

# Posibles influencias de la contaminación atmosférica y de las tormentas de polvo y arena en el monzón del Índico

por William K.M. Lau<sup>1</sup>, Kyu-Myong Kim<sup>2</sup>, Christina N. Hsu<sup>1</sup> y Brent N. Holben<sup>3</sup>

## Introducción

**En los países asiáticos afectados por la temporada del monzón, como por ejemplo China y la India, los problemas que está provocando la contaminación atmosférica en la salud humana y en la seguridad están volviéndose cada vez más graves, como consecuencia de la creciente concentración de agentes atmosféricos contaminantes procedentes de las emisiones de gases de desecho originados por el aumento de la demanda energética asociada al veloz ritmo emprendido por los procesos de industrialización y modernización.** Entre tanto, la distribución irregular de las lluvias monzónicas, asociada con crecidas repentinas o con sequías prolongadas, ha originado importantes pérdidas de vidas humanas y daños a cultivos y bienes materiales, con impactos sociales completamente devastadores. Históricamente, la contaminación atmosférica y la investigación de los fenómenos monzónicos se han tratado como problemas separados. Sin embargo, algunos estudios recientes han sugerido que los dos problemas podrían estar intrínsecamente unidos, por lo que deberían estudiarse de forma conjunta (Lau y otros, 2008).

Básicamente, los aerosoles pueden afectar a las precipitaciones a través de efectos radiativos debidos a las

partículas suspendidas en la atmósfera (efecto directo) y/o interfiriendo en los procesos de formación de nubes y precipitaciones (efecto indirecto), e incluso modificándolos. Considerando sus propiedades ópticas, los aerosoles pueden clasificarse en dos categorías: los que absorben la radiación solar y los que no lo hacen. Ambos tipos de aerosoles dispersan la luz solar y reducen la cantidad de radiación solar que alcanza la superficie de la Tierra, provocando que esta se enfríe. El enfriamiento de la superficie aumenta la estabilidad atmosférica y reduce el potencial de convección.

Sin embargo, los aerosoles absorbentes, además de enfriar la superficie, pueden calentar la atmósfera. Este calentamiento atmosférico puede reducir la cantidad de nubes bajas a causa del aumento en la evaporación de las gotas de las nubes. Pero el calentamiento puede generar movimiento, aumentar la convergencia de humedad en niveles bajos y, por tanto, incrementar las precipitaciones. El calor latente derivado del aumento en las lluvias puede desencadenar procesos de retroalimentación en la circulación a gran escala, elevando aún más la respuesta inicial al calentamiento provocado por los aerosoles y ocasionando más lluvias.

Por otra parte, los aerosoles pueden aumentar la concentración de núcleos de condensación de la nube (CCN), incrementar la cantidad de nubes y reducir los índices de coalescencia y colisión, provocando así una disminución de las precipitaciones. Sin embargo, en presencia de una mayor humedad y de aire caliente, la reducción en la coalescencia o en la colisión puede desembocar en gotas

subfundidas en altitudes más elevadas, donde se producen precipitaciones en forma de hielo que posteriormente cae y se funde. La liberación de calor latente como consecuencia de la congelación en el aire y de la fusión en niveles más bajos implica un transporte de calor en sentido ascendente mucho mayor en nubes contaminadas y un reforzamiento de la convección profunda (Rosenfeld y otros, 2008). De esta manera, los aerosoles pueden dar lugar a un aumento en la convección a nivel local. Por tanto, en función de las condiciones ambientales a gran escala y de los procesos de retroalimentación, el efecto de los aerosoles sobre las precipitaciones puede ser positivo, negativo o una combinación de ambos.

En la región del monzón asiático y zonas limítrofes, el forzamiento provocado por los aerosoles y las respuestas del ciclo hidrológico son elementos aún más complejos. A nivel local pueden tener lugar tanto efectos directos como indirectos, además de forma simultánea, que pueden interactuar entre sí. Aparte de los efectos locales, las lluvias monzónicas pueden verse afectadas por los aerosoles transportados desde otras regiones e intensificados a través de la circulación a gran escala y por retroalimentaciones debidas a la humedad. De este modo, el polvo transportado por la circulación a gran escala desde los desiertos colindantes con la región septentrional de la India puede afectar a las precipitaciones sobre el golfo de Bengala; el sulfato y el carbono negro originados por la contaminación industrial de las zonas centrales y meridionales de China y del norte de la India pueden afectar al régimen de preci-

1 Laboratorio de la atmósfera de la NASA/Centro de vuelos espaciales Goddard, Greenbelt, MD 20771

2 Centro Goddard de ciencias de la Tierra y tecnología, Universidad de Maryland, Condado de Baltimore, Baltimore, MD 21228

3 Laboratorio de la hidrosfera y la biosfera de la NASA/Centro de vuelos espaciales Goddard, Greenbelt, MD 20771

pitaciones en la península de Corea y Japón; y las sustancias orgánicas y el carbono negro procedentes de la quema de biomasa en Indochina pueden modular el régimen de precipitaciones previas al monzón en la parte meridional de China y en sus regiones costeras, contribuyendo así a la variabilidad en el diferencial de calentamiento y enfriamiento de la atmósfera y al contraste térmico entre la tierra y el mar.

## Estudios recientes de los efectos de los aerosoles sobre el monzón asiático

Muchos estudios recientes han documentado variaciones en la concentración de aerosoles, enfriamiento de la superficie y la posible relación de estos elementos con las precipitaciones en las regiones monzónicas de la India y del este asiático (Krishnan y Ramanathan, 2002; Devara y otros, 2003; Cheng y otros, 2005; Prasad y otros, 2006; Nakajima y otros, 2007; George y otros, 2008; y muchos otros). Los estudios de modelización han dejado entrever que los aerosoles presentes en la atmósfera pueden afectar al ciclo hidrológico del monzón alterando el balance energético regional en la atmósfera y en la superficie terrestre, así como mediante la modulación de los procesos nubosos y de precipitación (Rosenfeld, 2000; Ramanathan y otros, 2001; Li, 2004). Sin embargo, en función del diseño experimental, de las escalas espaciales y temporales consideradas, del forzamiento de los aerosoles y de la representación de los procesos de los aerosoles y de las precipitaciones, los modelos han generado resultados que difieren mucho entre sí.

Utilizando un modelo de predicción meteorológica de escala global, Iwasaki y Kitagawa (1998) descubrieron que el efecto del aerosol puede reducir el contraste térmico entre la tierra y el mar, conduciendo a la supresión del monzón de la zona oriental de Asia y demorando notablemente el avance hacia el norte del frente Mei-yu sobre Asia oriental. Menon y otros (2002) sugirieron que la prolongada sequía del norte de China y las habituales inundaciones estivales en la zona sur de dicho país podrían estar relacionadas con un incremento en la absorción y en el calentamiento como consecuencia de un aumento de la concentración de carbono ne-

gro sobre la India y China. Ramanathan y otros (2005), utilizando el forzamiento de los aerosoles obtenido a partir de experimentos de campo sobre nubes marrones atmosféricas, sugirieron que el enfriamiento producido por los aerosoles reduce la evaporación en superficie y disminuye el gradiente norte-sur de la temperatura en superficie sobre el océano Índico, dando lugar así a una circulación monzónica más débil. Lau y otros (2006) y Lau y Kim (2006) descubrieron que una cantidad importante de aerosoles de polvo procedentes del desierto de Thar y de los desiertos de Oriente Medio se transporta hacia la parte septentrional de la India durante la estación previa al monzón (desde abril hasta principios de junio).

Los aerosoles de polvo se acumulan en las faldas y se esparcen sobre la llanura indogangética al ser forzados por el viento dominante que se topa con la abrupta topografía del Himalaya. La gruesa capa de polvo absorbe la radiación solar y actúa como una fuente elevada adicional de calor durante el verano asiático. Las partículas de polvo transportadas por el aire se hacen aún más absorbentes cuando sobrevuelan las grandes ciudades de la llanura indogangética y se cubren de minúsculos aerosoles de carbono negro procedentes de las emisiones locales (Prasad y Singh, 2007).

El efecto combinado de calentamiento debido al polvo y al carbono negro puede generar una reacción dinámica a gran escala a través de lo que viene a denominarse el efecto "bomba de calor elevada" (EHP) (Lau y otros, 2006). Este efecto aumenta el calentamiento estacional de la meseta tibetana, dando lugar a un creciente calentamiento de la troposfera superior a finales de la primavera y principios del verano, lo que provoca un estímulo posterior de las precipitaciones monzónicas en la zona norte de la India durante los meses de junio y julio. Wang (2007) obtuvo resultados similares que ponían de relieve que el forzamiento del carbono negro global fortalecía la celda de Hadley en el hemisferio norte, junto con un aumento de la circulación monzónica en el Índico durante el verano. Meehl y otros (2008) y Collier y Zhang (2008) revelaron que las precipitaciones en la India aumentan en primavera debido a un aumento de la concentración

de carbono negro, si bien el monzón puede debilitarse posteriormente por medio de un incremento inducido de la nubosidad y del enfriamiento de la superficie. Bollasina y otros (2008) apuntaron que la influencia de los aerosoles en la circulación monzónica a gran escala del Índico se articula por el calentamiento y enfriamiento de la superficie terrestre en la India, como consecuencia de la disminución de las precipitaciones y nubosidad que acompaña al aumento de la concentración de aerosoles durante el mes de mayo.

Estos nuevos resultados pueden ser tan confusos como informativos, como consecuencia de la naturaleza ya de por sí compleja de la interacción entre los aerosoles y el monzón. Además, el estudio de esta interacción está en su fase embrionaria como ciencia interdisciplinar. Los efectos de los aerosoles sobre los procesos de precipitación dependen en gran medida no solo de las propiedades del aerosol en cuestión, sino también de los estados dinámicos y de los procesos de retroalimentación en el sistema acoplado océano-atmósfera-tierra. Por consiguiente, para comprender una relación concreta entre las precipitaciones y los aerosoles deben entenderse, en primer lugar, las condiciones meteorológicas generales que afectan a dicha relación.

En este artículo presentamos algunos patrones básicos de variabilidad estacional e interanual de los aerosoles y del monzón, centrándonos en el monzón del Índico. Utilizaremos la temporada de 2008 como ejemplo para estudiar los posibles impactos de los aerosoles sobre el sistema monzónico a gran escala del sur de Asia, y las retroalimentaciones de dicho sistema, en el contexto de forzamiento procedente del océano y de la superficie terrestre.

## Los aerosoles y el sistema monzónico

### Los "puntos calientes" globales de concentración de aerosoles

Es probable que los efectos de retroalimentación atmosférica inducidos por la presencia de aerosoles sean más eficaces en los "puntos calientes" de aerosoles, que se caracterizan por una

fuerte concentración de aerosoles en las proximidades de zonas con abundante humedad atmosférica, es decir, regiones oceánicas o bosques tropicales. La Figura 1 muestra la distribución global del espesor óptico de los aerosoles a partir de la quinta recopilación de datos del sistema MODIS (espectrorradiómetro de formación de imágenes de resolución moderada) en 2005 (Hsu y otros, 2004). Los puntos calientes de aerosoles varían geográficamente en función de la estación; algunas regiones muestran actividad durante todo el año.

En la Figura 1 se aprecia claramente que el desierto del Sahara, África occidental, Asia oriental y la llanura indogangética son puntos calientes de aerosoles durante todo el año y están vinculados geográficamente a las principales zonas con actividad monzónica. El gran desierto del Sahara está situado al norte de la zona de lluvias del monzón de África occidental. La región monzónica de Asia oriental coincide con el complejo de megalópolis industriales de China y se halla en el recorrido del viento que procede de los desiertos del Gobi y Taklamakán. La llanura indogangética es un complejo de mega-

lópolis y está situada en una zona a favor del viento del desierto de Thar y de los desiertos de Oriente Medio. Estas regiones se ven afectadas por las lluvias y sequías monzónicas, y también por una gran contaminación industrial y por las tormentas de arena y polvo del desierto. En el resto del artículo nos centraremos en la presencia de aerosoles en la llanura indogangética y en la región del mar de Arabia, así como en sus posibles impactos en el monzón de verano del Índico.

La llanura indogangética constituye un "punto súper caliente" de aerosoles, ya que acoge la mayor densidad de población del planeta y también la concentración más elevada de plantas industriales impulsadas por la quema de carbón. La mayor parte de los aerosoles existentes pertenecen a las especies absorbentes: carbono negro procedente de la combustión de carbón y combustibles biológicos, de la quema de biomasa y de polvo. Durante la primavera y principios de verano en el norte, estos aerosoles se desplazan desde el desierto de Thar y los desiertos de Oriente Medio empujados por los vientos del oeste del monzón en desarrollo. En

la Figura 1(b), sobre la zona norte del mar de Arabia pueden encontrarse concentraciones muy elevadas de aerosoles, tal y como indica el gran espesor óptico de los mismos, entre los meses de julio y agosto. Los aerosoles mezclados con humedad atmosférica durante los meses previos al monzón pueden encontrarse en forma de calima y humo, constituyendo las denominadas nubes marrones atmosféricas (Ramanathan y Ramana, 2005).

### Ciclo estacional monzónico de precipitación y aerosoles

La covariabilidad de los aerosoles absorbentes y de la precipitación en el subcontinente indio puede comprobarse en la sección climatológica de tiempo y latitud (1979-2003) de la Figura 2, donde se muestra el Índice de aerosoles obtenido con el espectrómetro cartográfico del ozono total (TOMS-AI) y la precipitación según el Proyecto mundial de climatología de las precipitaciones. El TOMS-AI mide la intensidad relativa de los aerosoles absorbentes basándose en la capacidad de absorción en el espectro ultravioleta y se trata de

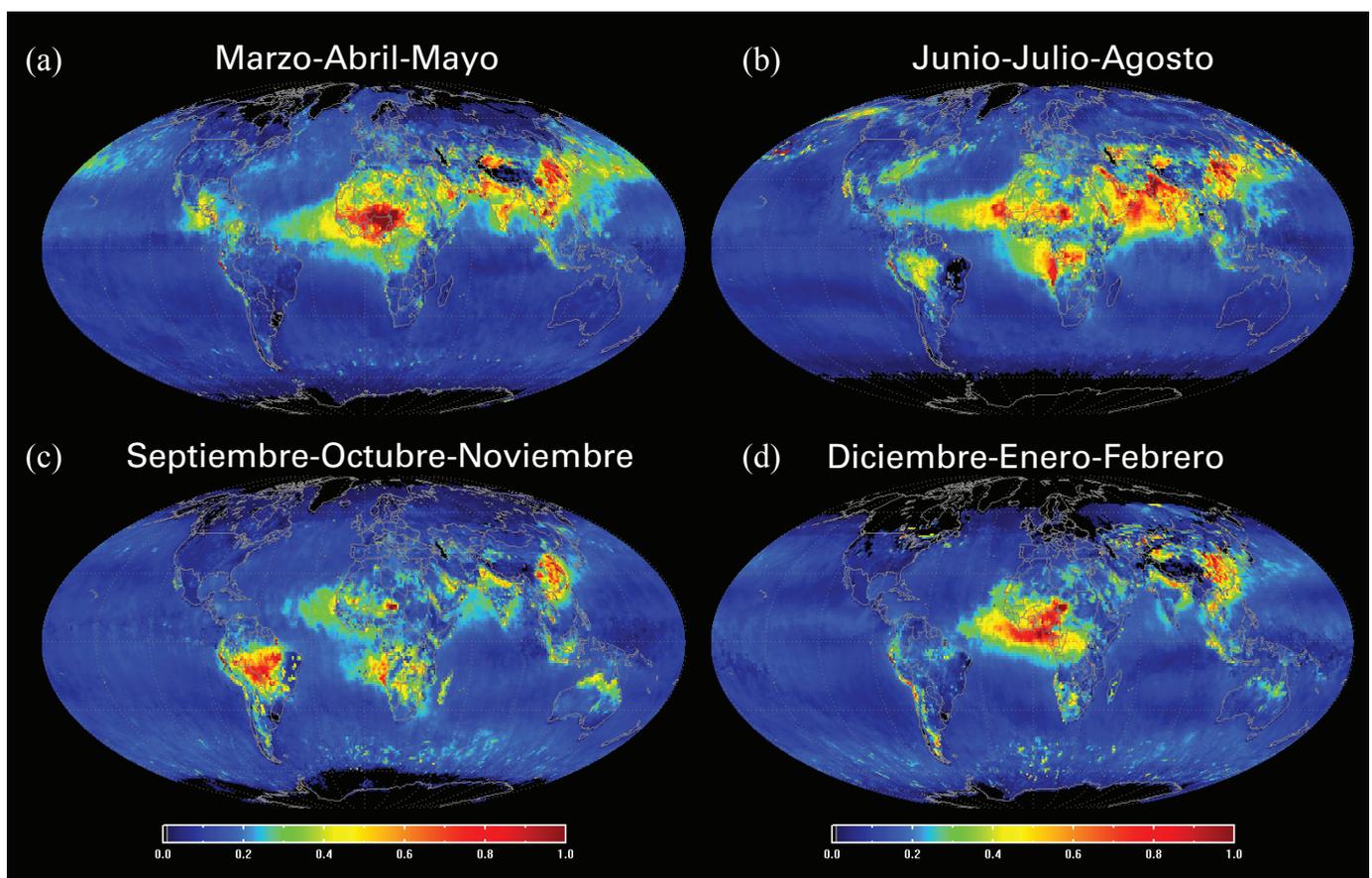


Figura 1 – Distribución global (obtenida con el sistema MODIS) del espesor óptico de los aerosoles a  $0,55 \mu\text{m}$  en la que se aprecian los puntos calientes para los períodos de (a) marzo-abril-mayo, (b) junio-julio-agosto, (c) septiembre-octubre-noviembre y (d) diciembre-enero-febrero de 2005

los únicos datos satelitales globales, a largo plazo y diarios disponibles, obtenidos durante el período 1979-2005, con un pequeño intervalo de interrupción entre 1993 y 1996. El aumento de la concentración atmosférica de aerosoles absorbentes, que antecede al desplazamiento hacia el norte de la banda lluviosa del monzón, es muy pronunciado entre abril y junio en el norte de la India (> 20°N). La disminución de aerosoles debido al lavado de lluvia durante el máximo de la estación monzónica (julio-agosto) también resulta evidente. Tanto los aerosoles como las precipitaciones están claramente relacionados con la circulación a gran escala que controla buena parte de la variación estacional. La zona con altas concentraciones de aerosoles en el norte de la India se solapa durante los meses de junio y julio con la zona de precipitaciones, apuntando así a la posibilidad de que los aerosoles puedan interactuar con las nubes y con la lluvia en esta región y que no sean completamente eliminados por las lluvias monzónicas debido al rápido restablecimiento por las emisiones locales y por transportes desde fuera de la región.

A partir de la distribución mensual de la precipitación pueden deducirse detalles adicionales acerca de las características de los aerosoles, y a partir de las observaciones de la red AERONET (Holben y otros, 1998) en

el emplazamiento único de Kanpur (situado en la llanura indogangética, cerca del límite entre las zonas húmedas y secas) (Figura 3) puede extraerse información relativa al espesor óptico de los aerosoles y al exponente de Ångström. El espesor óptico de los aerosoles cuenta con un doble máximo en el ciclo anual, es decir, un fuerte componente semianual (Figura 3(a)). El primer máximo está asociado con el restablecimiento de los aerosoles absorbentes durante los meses de mayo y junio, antes del máximo de lluvias monzónicas que tiene lugar durante julio y agosto. Incluso durante el período de precipitaciones máximas, aunque los aerosoles de fondo experimentan reducciones de su pico máximo (~0,8), sus valores siguen siendo muy elevados (~0,5-0,6), poniendo así de manifiesto que no todos los aerosoles han sido eliminados por las lluvias monzónicas. Es probable que el segundo máximo de espesor óptico de los aerosoles durante noviembre-enero esté provocado por el restablecimiento de las nubes marrones atmosféricas, originadas por las emisiones industriales y por la combustión de biocombustibles y favorecidas por unas condiciones meteorológicas estables asociadas con masas de aire subsidentes y ausencia de precipitaciones, condiciones que predominan en la zona norte de la India durante el monzón de invierno (Ramanathan y Ramana, 2005).

Por este motivo, el ciclo semianual puede ser, en gran medida, un reflejo de las variaciones estacionales de las condiciones meteorológicas.

Las propiedades generales de los aerosoles pueden deducirse a partir de las variaciones del exponente de Ångström (Figura 3(b)). Este índice representa una medida de la dependencia espectral del espesor óptico, que es inversamente proporcional al tamaño de la partícula. Los exponentes de Ångström más reducidos hallados durante el período comprendido entre abril y junio indican la presencia de aerosoles gruesos (radios eficaces > 1 µm) absorbentes, como por ejemplo el polvo. Por otra parte, los valores más elevados de los meses de noviembre a enero apuntan a la presencia de aerosoles finos (radio eficaz > 1 µm) debidos a la contaminación industrial, que es probable que consistan en una miscelánea de aerosoles absorbentes (carbono negro) y no absorbentes (sulfato). A causa de las condiciones dominantes de subsidencia sobre la llanura indogangética durante el monzón de invierno, es posible que las partículas finas se restrinjan más a la capa límite atmosférica y a las zonas situadas por debajo de las nubes. Por tanto, no son detectadas por el TOMS-AI y esto explicaría la ausencia de un segundo máximo en este índice TOMS-AI. Sin embargo, es necesario que otros análisis más detallados confirmen esta hipótesis. Tanto el espesor óptico del aerosol como el exponente de Ångström indican una importante variabilidad interanual, como se desprende de la gran desviación típica mensual.

### Patrón característico de la circulación a gran escala asociado con la EHP

Tal y como se ha mencionado anteriormente, a partir de abril y mayo, antes de que lleguen las lluvias monzónicas, tiene lugar un aumento continuo de los aerosoles absorbentes. La Figura 4(a) muestra el patrón de regresión estadística de la temperatura media según la vertical (de superficie a 300 hPa) en los meses de mayo y junio y del viento a 300 hPa durante abril y mayo obtenido con el TOMS-AI durante aproximadamente 20 años sobre la llanura indogangética. La formación de aerosoles durante los meses de abril y mayo sobre esta llanura está asociada al desarrollo, en los meses de mayo y

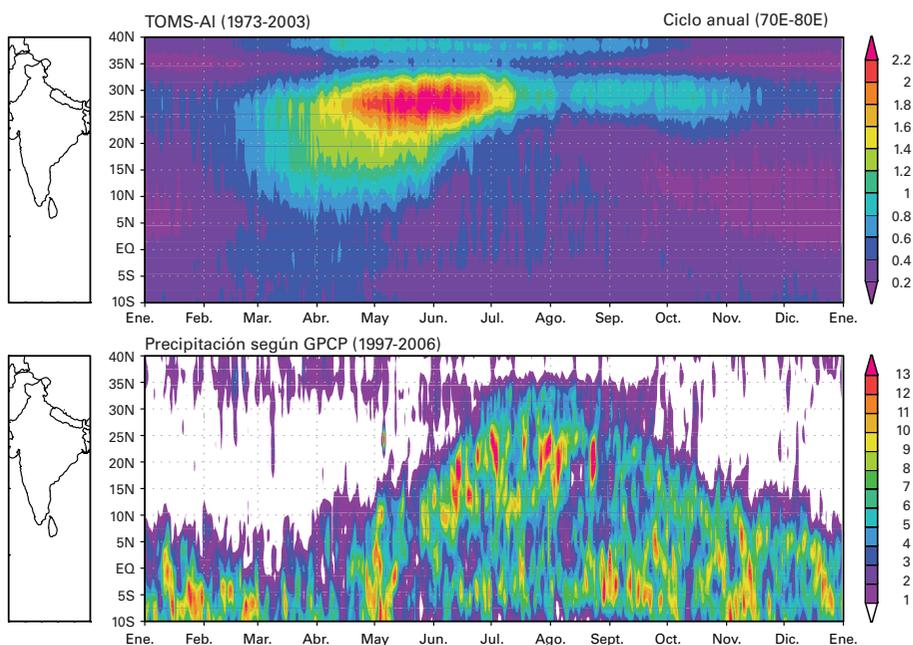


Figura 2— Sección transversal climatológica media de tiempo y latitud que muestra: arriba, el espesor óptico de los aerosoles absorbentes según el Índice de aerosoles obtenido con el espectrómetro cartográfico del ozono total (TOMS-AI) y, abajo, la precipitación según el Proyecto mundial de climatología de las precipitaciones (GPCP)

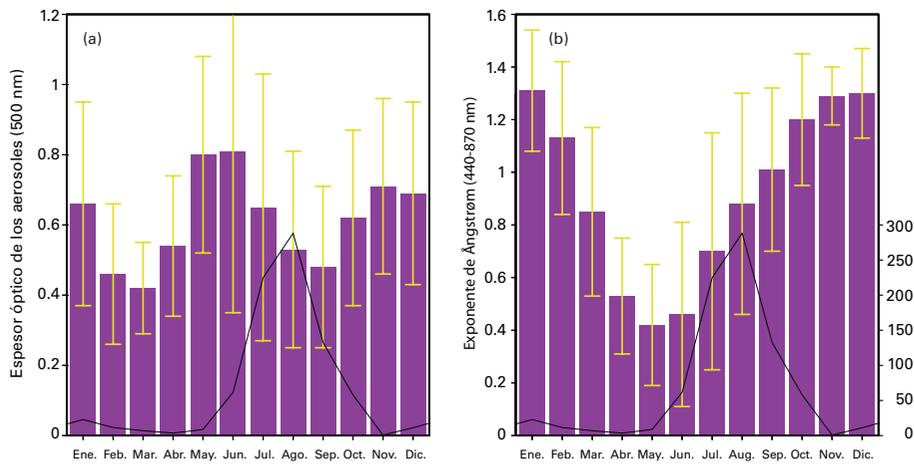


Figura 3 – Observaciones AERONET para el período climatológico (2001-2006) en Kanpur (India), de (a) espesor óptico de los aerosoles y (b) exponente de Ångström. La curva indica la precipitación mensual media expresada en mm/mes.

junio, de una pronunciada anomalía cálida a gran escala en la troposfera superior, acoplada con un anticiclón anómalo a gran escala en niveles superiores sobre el norte de la India y la meseta tibetana, con fuertes vientos del norte a 75-90°E, 20-25°N y del este a través del subcontinente indio y el mar de Arabia a 5-20°N. El anticiclón de gran escala y núcleo cálido asociado al incremento en la concentración de aerosoles parece estar acoplado con un ciclón en niveles superiores y núcleo frío situado al noroeste del mismo. El patrón dipolar concuerda con la respuesta de las ondas de Rossby en términos de temperatura y viento ante el aumento del calentamiento diabático sobre la India y el golfo de Bengala y la reducción del calentamiento en la zona noroeste de la India y Pakistán (Hoskins y Rodwell, 1995). A 850 hPa (Figura 4(b)), los patrones de regresión muestran un aumento generalizado en las precipitaciones, vinculado a un fortalecimiento de la convección sobre la zona noreste de la India, en las faldas del Himalaya, con el incremento más pronunciado sobre el golfo de Bengala y la región costera occidental de la India en los meses de junio y julio. La parte noroccidental de la India, Pakistán y la región septentrional del mar de Arabia permanecen secas. Los vientos anómalos del oeste se extienden por el mar de Arabia, atravesando el subcontinente indio y finalizando en una circulación ciclónica sobre el golfo de Bengala. El aumento en la intensidad de estos vientos del oeste originará un mayor transporte de polvo desde Oriente Medio a través del mar de Arabia, hasta llegar al subcontinente indio. Durante el

período que va de mayo a julio, los patrones de circulación a gran escala en los niveles superiores e inferiores de la troposfera se traducen en un gran incremento de la cizalladura de los vientos del este, y en una profundización en la depresión del golfo de Bengala. Ambos fenómenos constituyen señales de un monzón surasiático más potente (Webster y Yang, 1992; Goswami y otros, 1999; Wang y Fan, 1999; y Lau y otros, 2000). Estos patrones de circulación a gran escala son característicos de los impactos

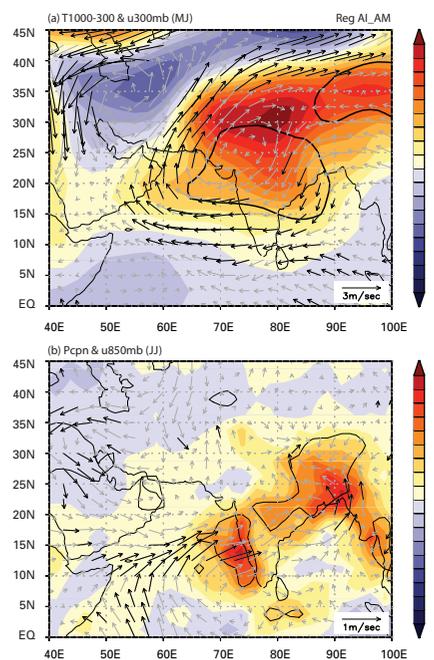


Figura 4 – Condiciones meteorológicas a gran escala anómalas características, asociadas con el efecto de la bomba de calor elevada y basadas en la regresión del índice TOMS-AI durante abril-mayo con (a) viento a 300 hPa y temperatura troposférica en mayo-junio, y (b) viento a 850 hPa y precipitación

originados por los aerosoles absorbentes sobre el monzón del Índico.

## El monzón del Índico en 2008

En este apartado utilizaremos el monzón del océano Índico en 2008 a modo de ejemplo para analizar las posibles relaciones de las lluvias monzónicas con el forzamiento océano-atmósfera a gran escala y con los aerosoles. El monzón estival del Índico en 2008 ha sido algo más débil de lo normal, siguiendo los pasos de La Niña en el Pacífico tropical. Sin embargo, en la zona norte de la India, en las faldas del Himalaya, han podido encontrarse condiciones más húmedas de lo normal, altamente anómalas y persistentes mientras que sobre la India central y meridional, el mar de Arabia y Bangladesh (Figura 5(a)) se han registrado condiciones más secas de lo habitual. Además, sobre la parte meridional del océano Índico se ha hallado un patrón dipolar de precipitaciones este-oeste, entre el ecuador y los 10°S. Aunque el dipolo este-oeste en las precipitaciones puede estar relacionado con el dipolo del océano Índico (Saji y otros, 1999; Webster y otros, 1999), el motivo de la anomalía persistente en las precipitaciones de la India septentrional aún se desconoce. La circulación a bajo nivel muestra fuertes vientos del este que conectan el dipolo del océano Índico y el dipolo de precipitaciones en la zona meridional de dicho océano. Sobre el mar de Arabia se registran fuertes vientos del suroeste, que también alcanzan la parte occidental de la India, dirigiéndose a las faldas del Himalaya. El déficit de precipitaciones en las regiones occidentales y meridionales de la India parece estar relacionado con un ciclón a gran escala situado sobre el norte del mar de Arabia y con una corriente anticiclónica sobre la India meridional y el sur del golfo de Bengala. La temperatura de la superficie del mar es inusualmente baja en la totalidad del mar de Arabia y en el golfo de Bengala, así como en la zona norte del océano Índico (Figura 5(b)). Estas temperaturas generalizadas por debajo de lo normal en la superficie del mar podrían haber ocasionado que el monzón del Índico fuera más débil, aunque el enfriamiento sobre la zona norte del mar de Arabia también podría ser la señal de un monzón fortalecido.

En el océano Índico meridional aparece un dipolo este-oeste en las temperaturas de la superficie del mar,

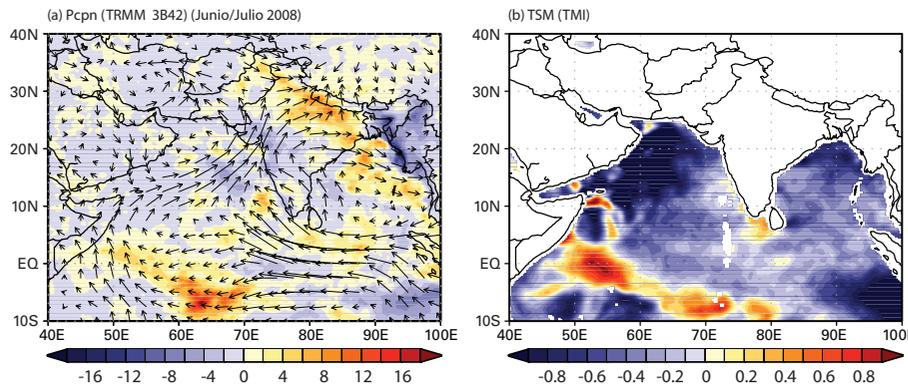


Figura 5 – Patrones de anomalía de (a) precipitación y viento a 850 hPa (m/s) y (b) temperatura de la superficie del mar (en °C) durante junio y julio de 2008. La anomalía se define como una desviación respecto de una media climatológica de ocho años (2000-2007).

que posiblemente sea un rastro del dipolo del océano Índico, y es más que probablemente la causa subyacente del dipolo este-oeste de precipitaciones de la zona sur del Índico. Sin embargo, las anomalías persistentes en la precipitación de la zona septentrional de la India no pueden explicarse directamente a través de las condiciones del dipolo del océano Índico, puesto que las lluvias sobre la India continental no guardan demasiada correlación con el forzamiento oceánico a gran escala, como el dipolo del océano Índico o el fenómeno de El Niño/Oscilación Austral (ENOA). Es posible que la anomalía en la precipitación esté relacionada con un patrón ciclónico estacionario extratropical, asentado en la zona norte de la India o en la extensión hacia el oeste de la depresión monzónica desde el sur de China, pero falta por demostrar esta teoría.

## Posibles impactos del polvo del desierto en las anomalías de precipitación del monzón del Índico en 2008

En este apartado procederemos a examinar la distribución de aerosoles y las posibles señales de los impactos de los mismos en el monzón del Índico en 2008. La Figura 6(a) muestra la imagen MODIS de polvo y nubes en la región del monzón del Índico, para el 18 de junio de 2008. La gran aglomeración de nubes sobre la zona noreste de la India está relacionada con una mayor convección, asociada con fuertes precipitaciones de origen monzónico sobre las faldas del Himalaya, cerca de Nepal. Las aglomeraciones de nubes frente a la costa del extremo meri-

dional del subcontinente y sobre el golfo de Bengala están asociadas con un incremento en las anomalías de precipitación que se han detectado en esas zonas. El gran contraste existente entre las regiones secas y polvorientas del noroeste de la India y Pakistán y la zona norte del mar de Arabia si se las compara con las regiones húmedas (activas en términos convectivos) del noreste de la India y el golfo de Bengala resulta aún más sorprendente. Puede apreciarse una gran concentración de polvo sobre el norte del mar de Arabia y el oeste de la India. Las estelas de polvo y nubes ponen de relieve la existencia de una corriente monzónica suroccidental predominante sobre la zona noroeste de Arabia. La gran concentración de polvo se mantiene durante junio y parte de julio, como puede deducirse de la distribución de anomalías de espesores ópticos de aerosoles durante los meses de junio y julio de 2008 (Figura 6(b)). El núcleo de los grandes espesores ópticos de aerosoles se encuentra sobre el norte del mar de Arabia y sobre la región del noroeste de la India y Pakistán, con un núcleo secundario sobre la parte oriental de la India y el golfo de Bengala. Existe un gran contraste

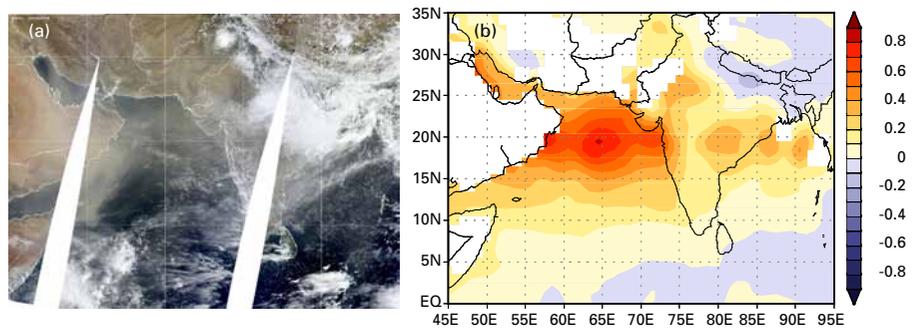


Figura 6 – MODIS: (a) imagen visible que muestra la distribución de nubes y polvo sobre el subcontinente indio y los océanos limítrofes; (b) distribución del espesor óptico de los aerosoles

este-oeste sobre la llanura indogangética, que pone de manifiesto que la región seca queda al oeste y las zonas húmedas al este.

Tal y como se desprende de la retrodispersión lidar del Calipso, las capas de polvo se extienden desde la superficie hasta más de 4-5 km sobre una zona amplia de Pakistán y Afganistán hasta el norte del mar de Arabia (Figura 7, imagen superior). Las partículas de polvo son transportadas hasta altitudes elevadas forzadas por el viento, que actúa frente a la accidentada topografía; las concentraciones más elevadas se encuentran a 4 km de altura y más, sobre tierra. Sobre el océano se presentan en forma de capas, tanto por encima como por debajo de la capa límite. Bajo la capa límite, el polvo puede presentarse mezclado con aerosoles de sal marina. Más al este, la espesa capa de mezcla entre el polvo y los aerosoles procedentes de las emisiones locales que se extiende hasta los 5 km es perfectamente visible sobre la llanura indogangética y la zona central de la India, extendiéndose desde las faldas del Himalaya (Figura 7, imagen inferior).

La concentración de polvo sobre la zona norte de la India ha ido aumentando de forma continua desde abril de 2008. Los cálculos de la retrotrayectoria muestran que, durante el mes de abril de 2008 (Figura 8(a)), la mayor parte de los aerosoles encontrados en niveles bajos (850 hPa) en el emplazamiento de Kanpur, situado cerca del límite de las zonas húmedas y secas en la llanura indogangética, tiene su origen en el polvo transportado a gran altura (por encima de 600-400 hPa) sobre el desierto afgano y los desiertos de Oriente Medio, más una parte procedente del transporte a bajo nivel sobre el mar de Arabia (Figura 8(b)). En el mes de junio (Figura 8(c)), el transporte se desplaza

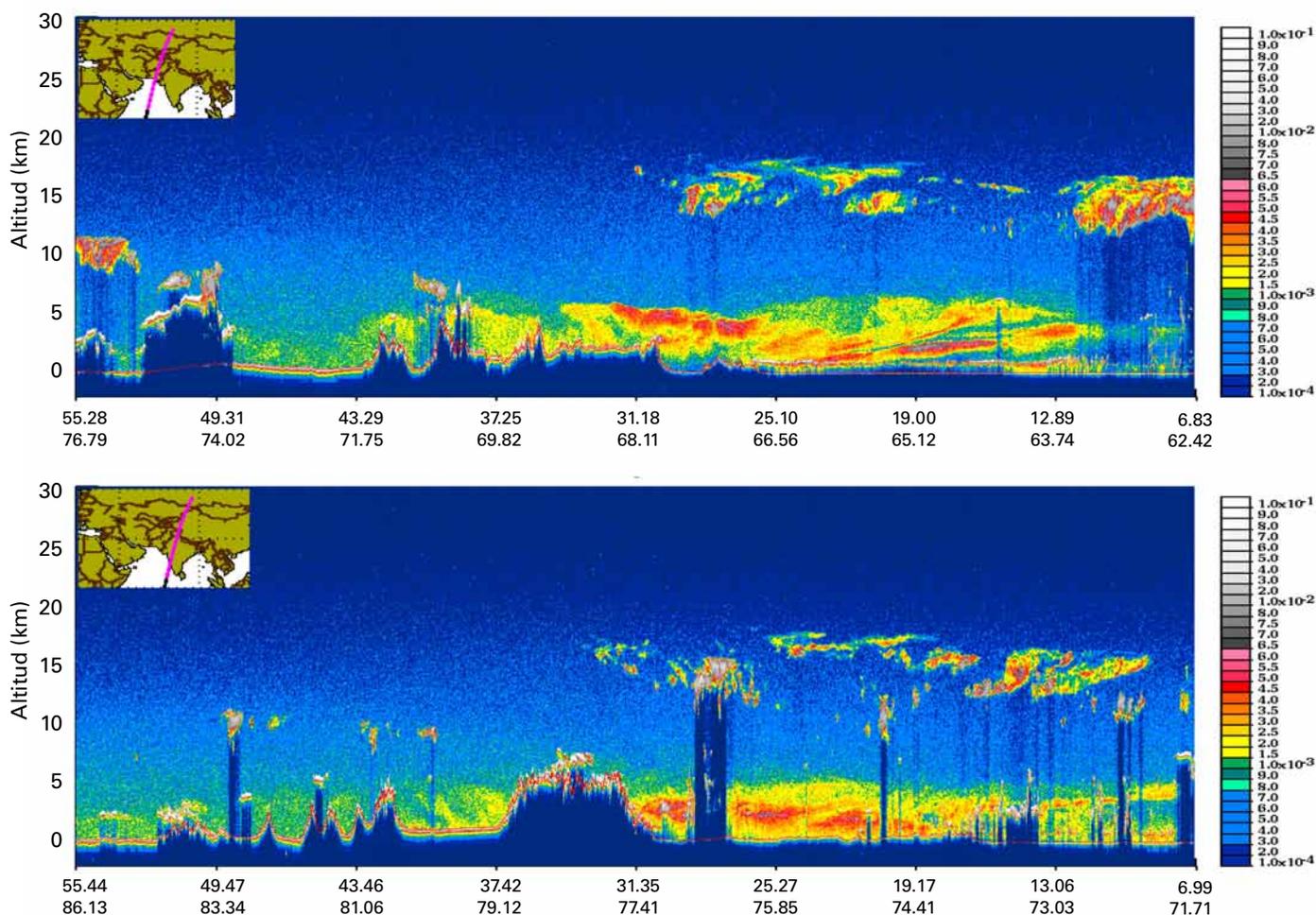


Figura 7 – Retrodispersión del Calipso que muestra el espesor y la concentración relativa de la capa de aerosoles a lo largo de una sección transversal meridional sobre Pakistán y el mar de Arabia (arriba) y la llanura indogangética y el Himalaya (abajo). Clave de colores: rojo = concentración alta; amarillo = concentración media; verde = concentración baja; gris = nubes. Los números del eje de abscisas representan la latitud norte y la longitud este.

hacia el norte del mar de Arabia y se encuentra sobre todo en niveles bajos (por debajo de 800 hPa), en coherencia con la aparición de los vientos monzónicos del suroeste a bajo nivel sobre el mar de Arabia y el noroeste de la India. En el mes de julio (Figura 8(d)), las trayectorias siguen indicando la presencia de cierta entrada de vientos del suroeste en Kanpur, pero esta queda prácticamente reducida a las zonas del noroeste de la India y a Pakistán, donde las trayectorias señalan una potente recirculación definida por la topografía local.

Basándonos en estudios de modelización previos, creemos que los aerosoles de polvo que se encuentran sobre el mar de Arabia, la zona noroeste de la India y Pakistán en concentraciones por encima de la media absorben la radiación solar y, por tanto, calientan la atmósfera. Los aerosoles de polvo reducen la cantidad de radiación solar entrante en la superficie a través de un proceso de difusión y absorción,

mientras que la radiación de onda larga procedente del polvo calienta la superficie y enfría la atmósfera. Los estudios previos han mostrado que el calentamiento atmosférico provocado por aerosoles es del orden de +20 a +25 W/m<sup>2</sup>, mientras que el enfriamiento de la superficie es de una magnitud comparable sobre el mar de Arabia y el océano Índico (Satheesh y Srinivasan, 2002; Podgorny y Ramanathan, 2001). Hacemos hincapié en el hecho de que el enfriamiento del mar de Arabia y del océano Índico comenzó en febrero/marzo de 2008, antes de que aumentara la carga de polvo. Por este motivo, es más probable que el enfriamiento por aerosoles sea una señal de efecto a nivel local superpuesta a un enfriamiento oceánico a gran escala que ya se esté produciendo como consecuencia de otros factores. El enfriamiento del mar de Arabia aumenta la estabilidad atmosférica y reduce las precipitaciones. Sin embargo, los aerosoles de polvo acumulados sobre el norte

de la India y las faldas del Himalaya durante mayo y junio, posiblemente en combinación con emisiones locales de carbono negro, generaron una elevada fuente de calor. La Figura 9(a) muestra la anomalía térmica en los niveles superiores de la troposfera, así como la circulación a 300 hPa. La presencia del anticiclón de núcleo cálido a gran escala y la potente corriente del este sobre la zona septentrional de la India es sorprendentemente similar al patrón característico de circulación asociado con el efecto de EHP (véase la Figura 4). El patrón de circulación a 850 hPa (Figura 9(b)) también se asemeja al patrón de EHP, lo que pone de manifiesto un fortalecimiento parcial de la corriente monzónica sobre las zonas noroccidental y central de la India, así como un aumento de la humedad en las capas altas de la troposfera (600-300 hPa).

En la sección transversal norte-sur del flujo meridional y de las anomalías térmicas desde la meseta tibeta-

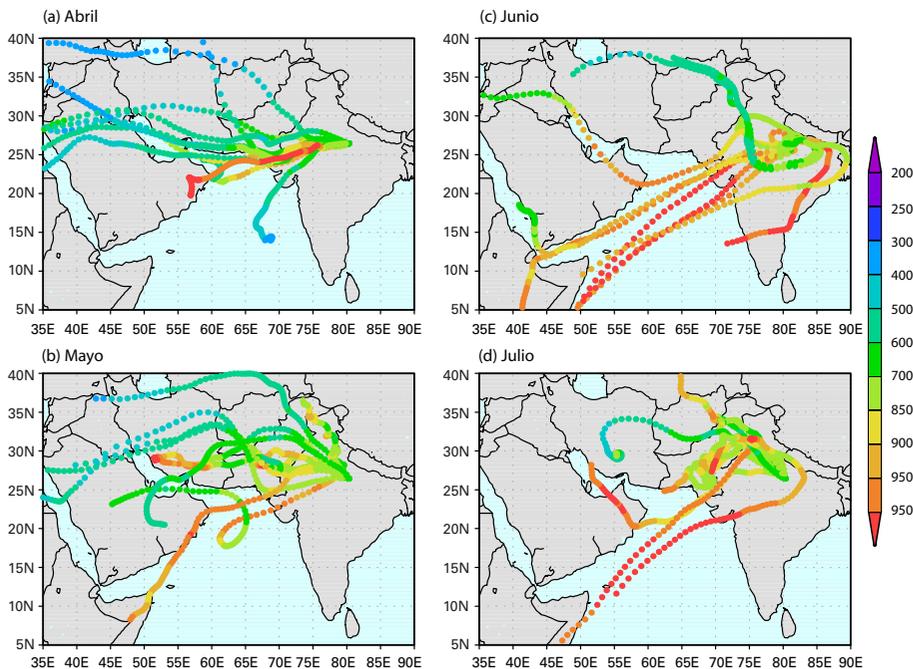


Figura 8 – Retro trayectorias de siete días, que muestran las posibles fuentes de origen y rutas de transporte desde los desiertos limítrofes para la masa de aire observada a 850 hPa sobre Kanpur para 11 días, comenzando el (a) 15 de abril, (b) 15 de mayo, (c) 15 de junio y (d) 15 de julio de 2008. La altura del trazador (en hPa) se muestra en color.

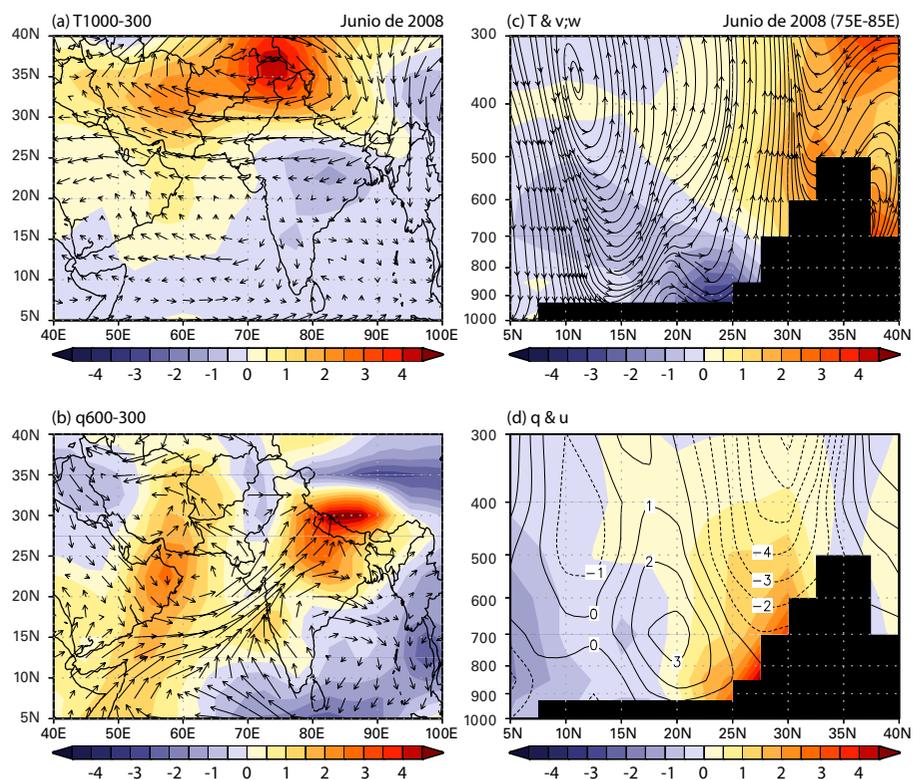


Figura 9 – Distribuciones espaciales observadas en las anomalías de junio de 2008 para: (a) temperatura troposférica media (en °C) y vientos a 300 hPa (m/s); (b) humedad específica media a 600-300 hPa, vientos a 850 hPa y secciones verticales meridionales sobre el norte de la India y el Himalaya (75-85°E); (c) línea de corriente meridional vertical y temperatura; y (d) vientos zonales (isolínea) y humedad específica (sombreado).

na hasta el sur de la India (75-85°E) pueden verse vestigios adicionales del efecto de EHP. Sobre la meseta tibetana se percibe un calentamiento por encima de lo normal, así como un enfriamiento cerca de la superficie y en la troposfera inferior en las tierras bajas de la llanura indogangética y en la India central. En las laderas meridionales de la meseta tibetana se produce un aumento del movimiento vertical ascendente, mientras que en el sur de la India se registran movimientos descendentes (Figura 9(c)). El movimiento meridional muestra una bifurcación en las capas bajas de la troposfera, cerca de los 15-20°N, poniendo de relieve un movimiento de sumidero presumiblemente asociado con el enfriamiento provocado por los aerosoles y un movimiento ascendente, que se une en las capas medias y altas de la troposfera con el movimiento ascendente sobre las faldas del Himalaya. El flujo entrante en niveles bajos aporta un incremento en la humedad en las laderas sur del Himalaya, y aumenta los vientos monzónicos del oeste en niveles bajos sobre la zona central de la India y los del este de niveles elevados sobre la parte meridional de la meseta tibetana (Figura 9(d)). En este caso, es probable que la circulación meridional se vea forzada por la convección iniciada por el calentamiento atmosférico debido al polvo y aumentada como consecuencia de las retroalimentaciones positivas derivadas de la convergencia de humedad en niveles bajos y del aire ascendente en la capa de polvo. Aunque los datos anteriores no suponen la confirmación definitiva de los impactos provocados por los aerosoles absorbentes, las características de la circulación a gran escala son coherentes con el efecto de la EHP, incluyendo el mayor calentamiento de las capas altas de la troposfera sobre la meseta tibetana, el enfriamiento en las proximidades de la superficie y un incremento de la corriente monzónica con el consiguiente aumento de precipitaciones en el norte de la India.

## Conclusiones

Los resultados mostrados sugieren que los aerosoles y las precipitaciones en las regiones monzónicas y en los desiertos adyacentes están estrechamente relacionados con la circulación a gran escala, y conectados con los complejos procesos dinámicos y de calentamiento diabático

durante los períodos del monzón y previos al mismo. Los desiertos no solo aportan el forzamiento radiativo a gran escala, sino también las partículas de polvo que son transportadas hacia las regiones monzónicas y que interfieren con la evolución de la circulación del monzón y sus precipitaciones, y posiblemente también las alteren. En la medida que los procesos dinámicos acoplados atmósfera-océano-tierra constituyen el elemento impulsor principal del monzón en Asia, hay que extremar el cuidado a la hora de distinguir las relaciones entre los aerosoles y las precipitaciones que se deban realmente a la física de los aerosoles de las que aparecen por estar ambos gobernados por los mismos procesos dinámicos de gran escala. El monzón del Índico de 2008 parece aportar señales reveladoras de los impactos ocasionados por los aerosoles absorbentes, aunque es preciso llevar a cabo más estudios para determinar los detalles del forzamiento de estos aerosoles y la respuesta del ciclo hidrológico del monzón, así como los papeles relativos en comparación con el forzamiento derivado de los procesos acoplados atmósfera-océano-tierra.

## Agradecimientos

Este trabajo está apoyado por el Programa de investigación interdisciplinar de la NASA.

## Referencias

- BOLLASINA, M., S. NIGAM and K.M. LAU, 2008: Absorbing aerosols and summer monsoon evolution over South Asia: An observational portrayal. *J. Climate*, 21, 3221-3239, doi:10.1175/2007JCLI2094.1.
- CHENG, Y., U. LOHMANN, J. ZHANG, Y. LUO, Z. LIU and G. LESINS, 2005: Contribution of changes in sea surface temperature and aerosol loading to the decreasing precipitation trend in southern China. *J. Climate*, 18, 1381-1390.
- COLLIER, J.C. and G.J. ZHANG, 2008: Aerosol direct forcing of the summer Indian monsoon as simulated by the NCAR CAM3. *Clim. Dyn.* (En imprenta).
- DEVARA, P.C.S., P.E. RAJ, G. PANDITHURAI, K.K. DANI and R.S. MAHESKUMAR, 2003: Relationship between lidar-based observations of aerosol content and monsoon precipitation over a tropical station, Pune, India. *Meteorol. Appl.* 10, 253-262.
- GEORGE, J.P., L. HARENDUPRAKASH and M. MOHAN, 2008: Multi-year changes of aerosol optical depth in the monsoon region of the Indian Ocean since 1986 as seen in the AVHRR and TOMS data. *Ann. Geophys.*, 26, 7-11.
- GOSWAMI, B.N., V. KRISHNAMURTHY and H. ANNAMALAI, 1999: A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125, 611-633.
- HOLBEN, B.N. y coautores, 1998: AERONET—a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens. Environ.*, 66, 1-16.
- HOSKINS, B.J. and M.J. RODWELL, 1995: A model of the Asian summer monsoon. Part I: The global scale. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1329-1340.
- HSU, N.C., S.C. TSAY, M.D. KING and J.R. HERMAN, 2004: Aerosol properties over bright-reflecting source regions. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 42, 557-569.
- IWASAKI, T. and H. KITAGAWA, 1998: A possible link of aerosol and cloud radiation to Asian summer monsoon and its impact on long-range numerical weather prediction. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 965-982.
- KRISHNAN, R. and V. RAMANATHAN, 2002: Evidence of surface cooling from absorbing aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1340, doi:10.1029/2002GL014687, 2002.
- LAU, K.M., K.M. KIM and S. YANG, 2000: Dynamical and Boundary Forcing Characteristics of Regional Components of the Asian Summer Monsoon. *J. Climate*, 13, 2461-2482.
- LAU, K.M., M.K. KIM and K.M. KIM, 2006: Aerosol induced anomalies in the Asian summer monsoon: The role of the Tibetan Plateau. *Climate Dynamics*, 26 (7-8), 855-864, doi:10.1007/s00382-006-0114-z.
- LAU, K.M. y coautores, 2008: The Joint Aerosol Monsoon Experiment (JAMEX): A New Challenge to Monsoon Climate Research. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 89, 369-383, doi:10.1175/BAMS-89-3-369.
- LAU, K.M. and K.-M. KIM, 2006: Observational relationships between aerosol and Asian monsoon rainfall, and circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L21810, doi:10.1029/2006GL027546.
- LI, Z., 2004: Aerosol and climate: A perspective from East Asia. En: *Observation, Theory and Modelling of the Atmospheric Variability*, 501-525, World Scientific Pub. Co.
- MEEHL, G.A., J.M. ARBLASTER and W.D. COLLINS, 2008: Effects of black carbon aerosols on the Indian monsoon. *J. Climate*, 21, 2869-2882.
- MENON, S., J. HANSEN, L. NAZARENKO and Y. LUO, 2002: Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, 297, 2250-2253.
- NAKAJIMA, T. y coautores, 2007: Overview of the atmospheric brown cloud East Asia Regional Experiment 2005 and a study of the aerosol direct radiative forcing in East Asia. *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2007JD009009.
- PODGORNY, I.A. and V. RAMANATHAN, 2001: A modelling study of the direct effect of aerosols over the tropical Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 106, 24097-24105.
- PRASAD, A.K. and R. SINGH, 2007: Changes in aerosol parameters during major dust storm events (2001-2005) over the Indo-Gangetic Plains using AERONET and MODIS data. *J. Geophys. Res.*, 112, Do9208, doi:10.1029/2006JD007778.
- PRASAD, A.K., R.P. SINGH and A. SINGH, 2006: Seasonal variability of aerosol optical depth over Indian subcontinent. *International Journal of Remote Sensing*, 27, 2323-2329.
- RAMANATHAN, V. and M.V. RAMANA, 2005: Persistent, widespread and strongly absorbing haze over the Himalayan foothills and Indo-Gangetic Plains. *Pure and App. Geophys.*, 162, 1609-1626. doi:10.1007/s00024-005-2685-8.
- RAMANATHAN, V. y coautores, 2001: The Indian Ocean Experiment: an integrated assessment of the climate forcing and effects of the Great Indo-Asian Haze. *J. Geophys. Res.—Atmospheres*, 106, (D 22), 28371-28399.
- RAMANATHAN, V., C. CHUNG, D. KIM, T. BETTGE, L. BUJA, J.T. KIEHL, W.M. WASHINGTON, Q. FU, D.R. SIKKA and M. WILD, 2005: Atmospheric brown clouds: impact on South Asian climate and hydrologic cycle. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 102: 5326-5333, doi:10.1073/pnas.0500656102.
- ROSENFELD, D., 2000: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, 287 (5459), 1793-1796.
- ROSENFELD, D., U. LOHMANN, G.B. RAGA, C.D. O'DOWD, M. KULMALA, S. FUZZI, A. REISELL and M.O. ANDREAE, 2008: Flood or drought: How do aerosols affect precipitation? *Science*, 321, 1309-1313, doi:10.1126/science.1160606.
- SAJI, N.H., B.N. GOSWAMI, P.N. VINAYACHANDRAN and T. YAMAGATA, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401, 360-363.
- SATHEESH, S.K. and J. SRINIVASAN, 2002: Enhanced aerosol loading over Arabian Sea during the pre-monsoon season: natural or anthropogenic? *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1874, doi:10.1029/2002GL015687.
- WANG, B. and Z. FAN, 1999: Choice of South Asia summer monsoon indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 629-638.
- WANG, C., 2007: Impact of direct radiative forcing of black carbon aerosols on tropical convective precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L05709, doi:10.1029/2006GL028416.
- WEBSTER, P.J., A.M. MOORE, J.P. LOSCHNIGG and R.R. LEBEN, 1999: The great Indian Ocean warming of 1997-98: Evidence of coupled-atmospheric instabilities. *Nature*, 401, 356-360.
- WEBSTER, P.J. and S. YANG, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118, 877-926.