



Estudio del efecto directo de los aerosoles atmosféricos sobre Europa

Autor: Laura Palacios Peña

Institución: Universidad de Murcia

Otros autores: Rocío Baró (Universidad de Murcia); Pedro Jiménez-Guerrero (Universidad de Murcia)

Resumen

Los aerosoles atmosféricos afectan a la salud humana, los ecosistemas, los materiales, la visibilidad y el clima de la Tierra. Los efectos que provocan sobre el clima son el objeto de estudio de este trabajo y dependen, principalmente, de las propiedades ópticas de los aerosoles y como éstas influyen en el balance radiativo terrestre. Dichos efectos se pueden dividir en efecto directo y semi-directo, producidos por la dispersión y absorción de la radiación; y efecto indirecto, en el que los aerosoles interactúan con las nubes. Por otra parte, el estudio de la respuesta de los niveles de aerosoles en la atmósfera a un clima cambiante y cómo esto afecta al balance radiativo terrestre es un tema esencial para fomentar la confianza en la ciencia climática, ya que estas evaluaciones implican las mayores incertidumbres hoy en día.

En este contexto, el objetivo principal de este trabajo es el estudio y la definición de las incertidumbres en el sistema aerosoles-clima asociado al forzamiento radiativo directo causado por los aerosoles sobre Europa. Para ello se utilizarán simulaciones del modelo WRF-Chem realizadas bajo el paraguas de la iniciativa internacional AQMEII-Phase 2. Las simulaciones se realizaron para Europa y cubren todo el año 2010 para una serie de variables como la temperatura media; la radiación que llega a la superficie de la Tierra y al tope de la atmósfera; y la interacción de estas variables meteorológicas con material particulado (PM10 y PM2.5). Los resultados indican disminuciones en la temperatura y la radiación de onda corta que llega a la superficie de la Tierra, junto con aumentos en la radiación de onda corta que sale en el tope de la atmósfera, y cambios en la materia particulada, comprobando así un enfriamiento del clima debido al efecto directo de los aerosoles atmosféricos.

Palabras clave: contaminación atmosférica; aerosoles; cambio climático; modelización atmosférica

Resumen

Los aerosoles atmosféricos provocan efectos sobre la salud humana, los ecosistemas, los materiales, la visibilidad y el clima terrestre. Los efectos que provocan sobre el clima son el objeto de estudio de este trabajo y dependen, principalmente, de las propiedades ópticas de los aerosoles y como éstas influyen en el balance radiativo terrestre. Dichos efectos se pueden dividir en efecto directo y semi-directo, producidos por la dispersión y absorción de la radiación; y efecto indirecto, en el que los aerosoles interactúan con las nubes. El objetivo principal de esta contribución es evaluar dicho efecto directo mediante el estudio de las variables medias de temperatura; radiación, que llega a la superficie de la Tierra y que sale del tope de la atmósfera; y la interacción de estas variables meteorológicas con la materia particulada (PM_{10} y $PM_{2.5}$). Los resultados indican descensos en la temperatura y la radiación que llega a la superficie de la Tierra, aumentos en la radiación que sale del tope de la atmósfera y variaciones en la materia particulada, comprobando así, un enfriamiento del clima debido al efecto directo de los aerosoles atmosféricos.

Palabras clave:

Aerosol, propiedades ópticas, reflexión, absorción, balance de radiación terrestre, efecto directo, semi-directo, indirecto.

Abstract

Atmospheric aerosols affect human health, ecosystems, materials, visibility and Earth's climate. Those effects are studied in this present work and depend mainly on the aerosol optical properties and how they influence the Earth's radiation budget. Such properties can be divided on direct and semi-direct effect, produced by the scattering and absorption of radiation; and indirect effect, which influences the aerosols-cloud interactions. The aim of this work is to assess the direct effect through the study of the mean temperature; the radiation that reaches the Earth's surface and at the top of the atmosphere; and the interaction of these meteorological variables with particulate matter (PM_{10} and $PM_{2.5}$). Results indicate decreases in temperature and radiation that reaches the Earth's surface, together with increases in the outgoing radiation at top of the atmosphere, and changes in the particulate matter, thus proving a colder climate due to the direct effect of atmospheric aerosols.

Key words:

Aerosol, optical properties, scattering, absorption, Earth's radiation budget, direct, semi-direct and indirect effect.

1. Introducción.

1.1. Antecedentes.

Los aerosoles atmosféricos son partículas en suspensión en la atmósfera que afectan a la calidad del aire causando daños sobre la salud humana y el medio ambiente. Datos epidemiológicos han demostrado que un aumento del nivel de partículas puede causar aumento de la morbilidad y mortalidad humana (Pope et al., 2009). Además, afectan negativamente a los ecosistemas (Lovett, et al., 2009); producen corrosión y suciedad de los materiales (EEA, 2010); y provocan la mayoría de los efectos sobre la visibilidad (Figura 1) (Hinds, 1999).

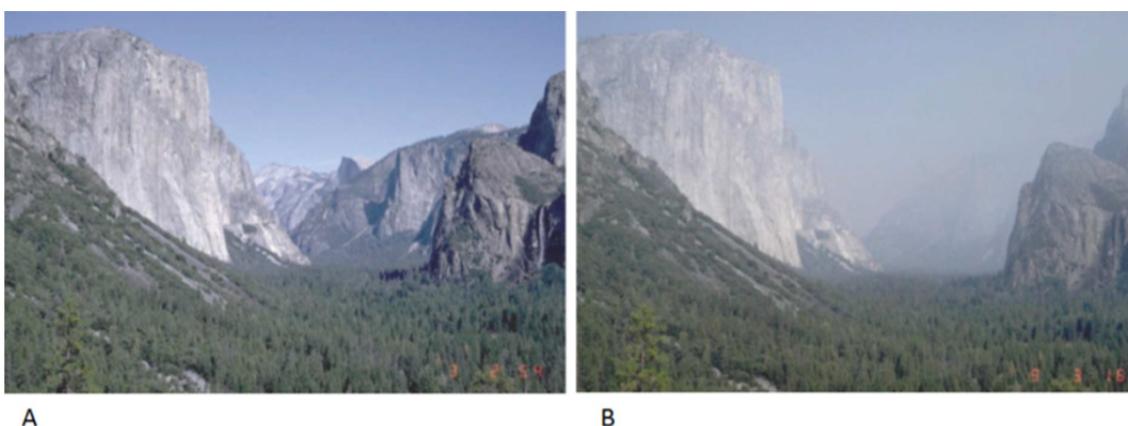


Figura 1. Deterioro del valor de la visibilidad por aerosoles. Fotografías del Parque Nacional Yosemite, California, EE.UU. (A) Baja concentración de aerosoles. (B) Alta concentración de aerosoles (con permiso de National Park Service, 2002) (Buseck & Schwartz, 2003).

Los aerosoles atmosféricos también influyen considerablemente en el clima de la Tierra, y la necesidad de cuantificar esta influencia ha provocado un aumento del interés actual en este tema de investigación. Los principales mecanismos por los que los aerosoles influyen en el balance radiativo terrestre son la dispersión y la absorción de la radiación solar (el llamado efecto directo); y la modificación de las nubes y las precipitaciones, afectando tanto a la radiación como a la hidrología (denominado efecto indirecto). Los aerosoles que dispersan la luz hacen aumentar el brillo del planeta, produciendo una influencia de enfriamiento, igual que los que aumentan la reflectividad de las nubes. Los aerosoles de absorción de luz, tales como el carbón elemental, ejercen una influencia de calentamiento. Estas influencias radiativas se cuantifican como forzamientos, produciéndose una perturbación en el equilibrio energético del balance radiativo. Una influencia de calentamiento, denota un forzamiento positivo, y una influencia de enfriamiento, uno negativo. Los forzamientos radiativos directos e indirectos de los aerosoles antropogénicos se cree que son de magnitud comparable a los forzamientos positivos resultantes de las concentraciones crecientes de gases de efecto invernadero (Buseck & Schwartz, 2003).

1.1.1. Revisión del estado del arte de aerosoles atmosféricos.

Un aerosol puede definirse como una partícula, sólida o líquida, coloidal en suspensión en la atmósfera terrestre (Seinfeld & Pandis, 2006). Los aerosoles pueden llegar a la atmósfera a través de procesos naturales (en adelante, aerosoles naturales) y por las actividades humanas (aerosoles antropogénicos). Se consideran aerosoles naturales el polvo mineral arrastrado por el viento, el humo de los incendios, el polen, las esporas, la sal marina y espumas del mar, materiales erosionados de las plantas y las brumas. Por otra parte, los aerosoles antropogénicos comprenden el humo emitido por las centrales termoeléctricas y por la quema de biomasa, las emisiones industriales y el *smog* urbano. Existen también aerosoles que pueden tener tanto origen natural como origen antropogénico. Se denominan aerosoles primarios a aquellos emitidos directamente a la atmósfera, mientras que los que se forman en la atmósfera por procesos químicos o fotoquímicos se denominan aerosoles secundarios (Buseck & Schwartz, 2003).

Los aerosoles pueden persistir en la atmósfera durante días o semanas, dependiendo de sus tamaños y composiciones, y ser transportados a largas distancias de varias maneras. Un ejemplo de este transporte se encuentra en los resultados del estudio realizado de los radionúclidos lanzados a la atmósfera por el accidente de Chernóbil (Ucrania, 1986), que se unían a las partículas de aerosoles y se encontraron en localizaciones de las latitudes medias del hemisferio norte (Cambray et al., 1987).

Los aerosoles se pueden eliminar de la atmósfera por deposición húmeda a través de la incorporación en la precipitación, ya sea en las nubes o por arrastre de lluvia, y por deposición seca a través de la sedimentación sobre superficies (Buseck & Schwartz, 2003).

Las diversas propiedades de los aerosoles son las que determinan los efectos que van a producir en la atmósfera y el clima, cuyo estudio es uno de los objetivos que se pretende cubrir en este trabajo. Las propiedades de interés que se van a revisar en esta contribución se dividen en propiedades individuales de las partículas de aerosoles, considerando, tamaño, composición y morfología; y las propiedades ópticas muy relevantes en los efectos que los aerosoles tienen en la atmósfera (Buseck & Schwartz, 2003).

Las propiedades ópticas de los aerosoles son las principales responsables del efecto que éstos provocan sobre el clima, de ahí su gran importancia en este trabajo y que nos centremos únicamente en estas propiedades para esta contribución. Según Buseck & Schwartz (2013) las propiedades ópticas de los aerosoles son las siguientes:

Coeficiente de dispersión.

El coeficiente de dispersión de la luz es la fracción de luz incidente que es dispersada por las partículas por unidad de longitud recorrida por el haz de luz.

La eficiencia de dispersión (Figura 2) es una propiedad óptica importante de los aerosoles, a menudo denominada eficiencia de dispersión de la masa, y se evalúa como el cociente de dispersión de luz de las partículas dividido por la concentración en masa de materia particulada. A veces se utiliza la eficiencia de dispersión molar, dividiendo por la

concentración molar de una especie de partículas de aerosoles (Buseck & Schwartz, 2003).

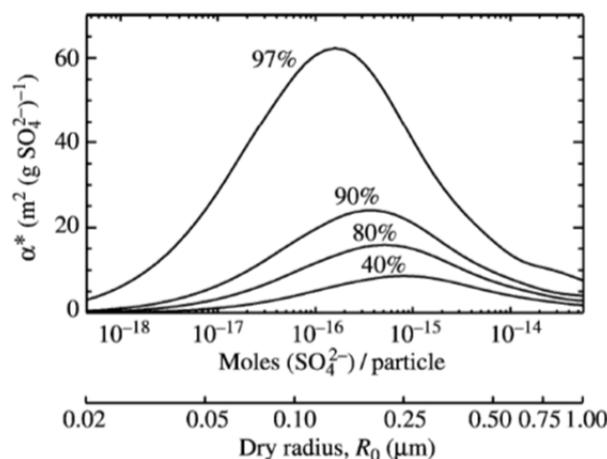


Figura 2. Dependencia de la eficacia de dispersión de la luz de aerosol de sulfato amónico en la humedad relativa (Nemesure et al., 1995).

Coeficiente de absorción.

El coeficiente de absorción de la luz es la fracción de luz incidente que es absorbida por las partículas por unidad de longitud recorrida por el haz de luz.

Coeficiente de extinción.

Los aerosoles pueden dispersar y absorber la luz (Figura 3), provocando la atenuación de la misma, es decir, se debilitará la intensidad de la luz después de atravesar un espesor de aerosoles en la dirección de su propagación, a este fenómeno se le denomina extinción. Se representa mediante el coeficiente de extinción de la luz que es la suma de los coeficientes de dispersión y absorción, cuyas unidades se suelen dar en términos de longitud (por lo general, cm^{-1}). Sobre el globo terrestre, el coeficiente de extinción (representado en tres dimensiones) es función del espacio, del tiempo y de la longitud de onda (Chung, 2012).

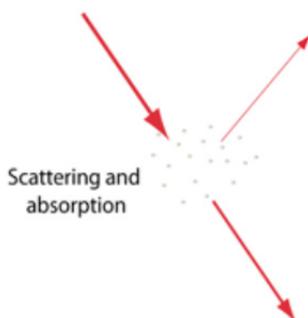


Figura 3. Diagrama simplificado de la dispersión y absorción de la luz (Goosse et al., 2008).

1.1.2. Balance radiativo terrestre.

El balance radiativo de la Tierra viene definido por la relación existente entre la entrada de energía, que puede ser reflejada y absorbida, y la energía que emite el sistema de la Tierra. Basado en el principio de la física de la conservación de la energía, este balance de radiación representa la diferencia entre la radiación entrante, que es casi en su totalidad la radiación solar (radiación de onda corta), y la radiación saliente, que es parte de la radiación solar reflejada y parte de la radiación emitida por el sistema de la Tierra, incluyendo la atmósfera. Cambios en este balance pueden hacer que la temperatura de la atmósfera aumente o disminuya y eventualmente puedan afectar a nuestro clima. Este fenómeno se denomina forzamiento radiativo y su unidad de medida es el $W m^{-2}$.

La radiación solar entrante en el sistema climático de la Tierra se compone de radiación ultravioleta, visible (onda corta) y una porción limitada de la energía infrarroja del Sol. Parte de esta radiación entrante es reflejada por las nubes, el hielo, la nieve u otras superficies, parte absorbida por la atmósfera y otra parte absorbida por la superficie de la Tierra. Las partículas de aerosoles interactúan con la radiación y la pueden absorber (calentando la atmósfera) o reflejar.

El calor resultante de la radiación de onda corta entrante se emite en forma de radiación de onda larga. La radiación de la atmósfera superior calentada, junto con una pequeña cantidad de radiación de la superficie de la Tierra, es irradiada hacia el espacio. La mayor parte de la radiación de onda larga emitida calienta la atmósfera inferior, que a su vez calienta la superficie de nuestro planeta (NASA Official, 2011).

En la Figura 4 se muestran, representados en $W m^{-2}$, todos los procesos explicados anteriormente. Según el Quinto Informe de Evaluación de Cambio Climático (AR5) realizado por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) (Hartmann et al., 2013), la radiación solar incidente en el TOA es de $340 W m^{-2}$. Las estimaciones de radiación solar absorbida por la superficie de la Tierra, obtenidas por satélite, análisis y modelos climáticos, se sitúan por encima de $160 W m^{-2}$ y por debajo de $170 W m^{-2}$ y aproximadamente una media global de $79 W m^{-2}$ sería absorbida por la atmósfera. De esta energía incidente en el TOA una media global de $100 W m^{-2}$ es reflejada de nuevo al espacio.

Por otra parte, el sistema terrestre emite radiación que se cuantifica globalmente en $398 W m^{-2}$. De esta cantidad, $342 W m^{-2}$ son devueltos a la superficie de la Tierra por el efecto invernadero, que mantiene la temperatura media de la Tierra, y $239 W m^{-2}$ son emitidos al espacio. Esto compensa en balance de radiación absorbida y emitida en el TOA, demostrando que la suma de la energía emitida por la radiación del sistema Tierra y la procedente de la reflexión de la energía incidente es igual al total de la energía proporcionada por la radiación solar que llega al TOA.

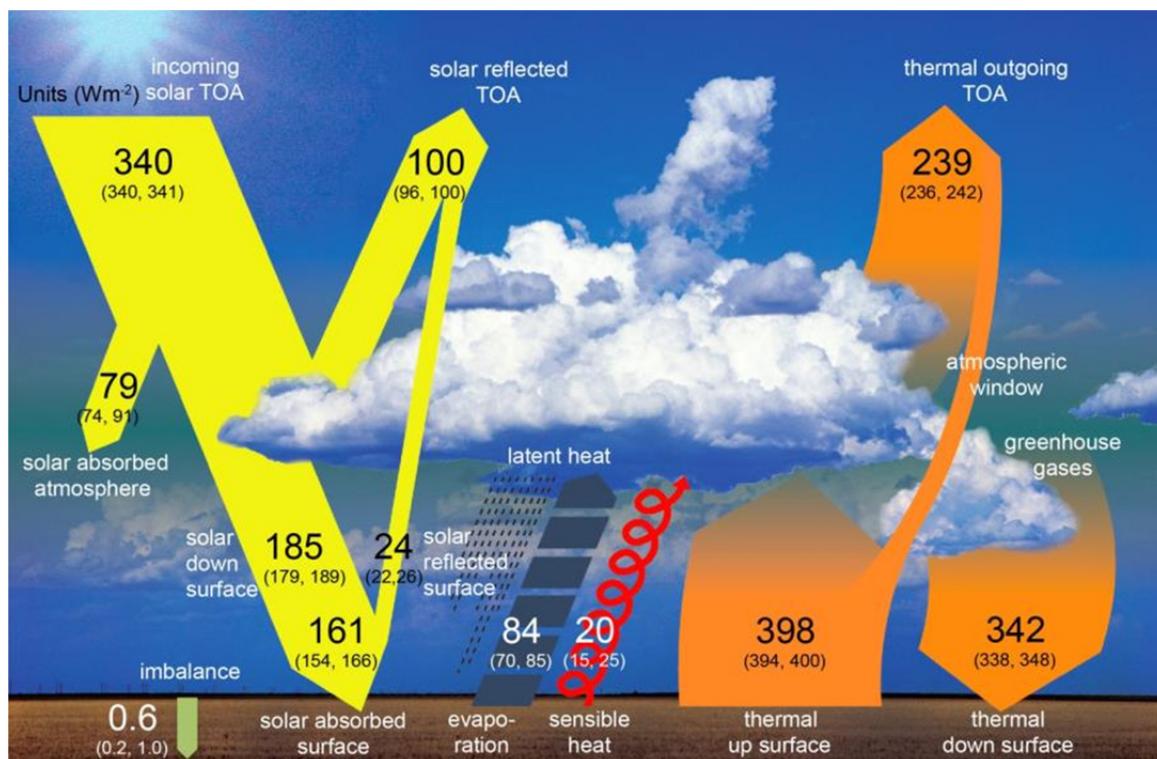


Figura 4. Balance energético en condiciones climáticas actuales. Magnitudes estatales de los flujos de energía individuales en $W m^{-2}$, ajustados dentro de sus intervalos de incertidumbre para cerrar los balances de energía. Los números entre paréntesis, unidos a los flujos de energía cubren el rango de valores de acuerdo con las limitaciones de observación (Hartmann et al., 2013).

1.1.3. ¿Cómo modifican el balance radiativo los aerosoles?

Los aerosoles atmosféricos influyen en el clima de la Tierra mediante la modificación del balance radiativo a través de tres efectos denominados efecto directo, semi-directo e indirecto (Papadimas et al., 2012). La incertidumbre de los efectos de los aerosoles en el balance radiativo de la Tierra es muy superior a la de cualquier otro agente de forzamiento climático. Esto se debe a que las propiedades químicas, físicas y ópticas de los aerosoles son altamente variables en el espacio y en el tiempo, debido a la corta vida atmosférica de los aerosoles y a sus emisiones no homogéneas (Forster et al., 2007).

La Figura 5 muestra aspectos clave de cómo las nubes y los aerosoles contribuyen al cambio climático, e indica las diferentes distinciones terminológicas. Los agentes como los gases de efecto invernadero y los aerosoles actúan sobre la temperatura media global modificando el balance radiativo. "Ajustes rápidos" (a veces llamados respuestas rápidas) ocurren en respuesta a estos agentes forzantes, alterando los flujos de energía interna del sistema, que afectan a la nubosidad u otros componentes del sistema climático, de tal forma que se produce un forzamiento radiativo de forma indirecta. Estos ajustes no se observan a través de cambios en la temperatura media mundial de la superficie debido a la enorme capacidad de almacenamiento de calor de los océanos, pues son generalmente rápidos, y la mayoría se cree que se producen en el plazo de unas pocas semanas. Los ciclos de retroalimentación (a partir de ahora se denominarán *feedbacks*)

están asociados con cambios en las variables climáticas que son medidas a través de cambios en la temperatura media global de superficie; estos *feedbacks* contribuyen a amplificar o disminuir los cambios en la temperatura global superficial a través de su impacto en el forzamiento radiativo (Boucher et al., 2013).

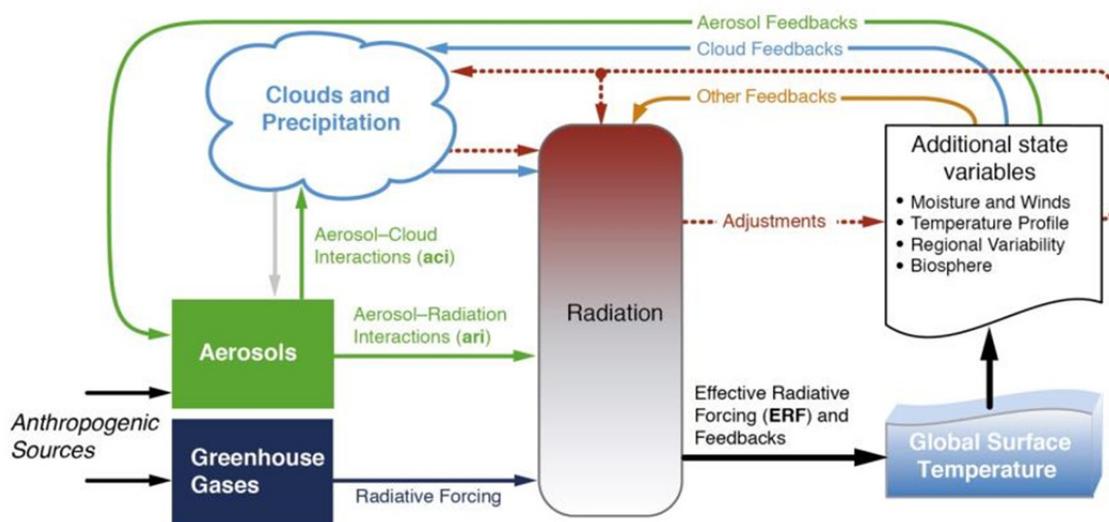


Figura 5. Resumen de las vías de forzamiento y retroalimentación que implican a las nubes, los aerosoles y los gases de efecto invernadero. Los agentes de forzamiento son los de las casillas verde y azul oscuro. El forzamiento es modificado por ajustes rápidos cuyas vías son independientes de los cambios en el promedio mundial de temperatura superficial y se denota por flechas discontinuas marrones. *Feedbacks*, que en última instancia están arraigados a los cambios resultantes de los cambios de temperatura de la superficie, están representados por las flechas curvas (azul denota *feedbacks* de las nubes (efecto indirecto), el verde denota *feedbacks* de aerosol (efecto directo) y el naranja denota *feedbacks* con aquellos que involucran el lapso tasa, vapor de agua y albedo de la superficie). La respuesta final de la temperatura depende del forzamiento radiativo eficaz (ERF), es sentida por el sistema, es decir, tras contabilizar los ajustes rápidos y las regeneraciones (Boucher et al., 2013).

Los aerosoles pueden afectar al clima a través de sus interacciones con la radiación y las nubes. En general, los modelos y las observaciones indican que los aerosoles antropogénicos han ejercido una influencia de enfriamiento en la Tierra desde la época preindustrial. Además, estas partículas juegan un papel importante en la química atmosférica y en los ciclos biogeoquímicos del sistema tierra, por ejemplo aportando nutrientes a los ecosistemas oceánicos (Boucher et al., 2013).

La Figura 6 enlaza la terminología antigua de efecto directo, semi-directo e indirecto de los aerosoles, con la nueva terminología usada en el Quinto Informe de Evaluación (AR5, *Fifth Assessment Report*) del IPCC. El forzamiento radiativo de las interacciones aerosol-radiación (RFari abreviado) abarca los efectos radiativos de los aerosoles antropogénicos antes de cualquier ajuste que se lleve a cabo, y se corresponde con lo que se conoce generalmente como el efecto directo del aerosol y semi-directo. El forzamiento radiativo de las interacciones de aerosoles con las nubes (RFaci abreviado) es el también conocido como *efecto Twomey* o efecto indirecto (Boucher et al., 2013). A continuación se van a definir cada uno de ellos.

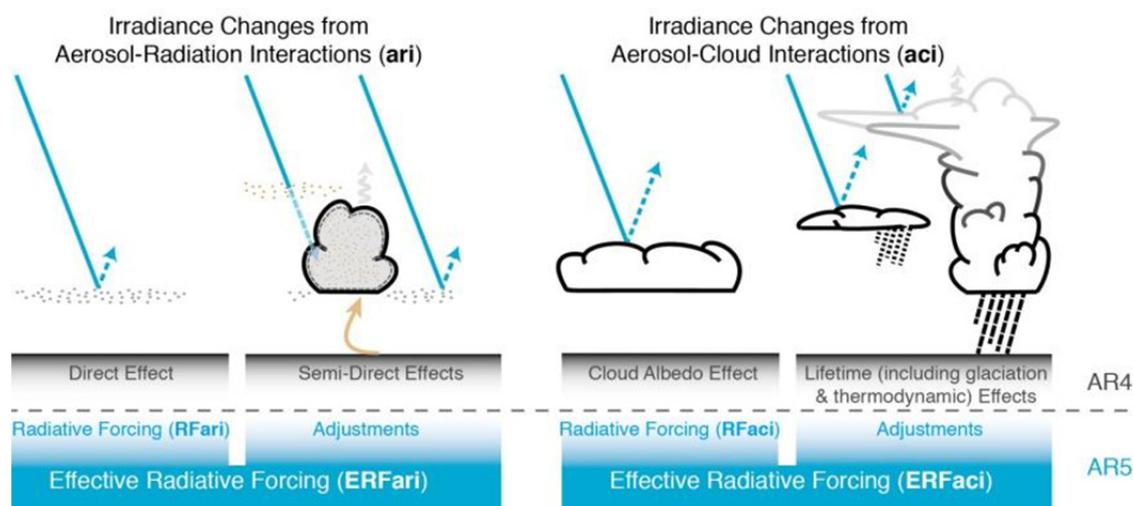


Figura 6. Esquema de la nueva terminología usada en el AR5 para las interacciones aerosol-radiación y aerosol-nube y como están relacionados con la terminología hasta el AR4. Las flechas azules representan la radiación solar, las flechas grises la radiación terrestre y las flechas marrones simbolizan la importancia de los acoplamientos entre la superficie y la capa de nubes para ajustes rápidos (Boucher et al., 2013).

A. Efecto directo.

El efecto radiativo debido a las interacciones aerosol-radiación (RFari), también conocido como efecto directo (Figura 7), es el cambio en el flujo radiativo causado por la dispersión y la absorción combinadas de la radiación por aerosoles antropogénicos y naturales (Boucher et al., 2013).

En primer lugar, los aerosoles dispersan y absorben la radiación solar, y en menor medida, emiten, dispersan y absorben radiación terrestre. La dispersión hace que el planeta sea más reflexivo y el clima tienda a enfriarse, mientras que la absorción provoca el efecto opuesto, tiende a calentar el sistema. El equilibrio entre enfriamiento y calentamiento depende de las propiedades de los aerosoles y de las condiciones ambientales.

Se producen ajustes rápidos por efectos radiativos de los aerosoles sobre el balance de energía superficial, el perfil atmosférico y la nubosidad, que contribuyen al forzamiento radiativo efectivo. Este enfriamiento provocado por los aerosoles ha enmascarado la media mundial de calentamiento de los gases de efecto invernadero que se habría provocado en su ausencia.

Las observaciones pueden dar un valor útil de estimación del RFari global, pero éste no se puede medir directamente (Anderson et al., 2005; Kahn, 2012). Myhre (2009) hace los ajustes necesarios en sus observaciones teniendo en cuenta las regiones nubladas y las concentraciones preindustriales para estimar un RFari de $-0.3 \pm 0.2 \text{ W m}^{-2}$. En la segunda fase de los resultados de la iniciativa internacional AEROCOM (*Aerosol Comparisons between Observations and Models*) se da una estimación RFari de -0.35 W m^{-2} , con un rango de modelos entre -0.60 y -0.13 W m^{-2} (Myhre et al., 2013).

Scattering aerosols

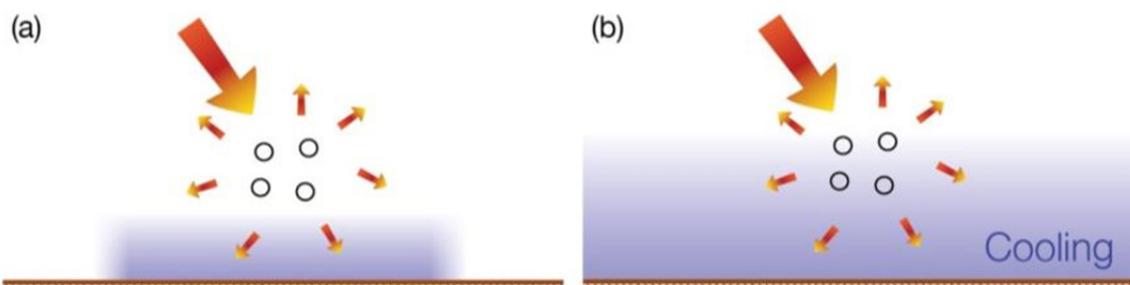


Figura 7. Diagrama de efectos directos. a) Aerosoles dispersan la radiación solar. Menos radiación solar alcanza la superficie lo que conduce a un enfriamiento localizado (efecto radiativo instantáneo). b) La circulación atmosférica y los procesos de mezcla difunde el enfriamiento tanto a nivel regional como en la vertical (impacto general después de que el sistema climático ha dado respuesta a los efectos radiativos) (Boucher et al., 2013).

a. 1. Cuantificación del efecto directo.

Este trabajo se centra en la cuantificación del efecto directo que los aerosoles provocan sobre el sistema climático de la Tierra. Con este fin, en el apartado de Resultados, se van a analizar diferentes variables que pueden verse afectadas por el efecto directo de los aerosoles que son temperatura, radiación de onda corta que llega a la superficie de la Tierra, radiación de onda corta que sale del TOA y materia particulada, tanto PM_{10} como $PM_{2.5}$.

B. Efecto semi-directo.

El efecto semi-directo (Figura 8) es aquel por el cual la absorción de radiación solar por aerosoles provoca cambios en la formación de las nubes (Johnson, 2003). La radiación solar entrante puede ser absorbida por aerosoles como el carbono elemental y el polvo del suelo, provocando un calentamiento local de la atmósfera y posiblemente reduciendo la incidencia de la formación de nubes (Hansen et al., 1997). Esta absorción puede enfriar la superficie localizada debajo de la capa de aerosoles aumentando la estabilidad de la atmósfera baja resultando una inhibición de la convección (Sanap et al., 2014).

Absorbing aerosols

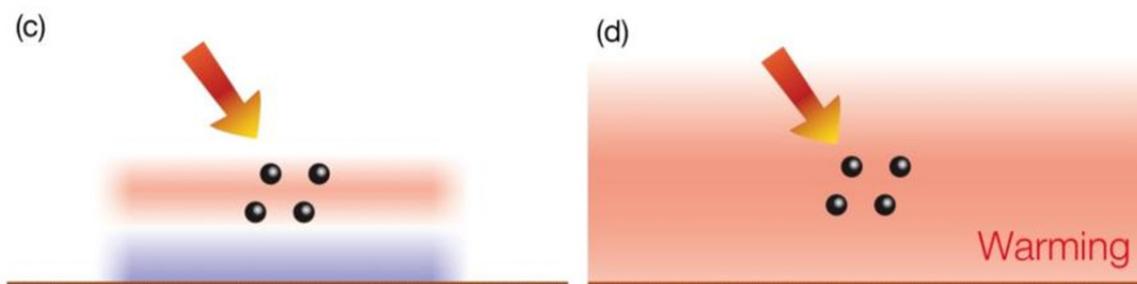


Figura 8. Diagrama de efectos semi-directos. c) Los aerosoles absorben la radiación solar. Esto calienta la capa de aerosol, pero la superficie recibe menos radiación solar, se puede enfriar a nivel local (efecto radiativo instantáneo). d) A gran escala hay un calentamiento neto de la superficie y la atmósfera debido a la circulación atmosférica y a los procesos de mezcla que redistribuyen la energía térmica (impacto general después de que el sistema climático ha dado respuesta a los efectos radiativos) (Boucher et al., 2013).

C. Efecto indirecto.

Cuando se habla de los efectos indirectos de los aerosoles, se distinguen dos efectos (Figura 9). El primer efecto indirecto, también llamado *efecto Twomey*, se produce porque los aerosoles sirven como núcleos de condensación de gotas de las nubes (CCN) y de las partículas de hielo (IN), modificando la microfísica de las nubes. Por tanto, los aerosoles afectan a las propiedades radiativas de las mismas (Twomey, 1977). Este efecto se denomina *efecto albedo* de las nubes. Los aerosoles actúan como CCN aumentando la concentración de gotas en las nubes, pero éstas son más pequeñas, provocando mayor reflexión de la radiación solar por parte de las nubes. Esto resulta en un enfriamiento del clima (menos radiación solar es absorbida por la superficie terrestre). Los aerosoles afectan también a las nubes de mezcla de agua líquida y hielo, pudiendo actuar los IN de tres formas: en contacto con gotas superfrías de las nubes (contacto congelado), iniciando la congelación de las pequeñas gotas mediante inmersión o actuando como núcleos de deposición.

Por otro lado, el segundo efecto indirecto representa a todos aquellos ajustes rápidos relacionados con los cambios termodinámicos y de duración de la nube (anteriormente llamado *efecto de tiempo de vida de la nube*) (Albrecht, 1989). Los aerosoles que pueden actuar como CCN también pueden afectar a la eficiencia de la precipitación, al tiempo de vida de la nube y al grosor de la misma, provocando influencias sobre el tiempo y el clima. Las nubes que se forman con muchos CCN tienen gotas más pequeñas, por lo tanto los aerosoles reducen el número de gotas que puede caer de la nube en forma de lluvia o llovizna.

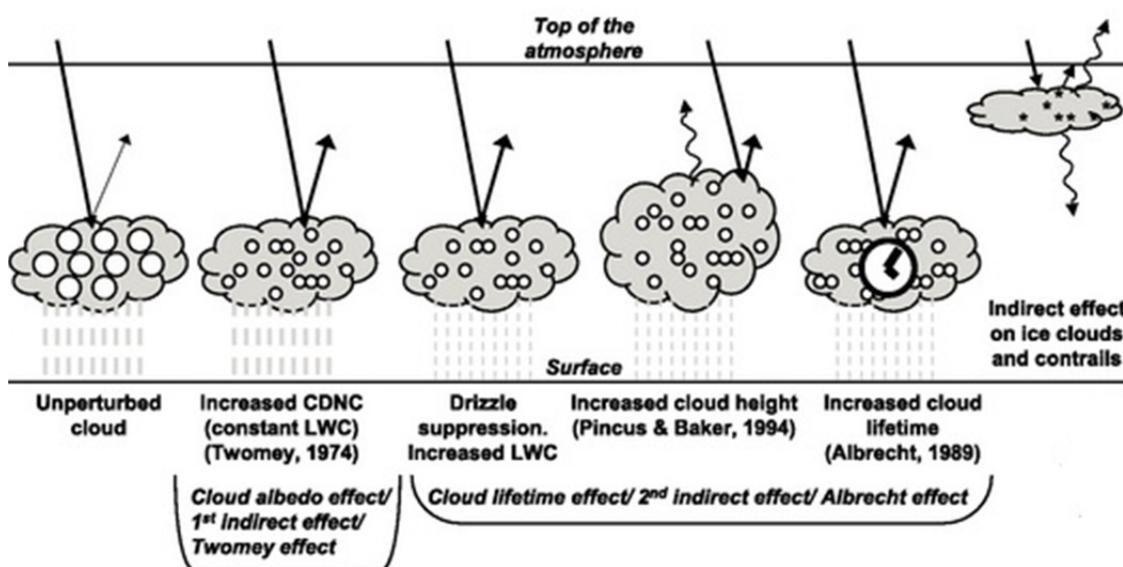


Figura 9. Diagrama de efectos indirectos (Haywood & Boycher, 2000).

El forzamiento radiativo provocado por el efecto indirecto (RF_{aci}) está cuantificado como -0.7 W m^{-2} con un rango de incertidumbre de entre -1.8 y -0.3 W m^{-2} (Boucher et al., 2013).

En resumen, el forzamiento radiativo efectivo provocado por las interacciones de los aerosoles con la radiación (ERFari) se cuantifica en -0.45 (-0.95 a 0.05) $W m^{-2}$. Por separado se evalúa el forzamiento radiativo provocado por la absorción de los aerosoles sobre la nieve y el hielo, siendo de $+0.04$ (0.02 a 0.09) $W m^{-2}$. El forzamiento radiativo efectivo total para los aerosoles (ERFari + ERFaci, excluyendo el efecto de la absorción de los aerosoles sobre la nieve y el hielo) se determinó en -0.9 (-1.9 a -0.1) $W m^{-2}$ con una confianza media (Boucher et al., 2013).

1.2. Justificación.

En vista de la extensa revisión bibliográfica presentada hasta este punto, existe una gran incertidumbre a la hora de cuantificar el forzamiento que provocan los aerosoles sobre el balance radiativo terrestre. Se trata de un proceso muy complejo debido a la gran variabilidad de carga y distribución de partículas de aerosoles en el espacio y en el tiempo, provocada principalmente por la corta vida de éstos en la atmósfera, en comparación con otros agentes forzantes como pueden ser los gases de efecto invernadero. Igualmente, la gran variabilidad de las propiedades ópticas de los aerosoles puede provocar efectos radiativos de muy diversa naturaleza sobre el clima.

1.3. Objetivos.

Como se ha explicado anteriormente, la presencia de aerosoles en la atmósfera provoca una serie de efectos sobre el sistema climático. La dificultad de la determinación de estos efectos ha hecho que aumente el número de estudios en este campo. En esta contribución el objetivo principal es **evaluar el efecto directo de los aerosoles sobre Europa**.

2. Metodología.

2.1. Datos y Sistema de Modelización.

Para la realización de este trabajo se han utilizado los datos de salida de simulaciones realizadas con el modelo meteorológico y de calidad del aire WRF-Chem (Grell et al., 2005). Dichas simulaciones se enmarcan en la segunda fase de la Iniciativa Internacional de Calidad del Aire (*Air Quality Modelling Evaluation International Initiative, AQMEII*) (<http://aqmeii.jrc.ec.europa.eu/>). El proyecto AQMEII, en su primera fase, tuvo como objetivo promover la investigación sobre la evaluación de modelos regionales de calidad del aire a través de comunidades de modelización atmosférica de Europa y Norteamérica. Debido a la importancia de los aerosoles atmosféricos, y con el fin de cuantificar los efectos de éstos, la segunda fase del proyecto AQMEII-Phase 2 (Alapaty et al., 2012) que surgió en 2012, se centra en los modelos acoplados químico-meteorológicos. Su objetivo es evaluar la eficacia de los actuales modelos regionales de calidad del aire, de forma que se pueda simular la variabilidad espacio-temporal de las características ópticas y radiativas de los aerosoles atmosféricos y los efectos asociados entre aerosoles, radiación, nubes y precipitación. AQMEII-Phase 2 pretende ayudar a dar credibilidad a los

modelos y proporcionar una mejor representación de los procesos de *feedback* y los cambios de la calidad del aire que afectan al clima como resultado de las emisiones (Alapaty et al., 2012).

En esta contribución, puesto que el objetivo es evaluar la influencia del efecto radiativo directo de los aerosoles, se han tomado dos simulaciones distintas de AQMEII-Phase 2, denominadas SI1 y SI2, que sólo difieren en un aspecto, la inclusión o no del efecto directo de los aerosoles. SI2 no tiene en cuenta el efecto directo de los aerosoles, por ello se ha tomado como escenario base, es decir, como referencia para comparar esta simulación con SI1, que sí incluye el efecto directo de los aerosoles.

El dominio utilizado cubre Europa (Figura 10) durante el año 2010 diferenciando dos periodos, invierno, representado por los meses de enero, febrero y marzo (JFM) y verano, representado por los meses de julio, agosto y septiembre (JAS).

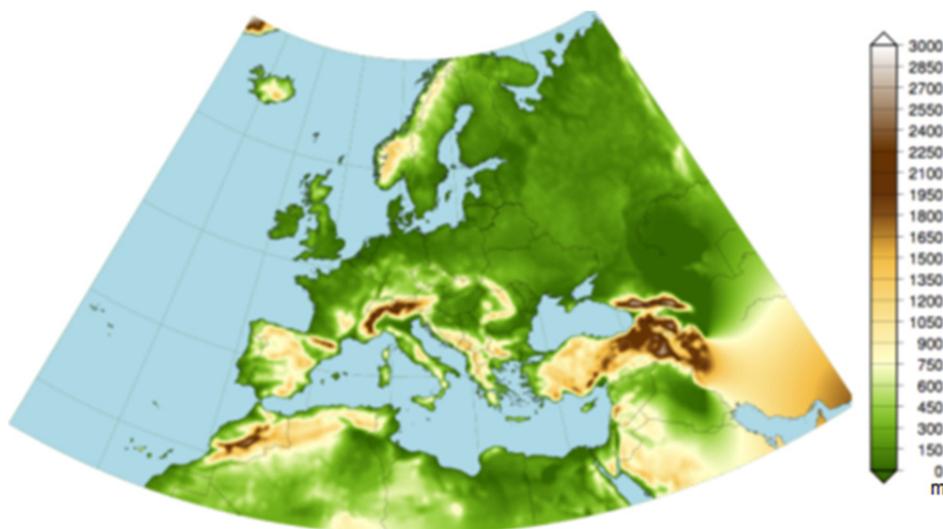


Figura 10. Dominio espacial de las simulaciones utilizadas.

2.2. Tratamiento de las variables.

El tratamiento de los datos de los modelos mencionados anteriormente se ha realizado utilizando un entorno Linux y procesando los resultados de los modelos con las librerías Climate Data Operators del Instituto Max Planck de Meteorología (disponibles públicamente en <https://code.zmaw.de/projects/cdo>).

En primer lugar se han extraído las variables objeto de estudio de las simulaciones SI1 y SI2. Estas variables son las siguientes:

- Variables meteorológicas:
 - o Temperatura a dos metros de altitud (T2).
 - o Radiación de onda corta que sale del tope de la atmósfera (SWUPT).
 - o Radiación de onda corta que llega a la superficie terrestre (SWDNB).

- Variables de contaminantes atmosféricos:
 - o Partículas menores de 10 μm (PM_{10}).
 - o Partículas menores de 2.5 μm ($\text{PM}_{2.5}$).

Seguidamente y con el fin de comparar ambas simulaciones (SI1 y SI2, ya explicadas) se ha restado simulación base (SI2) menos la simulación con inclusión de efecto directo (SI1), obteniéndose la variación de la variable provocada por los efectos directos de los aerosoles. De esta forma, un resultado positivo (color rojo en el mapa) denotará una disminución de la variable en la simulación con inclusión del efecto directo, mientras que un resultado negativo (color azul) denotará un aumento de la variable.

Por último, mediante la plataforma web ENSEMBLE del proyecto AQMEII-Phase 2 (<http://ensemble2.jrc.ec.europa.eu/public/>) se han realizado diagramas de Taylor que nos permiten comparar estadísticamente los conjuntos de datos de los modelos que forman parte del proyecto. Los diagramas de Taylor son gráficas donde se representan las diferencias de desviación estándar, coeficiente de correlación y del error que se da entre conjuntos de datos. De esta forma se pueden conocer las variaciones que existen entre los datos de diferentes modelos.

Para la representación era necesario elegir la variable que se quería estudiar y el tipo de gráfico que se quería obtener. Seguidamente se elegía el dominio sobre el que iban a ser tomados los datos. Fueron elegidos dos dominios para cada variable, que eran España y el Mediterráneo. Posteriormente se seleccionaron los periodos de tiempo diferenciando entre invierno (meses de enero, febrero y marzo 2010, concretamente desde el 1/1/2010 a las 00.00 horas, hasta el 1/4/2010 a las 00.00 horas) y verano (meses de julio, agosto y septiembre, desde el 1/7/2010 a las 00.00 horas, hasta el 1/10/2010 a las 00.00 horas), definidos estos periodos según criterios climáticos. Finalmente se eligieron los modelos cuyos datos se pretendían comparar dentro del conjunto de simulaciones ofrecidos por AQMEII-Phase 2 y se obtuvieron los gráficos de evaluación mediante el diagrama de Taylor.

3. Resultados y discusión.

A continuación se van exponer los resultados obtenidos del estudio de las diferentes variables:

3.1. Temperatura.

Las Figuras 11 y 12 representan los valores medios de temperatura para los dos periodos estudiados (JFM y JAS, respectivamente). Las figuras tienen tres componentes: (a) escenario base, (b) diferencias entre el escenario base y el que incluye el efecto directo (SI2-SI1); y (c) el diagrama de Taylor asociado.

En ambos diagramas de Taylor (Figuras 11[c] y 12[c]) se puede observar que las variaciones medias existentes para todo el dominio entre los datos de diferentes simulaciones de temperatura tanto para invierno como para verano de 2010 son muy pequeñas, sin casi diferencias para los tres parámetros medidos. Estos resultados se comprueban con la representación de las diferencias debidas al efecto directo sobre la

temperatura, figuras 11(b) y 12(b), donde las diferencias positivas no superan los 0.3 K. Así mismo, se puede observar que la diferencia entre el escenario base y el escenario con efecto directo es positiva (color rojo), que como se ha comentado anteriormente implica un descenso generalizado de la temperatura sobre todo el dominio, debido al efecto radiativo directo de los aerosoles.

Para el periodo de invierno (Figura 11[b]) las mayores diferencias se localizan en la zona del norte de África, con valores máximos 0.2 K, menores en el caso de inclusión del efecto directo de aerosoles que en el escenario base. Este hecho puede deberse a que en esa zona la cantidad de polvo atmosférico, procedente del desierto del Sahara, es mucho mayor provocado un aumento de los fenómenos de dispersión radiativa. Para el periodo de verano (Figura 12[b]), se observan unos valores máximos cercanos a 0.3 K sobre el sur de la Península Ibérica y norte de África y en la zona de Rusia. Las diferencias observadas en Rusia pueden deberse a la gran cantidad de aerosoles emitidos a la atmósfera por los incendios forestales acaecidos durante el verano de 2010. Y al igual que en invierno la variación de temperatura en la Península Ibérica y el norte de África se debe a la influencia del polvo sahariano.

Este descenso de la temperatura viene explicado por los efectos de dispersión de los aerosoles en la atmósfera, que como ya se explicó en los antecedentes, aumentan la reflexión de la radiación incidente y provocan un enfriamiento. En gran parte del dominio europeo las diferencias de temperatura están entre 0 y 0.3 K menos de temperatura tanto para invierno como para verano.

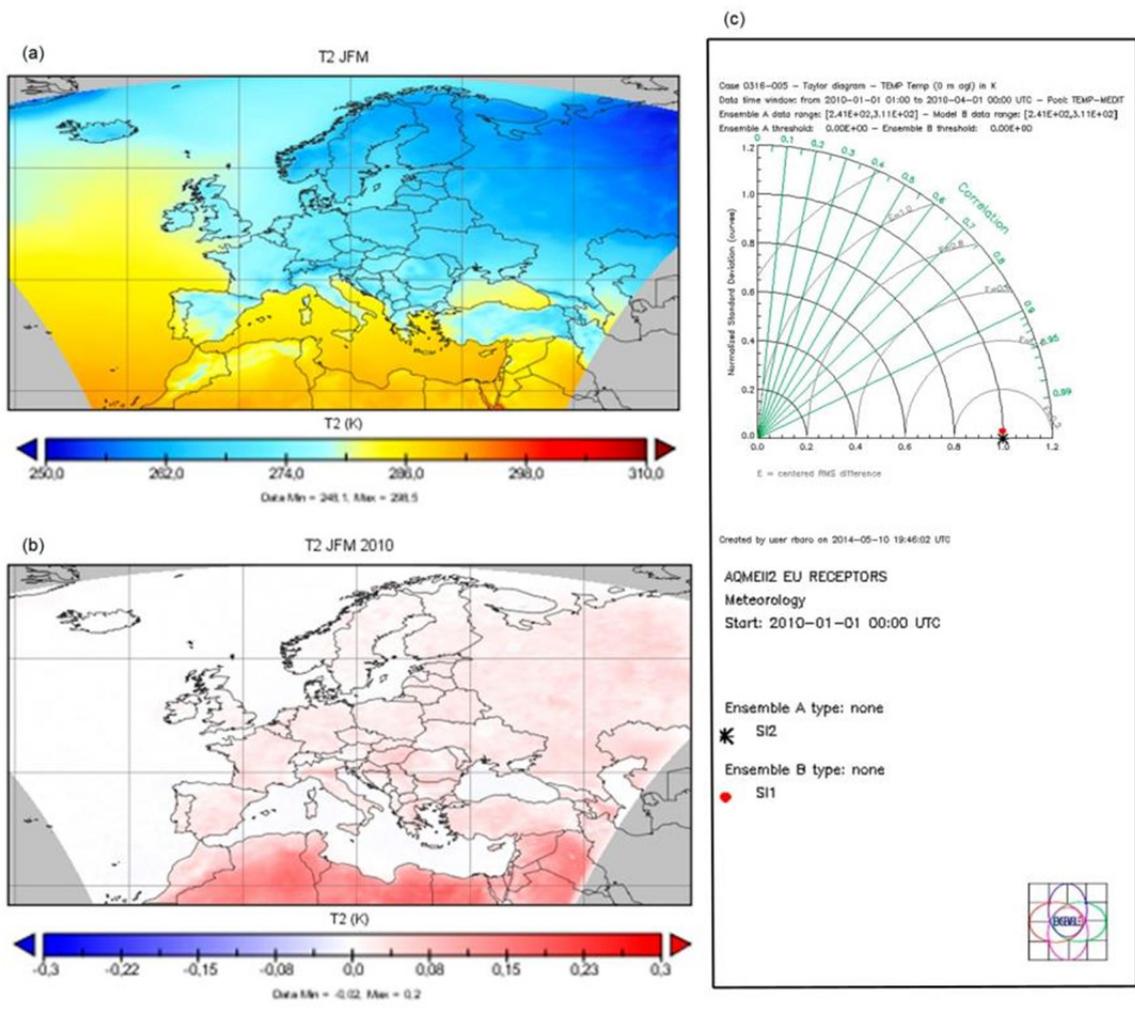


Figura 11. Resultados de la media de temperatura a 2 metros (T2) para el periodo de invierno (K): (a) escenario base; (b) diferencia entre el escenario base y el que incluye el efecto directo; (c) diagrama de Taylor asociado.

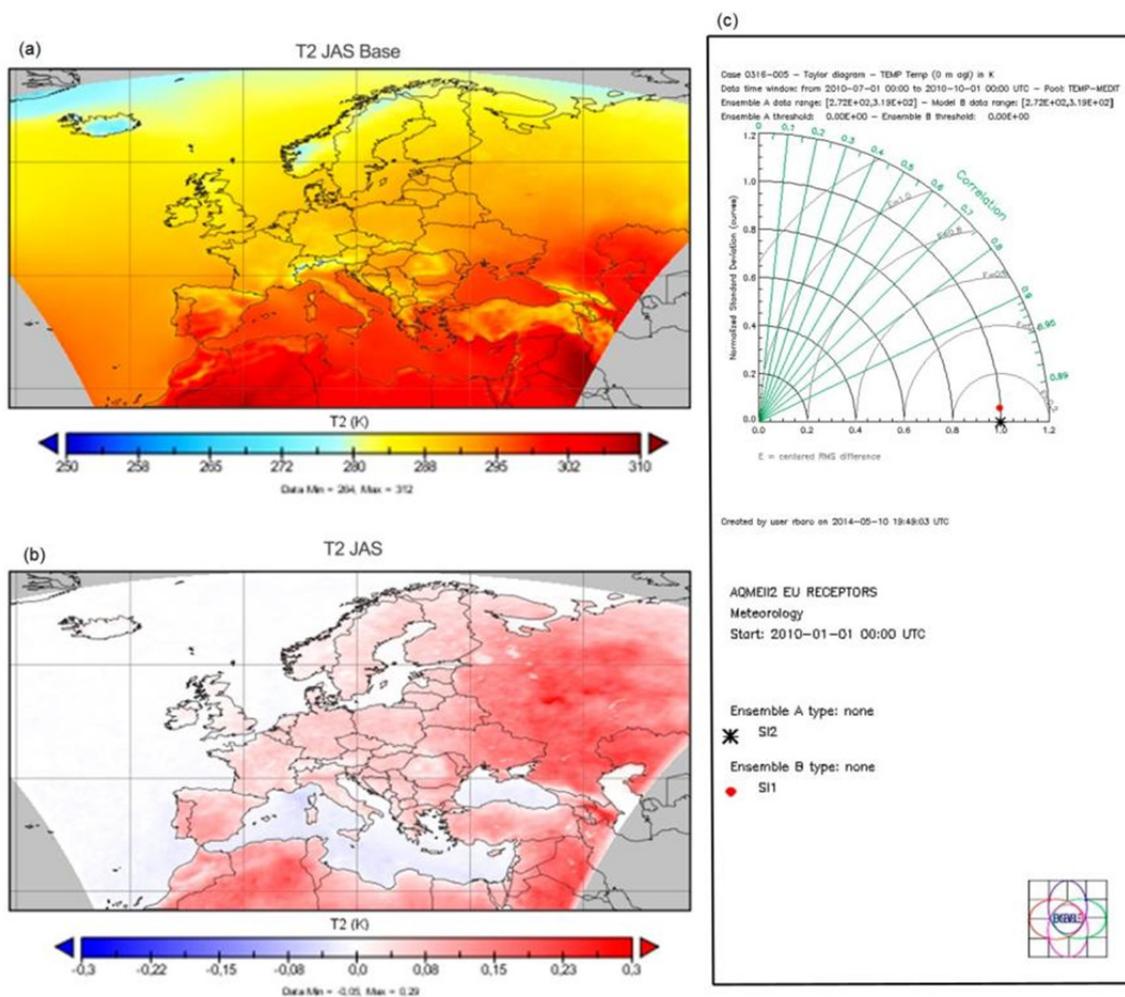


Figura 12. Id. Figura 11 pero para los meses de verano.

3.2. SWDNB.

Las figuras 13 y 14 representan los valores medios de radiación de onda corta que llega a la superficie de la Tierra para los dos periodos estudiados (JFM y JAS, respectivamente). Las figuras tienen tres componentes: (a) escenario base, (b) diferencias entre el escenario base y el que incluye el efecto directo; y (c) el diagrama de Taylor asociado.

Como se puede observar en las figuras 13(a) y 14(a) esta radiación varía en función de la latitud, llegando más radiación al Ecuador y disminuyendo en función del aumento de la latitud. Además debido a la posición que tiene la Tierra con respecto al Sol los valores de esta variable son mayores en verano que en invierno.

En ambos diagramas de Taylor (Figuras 13[c] y 14[c]) se puede observar que las variaciones medias en todo el dominio existentes para la variable SWDNB tanto para invierno como para verano de 2010, son también muy pequeñas, sin casi diferencias para los tres parámetros considerados.

Con respecto al efecto directo de los aerosoles sobre la SWDNB, en general, tanto en verano (Figura 14[b]) como invierno (Figura 13[b]), se observa una disminución de la radiación que llega a la superficie de la Tierra sobre todo el dominio europeo (diferencias positivas, color rojo). Como ya se ha explicado en el apartado de temperatura, este hecho puede explicarse por los fenómenos de dispersión de la radiación producidos por los aerosoles al entrar ésta en la atmósfera. La radiación de onda corta que llega a la superficie de la Tierra ha atravesado la atmósfera, viéndose afectada por los aerosoles presentes en ella. Cabría destacar que en verano se observan fenómenos similares a los de invierno pero más intensificados: mientras las diferencias en invierno eran del orden de 11 W m^{-2} , en verano encontramos diferencias de más de 27 W m^{-2} . Esto se debe a que en verano la cantidad de radiación que llega a la superficie (Figura 14[a]) así como la radiación dispersada por los aerosoles, es mayor que en invierno. Las diferencias máximas que encontramos en verano (menos radiación llega a la superficie terrestre), se dan en la zona de Rusia y el norte de Portugal. Esta mayor dispersión se debe a diversos incendios ocurridos durante el periodo estival de 2010 en estos lugares, como se ha citado anteriormente, hecho que se podrá comprobar en el apartado de materia particulada.

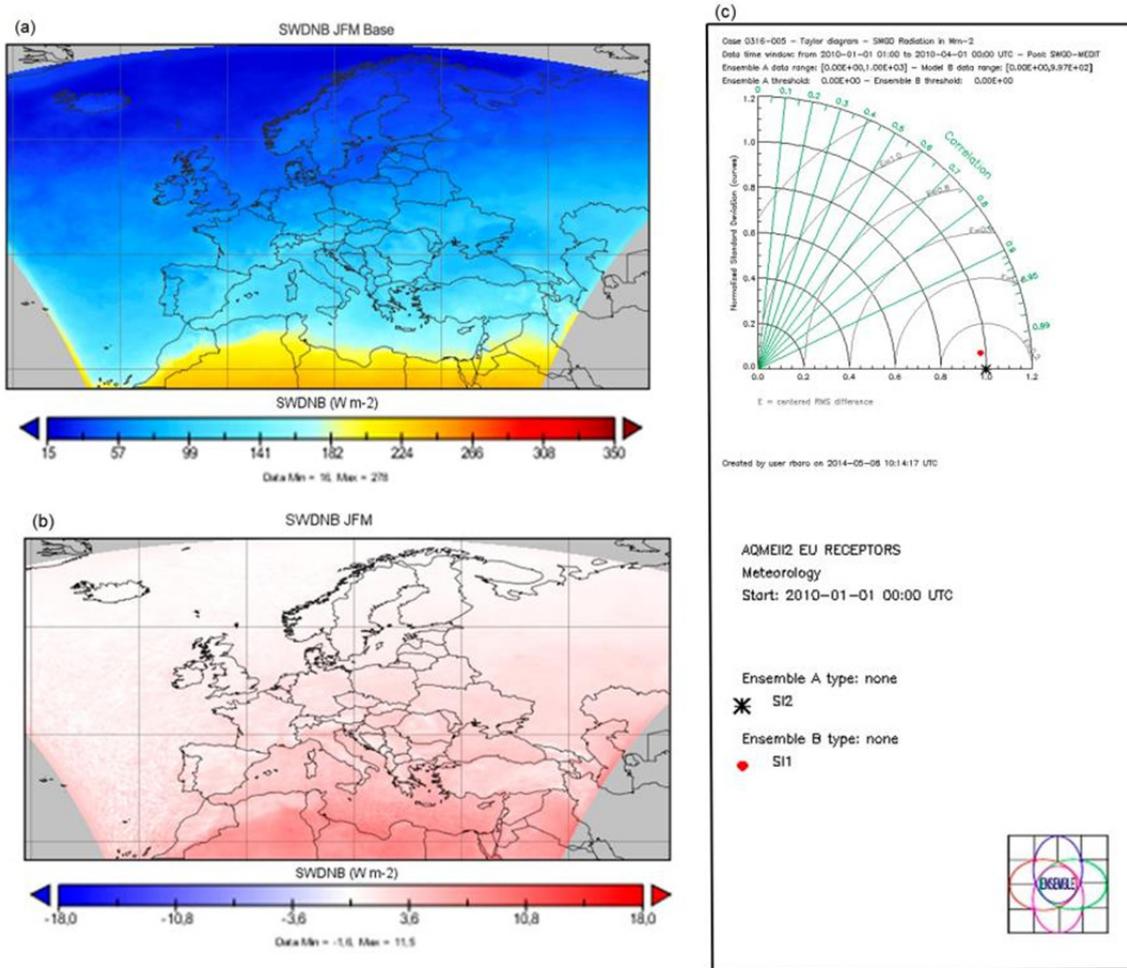


Figura 23. Resultados de la media de radiación de onda corta que llega a la superficie de la Tierra para el periodo de invierno ($W m^{-2}$): (a) escenario base; (b) diferencia entre el escenario base y el que incluye el efecto directo; (c) diagrama de Taylor asociado.

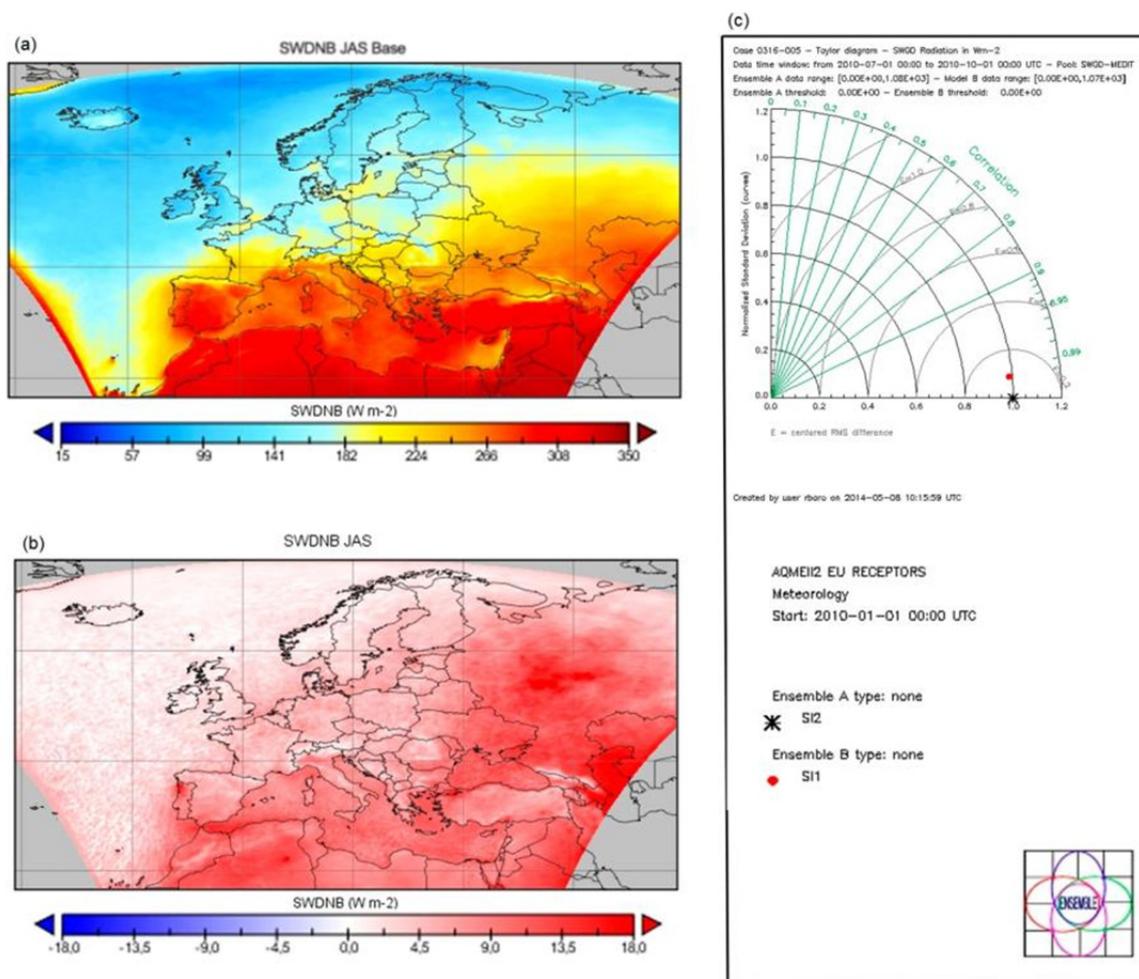


Figura 14. Id. Figura 13 pero para los meses de verano.

3.3. SWUPT.

Las figuras 15 y 16 representan los valores medios de radiación de onda corta que sale del TOA para los dos periodos estudiados (JFM y JAS, respectivamente). Las figuras tienen dos componentes: (a) escenario base y (b) diferencias entre el escenario base y el que incluye el efecto directo. Para esta variable, no estaban disponibles los datos en la plataforma web ENSEMBLE, por lo que no fue posible realizar el diagrama de Taylor.

La radiación de onda corta que sale desde el TOA corresponde con la radiación reflejada por el sistema tierra. En la figura 15(a), se observa que la cantidad de radiación saliente en invierno es menor que en verano (Figura 16[a]). Esto se debe principalmente a que la radiación incidente es menor que en verano por tanto también lo es la cantidad de radiación que puede ser reflejada. En general las diferencias de todo el dominio espacial y temporal estudiado son negativas (Figuras 15[b] y 16[b]), es decir, que la radiación de onda corta que sale en el TOA es mayor en el escenario que incluye el efecto directo de los aerosoles que en el escenario base. La radiación que llega a la Tierra al atravesar la

atmósfera sufre fenómenos de dispersión, que explican los fenómenos observados de aumento de radiación saliente en el TOA. Además, se da un aumento de la radiación reflejada en la zona norte de África y sobre el Mediterráneo que puede explicarse debido a que en esa zona la cantidad de partículas en la atmósfera es mayor que en el resto del dominio europeo, debido a la influencia del polvo desértico y de los aerosoles de origen marino, como la sal de mar, que provocan dispersión de la radiación.

En verano, representado por la figura 16(b), se observan dos grandes zonas donde la radiación saliente en el TOA presenta un máximo negativo (-8 W m^{-2}), lo que implica que al incluir el efecto directo de los aerosoles, la radiación saliente es mayor. Estas zonas son Rusia y una pequeña parte del norte de Portugal que como ya se ha comentado, sufrieron grandes incendios durante este periodo, provocando un aumento de los aerosoles en la atmósfera y por tanto, mayor reflexión de la radiación. La otra zona corresponde con el mar Mediterráneo y el mar Negro, fenómeno explicado por los aerosoles marinos que como ya se ha dicho reflejan gran parte de la radiación.

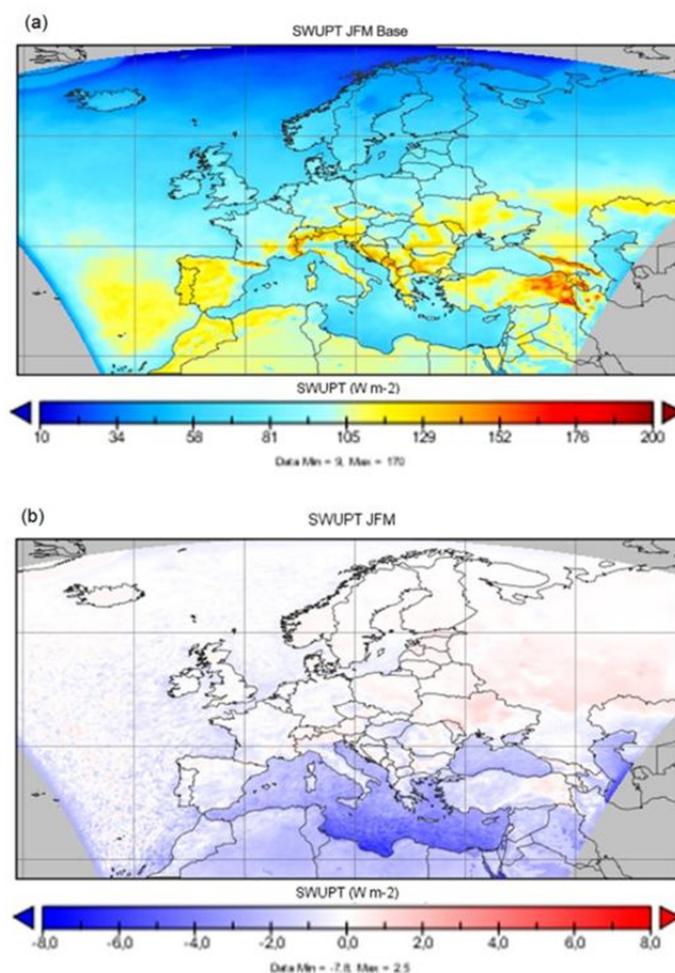


Figura 15. Resultados de la media de radiación de onda corta que llega al TOA para el periodo de invierno (W m^{-2}): (a) escenario base; (b) diferencia entre el escenario base y el que incluye el efecto directo.

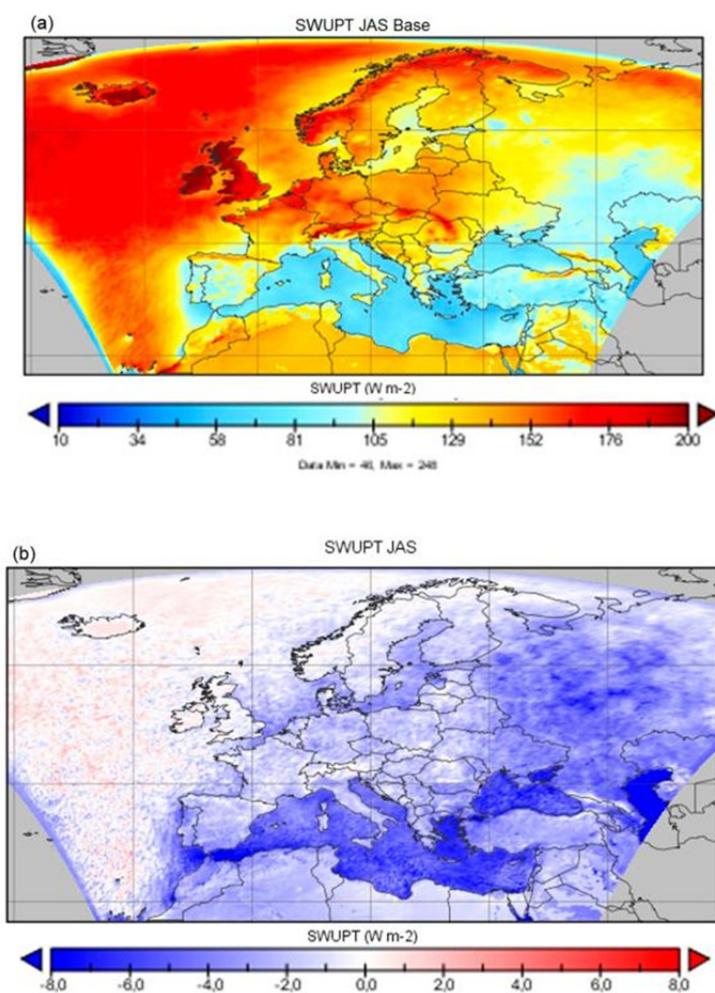


Figura 16. Id. Figura 15 pero para los meses de verano.

3.4. PM_{10} .

Las figuras 17 y 18 representan los valores medios de materia particulada menor de $10 \mu m$ para los dos periodos estudiados (JFM y JAS, respectivamente). Las figuras tienen tres componentes: (a) escenario base, (b) diferencias entre el escenario base y el que incluye el efecto directo; y (c) el diagrama de Taylor asociado.

En ambos diagramas de Taylor (Figuras 17[c] y 18[c]) se puede observar que las variaciones medias existentes en el dominio entre los datos de diferentes simulaciones de PM_{10} tanto para invierno como para verano de 2010 son muy pequeñas, sin casi diferencias para los tres parámetros estudiados.

En general para esta variable se observan también diferencias bajas, pero mayores que las observadas con la materia particulada menor de $2.5 \mu m$, como veremos más adelante. En cuanto a las diferencias observadas en invierno (Figura 17[b]) se observan pequeñas variaciones en la zona norte de África. Son pequeños descensos en la cantidad de

material particulado presente en la atmósfera que no llegan nunca a superar los $3 \mu\text{g m}^{-3}$. Por el contrario, las diferencias en verano (Figura 18[b]) se acentúan, observándose dos hechos a destacar:

- Un aumento de los niveles de PM_{10} (diferencias entre el base y el escenario con efecto directo negativas), en el norte de Portugal y en la zona de Rusia, llegando a alcanzar valores de hasta $27 \mu\text{g m}^{-3}$. Este hecho se puede explicar mediante la hipótesis de que la presencia de aerosoles de carbono elemental (principal tipo de aerosoles emitidos en los incendios) que provocan un efecto semi-directo (cuantificación muy difícil de separar del efecto directo) que, como ya se ha explicado, produce un aumento de la estabilidad atmosférica y, por tanto, mayor acumulación de partículas en la simulación que incluye los efectos radiativos.
- Un descenso (diferencias positivas) de la cantidad de PM_{10} , sobre todo el norte de África, tanto en verano como en invierno, con valores de hasta $10 \mu\text{g m}^{-3}$. Otra hipótesis que puede explicar este hecho, es que al tener menor temperatura en el escenario con efecto directo, también se produce menor intensidad de vientos locales, disminuyendo así la cantidad de partículas de polvo emitidas. Ambas hipótesis están siendo objetivo de mayor discusión dentro de los grupos de investigación participantes en AQMEII-Phase 2.

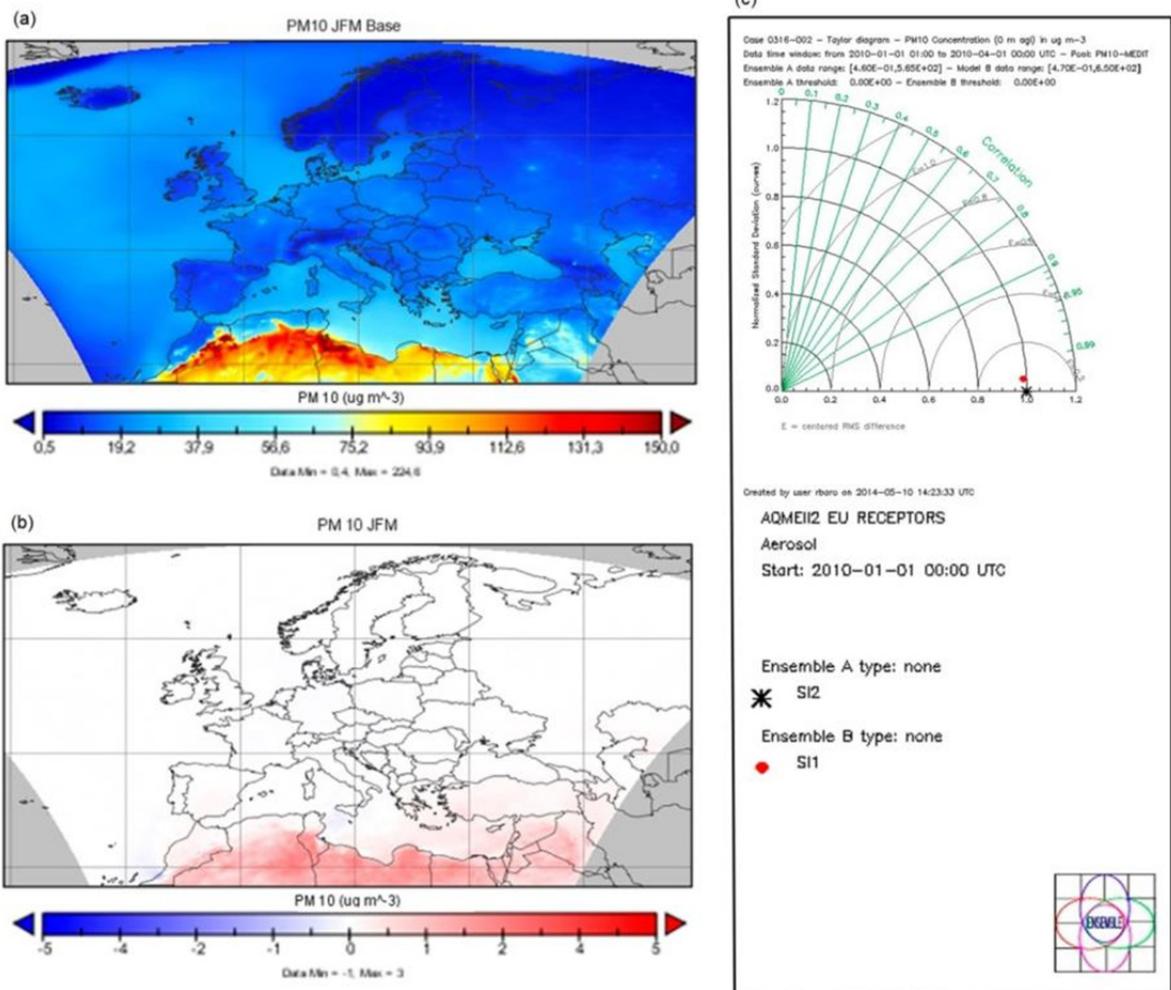


Figura 17. Resultados de la media de PM_{10} para el periodo de invierno ($\mu\text{g m}^{-3}$): (a) escenario base; (b) diferencia entre el escenario base y el que incluye el efecto directo; (c) diagrama de Taylor asociado.

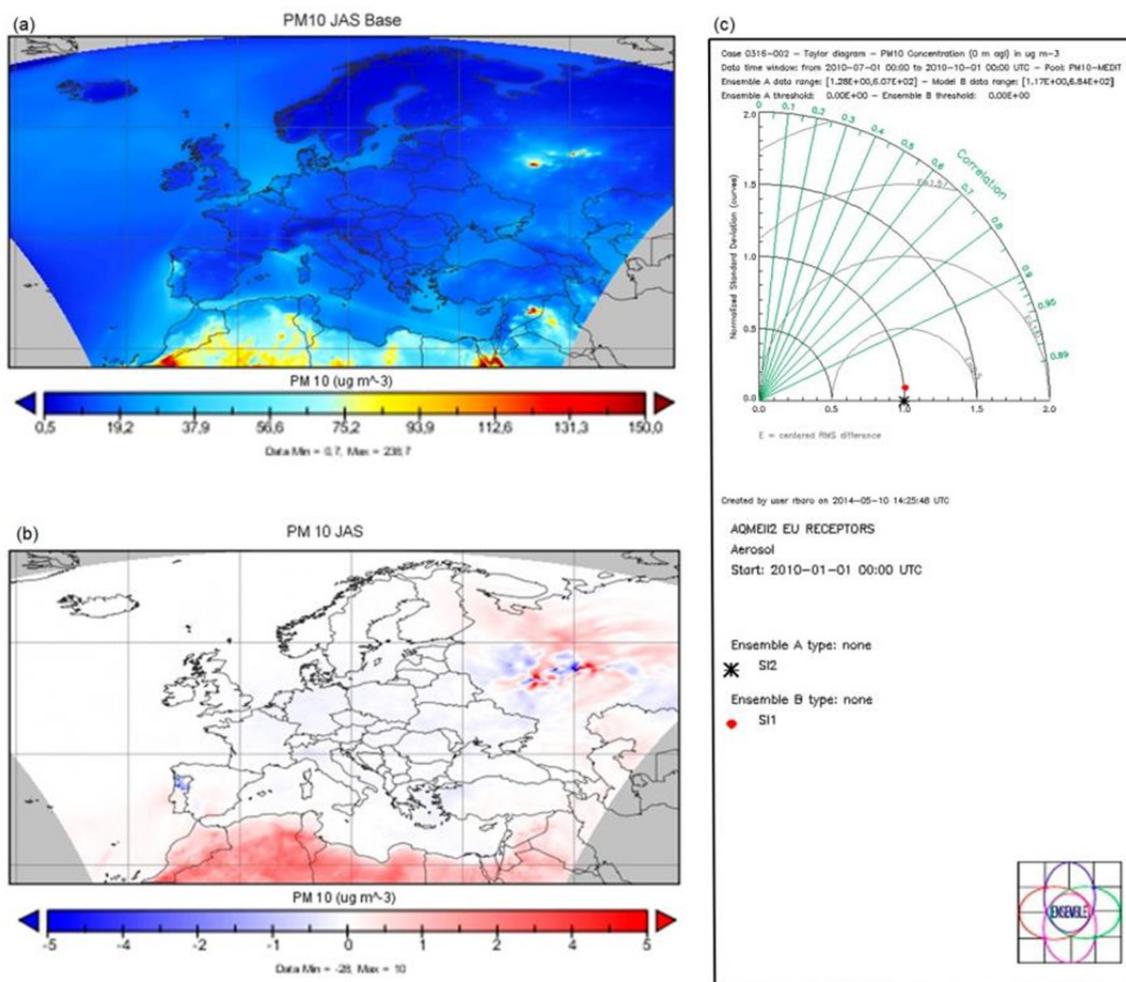


Figura 18. Id. Figura 17 pero para los meses de verano.

3.5. PM_{2.5}.

En este apartado se han analizado los valores medios de materia particulada con diámetro menos de 2.5 μm para los dos periodos estudiados (JFM y JAS, respectivamente). Las diferencias que observadas tanto para invierno como para verano son muy bajas, comprendidas principalmente entre -1 y 1 $\mu\text{g m}^{-3}$, hecho por el cual no se han representado en este trabajo.

El hecho de que las diferencias de PM_{2.5} sean mucho menores que las de PM₁₀ nos lleva a pensar que las partículas que se ven afectadas por las interacciones aerosol-radiación son fundamentalmente las partículas gruesas (fracción comprendida entre PM_{2.5} y PM₁₀), tales y como las partículas del polvo del desierto o partículas procedentes de la quema de biomasa. A pesar de las diferencias observadas en el mapa, estas son del orden de 1 $\mu\text{g m}^{-3}$, y, por tanto, no son tan significativas como para el PM₁₀. Esto refuerza la hipótesis anteriormente hecha en el caso del PM₁₀ para los efectos aerosol-radiación descritos.

4. Conclusiones.

Los aerosoles atmosféricos son partículas en suspensión en la atmósfera que afectan a la calidad del aire y su importancia radica en que tanto la salud humana como el medio ambiente se ven afectados por estos. Los aerosoles atmosféricos también influyen en el balance radiativo de la Tierra afectando al clima a través de tres procesos, el efecto directo y semi-directo, modificando la dispersión y absorción de la radiación; y el efecto indirecto, afectando además a las nubes y a las precipitaciones.

En este trabajo se ha estudiado el efecto radiativo directo de los aerosoles sobre Europa. Para ello se han considerado dos simulaciones distintas: una con inclusión de efecto radiativo directo y otra sin él, observando las diferencias producidas por dicho efecto directo de los aerosoles.

Se observan disminuciones en temperatura (hasta 0.3 K) y SWDNB que son explicadas por la dispersión y reflexión de la radiación producida por la presencia de aerosoles en la atmósfera. Esta dispersión y reflexión de la radiación también explica el aumento de la radiación saliente de la atmósfera, hecho que observamos en la variable SWUPT, donde se cuantifican aumentos de hasta 8 W m^{-2} . Por último, se observan pequeñas variaciones en la cantidad de materia particulada, PM_{10} (hasta $3 \mu\text{g m}^{-3}$) y $\text{PM}_{2.5}$, producidas por la interacción de esta materia con los agentes meteorológicos afectados por las diferencias de radiación.

En conclusión, se comprueban los efectos que la consideración de los aerosoles atmosféricos, tanto antropogénicos como naturales, provocan sobre el clima terrestre; así como la consiguiente retroalimentación sobre la calidad del aire. Estos aerosoles, de manera general, provocan un efecto de enfriamiento que compensa en cierta forma el calentamiento provocado por los gases de efecto invernadero. Por otra parte, se ha de destacar la importancia y dificultad de la cuantificación de este efecto directo, hecho que ha provocado un auge de los estudios de investigación en este campo.

Agradecimientos.

Los autores agradecen a los proyectos CGL2010-22158-C02-02, CGL2013-48491-R y RYC-2010-05688 del Ministerio de Economía y Competitividad y FEDER el soporte dado en la realización de esta investigación. Igualmente, el trabajo se ha podido realizar gracias al soporte de la iniciativa Air Quality Modelling Evaluation International Initiative (AQMEII) Phase 2.

Bibliografía.

- Alapaty, K., Mathur, R., Pleim, J., Hogrefe, C., S. Trivikrama, R., Ramaswamy, V., Galmarini, S., Schaap, M., Vautard, R., Makar, P., Baklanov, A., Kallos, G., Vogel, B. & Sokhi, R., 2012. New Directions: Understanding interactions of air quality and climate change at regional scales. *Atmospheric Environment*, 49: pp. 419–421.
- Albrecht, B. A., 1989. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245: pp. 1227-1230.
- Anderson, T. L., Robert, J. C., Bellouin, N., Boucher, O., Chin, M., Christopher, S. A., Haywood, J., Kaufman, Y. J., Kinne, S., Ogren, J. A., Remer, L. A., Takemura, T., Tanré, D., Torres, O., Trepte, C. R., Wielicki, B. A., Winker, D. M. & Yu, H., 2005. An “A-Train” Strategy for Quantifying Direct Climate Forcing by Anthropogenic Aerosols. *American Meteorological Society*, 86: pp. 1795-1809.
- Andreae, M. O., 1983. Soot carbon and excess fine potassium: long-range transport of combustion derived aerosols. *Science*, 220: pp. 1148–1151.
- Artaxo, P. & Hansson, H.-C., 1995. Size distribution of biogenic aerosol particles from the Amazon basin. *Atmospheric Environmental*, 29, pp. 393–402.
- Boucher, O., D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, V.-M. Kerminen, Y. Kondo, H. Liao, U. Lohmann, P. Rasch, S.K. Satheesh, S. Sherwood, B. Stevens and X.Y. Zhang, 2013. Clouds and Aerosols. En: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Brewer, P., 1975. Minor elements in sea water. En: *Chemical Oceanography*. San Diego, California: Chester R., pp. 417–425.
- Buseck, P. R. & Schawartz, S. E., 2003. Tropospheric Aerosols. En: *Treatise on Geochemistry*. London: Keeling, R. F. Elsevier, pp. 91 - 142.
- Cambray, R. S., Cawse, P. A., Garland, J. A., Gibson, J. A. B., Johnson, P., Lewis, G. N. J., Newton, D., Salmon, L. & Wade, B., 1987. Observations on radioactivity from the Chernobyl accident. *Nuclear Energy*, 26: pp. 77-101.
- Chow, J. C., Watson, J. G., Fujita, E. M., Zhiqiang, L. & Lawson, D. R., 1994. Temporal and spatial variations of PM_{2.5} and PM₁₀ in the Southern California air quality study. *Atmospheric Environment*, 28(12): pp. 2061 - 2080.
- Chung, C. E., 2012. Aerosol Direct Radiative Forcing: A Review. En: H. Abul-Razzak (ed.), *Atmospheric Aerosols – Regional Characteristics – Chemistry and Physics.*, pp. 379-394.
- EEA, 2010. The european environment. State and outlook 2010. European environmental agency, Copenhagen.
- Finlayson-Pitts, B. & Pitts, J. J., 2000. *Chemistry of upper and lower atmosphere: theory, experiments, and applications*. San Diego: Academic Press.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. 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.
- Goosse, H. P., Barriat, Y., Lefebvre, W., Loutre, M. F., and Zunz, V., 2009. Introduction to climate dynamics and climate modeling. [En línea] Available at: <http://www.climate.be/textbook>. [Último acceso: Mayo 2014].
- Grell, G. A., Peckham, S. E., Schmitz, R., McKeen, S. A., Frost, G., Skamarock, W. C. & Edery, B., 2005. Fully coupled "online" chemistry within the WRF model. *Atmospheric Environment*, 39(37): pp. 6957-6975.
- Hansen, J., Sato, M. & Ruedy, R., 1997. Radiative forcing and climate response. *Journal of Geophysical Research*, 102(D6): pp. 6831-6864.
- Hartmann, D.L., A.M.G. Klein Tank, M. Rusticucci, L.V. Alexander, S. Brönnimann, Y. Charabi, F.J. Dentener, E.J., Dlugokencky, D.R. Easterling, A. Kaplan, B.J. Soden, P.W. Thorne, M. Wild and P.M. Zhai, 2013: Observations: Atmosphere and Surface. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Haywood, J. & Boycher, O., 2000. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. *Reviews of Geophysics*, 38(4): pp. 513-543.
- Hinds, W., 1999. *Aerosol Technology: Properties, behaviour, and measurement of airborne particles*. New York: Wiley.
- Hueglin, C., Gehrin, R., Baltensperger, U., Gysel M., Monn, C. & Vonmont H., 2005. Chemical characterization of PM_{2.5}, PM₁₀ and coarse particles at urban, near-city and rural Switzerland. *Atmospheric Environment*, 39: pp. 637-651.
- Jacobson, M., Hansson, H.-C., Noone, K. & Charlson, R., 2000. Organic atmospheric aerosols: Review and state of the science. *Reviews of Geophysics*, 38(2): pp. 267 - 294.
- Johnson, B. T., 2003. *The Semi-Direct Aerosol Effect*. Department of Meteorology. The University of Reading.
- Kahn, R., 2012. Reducing the uncertainties in direct aerosol radiative forcing. *Surveys in Geophysics*, Volumen 33, pp. 701-721.
- Kulmala, M., Hämeri, K., Aalto, P. P., Mäkelä, J. M., Pirjola, L., Douglas Nilsson, E., Buzorius, G., Rannik, Ü., Dal Maso, M., Seidl, W., Hoffman, T., Janson, R., Hansson, H.-C., Viisanen, Y., Laaksonen, A. & O'dowdy, C. D., 2001. Overview of the international project on Biogenic aerosol formation in the boreal forest (BIOFOR). *Tellus*, 53(4): pp. 324-343.
- Lovett, G. M., Tear, T. H., Evers, D. C., Findlay, S. E., Cosby, B. J., Dunscomb, J. K., Driscoll, C. T., and Weathers, K. C. (2009). Effects of air pollution on ecosystems and biological diversity in the eastern United States. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1162(1): pp. 99-135.
- Matta, E., Facchini, M. C., Decesari, S., Mircea, M., Cavalli, F., Fuzzi, S., Putaud, J.-P., & Dell'Acqua, A., 2003. Mass closure on the chemical species in size-segregated atmospheric aerosol collected in an urban area of the Po Valley, Italy. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3: pp. 623 - 637.
- Medeiros, P. M., Conte, M. & Simoneit, B., 2006. Sugars as source indicators of biogenic organic carbon in aerosols collected the Howland Experimental forest, Maine. *Atmospheric Environment*, 40: pp. 1694 - 1705.
- Myhre, G., 2009. Consistency between satellite-derived and modeled estimates of the

- direct aerosol effect. *Science*, 325: pp. 187 - 190.
- Myhre, G., Samset, B. H., Schulz, M., Balkanski, Y., Bauer, S., Berntsen, T. K., Bian, H., Bellouin, N., Chin, M., Diehl, T., Easter, R. C., Feichter, J., Ghan, S. J., Hauglustaine, D., Iversen, T., Kinne, S., Kirkevåg, A., Lamarque, J.-F., Lin, G., Liu, X., Lund, M. T., Luo, G., Ma, X., van Noije, T., Penner, J. E., Rasch, P. J., Ruiz, A., Seland, Ø., Skeie, R. B., Stier, P., Takemura, T., Tsigaridis, K., Wang, P., Wang, Z., Xu, L., Yu, H., Yu, F., Yoon, J.-H., Zhang, K., Zhang, H. & Zhou, C., 2013. Radiative forcing of the direct aerosol effect from NASA Official, 2011. *Mission: Science*. [En línea] Available at: http://missionscience.nasa.gov/ems/13_radiationbudget.html [Último acceso: 3 Marzo 2014].
- Nemesure, S., Wagener, R. & Schwartz, S. E., 1995. Direct shortwave forcing of climate by anthropogenic sulfate aerosol: sensitivity to particle size, composition, and relative humidity. *Journal Geophysic Research*, 100: pp. 26105–26116.
- Niemi, J., Saarikoski, S., Tervahattu, H., Mäkelä, T., Hillamo, R., Vehkamäki, H., Sogacheva, L. & Kulmala, M., 2006. Changes in background aerosol composition in Finland during polluted and clean periods studied by TEM/EDX individual particle analysis. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6: pp. 5049-5066.
- Pakkanen, T., Loukkola, K., Korhonen, C., Aurela, M., Mäkelä, T., Hillamo, R., Aarnio, P., Koskentalo, T., Kousa, A. & Maenhaut, W., 2001. Sources and chemical composition of atmospheric fine and coarse particles in the Helsinki area. *Atmospheric Environmental*, 35: pp. 5381-5391.
- Papadimas, C., Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., Kanakidou, M., Mihalopoulos, N. & Vardavas, I., 2012. The direct effect of aerosols on solar radiation over the broader. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12: pp. 7165-7185.
- Pope, C. A., Ezzati, M., and Dockery, D. W., 2009. Fine-particulate air pollution and life expectancy in the United States. *New England Journal of Medicine*, 360(4): pp. 376–386.
- Pósfai, M. & Buseck, P. R., 2010. Nature and Climate Effects of Individual Tropospheric Aerosol Particles. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38: pp. 17-43.
- Rogge, W., Hildemann, L., Mazurek, M., Cass, G., Simoneit, B., 1996. Mathematical modeling of atmospheric fine particle-associated primary organic compound concentrations. *Journal of Geophysical Research*, 101: pp. 19379 - 19394.
- Saarikoski, S., 2008. *Chemical mass closure and source-specific composition of atmospheric particles*, Helsinki: Finnish Meteorological Institute.
- Sanap, S., Ayantikn, D., Pandithrai, G. & Niranjana, K., 2014. Assessment of the aerosol distribution over Indian subcontinental in CMIP 5 models. *Atmospheric Environment*, 87: pp. 123-137.
- Seinfeld, J. H. & Pandis, S. N., 2006. *Atmospheric Chemistry and Physics: from air pollution to climate change*. New Jersey: John Wiley & Son.
- Seinfeld, J. & Pandis, S., 1998. *Atmospheric Chemistry and Physics*. New York: Wiley.
- Sillanpää, M., 2006. *Chemical and source characterization of size-segregated urban air particulate matter. PhD Thesis*. Finnish Meteorological Institute Contributions NO. 58, pp. 50.
- Sillanpää, M., Saarikoski, S., Hillamo, R., Pennanen, A., Makkonen, U., Spolnik, Z., Van Grieken, R., Koskentalo, T. & Salonen, R. O., 2005. Chemical composition, mass size distribution and source analysis of long-range transported wildfire smokes in Helsinki. *Science of the Total Environment*, 350(1-3): pp. 119-135.
- Twomey, S., 1977. Influence of pollution on shortwave albedo of clouds. *Journal*

Atmospheric Science, 34: pp. 1149-1152.