Los aerosoles atmosféricos y su influencia en la Península Ibérica

Carlos Toledano Olmeda

¿Qué son los aerosoles?

Los aerosoles son uno de los constituyentes atmosféricos menos conocidos. Todos hemos oído hablar del ozono o del CO_2 y de otros gases del famoso efecto invernadero. Sin embargo, el papel de los aerosoles es mucho más discreto en cuanto a la prensa se refiere. ¿A qué nos referimos entonces al decir "aerosoles" y qué papel juegan en el clima terrestre?

La definición de aerosol nos dice que se trata de una suspensión de partículas sólidas o líquidas en un medio gaseoso. Esta definición incluye, por ejemplo, los desodorantes en *spray*. Cuando hablamos del aerosol atmosférico nos referimos al conjunto de partículas sólidas o líquidas que se encuentran suspendidas en la atmósfera, y que se mantienen el tiempo suficiente como para permitir su observación y medida. De manera común, a las partículas del aerosol se les denomina simplemente "aerosoles".

Los aerosoles que encontramos en nuestra atmósfera tienen orígenes muy diversos: contaminación industrial, emisiones de vehículos, los incendios forestales… Sin embargo, el mayor aporte de aerosoles a la atmósfera es de origen natural: el aerosol mineral de origen desértico, sales marinas o las erupciones volcánicas, así como pólenes y otros aerosoles de origen biológico son los ejemplos más importantes. En conjunto, varios millones de toneladas de partículas son emitidas diariamente a la atmósfera. Como primer ejemplo mostramos en la figura 1 la columna de aerosoles del volcán Etna, en Sicilia, en una imagen del sensor de satélite MODIS en julio de 2001.

La presencia de aerosoles en la atmósfera es altamente variable, desde unos pocos microgramos por metro cúbico ($\mu g/m^3$) en aire muy limpio hasta los 1.000 $\mu g/m^3$ de una atmósfera muy contaminada. La mayor parte de los aerosoles se concentran en la baja troposfera, es decir, cerca del suelo, hasta 1-2 km de altura. Las partículas incorporadas a la atmósfera desde fuentes naturales o antropogénicas, son eli-

Figura 1. Imagen de la isla de Sicilia del sensor MODIS el 22 de julio de 2001.

minadas de la atmósfera por diversos mecanismos, como la lluvia o la simple acción de la gravedad, lo que da lugar a un *tiempo de vida* de estas partículas en la atmósfera que puede variar de minutos a semanas en la troposfera, la capa más baja de la atmósfera, y llegar hasta años si tales partículas alcanzan la estratosfera (común tras las erupciones volcánicas, por ejemplo), ya que ahí procesos de eliminación tales como condensación o precipitación no se producen. En general, y al contrario que ocurre con los gases atmosféricos, la concentración de aerosoles puede cambiar en varios órdenes de magnitud en escalas espaciales o temporales muy cortas.

Otra característica muy importante de los aerosoles es que, una vez en suspensión en la atmósfera, son transportados por ella, en ocasiones a miles de kilómetros de distancia, por lo que llegan a afectar a regiones muy alejadas de las zonas donde se originaron. Por ejemplo, el aerosol desértico procedente del Sahara llega con enorme frecuencia hasta la Península Ibérica y Canarias; hasta el 25% de los días en numerosas regiones del sur y del levante, fenómeno que se suele conocer como calima. En caso de producirse además precipitaciones, entonces se produce una limpieza de la masa de aire, que arrastra el aerosol produciéndose las lluvias de barro o lluvias rojas, muy frecuentes en el Mediterráneo.

En la siguiente imagen de satélite (figura 2) podemos ver la impresionante llegada de aerosol desértico a toda España en julio del año 2004, la más importante de la última década. A pesar de las nubes (de color nítidamente blanco), se puede distinguir un enorme arco de arena del desierto (color gris sobre el mar) que se extiende sobre el Atlántico, entre Canarias y Portugal, en este caso observado desde el satélite SeaWIFS de la NASA. La imagen del mar desde satélite es de color oscuro cuando la atmósfera está limpia, lo que ayuda a hacerse una idea de la enorme turbiedad de la atmósfera en este episodio.

En otros casos, los grandes incendios de origen agrario, como los que se realizan cada primavera en vastas extensiones del este de Europa, originan grandes masas de humo que afectan incluso a áreas remotas del ártico. Este tipo de prácticas están prohibidas en la Unión Europea. Como último ejemplo, éste de gran relevancia a nivel climático, masas de aire cargadas de aerosol desértico y contaminación originados en el sudeste asiático, cruzan el océano Pacífico y llegan a Norteamérica o bien se extienden por el océano Índico.

El tamaño de las partículas que podemos encontrar en la atmósfera oscila desde unos pocos nanómetros (nm = 10^{-9} m) hasta unas 100 micras (micra=10^{-6} m). Las partículas más pequeñas (por debajo de 0,1 micras) viven un tiempo muy corto, ya que se coagulan con otras partículas para formar agregados más grandes, y además intervienen de forma decisiva en la formación de las nubes al actuar como núcleos de condensación. Su eliminación de la atmósfera es por tanto muy efectiva. Cuando las partículas tienen tamaños entre 0,1 y 1 micras aproximadamente, su eliminación de la atmósfera es más lenta. Las partículas en este rango de tamaños son además las que interactúan de forma más eficaz dispersando y absorbiendo radiación solar. Por último, las partículas mayores de 1-2 micras se forman por procesos mecánicos y son las que más contribuyen a la masa total de aerosoles. Se eliminan sobre todo por sedimentación debido a la acción de la gravedad.

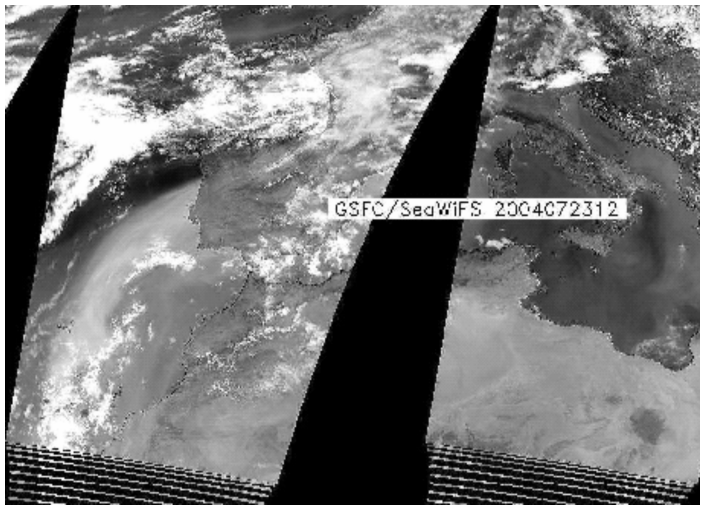

Figura 2. Imagen del sensor SeaWIFS sobre el norte de África y la Península Ibérica del 23 de julio de 2004.

Efectos de los aerosoles

Los aerosoles atmosféricos influyen en el clima a través de varios mecanismos, e inciden en la calidad del aire y por tanto también en la salud de las personas. Pueden ser químicamente activos y modificar sus propiedades mientras se encuentran en la atmósfera, y pueden intervenir en la creación de especies gaseosas, como el ozono, al catalizar reacciones químicas en su superficie.

En cuanto a la calidad del aire y la salud, una atmósfera muy cargada de aerosoles puede provocar o agravar problemas respiratorios, oculares, alergias, etc., además de tener otros efectos en la vida cotidiana como la disminución de la visibilidad o simplemente la suciedad debida a la sedimentación de partículas.

La directiva europea 1999/30/CE estableció valores máximos anuales y diarios para las concentraciones PM10. Se estableció un valor máximo diario de 50 microgramos por metro cúbico, que no debería ser excedido más de 35 días al año hasta 2005 y sólo un máximo de 7 días al año en 2010. El término PM10 indica la concentración en el aire de partículas (en inglés *particulate matter*) cuyo diámetro es menor que 10 micras. Evidentemente, esta directiva está encaminada a controlar las emisiones contaminantes, por lo que se enfrenta a dos problemas: en primer lugar, los episodios en los que se superen los límites permitidos debido a aerosoles de origen natural, no deben ser contabilizados. En segundo lugar, los aerosoles transportados por la atmósfera pueden provocar que se superen los niveles permitidos en lugares que nada tienen que ver con las emisiones contaminantes. En España, y sobre todo en verano, los aerosoles desérticos y los incendios forestales deben ser tenidos en cuenta a la hora de identificar el tipo de aerosol asociado a un determinado episodio de alta turbiedad. En todo caso, tanto para aerosoles de origen natural como antropogénico, los niveles superiores a 50 microgramos por metro cúbico son perjudiciales para la salud e implican igualmente una alerta por parte de las autoridades civiles.

Sin duda el interés más de moda respecto a los aerosoles atmosféricos es su efecto sobre el clima terrestre. Los aerosoles intervienen en numerosos procesos muy importantes, como la formación de nubes o la atenuación de radiación solar. En este apartado, vamos a utilizar con frecuencia los resultados publicados en el último informe del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC, www.ipcc.ch), en el que se puede encontrar un resumen de los efectos de los aerosoles así como del grado de conocimiento científico de los mismos. Lejos de las posibles controversias, el papel de los aerosoles tiene una gran relevancia, pero el grado de conocimiento científico es pobre en muchos de los procesos en los que intervienen, lo que impide una evaluación cuantitativa fiable de su contribución en términos globales de calentamiento o enfriamiento del clima.

El primer efecto de los aerosoles en la atmósfera es la dispersión y absorción de radiación solar. La dispersión (o en inglés, *scattering*) devuelve al espacio una fracción de la radiación solar incidente. En conjunto, nubes, gases y aerosoles devuelven al espacio el 22% de la radiación solar. El efecto natural de los aerosoles se manifiesta de forma más severa sobre el clima en el caso de las grandes erupciones volcánicas. Como se puede ver en la figura 3, la serie de temperatura media mundial, en ascenso más o menos sostenido desde principios de siglo XX, experimenta bruscos descensos tras las erupciones del Pinatubo (1991), El Chinchón (1982) o el Agung (1963).

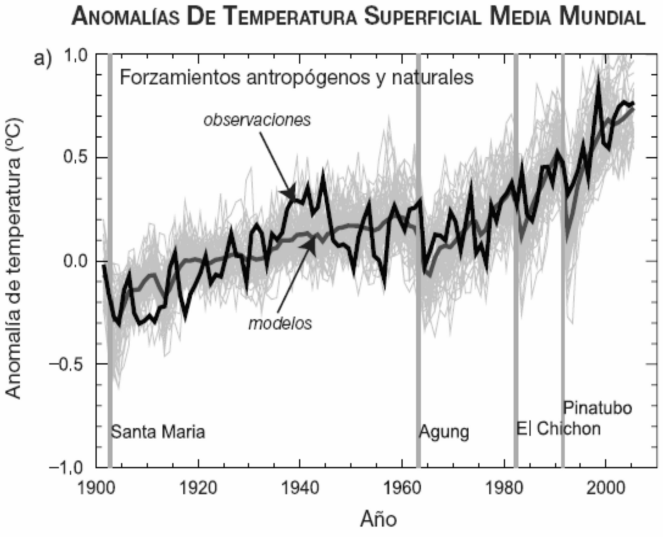

Figura 3. Anomalías en la temperatura superficial media mundial relativas al período de 1901 a 1950, según observaciones, (línea negra) y como resultado de simulaciones con modelos. Las líneas grises verticales indican erupciones volcánicas (tomada del IPCC, AR4-WG1, Informe Técnico).

Este primer efecto sobre el clima, es decir, la atenuación de la radiación solar, se conoce como *efecto directo*, y en general supone un enfriamiento del sistema climático excepto en el caso de aerosoles muy absorbentes sobre superficies altamente reflectantes (hielo o nieve).

La absorción de radiación por parte de las partículas implica en ellas un calentamiento que se traslada a la atmósfera, alterando el perfil vertical de temperatura. Esto tiene un impacto sobre la formación de nubes, ya que puede favorecer su disipación o alterar su distribución geográfica. Este segundo efecto de los aerosoles se conoce como efecto *semidirecto*.

Los denominados *efectos indirectos*, denotan los cambios producidos por los aerosoles en las nubes. En presencia de gran cantidad de aerosoles, y por tanto de núcleos de condensación, se pueden modificar parámetros tan importantes como el tamaño de las gotas de nube. Si una misma cantidad de agua se reparte entre un mayor número de gotas, el resultado es que las gotas de una nube contaminada serán más pequeñas que las de una nube menos contaminada. Las gotas más pequeñas aumentan la reflectividad de la nube, y por tanto contribuyen al enfriamiento del sistema climático. En segundo lugar, ya que las gotas de nube son más pequeñas, pueden no alcanzar el tamaño crítico para que se produzca la precipitación, que puede ser inhibida o quedar disminuida. De esta forma, aumenta el tiempo de vida media de las nubes y por tanto la cobertura nubosa de la Tierra. Este efecto puede producir tanto enfriamiento como calentamiento dependiendo de la altura de las nubes. Estos efectos indirectos de los aerosoles sobre el clima son muy difíciles de cuantificar.

El esfuerzo del IPCC da un paso más al intentar evaluar el efecto que, sobre el sistema climático, tienen los aerosoles producidos exclusivamente por el hombre. De igual forma que se puede evaluar el calentamiento producido por la emisión de CO_2 y otros gases producidos por la quema de combustibles fósiles desde el comienzo de la era industrial, se intenta estimar el efecto sobre el clima de todas las emisiones contaminantes y de partículas realizadas por el hombre. Es lo que se conoce como forzamiento radiativo ("forzada" traducción del término inglés *radiative forcing*), y se mide en vatios por metro cuadrado. La superficie de la Tierra recibe por término medio 342 W/m^2 de radiación solar, de los cuales aproximadamente 107 W/m^2 son reflejados a la atmósfera por nubes, aerosoles y la superficie de la Tierra. El equilibrio energético se alcanza por la emisión de radiación infrarroja por parte de la Tierra, aproximadamente 235 W/m^2. Estos números nos ayudarán a estimar la pequeña aunque decisiva contribución de los aerosoles de origen humano (y por supuesto de los gases de efecto invernadero) en el clima.

En la figura 4 mostramos uno de los resúmenes fundamentales del informe del IPCC sobre el cambio climático. En él se describe el forzamiento radiativo derivado de la actividad humana, debido a la emisión de gases de efecto invernadero, aerosoles, estelas de aviación, cambio en el uso de la tierra, etc. Entre los efectos de los aerosoles se distinguen los efectos directo e indirecto antes mencionados, y otros dos que no habíamos nombrado hasta ahora: el descenso en la reflectividad (albedo) de la superficie de la nieve y hielo por sedimentación de aerosoles, que provoca un calentamiento; y la formación de estelas de condensación por el tráfico aéreo.

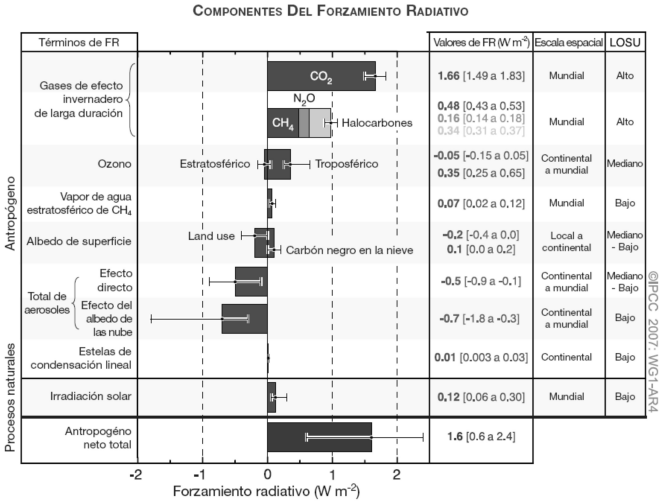

Figura 4. Estimaciones y margen de variación del forzamiento radiativo (FR) medio mundial en 2005 para dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O) y otros agentes y mecanismos importantes, conjuntamente con la extensión geográfica típica (escala espacial) del forzamiento y del nivel de conocimiento científico (LOSU) evaluado. Se muestran también el forzamiento radiativo neto antropogénico y su margen de variación. Se incluye un elemento de FR natural, la posible variación de la irradiancia solar (tomada del IPCC, AR4-WG1, Summary for Policymakers).

Como vemos, el forzamiento del sistema climático atribuido al hombre es de muy pocos W/m^2, que sin embargo son suficientes para romper el equilibrio entre la radiación entrante y saliente de la atmósfera. En general, mientras los gases de efecto invernadero provocan calentamiento (el bien conocido calentamiento global o *global warming*), los aerosoles provocan un enfriamiento de escala comparable aunque menor magnitud (conocido también como oscurecimiento global o *global dimming*), de tal forma que el forzamiento total debido a las actividades humanas supone un calentamiento del sistema climático.

Las barras de error y el nivel de conocimiento científico (LOSU, *level of scientific understanding*) deben ser tenidos en cuenta especialmente en el caso de los aerosoles. Aunque se ha avanzado mucho en los últimos 6 años en la evaluación sobre todo del efecto indirecto de los aerosoles, el que se refiere a la

modificación de propiedades de las nubes, el conocimiento del papel de los aerosoles merece la etiqueta de mediano-bajo o bajo. Ésta es por tanto una de las cuestiones todavía abiertas en nuestra comprensión y capacidad de predicción del clima.

La composición química, la distribución espacial, vertical y temporal de los aerosoles, así como las características ópticas (*scattering* y absorción) microfísicas (distribución de tamaños y forma), son los parámetros esenciales para determinar su impacto sobre el clima, en particular sobre la radiación. Para ello es necesario poder medir estos parámetros de forma continuada y a escala global. Finalmente se requiere estudiar y comprender los mecanismos físicos y químicos que intervienen, para introducir cada vez con mayor precisión el efecto de los aerosoles en los modelos de clima.

Cómo se miden (y qué se mide)

Existen numerosas técnicas para medir ese conjunto de parámetros que son necesarios para evaluar el forzamiento radiativo de los aerosoles. Podemos distinguir, al menos, las siguientes: muestreo directo, medidas "in situ" y técnicas de detección remota. Todas ellas se emplean tanto para realizar medidas en la atmósfera como experimentos de laboratorio. Como es fácil imaginar, el conjunto de instrumentos que existen para medir aerosoles es enorme, y sólo pretendemos mostrar algunos ejemplos al respecto.

El muestreo de aerosoles consiste en recoger partículas de la atmósfera generalmente mediante el bombeo de aire sobre filtros, análisis de la precipitación, etc. Esto permite evaluar la concentración en masa, en análisis de formas y tamaños, por ejemplo mediante microscopio, la composición química, iónica, etc.

Una de las medidas más extendidas es la concentración de partículas PM10 ya mencionada. Las medidas de PM10 están muy extendidas por todo el mundo, con estaciones automáticas que proporcionan este valor estándar, que sirve de referencia también en redes de medida como EMEP (*European Monitoring and Evaluation of Long-Range Air Pollution*; medida y evaluación de polución a gran escala en Europa). Esta medida, al evaluar la concentración de partículas a nivel del suelo, está muy ligada a la calidad del aire y la salud humana.

Las medidas "in situ" tratan de evaluar determinadas propiedades de los aerosoles en el propio medio, es decir, suspendidos en la atmósfera. Los instrumentos que realizan este tipo de medidas utilizan diversos métodos para contar las partículas que hay en el aire o determinar parámetros ópticos (que determinan la interacción con la radiación), como los coeficientes de *scattering* y de absorción.

Si antes de contar las partículas se clasifican además por tamaños, por ejemplo mediante la ionización de las partículas y su paso por un campo eléctrico, es posible determinar la distribución de tamaños de los aerosoles. Esta medida nos indica cuántas partículas hay de cada tamaño, y es fundamental para evaluar los efectos de los aerosoles. La distribución de tamaños es característica de los distintos tipos de aerosoles. Por ejemplo, el humo de los incendios forestales o la contaminación urbana o industrial están formados de forma predominante por partículas finas, mientras que el aerosol mineral de origen desértico o el aerosol marítimo tienen una contribución mucho mayor de partículas gruesas. En la figura 5 mostramos el ejemplo de distribuciones de tamaños, en la que vemos además que las partículas de contaminación pueden cambiar de tamaño con el paso de las horas por coagulación entre ellas o cambios de humedad.

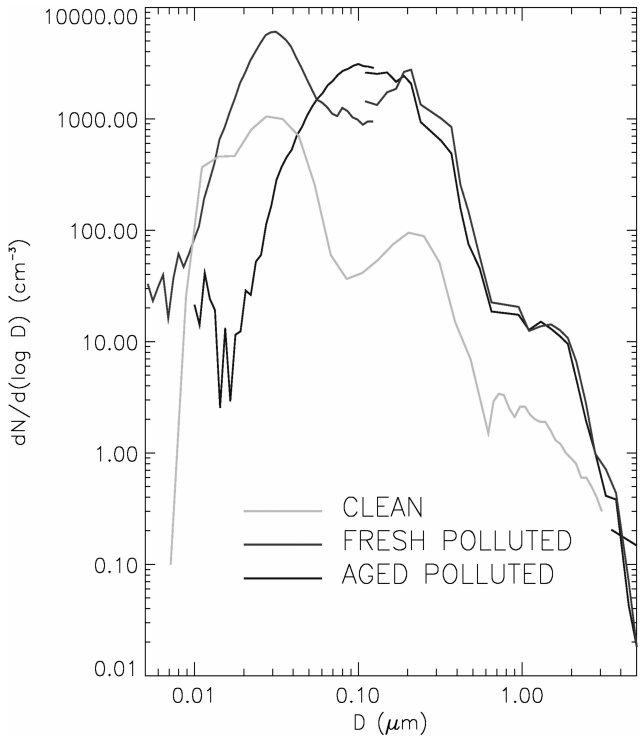

Figura 5. Ejemplo de distribuciones de tamaños medidas en la atmósfera. El eje vertical indica el número de partículas (N) para cada rango de tamaños (en diámetro, D). En el eje horizontal se especifica el diámetro de las partículas entre 5 nm y 5 micras. Se trata de medidas realizadas desde un avión dentro de la campaña ACE-2, que tuvo lugar en el verano de 1997 en las costas de Portugal. Se muestran tres medidas: una masa de aire limpia, otra contaminada reciente y otra masa de aire con contaminación más antigua.

Las técnicas de detección remota (*remote sensing*) proporcionan información sobre los aerosoles mediante la medida de los efectos de los aerosoles sobre la radiación. En este grupo encontramos los fotómetros, lidar, radar, tanto en instrumentos colocados a nivel de suelo como a bordo de avión o satélite. Nos vamos a detener un poco más en detalle en este tipo de instrumentación y en los parámetros ópticos que se pueden medir.

Fotómetros y radiómetros

Los numerosos tipos de instrumentos radiométricos realizan en general medidas de la radiación solar o del cielo a nivel de la superficie terrestre. Los aerosoles dejan su "firma" en la radiación que, procedente del Sol, llega hasta la superficie de la Tierra. El estudio de componentes atmosféricos, no sólo aerosoles sino también el ozono, vapor de agua, oxígeno, etc., mediante medidas radiométricas se basa en la comparación entre el espectro de la radiación solar directa en la superficie de la Tierra y el espectro solar extraterrestre. Ambos estan representados en la figura 6. La diferencia entre ellos se debe a la atmósfera, por atenuación debida a *scattering* de moléculas y aerosoles, y por absorciones selectivas debidas a gases atmosféricos como el ozono, oxígeno, vapor de agua, etc.

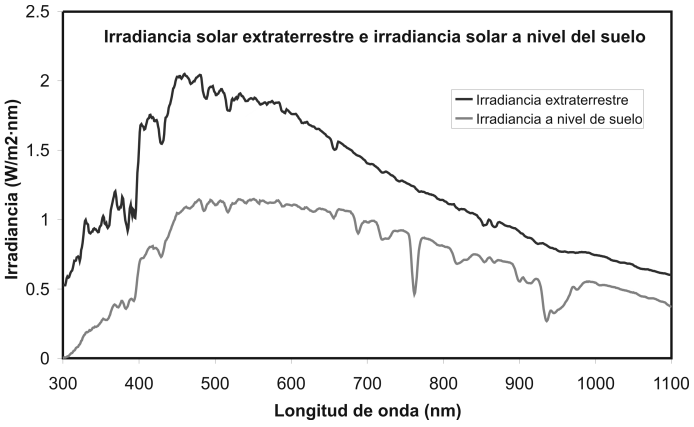

Figura 6. Irradiancia solar extraterrestre y al nivel del suelo. Espectro en el rango 300-1.100 nm a nivel del suelo tomado con una elevación solar de 44º sobre el horizonte (la región visible abarca de los 400 a los 700 nm).

El cociente de ambas medidas (figura 6) nos indica cuánta radiación se ha transmitido a través de la atmósfera, y depende de la longitud de onda o color (ultravioleta, visible, infrarrojo). A partir de esta relación se define el denominado **espesor óptico** de la atmósfera, que no es sino una medida de la transmitancia de la atmósfera en la dirección vertical, y que depende de la longitud de onda de la radiación. La contribución a este espesor óptico por parte de las moléculas del aire es bien conocida al tratarse éste de una mezcla homogénea y de composición conocida. Las absorciones selectivas de radiación por parte de gases dependen de la cantidad del gas en cuestión, y se pueden ver también en la figura 6: en 780 nm (debida al oxígeno), en 940 nm (debida al vapor de agua, de contenido muy variable) o en el ultravioleta (300-350 nm), donde el ozono, que varía con la situación geográfica y la estación del año, absorbe prácticamente toda la radiación que viene del Sol. Fuera de las zonas de absorción, la principal variable del espesor óptico es la contribución de los aerosoles, es decir, el **espesor óptico de aerosoles**. Esta magnitud óptica nos va a servir para describir la cantidad de aerosoles en la atmósfera.

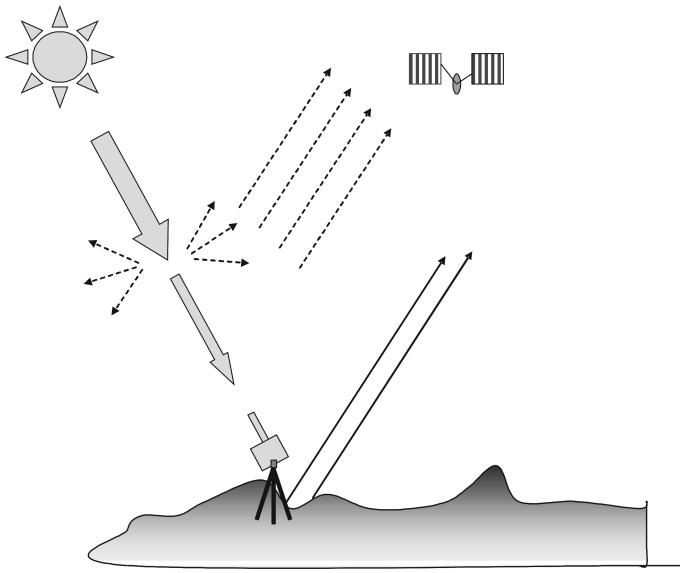

Figura 7. Esquema de la radiación que llega hasta un fotómetro en superficie y la que llega a un sensor de satélite: radiación reflejada en la superficie y radiación dispersada por moléculas y aerosoles en la atmósfera (líneas discontinuas).

Los sensores fotométricos también se instalan a bordo de satélites. En este caso van a recoger la radiación reflejada por la superficie terrestre y aquella radiación solar dispersada por la atmósfera en la dirección que mira el satélite (figura 7). Los algoritmos para obtener información sobre los aerosoles desde satélite son ciertamente más complicados que a nivel de la superficie, y conllevan un error mayor que las medidas desde la superficie. En los últimos años, sensores como el MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*, de la NASA) ofrecen de forma rutinaria productos sobre los aerosoles, como el espesor óptico, además de las impactantes imágenes ya mostradas (figuras 1 y 2).

De hecho, en la siguiente imagen (figura 8) mostramos el espesor óptico de aerosoles correspondiente a la misma imagen que la figura 2, tomada por el MODIS el 23 de julio de 2004. Este ejemplo nos sirve para mostrar la enorme capacidad de los satélites para ofrecer una imagen global de la atmósfera, en este caso de la cantidad de aerosol. Sin embargo, la resolución temporal es más limitada. En el caso del MODIS se reduce a una imagen al día, a la hora en la que el satélite sobrevuela una cierta ubicación. Los satélites geoestacionarios, como el Meteosat, pueden ofrecer una mayor resolución temporal, aunque obviamente su cobertura de la superficie de la Tierra no es total.

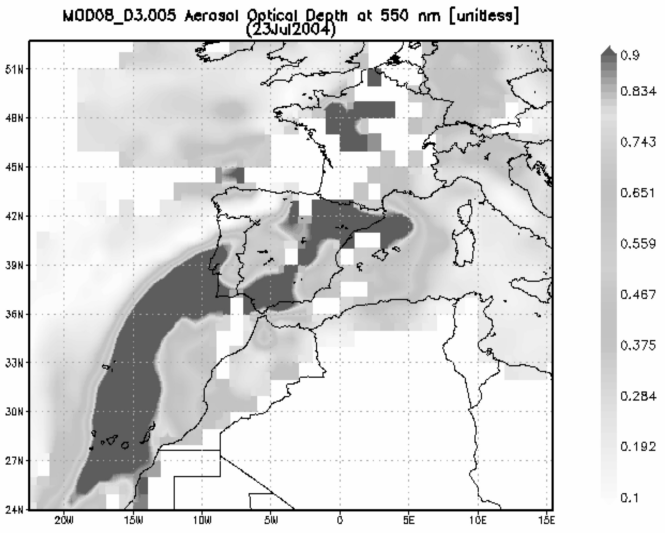

Figura 8. Espesor óptico de aerosoles en 550 nm medido por el sensor MODIS el 23 de julio de 2004.

La figura 8 nos sirve también para dar unos valores de referencia del espesor óptico de aerosoles. Para una masa de aire muy limpia, por ejemplo, toma valores en torno a 0,1 en la región del visible, en 500 nm (este valor será en general algo mayor en el ultravioleta y disminuye hacia el infrarrojo). Durante una intrusión sahariana el espesor óptico de aerosoles puede subir a valores entre 0.5 y 2 (por encima de 1 la turbiedad ya es severa), niveles que se pueden encontrar también en las regiones ecuatoriales, donde se producen grandes incendios forestales, o en ciudades muy contaminadas, como México DF o Pekín. Más adelante veremos los valores típicos en España.

Los fotómetros instalados en estaciones a nivel de la superficie proporcionan una mejor resolución temporal, aunque la cobertura espacial es menor que la que proporciona una imagen de satélite. Como ejemplo mostramos en la siguiente gráfica (figura 9) el espesor óptico de aerosoles en 440 y 870 nm medido mediante fotómetro en Huelva durante el episodio de aerosol desértico de julio de 2004. Estos datos permiten un seguimiento de toda la evolución del episodio en la zona de medida. Al tratase de medidas de la radiación solar, sólo se pueden efectuar durante el día y en caso de cielo despejado. El sur de la Península Ibérica es en todo caso un excelente lugar para este tipo de medidas. El día 21 la atmósfera permanecía muy limpia, con espesores por debajo de 0,1. Sin embargo, el día 22 la llegada del aerosol desértico provoca una subida abrupta hasta un valor de 2,6, al cruzar el arco de polvo por encima de la estación. En los días siguientes el espesor óptico se mantiene en valores muy altos, cercanos a 1, hasta que empieza a desaparecer el aerosol desértico durante los días 25 y 26. Vemos además que en este caso los valores en el visible (440 nm) e infrarrojo cercano (870 nm) son muy similares.

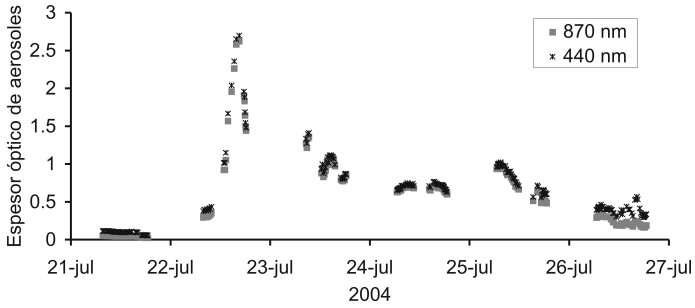

Figura 9. Espesor óptico de aerosoles en 440 nm y 870 nm medido mediante fotómetro en la estación de El Arenosillo (Huelva) entre el 21 y el 26 de julio de 2004.

Lidar y radar

Este tipo de instrumentos se basan en la emisión y posterior recepción tras su paso por la atmósfera de una señal electromagnética (láser en el caso del lidar, ondas de radio para el radar). Por ello estas técnicas se denominan técnicas "activas" de detección remota, en contraposición a las técnicas radiométricas expuestas anteriormente, denominadas "pasivas", ya que usan el Sol como fuente de radiación.

Como se ha indicado, la instrumentación recoge el eco en la atmósfera de una señal determinada. La interacción de la radiación con las partículas viene determinada por la relación entre la longitud de onda de la radiación y el tamaño de la partícula. Para estudiar los aerosoles, con tamaños de nanómetros a micras, la radiación más adecuada deberá tener una longitud de onda semejante, es decir, entre el ultravioleta y el infrarrojo cercano, pasando por el visible. Las ondas de radio, con longitudes de onda del orden

de milímetros o mayores son poco adecuadas para el estudio de los aerosoles.

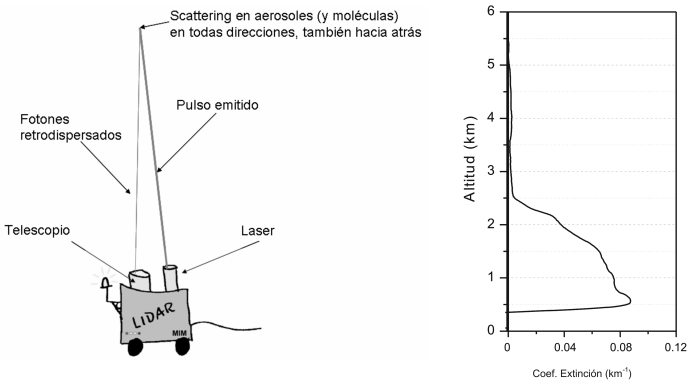

Figura 10. Esquema de funcionamiento de un lidar y ejemplo de perfil vertical del coeficiente de extinción (en km 1) medido con lidar.

El lidar (acrónimo de *Light Detection and Ranging*, figura 10) utiliza radiación láser; por tanto, un haz monocromático y direccional, enviando pulsos a la atmósfera. La radiación dispersada en sentido contrario al incidente (o retrodispersada) se recoge mediante un telescopio y se mide con detectores muy sensibles que están conectados a una electrónica capaz de resolver temporalmente escalas muy pequeñas (unos 50 nanosegundos). Esto es necesario ya que este aparato recibe antes los fotones retrodispersados en las capas bajas que los que han viajado una distancia (o rango) mayor. El tiempo de vuelo de los fotones se transforma entonces en distancia vertical a la que han sido dispersados por alguna partícula, y nos va a proporcionar información sobre el contenido vertical de los aerosoles en la atmósfera.

La extinción de los aerosoles es la suma de los procesos de *scattering* y absorción y se mide en unidades de longitud^{-1} ya que indica cuánto se atenúa la radiación al atravesar la distancia unidad en la atmósfera. La integral vertical del coeficiente de extinción es el espesor óptico de los aerosoles antes explicado, el cual es una medida del contenido total de aerosoles, pero no proporciona información sobre la distribución vertical. En la figura 10 los valores del coeficiente de extinción, del orden de 0,04-0,08 km^{-1} indican que si el espesor vertical de la capa de aerosoles es de 2 km el espesor óptico será 0,12 aproximadamente. Se puede apreciar además en la figura que por encima de 3 km prácticamente no hay aerosoles. En general los aerosoles se concentran en la capas bajas de la troposfera, pero es muy común que los aerosoles desérticos y los procedentes de incendios forestales (y por supuesto erupciones volcánicas) alcancen alturas entre 3 y 8 km.

Estaciones, redes y campañas

Al igual que en el caso de las concentraciones PM10, existe la tendencia en los últimos años de proporcionar de manera coordinada y normalizada un conjunto de parámetros necesarios para evaluar las propiedades y efectos de los aerosoles. Por eso en muchos casos los grandes organismos e instituciones de investigación han promovido la formación de redes de medida, que utilizan instrumentos estándar y se especializan en medir determinados parámetros.

Por ejemplo, las redes de fotómetros AERONET (*Aerosol Robotic Network*) y GAW (*Global Atmosphere Watch*), auspiciadas por la NASA y la Organización Meteorológica Mundial, respectivamente, proporcionan el espesor óptico de aerosoles y otra serie de parámetros ópticos y microfísicos derivados de medidas radiométricas a nivel de suelo, que son empleados también para validar las medidas sobre aerosoles realizadas desde satélite.

Las redes MPLNET (*Micropulse Lidar Network*), y EARLINET (*European Lidar Network*), red europea de lidar, agrupan diversas estaciones lidar; en este caso menos numerosas que las estaciones radiométricas por ser más costosas. En muchas ocasiones fotómetros y lidar operan en las mismas estaciones.

Dado que la lista de redes es enorme, mencionemos simplemente que en España hay estaciones de medida de todo tipo, y que generalmente están integradas en las redes internacionales, aunque incluso ciudades y regiones disponen de sus estaciones propias para la medida, sobre todo de contaminación a nivel de la superficie.

El establecimiento de estas redes es relativamente reciente (AERONET empezó en 1998, EARLINET en 2000, etc.), como lo son también las medidas desde satélite. La medida continua y global de los aerosoles es por tanto una ciencia que se encuentra en sus comienzos, con muchas de sus técnicas todavía en constante desarrollo, como es el caso del lidar.

Frente a estas medidas rutinarias, otro tipo de medidas sirvió inicialmente para descubrir la importancia de los aerosoles y comenzar a investigar sus propiedades. Se trata de los grandes experimentos y campañas de medida realizados desde los años 80. Entre los más conocidos y fructíferos está el INDOEX (*Indian Ocean Experiment*), realizado en 1999, en el que participaron más de 60 grupos de investigación.

En estos grandes experimentos se realizan medidas con todo tipo de instrumentos, en tierra, a bordo de barco, avión o satélite. Otras grandes campañas han tenido lugar en el Pacífico sur en 1995 (ACE,

Aerosol Characterization Experiment), ACE-2 en el Atlántico norte en 1997, ASTAR en 2000 para el estudio de los aerosoles árticos, ACE-Asia en 2001 o las campañas SHADE en 2000 y SAMUM en 2006 para la caracterización del aerosol desértico del Sahara.

Como nos encontramos en el Año Polar Internacional (www.ipy.org/), indicaremos aquí que dentro de los proyectos de investigación relacionados con las regiones polares, son numerosos los relacionados con la atmósfera y el clima, y en particular con la medida de los aerosoles. Aunque podamos pensar en el Ártico como un ambiente libre de polución, esto no es cierto en absoluto, puesto que masas de aire altamente contaminadas invaden de manera frecuente amplias zonas, dando lugar al fenómeno conocido como niebla ártica, típico de invierno y primavera. La sedimentación posterior de estos aerosoles sobre el hielo afecta también al balance energético. Durante los últimos 20 años se aprecia sin embargo una tendencia a disminuir el espesor óptico de aerosoles en el ártico, debido a la reducción de emisiones contaminantes en los países europeos. Por su parte la Antártida permanece mucho más limpia y la cantidad de aerosol no muestra tendencias significativas.

Los aerosoles en España

El comienzo de la investigación sobre los aerosoles atmosféricos en España está relacionado con la contaminación en distintas áreas urbanas e industriales, pero sobre todo con la llegada de masas de aire cargadas de aerosoles desérticos desde el norte de África. Ya en 1932 se publicó el primer estudio sobre las lluvias de barro en Cataluña tras dos episodios de este fenómeno ocurridos en 1926 y 1930. En 1991 Martín Vide y Llasat publicaron el análisis estadístico de una serie de 43 años de lluvias de barro en Barcelona. Este trabajo ha sido continuado por científicos de la Universidad Autónoma de Barcelona y el CSIC, que han estudiado la composición química, cuantificación en términos de masa y también el aporte de nutrientes (iones, fósforo, etc.) y su importancia para los ecosistemas por parte de las lluvias de barro. En sus trabajos se califica a los episodios de lluvias de barro como puntuales, irregulares y esporádicos, con máximos de frecuencia en primavera y en otoño y alta variabilidad interanual. Además, los análisis químicos permitieron identificar las concentraciones de elementos que se pueden relacionar con diferentes regiones o zonas fuente de aerosol mineral.

Más recientemente, un conjunto de trabajos publicados por la Universidad de Barcelona, el CSIC y el Instituto Nacional de Meteorología, basados en el análisis de PM10, modelos y trayectorias de masas de aire ha permitido una evaluación de los episodios desérticos en el período 1996-2002. Las principales conclusiones se resumen en la existencia de 16 episodios anuales, incluyendo aquellos acompañados por lluvia (7 al año), y una estacionalidad marcada, con máximos en verano y los meses de marzo y octubre. Los episodios con lluvia presentan un máximo en el mes de mayo.

En cuanto a las medidas fotométricas de aerosoles, los primeros pasos se dieron en los años 80; por ejemplo, con los trabajos publicados por investigadores de la Universidad de Valladolid. Las medidas rutinarias de espesor óptico de aerosoles y otros parámetros ópticos comenzaron en España en el año 2000, con la instalación en El Arenosillo (Huelva) de un fotómetro integrado en la red AERONET, gracias a un acuerdo entre la Universidad de Valladolid, el INTA y los responsables de la red. Con el paso de los años se han ido incorporando más estaciones, aunque por el momento la estación de El Arenosillo es la que proporciona una base de datos suficientemente larga y fiable como para permitir un estudio climatológico sobre los aerosoles.

En la figura 11 presentamos el promedio mensual del espesor óptico de aerosoles en el período 2000-2007. Estos datos constituyen la primera climatología de aerosoles en la Península Ibérica. Como se puede observar, existe una estacionalidad marcada, con un primer máximo en marzo y posteriormente otro máximo en agosto, mientras que los meses abril y diciembre presentan sendos mínimos. En general el espesor óptico de aerosoles en verano es el doble que en invierno. Durante los meses más lluviosos la atmósfera está lógicamente más limpia, mientras que en verano, cuando la lluvia es poco frecuente y se producen además numerosos incen-

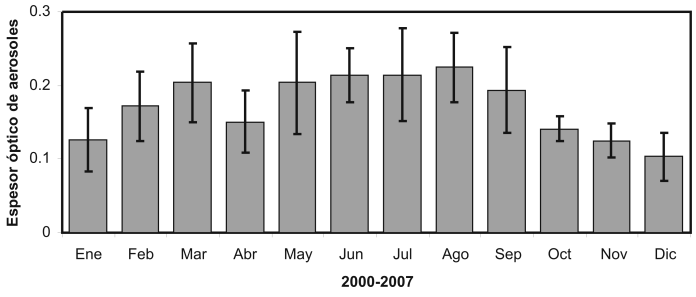

Figura 11. Promedio mensual en el período 2000-2007 del espesor óptico de aerosoles (en 440 nm) en la estación de El Arenosillo (Huelva). Las barras de error indican la desviación estándar.

dios forestales, la turbiedad aumenta. Pero la estacionalidad del contenido de aerosoles queda modulada sobre todo por los episodios de aerosoles desérticos. De acuerdo al inventario de estos episodios realizado en el período 2000-2005 por investigadores de la Universidad de Valladolid, éstos son más frecuentes a finales de invierno (febrero-marzo) y durante los meses de verano. Son por tanto los aerosoles desérticos los que condicionan la climatología de aerosoles en el suroeste español, además de producir los episodios más severos en cuanto a concentración de partículas se refiere.

Para comparar la climatología en la zona costera de Huelva con otra región peninsular, mostramos en la figura 12 la climatología mensual del espesor óptico de aerosoles en la estación de Palencia, la segunda estación española en formar parte de la red AERONET. Nótese que la serie de datos, más corta, comienza en 2003. El clima en Palencia es continental y además, por su ubicación en la meseta norte, esta estación fotométrica se ve menos afectada por la llegada de aerosoles desérticos. Los valores del espesor óptico de aerosoles son de nuevo mínimos en invierno, con un claro descenso durante el otoño, en el que la lluvia y la frecuente llegada de masas atlánticas limpian la atmósfera. Los valores en invierno son menores que en el sur. En Palencia también se presenta un máximo de turbiedad en verano, pero menos intenso que en Huelva.

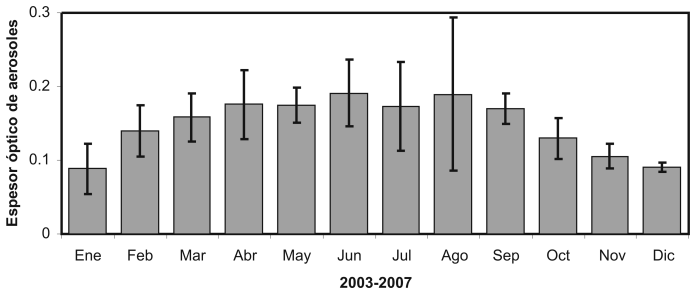

Figura 12. Promedio mensual en el período 2003-2007 del espesor óptico de aerosoles (en 440 nm) en la estación de Palencia. Las barras de error indican la desviación estándar.

La barra de error tan abultada en agosto para la estación de Palencia (figura 12), se debe a que uno de los meses computados (agosto de 2003) tiene una media de 0,35, muy superior al resto de meses de agosto del período. Ese verano ocurrió una ola de calor y sequía muy prolongados, acompañados de grandes incendios forestales, sobre todo en Portugal, lo que favoreció la acumulación de aerosoles en el interior de la Península.

Por otra parte, la contaminación en zonas urbanas tiene una incidencia más local, frente a los fenómenos de mayor escala ya mencionados. La polución urbana se refleja sobre todo en la calidad del aire. Un reciente estudio del CIEMAT sobre el entorno de Madrid, indica que los niveles permitidos de 50 $\mu g/m^3$ se exceden el 33% de los días, aunque en torno al 23% de las excedencias están relacionadas con el transporte de partículas a larga distancia, como el aerosol sahariano

En resumen, la ausencia de lluvias, los incendios forestales y los aerosoles desérticos en verano son responsables de los episodios de mayor turbiedad. Las masas de aire atlánticas y sobre todo la lluvia determinan un otoño e invierno con menor contenido de aerosoles en la atmósfera.

Los aerosoles y el cambio climático

Resulta ineludible referirnos al tema del cambio climático, una vez que hemos analizado las posibles influencias de los aerosoles sobre el clima. El acuerdo respecto al diagnóstico se puede considerar bastante amplio. Sin embargo el pronóstico sobre el clima no está tan claro, en particular la magnitud o la severidad de los cambios.

Apuntaremos en primer lugar una cuestión quizá paradójica. Los aerosoles de origen antropogénico producen un enfriamiento del clima (figura 4). Este efecto compensa parcialmente el calentamiento producido por los gases de efecto invernadero. Por ello, los esfuerzos realizados sobre todo en Europa para la reducción de las emisiones de partículas contaminantes podría tener el efecto de acelerar el calentamiento.

En efecto, en los últimos 20 años, sobre todo tras el derrumbamiento de la Unión Soviética, se han reducido considerablemente las emisiones de aerosoles en Europa. Las políticas al respecto de la Unión Europea han dado sus frutos, también en beneficio del Ártico, donde el espesor óptico de aerosoles ha disminuido en torno al 2,5% al año en los últimos 20 años. Registros históricos en estaciones soviéticas indican la misma tendencia, según se fue desmantelando industria pesada en los antiguos países comunistas.

Pero de forma paralela, el desarrollo industrial de China y en general del sudeste asiático, ha producido un enorme incremento de la polución en la región. El promedio del espesor óptico dado por el

sensor MODIS para el año 2007 (figura 13) indica claramente que las zonas más contaminadas del planeta se sitúan actualmente en Asia, sobre todo en China y la India. También podemos observar el transporte de aerosol del Sahara sobre el Atlántico hacia el continente americano, así como el aerosol procedente de los continuados incendios forestales en las zonas ecuatoriales de África y América. Nótese también que no hay datos disponibles desde satélite sobre las regiones con una superficie muy reflectante (Groenlandia, la Antártida y el desierto del Sahara sobre todo).

Actualmente muchos estudios, sobre todo desde satélite, se centran en la región del sudeste asiático para intentar estimar el efecto sobre el clima en la región del espectacular aumento de la contaminación. Los efectos indirectos sobre las nubes, que podrían afectar a las lluvias monzónicas, tienen una enorme importancia.

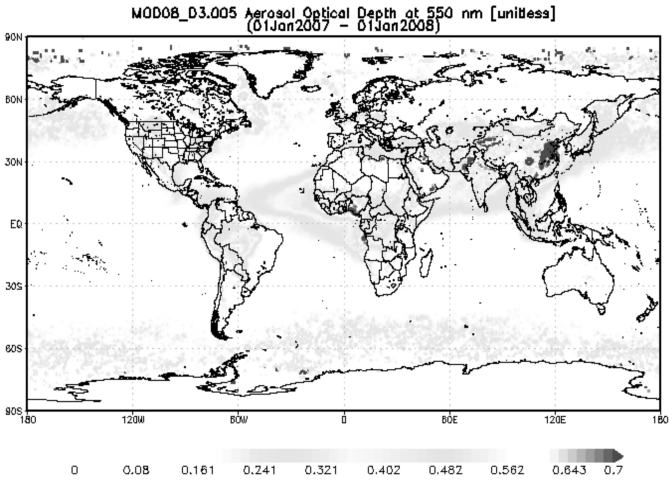

Figura 13. Promedio anual en 2007 del espesor óptico de aerosoles en 550 nm del sensor del satélite MODIS.

En las regiones mediterráneas, para las que los modelos climáticos predicen una disminución de la precipitación, podría aumentar el contenido de aerosoles, especialmente si se producen sequías prolongadas en el norte de África.

Por último, queda tener en cuenta el efecto impredecible de las erupciones volcánicas, como la iniciada recientemente en el volcán Chaitén, en los Andes chilenos. La figura 14 muestra el espesor óptico de aerosoles en la estratosfera desde 1860. Dado que el promedio global del espesor óptico es 0,14 aproximadamente, erupciones como la del Pinatubo pueden llegar a doblar durante varios años el contenido de aerosoles en la atmósfera.

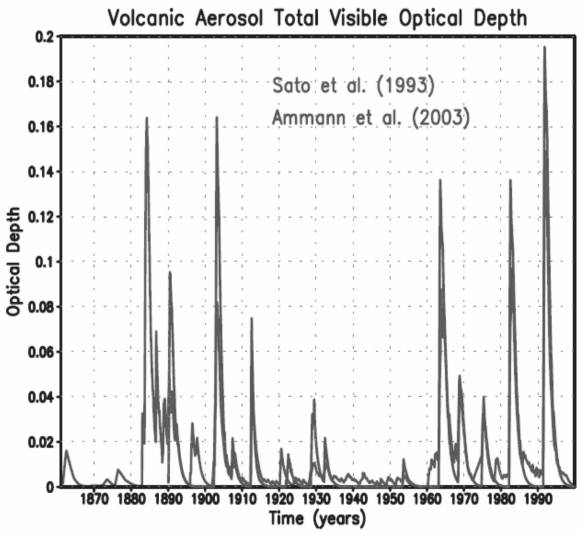

Figura 14. Espesor óptico de aerosoles (550 nm) en la estratosfera estimado por dos autores debido a las erupciones ocurridas entre 1860 y 2000 (tomada del IPCC, AR4-WG1, Summary for Policymakers).

Bibliografía

En este último apartado queremos incluir algunos trabajos relevantes a los que se ha hecho referencia en el texto, así como algunas direcciones interesantes de Internet.

Páginas web

Panel Intergubernamental para el Cambio Climático: www.ipcc.ch. Se puede descargar completo el informe de 2007 (hay versión en español) y una enorme cantidad de documentación.

MODIS: http://modis.gsfc.nasa.gov. Alerta de incendios y galería de imágenes, MODIS *Rapid Response System*: http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov.

Galería de imágenes de satélite sobre aerosoles (con versión en español): http://www-loa.univ-lille1.fr/gallery.

AERONET, red mundial más importante de fotómetros: http://aeronet.gsfc.nasa.gov. Permite visualizar en tiempo real el espesor óptico de aerosoles en más de 300 estaciones.

Calima: http://www.calima.ws. Predicción actualizada y alertas sobre intrusiones de aerosol sahariano en España.

Modelo DREAM para la predicción de aerosoles saharianos en el área mediterránea: http://www.bsc.es/ projects/earthscience/DREAM/.

Naval Research Laboratory: http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol. Página web muy completa en la que se pueden consultar datos de instrumentos fotométricos, varios satélites y la predicción y datos de archivo de modelos de aerosoles.

Libros y artículos en revistas científicas

Ávila, A.; Queralt, I.; Alarcón, M. Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over northeastern Spain. *J. Geophys. Res*. 102: 21977-21996, 1997.

Cachorro, V. E., A. M. de Frutos, J. L. Casanova. Determination of Ångström turbidity parameters. *Applied Optics* 26, 3069-3076, 1987.

Charlson, R. J., S. E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley, Jr., J. E. Hansen, and D. J. Hofmann, 1992: Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, 255, 423–430.

Escudero, M., S. Castillo, X. Querol, A. Ávila, M. Alarcón, M. M. Viana, A. Alastuey, E. Cuevas, and S. Rodríguez. Wet and dry African dust episodes over eastern Spain, *J. Geophys. Res*., 110, D18S08, doi:10.1029/2004JD004731, 2005.

Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E. F., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., & Smirnov, A. AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66(1), 1-16, 1998.

IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: 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.

Martín Vide, J.; Llasat, C. Las lluvias de barro: análisis estadístico de una serie de 43 años en Barcelona. *Geographicalia* 28: 161-173, 1991.

Pardillo, F. Les pluges de pols del 30 d'octubre de 1926 i del 27 de novembre de 1930 a Catalunya. I. Estudi mineralògic. Serv. Meteorol. Catalunya. Notes Estud. 50: 35-64, 1932.

Ramanathan, V., *et al.*, 2001b: Indian Ocean experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze. *J. Geophys. Res*., 106(D22), 28371–28398.

Salvador, P., B. Artíñano, X. Querol, A. Alastuey. A combined analysis of backward trajectories and aerosol chemistry to characterise long-range transport episodes of particulate matter: The Madrid air basin, a case study. *Science of the Total Environment* 390, 495–506, 2008.

Toledano, C., V. E. Cachorro, M. Sorribas, A. Berjón, B. A. de la Morena, A. M. de Frutos and P. Gouloub. Aerosol optical depth and Ångström exponent climatology at 'El Arenosillo' AERONET site (Huelva, Spain). *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 133, 795-807, doi: 10.1002/qj. 54, 2007.

Tomasi, C., *et al.*, Aerosols in polar regions: A historical overview based on optical depth and in situ observations, *J. Geophys. Res.,* 112, D16205, doi:10.1029/2007JD008432, 2007.

Queremos hacer constar nuestro agradecimiento a los equipos de trabajo de MODIS y SeaWIFS (NASA) por los datos e imágenes usados en esta publicación, así como a Victoria Cachorro por los datos de las estaciones de Palencia y El Arenosillo.