluyen 7 y 8 bandas, respectivamente, en la región del infrarrojo de onda larga. Esta región es la responsable de las dos terceras partes del calentamiento estratosférico, debido a la absorción por parte de los aerosoles de la radiación emitida por la superficie de la tierra.

El comportamiento diurno de perturbación evidencia la respuesta de la estratósfera ante la presencia de aerosoles de origen volcánico en esta región de la atmósfera.

Aunque estos resultados han sido obtenidos con datos de la Estación Lidar de Camagüey, debido a las características de la nube de aerosoles estratosféricos mencionadas antes, puede considerarse que estos son representativos de Cuba.

Bibliografía

- 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, 241-247.
- Antuña J. C.; I. Pomares and R. Estevan (1996a): «Temperature trends at Camagüey, Cuba, after some volcanic eruptions». *Atmósfera (México)*, 9, 241-250.
- _____ (1996b): «Investigaciones sobre efectos climáticos de los aerosoles estratosféricos de origen volcánico en curso en Camagüey, Cuba». *Atmósfera (Colombia)*, 24, 5-12.
- Antuña, J. C. (2003): «Efectos Climáticos de las erupciones volcánicas», En *Riesgos Climáticos e Impacto Ambiental*, C. García-Legaz y F. Valero, Editores, Editorial Complutense, Madrid, ISBN 84-7491-711-5, pp. 3-19.
- Barja, B. (2008): «Caracterización de las Nubes cirros y su efecto sobre la radiación solar en el Caribe». Borrador Tesis Doctoral, 164 p.
- Bluth, G.J.S.; S. Doiron; C.C. Schnetzler; A.J. Krueger, and L.S. Walter (1992): Global tracking of the SO₂ clouds from the June 1991 Mount Pinatubo eruptions, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 151-154.
- Estevan, R. and J. C. Antuña (2006): «Updated Camagüey lidar dataset: validation with SAGE II». *Óptica Pura y aplicada*, 39 (1): 85-90.
- Freidenreich, S. M., and V. Ramaswamy (1999): «A new multiple-band solar radiative parameterization for general circulation models», *J. Geophys. Res.*, 104, 31389-31409.
- 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.
- 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 p.
- Jäger, H. and T. Deshler (2002): «Lidar backscatter to extinction, mass and area conversions for stratospheric aerosols based on midlatitude balloonborne size distribution measurements», *Geophys. Res. Lett.*, 29, no. 19.
- _____ (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, no. 7.
- McCormick, M.P. and R.E. Veiga (1992): «SAGE II measurements of early Pinatubo aerosols», *Geophys. Res. Lett.*, 19:155-158.
- McCormick, M. P.; L. W. Thomason and C. R. Trepte (1995): «Atmospheric effects of Mt. Pinatubo eruption», *Nature*, 373: 399-404.
- 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: 143-153.
- 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: 24409-24429.
- Sato, H.; T. Fujii and S. Nakaka (1992): «Crumbling of dacite dome lava and generation of pyroclastic flows at Unzen volcano», *Nature*, 360: 664-666.
- 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.
- Stenchikov G. L. *et al.* (1998): Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, *J. Geophys. Res.*, 103: 13837-13857.
- 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, 159-62.

Agradecimientos

Los autores desean dejar constancia de su gratitud al Prof. Venkatachala Ramaswamy y al Dr. Stuart Freidenreich por facilitar el código de transferencia radiativa, así como por su constante asesoría durante la adaptación de este para su corrida en PC. El presente trabajo se ha realizado en el marco del proyecto no. 01303190: «Caracterización del Im-

pacto radiativo de los aerosoles troposféricos en Camagüey y las zonas más próximas de las regiones central y oriental de Cuba», perteneciente al

PNCT 013: Los Cambios Climáticos y la Evolución del Medio Ambiente en Cuba.

Abstract

Volcanic stratospheric aerosols cause an important and long-term perturbation in the earth-atmosphere radiative balance. These consequently, produce a response from the climatic system. This paper show, by first time in Cuba, perturbations caused by Mount Pinatubo eruption in the radiative fluxes and heating rate over Camagüey. Stratospheric aerosols Measurements from Camagüey Lidar Station and a radiative code developed at GFDL, and adapted to our conditions, were employed.

Aerosol radiative forcing space-time distributions show the stratospheric heating and the tropospheric cooling over Camagüey. Stratosphere responses are analyzed, through the diurnal behavior of heating rate, considering the stratospheric volcanic aerosols. Both, maximum and minimum aerosol loads situations are considered, January 1992 and December 1993, respectively. Aerosol Radiative forcing exceeds -9 W m^{-2} and the perturbation maximum values of heating rate reach $1,0 \text{ K/d}$.

Keywords: Stratospheric Aerosols, Mount Pinatubo, Aerosol Radiative Forcing, Lidar.