

Cambio climático: Efectos indirectos de los aerosoles atmosféricos

Jaume Francesc Gimeno Ferrer, Demetrio Segarra Gomar y Ernesto López Baeza

*Departamento de Termodinámica, Unidad de Investigación de Teledetección, Universidad de Valencia
(Jaume.F.Gimeno@uv.es)*

(Recibido: 22-Nov-2002. Publicado: 19-Dic-2002)

Resumen

Los aerosoles atmosféricos y los gases de efecto invernadero ejercen un forzamiento radiativo directo sobre el sistema climático, modificando las propiedades radiativas y el albedo planetarios, que determinan el balance de radiación del planeta y, por tanto, el cambio climático global. No obstante, los aerosoles también dan lugar a varios efectos indirectos en el clima que se traducen en forzamientos radiativos indirectos, principalmente a través de la modulación de las propiedades y cobertura nubosas. El conocimiento y la estimación precisa de estos efectos indirectos son de gran importancia debido a su tendencia en algunos casos a compensar los efectos producidos por los gases de efecto invernadero, que podrían ser neutralizados o invertidos a escalas espaciales local y regional. En este trabajo se muestran simulaciones de los forzamientos radiativos a que pueden dar lugar los aerosoles y se revisan sus efectos indirectos sobre el clima y su incidencia en el balance de radiación del planeta y el cambio climático.

Palabras clave: Aerosoles, nubes, efectos indirectos, forzamiento radiativo, balance de radiación, cambio climático.

1. Introducción

Los aerosoles atmosféricos, especialmente los troposféricos de origen antropogénico, tienen un evidente impacto sobre la contaminación del aire a escala local y regional, especialmente en relación con la salud humana, la visibilidad y la lluvia ácida, convirtiéndose así en un serio problema medioambiental. Estos aerosoles también modifican el balance global de radiación del planeta, dando lugar a forzamientos radiativos directos e indirectos. Por tanto, las propiedades físicas y químicas de estos aerosoles son también necesarias para estimar y predecir su efecto sobre el clima. El conocimiento y la estimación precisa de estos forzamientos climáticos son esenciales en la predicción del cambio climático, ya que los efectos de los aerosoles presentan una tendencia a disminuir el forzamiento introducido por los gases de efecto invernadero, que podría llegar a ser neutralizado o invertido a escala regional o local sobre zonas del continente europeo. No obstante, el conocimiento del papel de los aerosoles en el clima es actualmente muy impreciso, y las predicciones futuras sobre sus efectos climáticos vienen acompañadas de incertidumbres comparables a las propias predicciones.

Los aerosoles afectan al clima tanto de forma directa, absorbiendo y dispersando la luz, como indirecta, modificando la concentración y el diámetro medio de las gotas de las nubes, con el consiguiente efecto para el albedo de las nubes, su tiempo de permanencia y otras propiedades relacionadas. El forzamiento indirecto por aerosoles se define, en sentido amplio, como el proceso global por el que los aerosoles alteran el balance de radiación de la tierra y la atmósfera por la modulación del albedo y la cobertura de las nubes. Puede interpretarse como una serie de procesos ligados a diferentes variables intermedias como cantidad de aerosoles, concentración de núcleos de condensación nubosa, concentración de núcleos glaciógenos, la distribución del agua en sus fases o el espesor óptico de las nubes. Estos procesos conectan las emisiones de aerosoles naturales y contaminantes o de sus precursores con el forzamiento radiativo en el techo de la atmósfera realizado por las nubes (figura 1).

La distribución de tamaños de aerosoles es un factor crítico para evaluar estos efectos. Por tanto, es esencial comprender los procesos que determinan esta distribución de tamaños, que en general mantiene una relación no lineal con la concentración numérica de gotitas nubosas. Existe una gran variabilidad espacial y temporal en las concentraciones de aerosoles. Debido a la ausencia de una adecuada cobertura de medidas, los modelos a gran

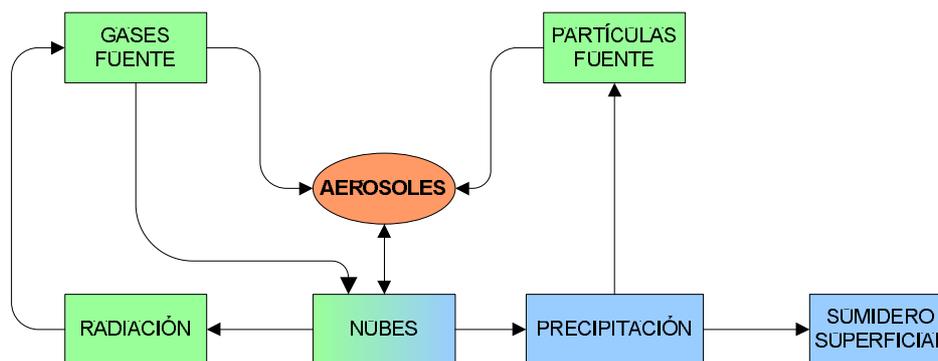


Figura 1: Representación esquemática de los procesos de retroalimentación que intervienen en el forzamiento indirecto del clima por parte de los aerosoles.

escala deben emplear interpolaciones y extrapolaciones de los datos disponibles. Los modelos climáticos globales permiten analizar el impacto de los aerosoles más importantes para producir un cambio climático. Las evaluaciones preliminares de concentraciones de aerosoles, permiten trabajar y obtener estimaciones del comportamiento de escenarios futuros. Así, se ha concluido que hay una clara evidencia experimental de la existencia de un efecto indirecto de los aerosoles, aunque su cuantificación viene acompañada de elevadas incertidumbres, especialmente en el caso de los contaminantes antropogénicos. Las principales fuentes de imprecisión en la parametrización de los efectos de los aerosoles se centran actualmente en el estudio del modo de operar de los núcleos glaciógenos en la formación de hielo en la atmósfera, factor de gran importancia en los procesos de precipitación.

En la actualidad, los aerosoles y sus efectos directos e indirectos de forzamiento climático se han convertido en un área de investigación muy activa. El programa de investigación más intenso en este campo es el GACP (Global Aerosol Climatology Project). Este proyecto se enmarca dentro de GEWEX (Global Energy and Water cycle EXperiment) y su objetivo principal es analizar medidas de radiancia desde satélite y observaciones de campo para deducir distribuciones de aerosoles, sus propiedades y sus variaciones estacionales e internacionales. Los resultados del proyecto serán posteriormente utilizados para mejorar la comprensión y la modelización de los forzamientos climáticos debidos a los aerosoles.

2. Forzamiento directo de los aerosoles y las nubes

Los fenómenos de absorción y dispersión de la radiación que producen las partículas atmosféricas producen una redistribución de los flujos de radiación, que como resultado dan lugar a forzamientos radiativos (RF), definidos como la diferencia entre los flujos netos en un determinado nivel atmosférico con una carga τ de partículas y con $\tau=0$,

$$RF = (F_{\tau}^{\downarrow} - F_{\tau}^{\uparrow}) - (F_0^{\downarrow} - F_0^{\uparrow})$$

A continuación se muestran algunas simulaciones del forzamiento radiativo directo que los distintos tipos de aerosoles ejercen sobre el sistema climático en bandas espectrales de onda corta (figuras 2 a 5). Las simulaciones se han realizado con el código de transferencia radiativa tridimensional SHDOM (Evans, 1998), considerando una atmósfera estándar de latitud media en verano, con contenidos en vapor de agua y ozono reescalados a 3 g/cm^2 y 335 DU respectivamente, una superficie lambertiana de albedo 0.1 y un ángulo solar cenital de 40° . El perfil de concentración numérica de aerosoles se ha dividido en dos regiones: una de valor constante hasta la capa límite planetaria (definida como un 20 % de la altura de la tropopausa, 2.6 km para la atmósfera simulada) y otra con concentración exponencialmente decreciente hasta la tropopausa. La normalización de este perfil se varía según el espesor óptico simulado.

Las bandas espectrales simuladas contienen la mayor parte de la energía recibida en el techo de la atmósfera, de forma que en conjunto son representativas de los diferentes comportamientos en onda corta. Estos forzamientos pueden compararse con los que ejercen las nubes en condiciones atmosféricas, superficiales y geométricas iguales a las anteriores (figuras 6 a 9). En este caso las nubes se definen como una capa homogénea situada entre 1 y 2 km de altura, con distintos espesores ópticos y radios efectivos de las gotas de agua.

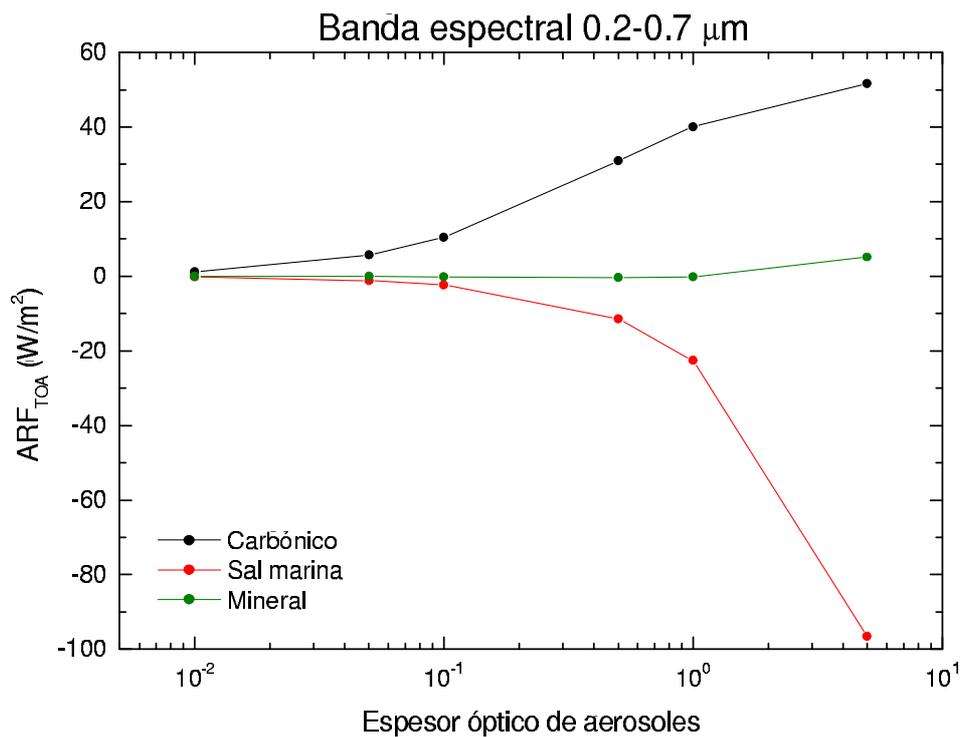


Figura 2: Forzamiento radiativo directo ejercido en el techo de la atmósfera por distintos tipos de aerosoles. Banda espectral de 0.2 a 0.7 μm .

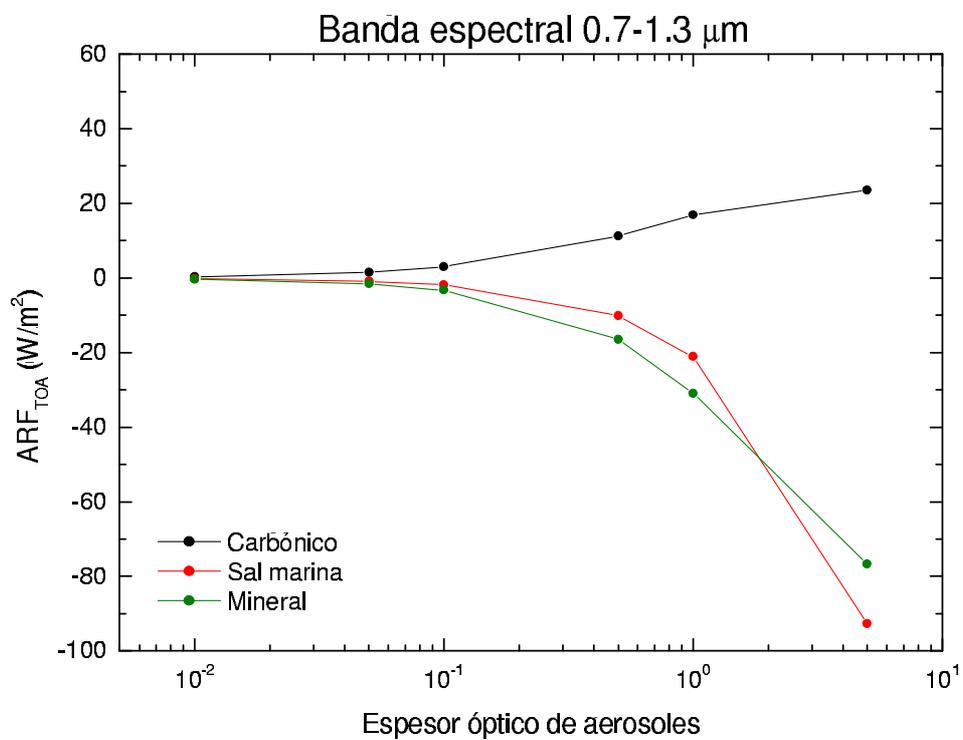


Figura 3: Forzamiento radiativo directo ejercido en el techo de la atmósfera por distintos tipos de aerosoles. Banda espectral de 0.7 a 1.3 μm .

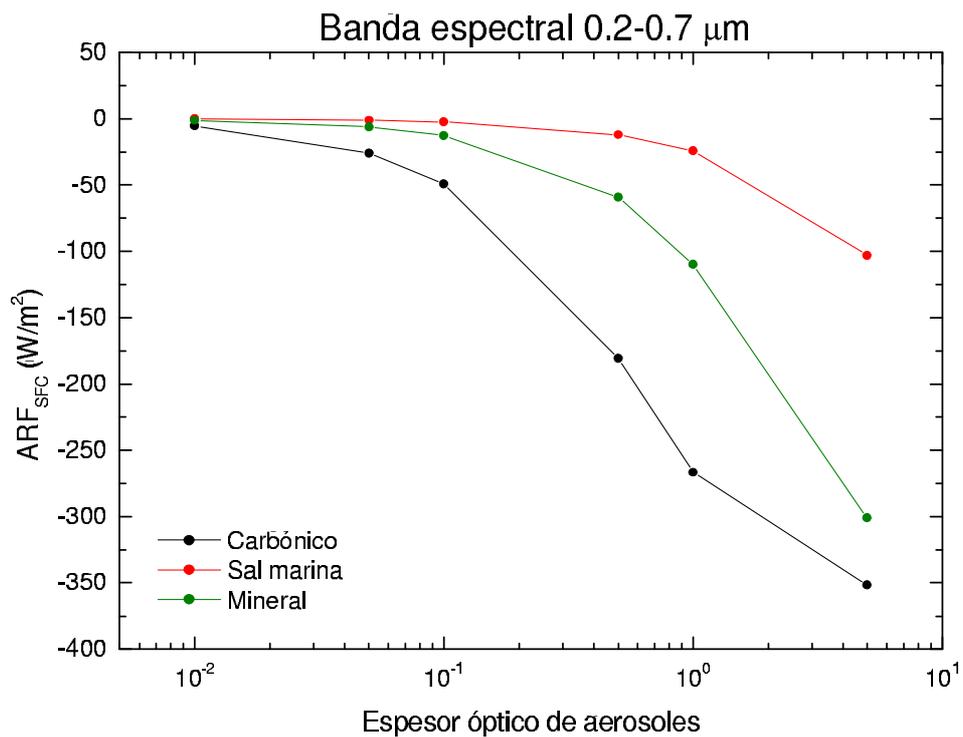


Figura 4: Forzamiento radiativo directo ejercido en superficie por distintos tipos de aerosoles. Banda espectral de 0.2 a 0.7 μm .

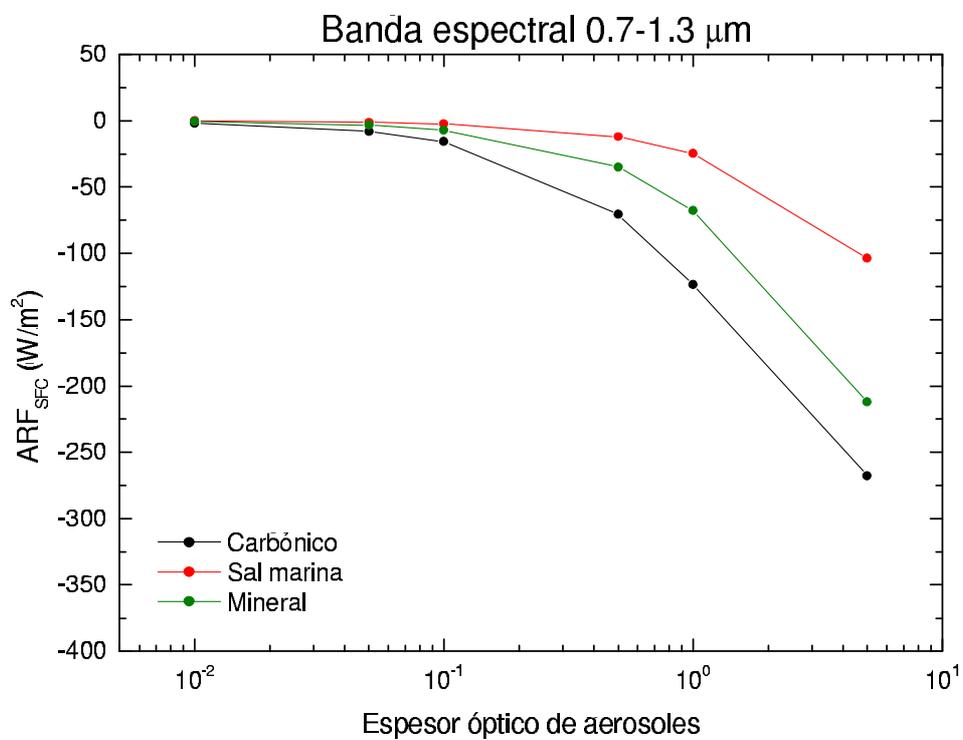


Figura 5: Forzamiento radiativo directo ejercido en superficie por distintos tipos de aerosoles. Banda espectral de 0.7 a 1.3 μm .

Como vemos, en todos los casos los aerosoles y las nubes ejercen un forzamiento radiativo negativo en onda corta, excepto los aerosoles carbónicos para el balance en el techo de la atmósfera. Así, en general, la tendencia de todas estas partículas es de enfriamiento en esta región espectral. No obstante, los aerosoles, además de ejercer un efecto directo, pueden ejercer un efecto indirecto muy importante modulando la cobertura nubosa, máxime teniendo en cuenta que para espesores ópticos moderados de aerosoles y nubes, éstas últimas tienen una mayor influencia en el forzamiento radiativo y, por tanto, en el sistema climático. Así, el estudio y cuantificación de los efectos indirectos de los aerosoles en el clima se convierte en fundamental para el entendimiento del sistema climático y para las predicciones de su cambio.

3. Los núcleos de condensación nubosa: cómo se forman las nubes

Los aerosoles son fundamentales para la formación de nubes de agua líquida en la atmósfera, actuando como núcleos de condensación nubosa, lo que permite la condensación del vapor de agua al llegar a la saturación (nucleación heterogénea). De lo contrario el vapor necesitaría sobresaturaciones muy elevadas para dar lugar a la formación nubosa (nucleación homogénea). La efectividad de los aerosoles como núcleos de condensación nubosa depende de su tamaño y su comportamiento en presencia de agua. Los aerosoles atmosféricos pueden ser incluso hidrófobos, i.e., no se activarán en una nube bajo ninguna circunstancia. Pueden ser insolubles pero hidrófilos, lo que les permitiría humedecerse y activarse a elevadas sobresaturaciones. También pueden ser solubles y activarse a bajas sobresaturaciones al poder alcanzar en estas condiciones su radio crítico. Sólo las partículas solubles en agua son significativas para el forzamiento indirecto, pero hay muchos tipos de sustancias solubles que pueden componer los aerosoles, por lo que los aerosoles atmosféricos presentan un amplio rango de solubilidades.

La capacidad de sustancias como ácidos inorgánicos, sulfatos, cloruro sódico y otras sales solubles en agua para actuar como núcleos de condensación es bien conocida, pero el conocimiento sobre la efectividad de las sustancias orgánicas es actualmente relativamente pobre. Este punto es un aspecto crítico para la incertidumbre de los modelos climáticos a escala global sobre la nucleación de gotitas nubosas. Estos modelos deben ser capaces de contemplar diferentes factores relativos a los núcleos de condensación para determinar con precisión el efecto indirecto: la distribución de tamaños y masa de las especies solubles en agua, el grado de solubilidad de las especies consideradas y el total de especies individuales o mezclas de cada rango de tamaños. Las especies más críticas son sulfatos, aerosoles orgánicos, sal marina y nitratos.

El impacto de los núcleos de condensación nubosa en la concentración numérica de gotitas nubosas (N_d) puede ser no lineal. Una consecuencia es que el fondo de núcleos de condensación nubosa naturales puede influir en gran medida en el impacto de las emisiones contaminantes antropogénicas y en su forzamiento radiativo indirecto. Con todo, la manera en que la presencia de aerosoles puede afectar o modificar el forzamiento por causas antropogénicas es una cuestión actualmente abierta.

Hay dos métodos generales para determinar los cambios en N_d con relación con los cambios en las concentraciones de aerosoles. El primero es emplear una relación empírica que relaciona determinadas cantidades de aerosoles con N_d . Se puede expresar esta relación en función de la concentración de aerosoles sobre un determinado tamaño (Jones *et al.*, 1994), de la concentración de aerosoles de sulfato o de la concentración másica de sulfatos. Una ventaja de los métodos empíricos es que reproducen los efectos sobre N_d asociados con la dinámica nubosa en términos globales. No obstante, las observaciones que han permitido la deducción de estas relaciones empíricas presentan una gran dispersión, debido fundamentalmente a la variación en la velocidad de los movimientos verticales de las nubes. El segundo método empleado para describir los cambios en N_d en función de los cambios en la concentración de aerosoles, se basa en la parametrización del proceso de formación de gotitas nubosas (Abdul-Razzak *et al.*, 1998; Abdul-Razzak y Ghan, 2000). Este tipo de aproximación requiere una representación de la actividad de los núcleos de condensación nubosa y de las propiedades dinámicas y termodinámicas de las nubes. En la actualidad, algunas de las propiedades de los aerosoles necesarias para describir todos los núcleos de condensación nubosa deben formularse como hipótesis para poder aplicar los modelos. En términos generales, los resultados empíricos se ajustan bastante bien a los pronósticos para velocidades verticales bajas. Cuando esta velocidad se incrementa, crece el desacuerdo porque las nubes convectivas ofrecen densidades N_d mucho mayores, y los modelos se realizan para nubes estratiformes. Sobre océano, la concordancia es muy superior.

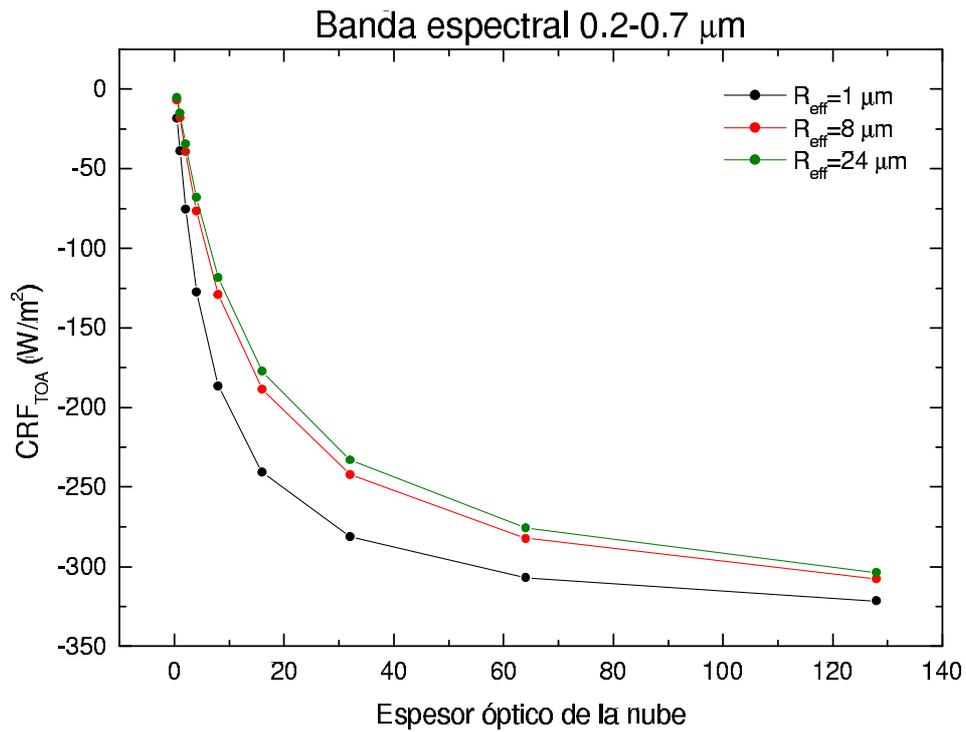


Figura 6: Forzamiento radiativo directo ejercido en el techo de la atmósfera por una capa nubosa. Banda espectral de 0.2 a 0.7 μm .

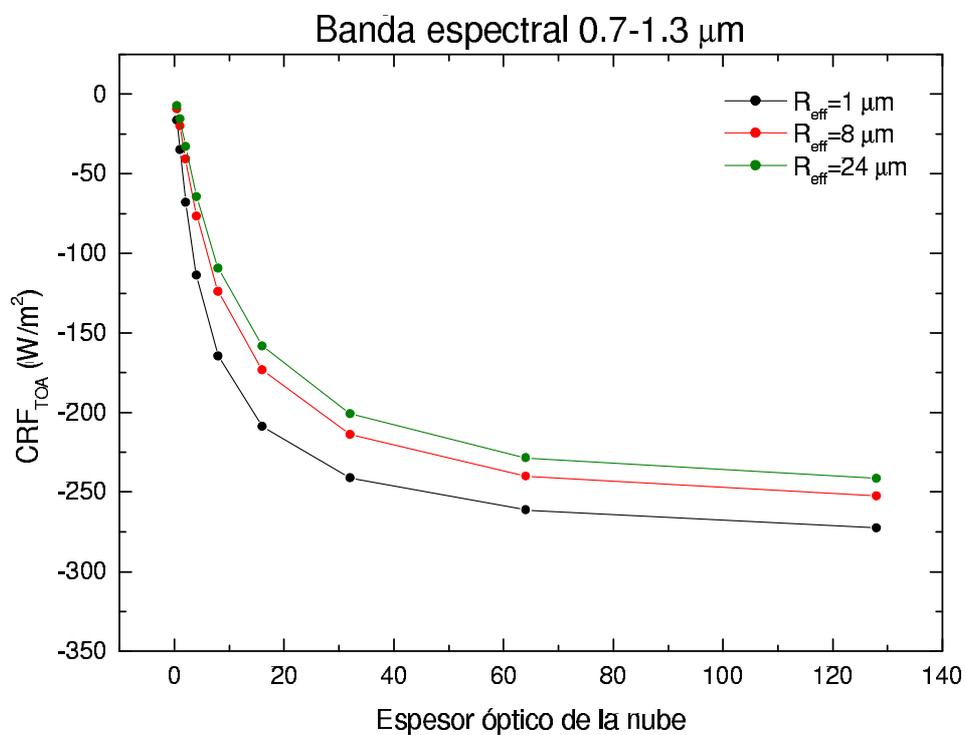


Figura 7: Forzamiento radiativo directo ejercido en el techo de la atmósfera por una capa nubosa. Banda espectral de 0.7 a 1.3 μm .

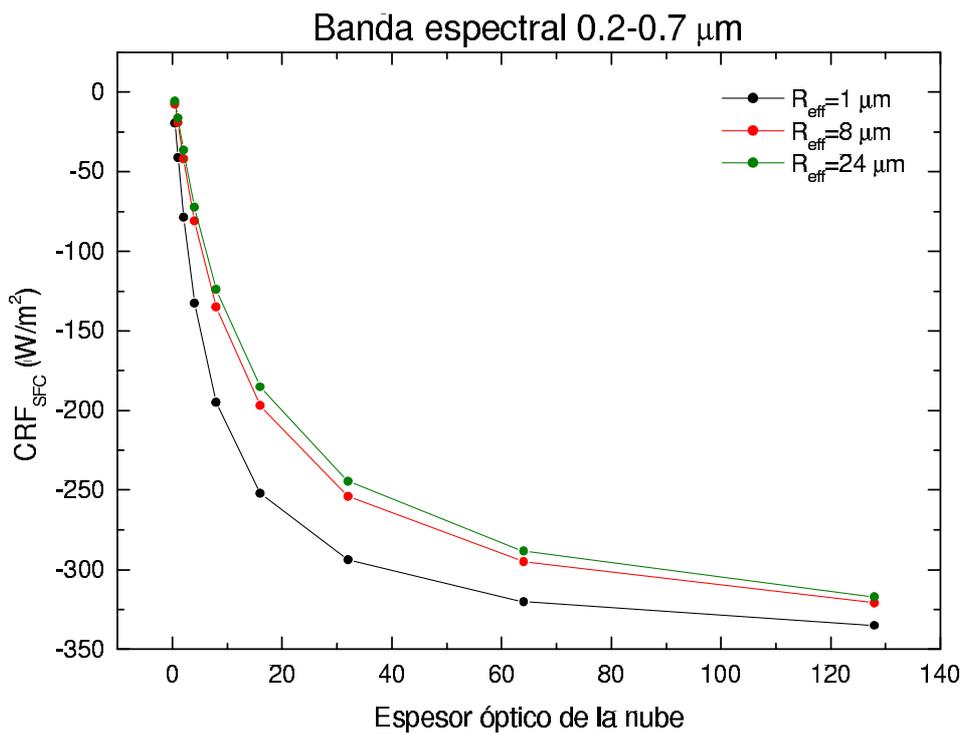


Figura 8: Forzamiento radiativo directo ejercido en superficie por una capa nubosa. Banda espectral de 0.2 a 0.7 μm.

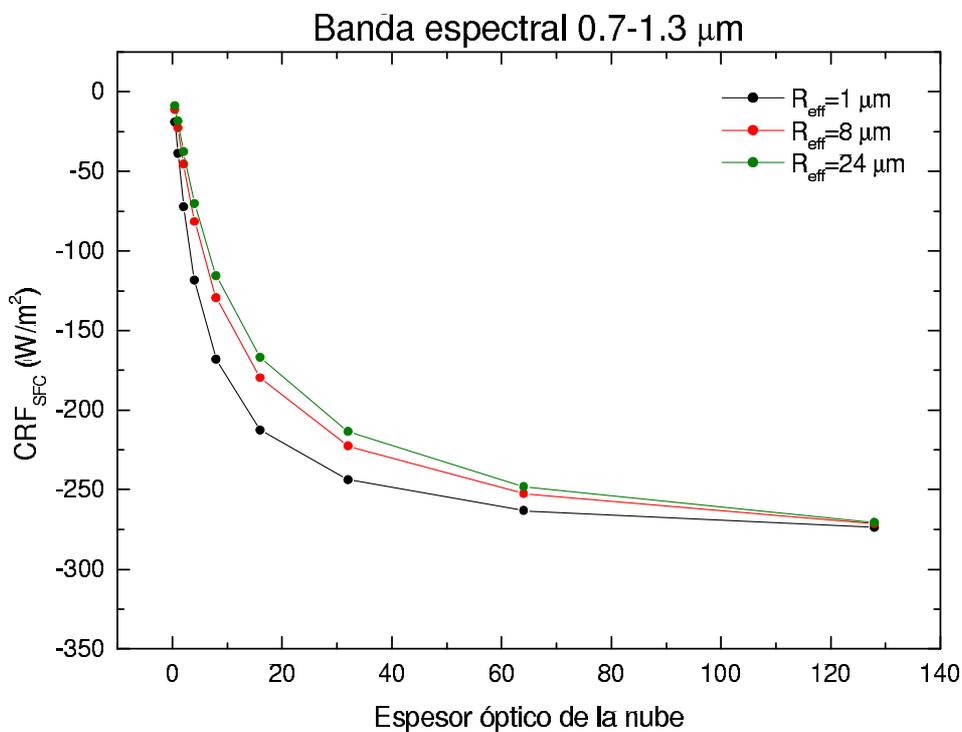


Figura 9: Forzamiento radiativo directo ejercido en superficie por una capa nubosa. Banda espectral de 0.7 a 1.3 μm.

4. Efectos de los aerosoles sobre las nubes en fase líquida

El efecto indirecto de los aerosoles sobre las nubes viene determinado no sólo por los cambios en la concentración media de gotas. Está íntimamente ligado con el desarrollo de precipitación, el espesor óptico asociado al agua líquida, el tiempo de permanencia de nubes individuales y, por tanto, la presencia o ausencia de nubes. Este comportamiento puede ilustrarse con las nubes estratiformes oceánicas.

Las nubes estratiformes oceánicas presentan una gran longevidad y son claves para el forzamiento climático en la baja troposfera. Presentan un delicado balance entre fuentes y sumideros de agua condensada, incluyendo flujos de calor sensible y calor latente turbulento desde la superficie del océano, enfriamiento y calentamiento radiativo, entrada de aire seco por encima de la inversión superior de la nube y el flujo de precipitación hacia el exterior de la nube. Los cambios producidos en la cantidad de nubosidad por la modificación de N_d como consecuencia de la alteración de la concentración de aerosoles, pueden llegar a ser insignificantes y difíciles de detectar. Por ejemplo, los cambios en la absorción de las nubes en la región de onda corta (espectro solar) debidos a cambios en N_d se producen fundamentalmente a través de la modulación del espesor de la nube. No obstante, este espesor viene determinado también por otros procesos no radiativos. Así, dependiendo del tipo de nube, los procesos de retroalimentación relacionados con el espesor de la nube producirán una reducción o una amplificación de la influencia de N_d en las propiedades radiativas de las nubes en onda corta (absortividad, transmisividad y albedo).

Los procesos de precipitación son extremadamente importantes para la cobertura nubosa oceánica, porque la variación de la eficiencia de la precipitación modifica la cobertura nubosa y el contenido en agua líquida (Albrecht, 1989). Esencialmente, la activación de un gran número de aerosoles limita el tamaño que las gotas pueden alcanzar para un enfriamiento dado. Por lo tanto, la cantidad de gotas que crecen suficientemente como para iniciar el proceso de colisión-coalescencia, el principal proceso que genera precipitación en las nubes cálidas, desciende y la cantidad de precipitación se atenúa. Con la precipitación atenuada, desaparece un gran sumidero para las gotas nubosas incrementándose el tiempo de permanencia de las nubes. Los estudios realizados con modelos sofisticados han mostrado la importancia de los aerosoles en la modulación de la precipitación y han conducido a la consideración de varios procesos que contribuyen a los efectos de los aerosoles sobre las nubes en fase líquida, como la modulación del espesor óptico de las nubes por la precipitación o el desacople producido por la generación ocasional de un sustrato estable por debajo de la nube por efecto de la precipitación, que produce el corte del flujo de humedad hacia la nube.

El efecto de modulación de la precipitación sobre la cobertura nubosa es sostenido por muchos estudios. Sin embargo, otros consideran que factores termodinámicos externos como la temperatura superficial del mar son los factores principales que determinan la formación y disipación de nubes estratiformes oceánicas. La importancia climatológica de este aspecto de los efectos indirectos de los aerosoles sobre el clima precisa por tanto de un mayor esfuerzo investigador.

5. Las nubes de hielo: El papel de los núcleos glaciógenos

La formación de hielo en la atmósfera se considera de gran importancia y juega un papel destacado en los procesos de precipitación. Al igual que los núcleos de condensación nubosa favorecen la formación de nubes en fase líquida, los núcleos glaciógenos provocan la condensación del vapor de agua atmosférico en cristales de hielo para formar nubes. Los progresos en el conocimiento del impacto de la formación de hielo sobre el clima se ven dificultados por cuestiones como la complejidad de los estudios asociados al modo de operar de los núcleos glaciógenos, las modificaciones en su actividad por el tipo de sustrato subyacente, la producción secundaria de hielo o la ausencia de técnicas de medida consistentes (Pruppacher y Klett, 1997).

Como consecuencia de todos los trabajos publicados al respecto, es prematuro evaluar cuantitativamente el impacto de la formación de hielo en el forzamiento indirecto. Se puede esperar que la presencia de hielo en las nubes impacte en el forzamiento radiativo de las nubes. En primer lugar, la precipitación de hielo retira mucha agua de la nube por su tamaño, incrementando la precipitación. En segundo lugar el tamaño de los hidrometeoros, determinado por el equilibrio hielo-vapor y el hielo-líquido, puede impactar de forma significativa en el balance radiativo. Los estudios confirman estas hipótesis e indican que incluso pequeños cambios en la formación de nubes de hielo tienen un fuerte impacto en el forzamiento indirecto del clima por parte de los aerosoles.

6. Modulación de la formación de hielo por los aerosoles: núcleos glaciógenos antropogénicos

El papel de los diferentes tipos de núcleos glaciógenos en los cirros es muy complejo. Probablemente, existe una dependencia con la temperatura para la transición entre las nucleaciones heterogéneas y homogéneas, en función de la química de los precursores de gotas por nucleación homogénea y de la composición química y concentración de los precursores de nucleación heterogénea. Por lo general, son precisas sobresaturaciones del 40- 50 % para congelar a partir de aerosoles de sulfato. Con todo, tanto en el caso homogéneo como en el heterogéneo, los aerosoles juegan un importante papel en la formación de hielo.

Existe una sólida base para afirmar la influencia de los componentes antropogénicos en la nucleación homogénea del hielo en los cirros. Para la formación mediante nucleación heterogénea, la situación es menos clara. Existen evidencias en ambos sentidos, si bien la separación entre los núcleos glaciógenos heterogéneos naturales y antropogénicos no es actualmente factible. El proceso de formación de hielo en las nubes de la baja troposfera, también es incierto. En estas circunstancias se precisan núcleos glaciógenos heterogéneos, con toda la ambigüedad respecto a las fuentes que llevan asociados. La formación de hielo puede ser iniciada por numerosas especies de aerosoles de origen antropogénico, identificadas tanto en campo como en laboratorio (Van Valin *et al.*, 1976). Sin embargo, la acción de contaminantes como los sulfatos, puede desactivar el poder de los núcleos glaciógenos. Se ha estudiado, en este sentido, la acción de otras partículas capaces de desactivar los núcleos glaciógenos naturales en diferentes grados. Existen estudios que hablan de una disminución a largo plazo de la cantidad de núcleos glaciógenos como respuesta al aumento de la contaminación, tal vez debido al efecto de desactivación antes mencionado. Con todo, la variabilidad de los núcleos glaciógenos naturales puede exceder en importancia a las fuentes antropogénicas, por lo que es difícil estimar la magnitud y el sentido del impacto de los aerosoles antropogénicos.

La variabilidad temporal de los núcleos glaciógenos antropogénicos es la cuestión más abierta, ya que incorpora las incertidumbres de todas las anteriores. Se puede justificar que la evolución de la nucleación homogénea de nubes cirriformes en los niveles superiores va ligada a la evolución de las emisiones sulfurosas. Para la baja troposfera, no se puede afirmar mucho por el momento. Finalmente, en cuanto a las emisiones antropogénicas, su impacto podría ser negativo al reducir la capacidad natural de producir nubes de hielo, positivo por el incremento de las emisiones de aerosoles carbónicos frente a los no carbónicos, o podría tener un impacto insignificante debido a la reducida importancia neta de las fuentes antropogénicas frente a las naturales.

Bibliografía

Abdul-Razzak H, Ghan S, Rivera-Carpio C (1998): A parametrization of aerosol activation 1. Single aerosol type. *J. Geophys. Res.*, 103:6123-6131.

Abdul-Razzak H, Ghan S (2000): A parametrization of aerosol activation 2. Multiple aerosol types. *J. Geophys. Res.*, 105:6837-6844.

Albrecht B (1989): Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness. *Science*, 245:1227-1230.

Evans KF (1998): The spherical harmonics discrete ordinate method for three-dimensional atmospheric radiative transfer. *J. Atmos. Sci.*, 55:429-446.

Jones A, Roberts DL, Slingo A (1994): A climate model study of indirect radiative forcing by anthropogenic aerosols. *Nature*, 370:450-453.

Pruppacher HR, Klett JD (1997): *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Reidel, Dordrecht, 954 pp.

Van Valin CC, Pueschel RJ, Parungo JP, Proulx RA (1976): Cloud and ice nuclei from human activities. *Atmos. Environ.*, 10:27-31.

