

Evolución del albedo en europa e influencia en la temperatura

B. Franch¹ y J.A. Sobrino¹

¹ *Global Change Unit (UCG). Imaging Processing Laboratory (IPL). Parque Científico. Universitat de Valencia. P. O. Box 22085. E-46071 Valencia (Spain)*

Resumen

En este artículo se analiza la evolución del albedo superficial en una escena de Europa y norte de África entre 2002 y 2011. En este sentido se ha utilizado una metodología que permite la estimación diaria del albedo superficial y se ha aplicado a imágenes adquiridas por el sensor MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) a bordo del satélite Terra. Después de detectar diferentes áreas donde el cambio de albedo ha sido más significativo, se ha dividido el estudio en función de la catástrofe natural responsable del mismo, analizando también el impacto en la temperatura superficial y del aire. Los resultados muestran que los incendios forestales ocasionados en la Península Ibérica suponen un impacto en el albedo superficial de entre 0,02 y 0,05. Además son los fenómenos naturales que mayor influencia tienen en la temperatura superficial suponiendo principalmente un incremento de la amplitud de la temperatura estacional proporcional al incremento de albedo. Este efecto en la temperatura dura entre tres y cuatro años después del incendio mientras que el restablecimiento del albedo tarda más tiempo. También hemos observado que las tormentas de viento responsables de la devastación de masas forestales en el área de Burdeos y en el sur de Suecia aumentaron el albedo en 0.02 lo que implicó, en el primer caso, un aumento del promedio anual de la temperatura superficial de 6K y del aire de 2K, no observando impacto alguno en el caso de Suecia.

Palabras clave: MODIS, albedo superficial, temperatura superficial.

Abstract

Albedo evolution over Europe and its influence on surface temperature

In this paper we analyze the surface albedo evolution over a Europe and northern Africa scene from 2002 to 2011. We apply a methodology that allows the surface albedo estimation on a daily basis to MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data onboard Terra satellite. First of all we detect different areas where the albedo change was more significant analyzing the cause and dividing the study into different classes of natural hazards. Additionally, we processed the simultaneous land surface temperature (LST) and air temperature in order to analyze the impact of albedo change on the temperature. Results show that forest fires along the Iberian Peninsula suppose an increase of the surface albedo from 0.02 to 0.05. Moreover, they are the natural hazards that mostly affect the land surface temperature increasing the seasonal amplitude which lasts three to four years after the fire event while the albedo reestablishment takes longer. We also observe that wind storms that damaged large forest areas in Bordeaux and south of Sweden increased the albedo 0.02 in both cases. In case of Bordeaux, it implied an increase of the yearly average LST of 6K and of the air temperature of 2K, not showing any impact in case of Sweden.

Key words: MODIS, surface albedo, surface temperature.

* Autor para la correspondencia: belen.franch@uv.es

Recibido: 21-03-13; Aceptado: 02-05-13.

Introducción

Los cambios de cobertura de la superficie inducidos por los humanos están acelerando en el siglo XXI a través de impactos directos vía reforestación, deforestación o intensificación de la agricultura o de impactos indirectos derivados de la actividad humana. Estos cambios están afectando el clima a través de diferentes mecanismos (Bounoua *et al.*, 2002). En primer lugar, la combustión de carburante ha implicado el aumento de la concentración de gases de efecto invernadero. En segundo lugar, la modificación por parte de los humanos de la superficie ha ocasionado la liberación de carbono a causa de la desaparición y quema de vegetación así como la absorción de carbono cuando la vegetación crece o se plantada. En tercer lugar, la modificación antropogénica de la vegetación está afectando al clima a través de la mediación de los intercambios de energía, momento y agua entre la biosfera y la atmósfera.

Plantar bosques y evitar la deforestación puede ayudar a frenar el aumento de las concentraciones de CO₂ y de las temperaturas globales. Pero, además de alterar el balance de carbono y las emisiones de gases de efecto invernadero, los proyectos forestales implican también un conjunto adicional de cambios biofísicos (Jackson *et al.*, 2008). Los bosques disminuyen el albedo superficial oscureciendo la superficie en comparación a pastos, tierras agrícolas o superficies cubiertas por nieve.

La influencia biofísica en la temperatura depende de dónde ocurren las actividades de secuestro de carbono. En los trópicos, los bosques enfrían regionalmente al aumentar la evapotranspiración del agua desde la superficie a la atmósfera. Este aumento de vapor de agua puede ayudar a la formación de nubes que contribuyen adicionalmente al enfriamiento al reflejar la irradiancia solar hacia el espacio. Feddema *et al.* (2005), Bonan (2008), y Pielke *et al.* (2002) encontraron que el cambio de cobertura en los bosques tropicales implica un incremento de temperatura, ya que los pastos y los cultivos tienen una menor transpiración y evaporación, lo que resulta en la reducción del flujo de calor latente y un aumento de calor

sensible en respuesta al incremento residual del balance de energía en la superficie.

Por otra parte, los bosques boreales son un extremo diferente. Las tasas de almacenamiento de carbono son mucho más lentas que en los trópicos debido a las temperaturas más frías, menor luz solar y otros factores que limitan el crecimiento de los árboles. Además, las superficies boreales están cubiertas de nieve y hielo durante largos períodos de tiempo cada año. Por lo tanto, el hecho de modificar la nieve (con un alto albedo) por superficies que absorben más irradiancia solar (menor albedo), como bosques de abetos o de pinos, calienta el área a escalas espaciales de cientos o incluso miles de kilómetros. Como resultado, plantar bosques en los países nórdicos puede ayudar a estabilizar el CO₂ global pero puede acelerar el calentamiento del clima a nivel regional, acelerando de esa manera la pérdida de nieve y cobertura de hielo.

En cambio, las mayores incertidumbres se encuentran en los bosques de latitudes medias (Field *et al.*, 2007; Bala *et al.*, 2007). Aunque sus tasas de secuestro de carbono están bien establecidas, no se sabe tanto sobre cómo influyen los cambios biofísicos en el clima. Betts (2000) simuló los forzamientos radiativos derivados de la modificación de la superficie al reforestar con bosques en latitudes medias y zonas boreales. Este estudio concluyó que el forzamiento positivo (aumento de temperatura) inducido por la disminución del albedo de la superficie podría compensar el forzamiento negativo esperado del secuestro de carbono. Una serie de estudios climáticos sugieren que el hecho de sustituir los bosques por cultivos o pastos enfrían regionalmente las temperaturas en las latitudes medias (Bala *et al.*, 2007; Diefenbaugh and Sloan, 2002; Oleson *et al.*, 2004; Schaeffer *et al.*, 2006). Así, Bounoua *et al.* (2002) indicaron que en las latitudes medias, donde la modificación antropogénica del paisaje ha convertido grandes extensiones de bosques y pastos en tierras de cultivo, el aumento del albedo enfría la temperatura hasta 0.7°C en la verano y 1.1°C en invierno. En cambio, otros estudios muestran lo contrario, que los bosques en latitudes medias enfrían la temperatura en comparación con pastos y cultivos (De Fries *et al.*, 2002; Jackson *et al.*, 2005; Juang *et al.*,

2007). El estudio, por tanto, de la variación del albedo, así como la temperatura superficial, puede resultar de gran interés sobre todo en las latitudes medias.

En este artículo, estudiamos la evolución del albedo superficial y de la temperatura tanto superficial (Land Surface Temperature, LST) como del aire entre 2002 y 2011 sobre una escena de Europa que incluye el norte de Africa. Para ello utilizamos imágenes adquiridas por el sensor MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) a bordo del satélite Terra y que forman parte del producto oficial Climate Modeling Grid (CMG) con una resolución espacial de 0.05°. Con esta finalidad el artículo se estructura en una primera introducción a la teoría y algoritmos utilizados. A continuación se desarrolla una sección de metodología. Finalmente se presentan los resultados obtenidos así como la discusión y las conclusiones.

Teoría y algoritmos

En primer lugar estimamos la Bi-directional Reflectance Distribution Function (BRDF) mediante el método semiempírico propuesto por Roujean *et al.* (1993) donde la reflectividad se puede describir como la suma de tres kernels:

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \phi) = k_0 + k_1 F_1(\theta_s, \theta_v, \phi) + k_2 F_2(\theta_s, \theta_v, \phi) \quad [1]$$

donde θ_s es el ángulo cenital de iluminación, θ_v es el ángulo cenital de observación, ϕ es el ángulo azimutal relativo, $F_{1,2}$ son los kernels que representan la dispersión volumétrica y la dispersión geométrica respectivamente y $k_{0,1,2}$ son los parámetros del modelo asociados a cada kernel. Siguiendo la notación de Vermote *et al.* (2009) utilizamos V (de Volumen) como k_1/k_0 y R (de Rugosidad) como k_2/k_0 .

En este artículo hemos utilizado la combinación Ross Thick Li Sparse Reciprocal (Lucht *et al.*, 2000) incluyendo la corrección del efecto Hot Spot presentada por Maignan *et al.* (2004). A continuación, hemos invertido los parámetros de la BRDF mediante el método VJB (Vermote *et al.*, 2009). La ventaja de este método es que permite la estimación diaria

del albedo, frente a la resolución temporal de 8 días que proporciona el producto oficial de albedo de MODIS. Se basa en asumir que la diferencia entre dos observaciones sucesivas es debida a los efectos direccionales mientras que la variación de $k_0(t)$ es pequeña. Por lo tanto, V y R pueden derivarse a través de la minimización de las variaciones de $k_0(t)$ de un día al siguiente:

$$\rho(t_i) [1 + VF_1^{i+1} + RF_2^{i+1}] \approx \rho(t_{i+1}) [1 + VF_1^i + RF_2^i] \quad [2]$$

La solución de V y R se basa en la minimización de la función Merit:

$$M = \sum_{i=1}^{N-1} \frac{(\rho_{i+1} [1 + VF_1^i + RF_2^i]) - (\rho_i [1 + VF_1^{i+1} + RF_2^{i+1}])^2}{day^{i+1} - day^i + 1} \quad [5]$$

$$\frac{dM}{dV} = \frac{dM}{dR} = 0 \quad [6]$$

Cuyo resultado consiste en resolver el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\begin{pmatrix} \sum_{i=1}^{N-1} \Delta^i \rho F_1 \Delta^i \rho F_1 & \sum_{i=1}^{N-1} \Delta^i \rho F_1 \Delta^i \rho F_2 \\ \sum_{i=1}^{N-1} \Delta^i \rho F_1 \Delta^i \rho F_2 & \sum_{i=1}^{N-1} \Delta^i \rho F_2 \Delta^i \rho F_2 \end{pmatrix} \otimes \begin{pmatrix} V \\ R \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\sum_{i=1}^{N-1} \Delta^i \rho \Delta^i \rho F_1 \\ -\sum_{i=1}^{N-1} \Delta^i \rho \Delta^i \rho F_2 \end{pmatrix} \quad [7]$$

donde

$$\begin{aligned} \Delta^i d &= day_{i+1} - day_i + 1 \\ \Delta^i \rho &= (\rho_{i+1} - \rho_i) / \sqrt{\Delta^i d} \\ \Delta^i \rho F_1 &= (\rho_{i+1} F_1^i - \rho_i F_1^{i+1}) / \sqrt{\Delta^i d} \\ \Delta^i \rho F_2 &= (\rho_{i+1} F_2^i - \rho_i F_2^{i+1}) / \sqrt{\Delta^i d} \end{aligned} \quad [9]$$

Para estimar V y R y aplicar la ecuación 7, cada año de la base de datos se divide en cinco clases de diferente NDVI con igual número de datos cada una de ellas. A continuación, se invierten V y R para cada una de las clases y banda. De esta manera, se puede generar una función lineal (dos coeficientes) que representa a V y R en función de las cinco clases de NDVI. Sin embargo, este ajuste lineal debe estar ponderado por las barras de error de cada clase para minimizar la influencia de valores atípicos. Las barras de error se estiman ejecutando

la inversión de los parámetros diez veces, eliminando cada vez el 10% de datos de forma aleatoria. Finalmente, estas funciones pueden aplicarse a cada imagen de la base de datos en función del NDVI, obteniendo valores instantáneos de V y R.

Una vez determinados los parámetros de la BRDF, hemos obtenido el albedo integrando el modelo de BRDF a través del Black-sky Albedo (BS) y el White-sky Albedo (WS) que se definen como:

$$\alpha_{bs}(\theta_i, \lambda) = \sum_k f_k(\lambda) h_k(\theta_i) \quad [10]$$

$$\alpha_{ws}(\lambda) = \sum_k f_k(\lambda) H_k \quad [11]$$

donde

$$h_k(\theta_i) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} k_k(\theta_i, \theta_v, \phi) \sin \theta_v \cos \theta_v d\theta_v d\phi \quad [12]$$

$$H_k = 2 \int_0^{\pi/2} h_k(\theta_i) \sin \theta_i \cos \theta_i d\theta_i \quad [13]$$

donde $k_k(i_1, i_v, \phi)$ son los parámetros del modelo de BRDF.

Para determinar el albedo (o Blue-sky albedo) hemos utilizado la siguiente interpolación

$$\alpha(\theta, \lambda) = [1 - S(\theta, \tau(\lambda))] \alpha_{bs}(\theta, \lambda) + S(\theta, \tau(\lambda)) \alpha_{ws}(\lambda) \quad [14]$$

donde $S(\theta, \tau(\lambda))$ es la fracción de radiación difusa y τ es el espesor óptico de aerosoles.

Finalmente, para convertir el albedo espectral a albedo de banda ancha hemos utilizado la expresión propuesta por Liang (2000) para el caso concreto de MODIS:

$$\alpha = 0.160\alpha_1 + 0.291\alpha_2 + 0.243\alpha_3 + 0.116\alpha_4 + 0.112\alpha_5 + 0.081\alpha_7 - 0.0015 \quad [15]$$

Por otra parte, para estimar la LST hemos utilizado el método Split Window (Sobrino *et al.*, 2003).

$$LST = T_{31} + a_1 + a_2(T_{31} - T_{32}) + a_3(T_{31} - T_{32})^2 + (a_4 + a_5W)(1 - \varepsilon) + (a_6 + a_7W)\Delta\varepsilon \quad [16]$$

donde T_{31} y T_{32} son las temperaturas de brillo de las bandas 31 y 32 de MODIS respectivamente, ε y $\Delta\varepsilon$ son respectivamente la emisividad media y la diferencia de la emisividad es-

pectral de estas bandas, W es el contenido total de vapor de agua obtenida a partir de la información proporcionada por las imágenes CMG y $a_1 = 1.02$, $a_2 = 1.79$, $a_3 = 1.20$, $a_4 = 34.83$, $a_5 = -0.68$, $a_6 = -73.27$, y $a_7 = -5.19$, se obtienen mediante simulaciones con MODTRAN (se puede obtener información adicional sobre estos parámetros en Sobrino *et al.*, 2003).

La temperatura del aire la hemos extraído de los datos proporcionados por el producto MODIS CMG contenidos en la Collection 6. Se corresponde con la temperatura del aire a la altura de 2 m.

Metodología

El producto de MODIS Climate Modeling Grid (CMG) consiste en un conjunto de productos adquiridos por el sensor MODIS con una resolución de 0,05°. Los datos proporcionados por este producto incluyen valores de reflectividad superficial de las bandas 1-7, temperaturas de brillo en las bandas 20, 21, 31, y 32, ángulos cenitales de iluminación y observación, ángulo azimutal relativo, ozono, máscara de nubes, espesor óptico de aerosoles a 550 nm y el contenido de vapor de agua entre otros.

En este estudio trabajamos con datos MODIS CMG diarios adquiridos en la plataforma Terra entre 2002 y 2011 en una escena que incluye Europa y el norte del continente Africano.

Resultados

Centrándonos en primer lugar en la variación del albedo, la Figura 1 muestra el valor de la pendiente de la evolución del albedo entre 2002 y 2011 para cada píxel en Europa y el norte de África. Ésta pendiente la hemos dividido por la media de albedo durante los años considerados y multiplicado por 100 a fin de obtener los valores porcentuales. Aunque la evolución de albedo no puede ser representado por un ajuste lineal, la pendiente sólo muestra su tendencia positiva o negativa.

La imagen muestra valores positivos (mayores al 2%) en el centro de Portugal, algunas zo-

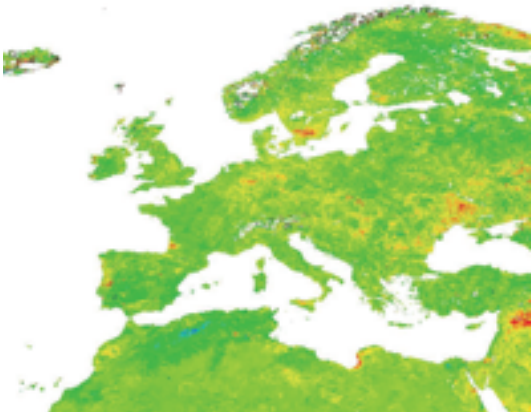


Figura 1. Pendiente (%) de la evolución del albedo entre 2002 y 2011 en Europa y norte de África.

nas puntuales de España, la zona de Burdeos, el sur de Suecia, el este de Alemania, el sur de Ucrania y Siria. Por el contrario, se obtienen pendientes negativas (menores al 4%) en el suroeste de Portugal y el norte de Argelia. A continuación, nos centraremos en algunos de estos casos para investigar la causa del cambio de albedo y su impacto en la LST y la temperatura del aire. Hemos dividido el estudio en cuatro categorías responsables del aumento del albedo: incendios forestales, tormentas de viento, inundaciones y sequías. Por último, también hemos analizado las áreas donde el albedo disminuyó durante el período considerado.

Incendios forestales

En primer lugar, la Figura 2 muestra el albedo, la LST y la temperatura del aire de aquellos píxeles donde observa un cambio del albedo ocasionado por un incendio forestal. Solamente hemos representado los incendios forestales más importantes que implicaban las zonas quemadas más amplias.

Durante el verano de 2003 se produjo una fuerte ola de calor que afectó a Europa occidental. Esto provocó incendios forestales en el norte y centro de Portugal (39.90°N, 8.00°W, Figura 2a) con 450.000 ha de superficie total quemada (Trigo *et al.*, 2006), en Cáceres (40.40°N, 6.35°W, Figura 2b) con un total de 9.000 hectáreas de superficie forestal quemada y en Barcelona (41,75°N, 2.00°E, Figura 2c) con 4.600 ha de superficie total quemada en-

tre otros (Ministerio español de Medio Ambiente). En agosto de 2004 se produjo un incendio forestal entre las provincias de Huelva y Sevilla (37.65°N, 6.45°W, Figura 2d), donde se quemaron un total de 35.000 ha. Finalmente, en julio de 2005 un incendio forestal en Guadalajara (41.00°N, 2.25°W Figura 6.2e) quemó 13.000 hectáreas. En todos los casos se observa el mismo comportamiento del albedo, el cual disminuye bruscamente después del incendio forestal (la superficie se oscurece) y luego aumenta a valores más altos que antes del incendio presentando valores de albedo correspondientes a zonas áridas. El albedo promedio antes y después de los incendios cambió de 0,10 a 0,14 en Portugal, de 0,10 a 0,12 en Cáceres y Barcelona, de 0,12 a 0,16 en Sevilla y de 0,11 a 0,16 en Guadalajara. En cuanto a las temperaturas, después del incendio aumentó la diferencia entre la LST y la temperatura del aire debido al aumento del albedo. Además, la LST presentó mayores valores máximos después del incendio.

La Figura 3 muestra la evolución de la amplitud de la temperatura en estos píxeles, la cual se define como la diferencia entre el máximo en verano y el mínimo en invierno de LST y temperatura del aire.

La figura muestra cambios en la amplitud estacional de la LST causados por los incendios en Portugal, Cáceres y Barcelona, donde la amplitud aumenta en 2003 de 30 K a una media de alrededor de 35 K hasta 2007. Después, la amplitud disminuye hasta valores similares a los observados antes del incendio. El píxel en Sevilla presenta un comportamiento similar, aumentando la amplitud de LST desde 33 K antes de 2004 a alrededor de 36 K hasta 2007. Sin embargo, en este caso la amplitud muestra un valor máximo en 2009 que no se puede asociar al incendio en 2004. Finalmente, Guadalajara muestra la mayor influencia al cambio de cobertura aumentando su amplitud de LST de un promedio de 32 K antes de 2005 a 40 K después de 2005. Sin embargo, la amplitud LST presenta una recuperación más rápida que en los anteriores casos, disminuyendo a través de los años hasta 2008, donde presenta valores ligeramente más altos pero similares a los de antes del incendio. En cuanto a la amplitud de la temperatura del aire, se observa una notable

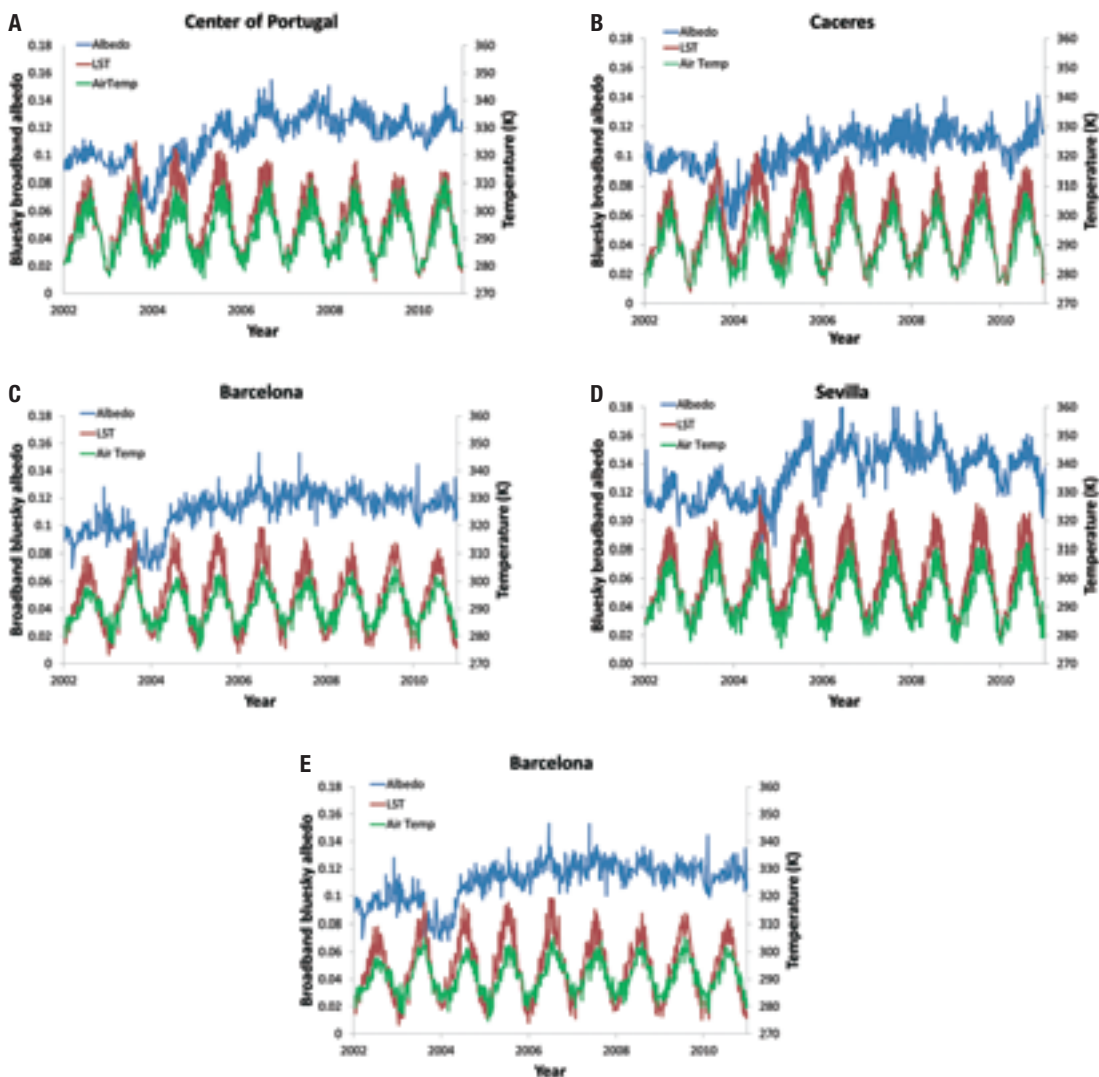


Figura 2. Evolución del albedo, LST y temperatura del aire en áreas donde los incendios causaron un cambio en el albedo.

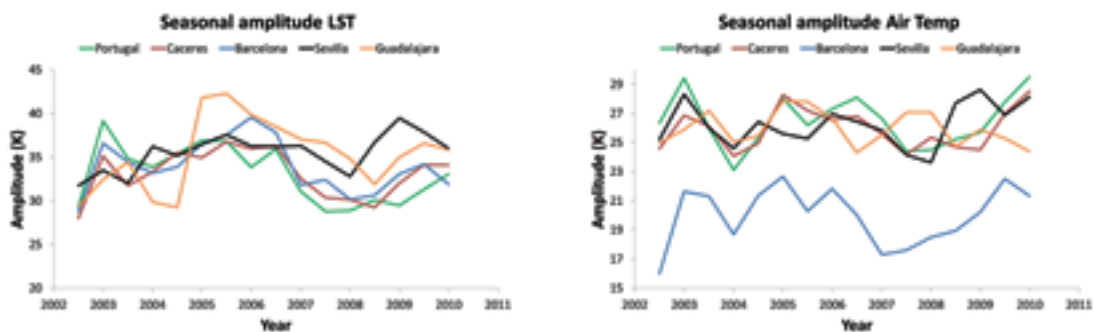


Figura 3. Amplitud estacional de la LST y la temperatura del aire.

diferencia entre los valores de Barcelona respecto a los demás casos. Esto es debido a que el píxel de Barcelona está situado junto al mar

lo que modera las temperaturas del aire. Además, es el único píxel cuya amplitud estacional de la temperatura del aire presenta un au-

mento de 17 K antes del incendio en 2003 a un promedio de 21 K hasta 2007. Sin embargo, la amplitud aumenta progresivamente desde 2007 hasta 2009, alcanzando valores similares a los que después del evento de incendio. Por otra parte, se aprecia una disminución generalizada de la amplitud de la temperatura del aire en el 2004 debido a temperaturas ligeramente más altas durante el invierno de 2003-2004. Los otros píxeles no presentan ninguna influencia en la amplitud de la temperatura del aire debido al cambio de albedo provocado por los incendios.

A continuación, hemos estimado la pendiente de la LST y de la temperatura del aire a través de los años con el fin de comprobar si alguno de los píxeles considerados presenta alguna tendencia creciente o decreciente. La Tabla 1 muestra la pendiente porcentual análogamente al análisis albedo en la Figura 1.

Sevilla y Guadalajara presentan los valores más altos de pendiente de LST con valores en torno al 2%, mientras que presentan los menores valores en el caso de la temperatura del aire. Por el contrario, Portugal, Cáceres y Barcelona muestran valores más altos para la temperatura del aire alrededor del 2% (aunque pendiente Barcelona fue inferior), mostrando valores bajos en el caso de la LST. Los valores más altos de la LST en Sevilla y Guadalajara coinciden con los lugares con mayor incremento del albedo después del incendio (como se ha comentado en la Figura 2). Por otra parte, el mayor valor de la pendiente de la temperatura del aire en Portugal se puede atribuir a la mayor extensión quemada. En el caso de Cáceres y Barcelona, donde la temperatura del aire presenta pendientes elevadas, no encontramos ninguna explicación física a partir de la

Tabla 1. Pendiente (%) de la evolución de la LST y la temperatura del aire entre 2002 y 2011 en píxeles de áreas quemadas.

	Pendiente LST (%)	Pendiente temp. aire (%)
Centro de Portugal	-0.46	2.00
Cáceres	0.72	1.73
Barcelona	0.13	1.39
Sevilla	1.72	0.59
Guadalajara	2.60	0.81

información disponible. Una posible causa de este comportamiento puede asociarse al cambio de la evapotranspiración producida por el incremento de albedo.

A partir de este análisis llegamos a la conclusión de que los incendios forestales que se producen en latitudes meridionales influyen en la LST al aumentar las temperaturas extremas estacionales. Este efecto dura entre tres y cuatro años, mientras que el restablecimiento del albedo tarda más tiempo. También se ha observado los mayores cambios en el albedo implican mayores cambios en la LST. Sin embargo, no se han observado cambios significativos en la temperatura del aire.

Tormentas de viento

La Figura 4 muestra el caso particular del área de Burdeos y el sur de Suecia.

La variación del albedo de la región de Burdeos (que se sitúa en un bosque de pinos en la región de Les Landes) se asoció a la tormenta invernal Klaus (un ciclón extra-tropical) que dañó aproximadamente 300 mil hectáreas de bosque en enero de 2009. El 8 de enero de

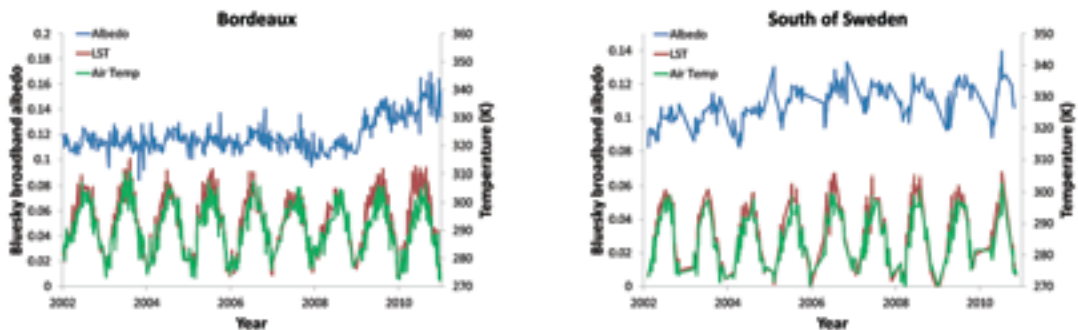


Figura 4. Evolución del albedo, LST y temperatura del aire en Burdeos y sur de Suecia.

2005, la tormenta Gudrun causó en el sur de Suecia el mayor daño documentado ocasionado por una tormenta. Un total de 270.000 hectáreas de bosque fueron destruidos (Bengtsson y Nilsson, 2007). Centrándonos primero en el píxel de Burdeos (44.25°N, 0.60°W), el gráfico muestra un aumento del albedo de 0,12 a 0,14. La LST y la temperatura del aire presentan valores equivalentes antes de la tormenta, aunque después de 2009, principalmente durante el verano, la LST muestra mayores valores que la temperatura del aire. Por el contrario, el píxel Suecia (57.10°N, 13,05°E) no muestra un cambio significativo de albedo debido principalmente al ruido y los pocos datos disponibles. Esto es resultado tanto de haber enmascarado los píxeles de nieve como de la dificultad de tener píxeles despejados (sin nubes) en latitudes septentrionales. Se observa un aumento repentino de albedo al principio de 2005 (cuando tuvo lugar la tormenta) seguido por una disminución repentina del mismo y observando una ligera tendencia positiva a partir de entonces. El leve incremento del albedo de un promedio de 0,10 antes de la tormenta a un promedio de 0,12 después de la misma no ocasionó cambios significativos en las temperaturas, aunque se detecta un ligero aumento de las temperaturas mínimas durante el invierno y un ligero aumento en las temperaturas máximas durante el verano después de 2005. Sin embargo, la falta de datos durante el invierno puede ocasionar una sobreestimación del valor de las temperaturas mínimas en invierno por lo que en este caso no podemos estimar la amplitud estacional de las temperaturas. La Figura 5 muestra la media anual de la LST y la temperatura del aire de estos píxeles.

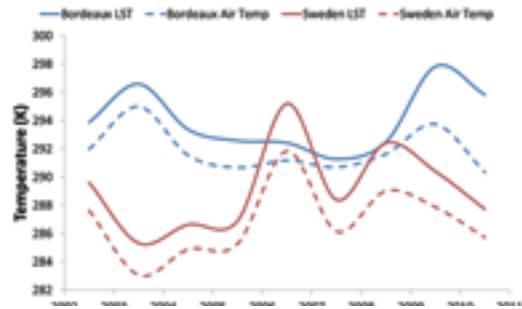


Figura 5. Promedio anual de la LST y la temperatura del aire en Burdeos y sur de Suecia.

En el caso Burdeos se detecta un aumento de 6K en el promedio anual de LST de 2009 que podría ser consecuencia de la tormenta de viento en enero de 2009. Sin embargo, esta área también presenta un pico de LST en 2003, que se puede atribuir a la ola de calor que afectó la zona occidental de Europa durante el verano de este año. La temperatura del aire muestra un ligero aumento en 2009 de 2 K. Con referencia a Suecia, se detecta un alto incremento tanto de la LST y como de la temperatura del aire en 2006 de 7K en ambos casos. Sin embargo, la tormenta de viento se produjo en enero de 2005, por lo tanto, no se detecta ninguna variación de la temperatura como consecuencia del aumento del albedo.

Inundaciones

La Figura 6 muestra la evolución del albedo, LST y temperatura del aire en el oeste de Alemania y en el sur de Polonia.

Se puede observar una mayor dispersión de los datos del albedo en ambos píxeles en com-

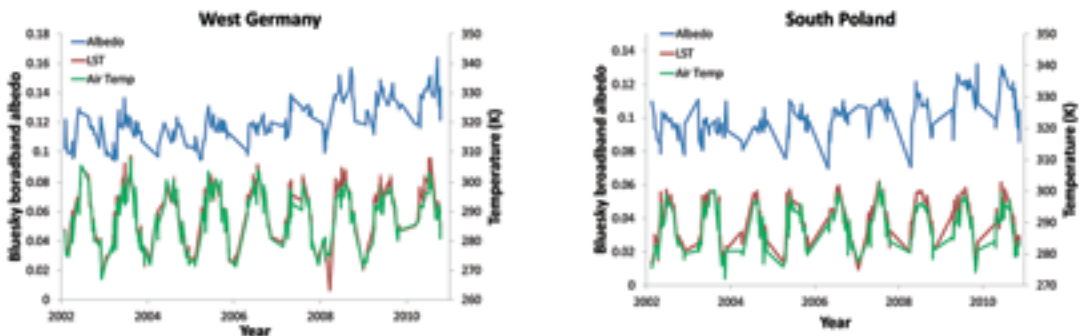


Figura 6. Evolución del albedo, LST y temperatura del aire en el oeste de Alemania y sur de Polonia.

paración con los anteriores casos. Esto es consecuencia de la falta de datos durante el invierno, ya que la nieve está enmascarada en las imágenes. Empezando por el oeste de Alemania (51,35°N, 7.75°E), el píxel se encuentra en una zona forestal cercana a la ciudad de Dortmund en la región de Westfalia, donde unas precipitaciones muy intensas dieron lugar a inundaciones el 26 de julio de 2008. Mirando la gráfica, se puede observar un ligero aumento del albedo desde 2008. En cuanto a la variación de temperaturas, se notan mayores diferencias entre la LST y la temperatura del aire después de 2008, que denotan un cambio en la superficie. En el caso del píxel en el sur de Polonia (49.65°N, 19,05°E), está situado en las montañas Beskydy. La gráfica muestra la falta de datos invierno seguido por algunos descensos bruscos del albedo en la primavera de 2005, 2006 y 2008. Esta disminución de albedo se puede asociar a las inundaciones debidas al deshielo, lo que está causando deslizamientos de tierra y erosión a través de las montañas Beskydy (Pánek *et al.*, 2011). En general, la gráfica muestra una tendencia positiva del albedo y una mayor diferencia entre la LST y la temperatura del aire a partir de 2007. Sin embargo, el aumento del albedo en ambos píxeles es muy pequeño (alrededor de 0.02) comparado con el ruido de los datos.

La Figura 7 muestra el promedio anual de la LST y la temperatura del aire para ambos píxeles.

El píxel de Alemania muestra un pico en los promedios anuales tanto de la LST como de la temperatura del aire en el 2006. En cambio, el año cuando se produjo la inundación (2008), muestra una disminución tanto de la LST y co-

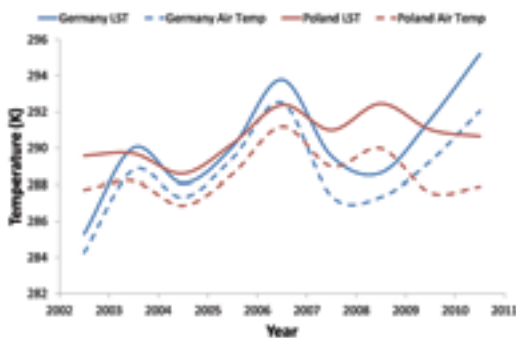


Figura 7. Promedio anual de la LST y la temperatura del aire en el oeste de Alemania y sur de Polonia.

mo de la temperatura del aire con valores similares e incluso superiores a 2002 y 2004. Desde 2008, se observa un aumento de la LST y de la temperatura del aire alcanzando valores máximos. En cuanto al píxel de Polonia, la LST presenta dos picos similares en 2006 y en 2008, pero no apreciamos ningún cambio significativo en la temperatura después de 2007. Por lo tanto, a partir de los datos analizados no se puede deducir ningún impacto directo del ligero aumento del albedo producido por las inundaciones.

Sequias

La Figura 8 muestra la evolución del albedo, la LST y la temperatura del aire en un píxel en Siria (35.90°N, 38,85°E) a lo largo del valle del Éufrates.

El gráfico muestra un aumento del albedo superficial a partir de 2007 desde una media de 0,25 a 0,33. De hecho, la evolución albedo antes de 2007 corresponde a una típica zona agrícola con variaciones estacionales del albedo. Sin embargo, después de 2007 se observa una mayor estabilidad en el albedo. Este comportamiento puede ser consecuencia de unas graves sequías en 2007 y 2008 que afectaron a 1,3 millones de personas disminuyendo los campos de trigo del país a partir de entonces. En cuanto a las temperaturas, tanto la LST como la temperatura del aire presentan valores similares a través de la serie de tiempo estudiada. Sin embargo, con el fin de profundizar en análisis de estos parámetros, la Figura 9 muestra la amplitud estacional y la media anual de la LST y la temperatura del aire en este píxel. La amplitud estacional no muestra ningún patrón que di-

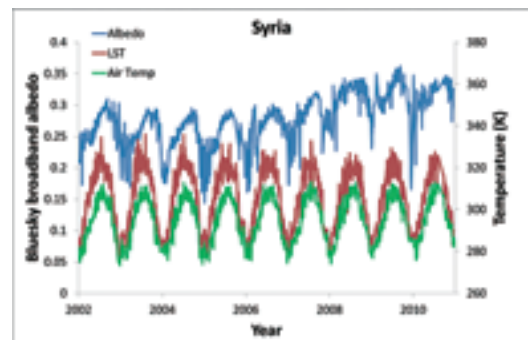


Figura 8. Evolución del albedo, LST y temperatura del aire en Siria

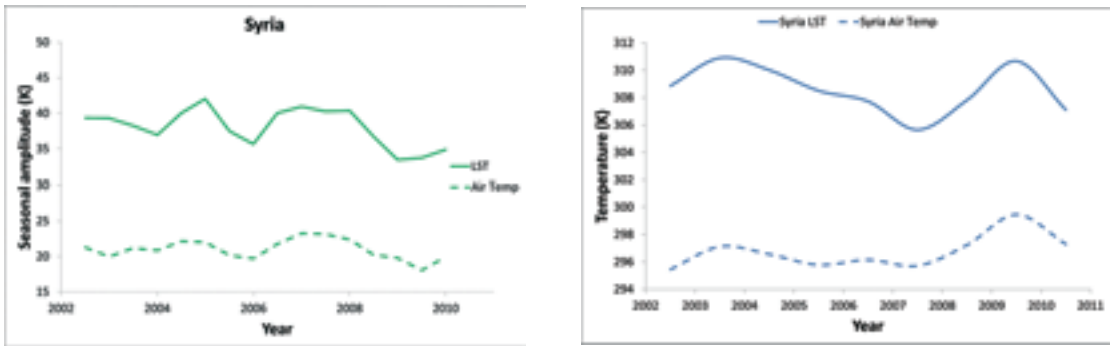


Figura 9. Amplitud estacional (izquierda) y promedio anual (derecha) de la LST y temperatura del aire en el píxel de Siria.

fiere 2007 o 2008 de otros años. Sin embargo, el promedio anual de LST muestra un valor mínimo en el año 2007, aunque la diferencia con el año anterior es de sólo 2 K. Considerando las temperaturas extremas de esta zona esta disminución en las temperaturas medias no pueden considerarse significativo, por lo que no se observa ninguna influencia en las temperaturas como consecuencia del aumento del albedo.

Disminución de albedo superficial

La Figura 1 muestra un importante descenso del albedo en un área situada en el sur este de Portugal y una región en el norte de Argelia. La Figura 10 muestra la evolución temporal del albedo, la LST y la temperatura del aire en estas regiones.

En el caso de Portugal (38,3°N, 7,45°W), la gráfica muestra una disminución repentina del albedo en 2003. Esto se asocia a la inauguración de la presa de Alqueva en 2002. Esta presa se encuentra en el río Guadiana, en la región de Alentejo en Portugal. Es la reserva más

grande de Portugal y de Europa Occidental ocupando una superficie de 250 km². En cuanto a las temperaturas, la LST muestra una disminución de su valor máximo después de 2002. Además, la LST presenta valores equivalentes a la temperatura del aire después de 2003.

En el caso de Argelia (34,6°N, 1.60°E), el área analizada se encuentra en el sur de la región situada entre el Atlas Telliano y el Atlas sahariano. Consiste en una meseta alta (~1000 m de altitud) con una llanura donde el agua se acumula durante la temporada de lluvias, formando grandes lagos de sal (que cuando se secan forman grandes salinas). Por lo tanto, dependiendo de las precipitaciones anuales el área puede estar cubierta por agua o por sal. Esa puede ser la razón de la variación del albedo observado en la gráfica. Sin embargo, no se aprecian cambios significativos en las temperaturas.

Conclusiones

En este artículo estudiamos la evolución temporal del albedo entre 2002 y 2011 en Eu-

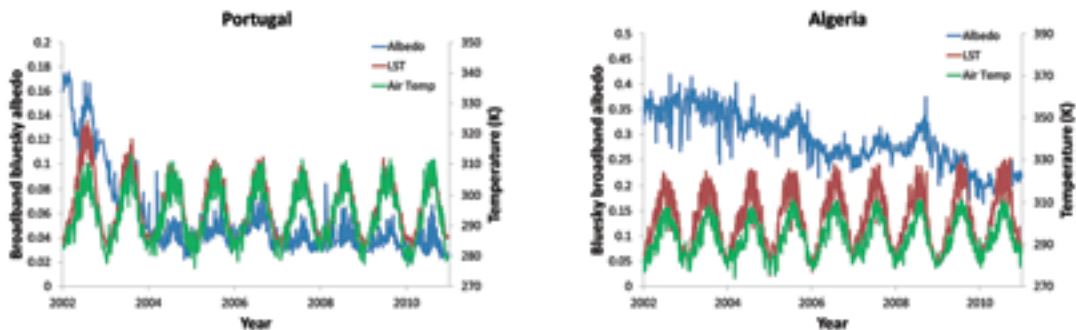


Figura 10. Evolución del albedo, LST y temperatura del aire en Portugal y Argelia.

ropa y en el norte de África utilizando datos MODIS CMG. Localizando los píxeles que sufrieron las mayores variaciones de albedo durante este período, hemos dividido el estudio en cuatro categorías: incendios forestales, tormentas de viento, inundaciones y sequías.

Los incendios forestales, situados en la Península Ibérica, condujeron a aumentos de albedo entre 0,02 y 0,05. Después de la mayoría de estos eventos se detectó un aumento de la amplitud estacional de la LST proporcional al aumento de albedo. Los resultados también mostraron que este efecto dura entre tres y cuatro años después del incendio, mientras que el restablecimiento albedo tarda más tiempo. Sin embargo, no notamos cambios significativos en la temperatura del aire como consecuencia del incendio.

Durante el período estudiado dos tormentas de viento golpearon Europa dañando grandes áreas de bosque en la región de Burdeos de Les Landes y en el sur de Suecia, aumentando el albedo 0,02 en ambos casos. En Les Landes se observa un aumento del promedio anual de la LST de 6K y de 2K en el caso de la temperatura del aire durante el año de la tormenta de viento. Sin embargo, el sur de Suecia no muestra ninguna influencia de las temperaturas al aumento de albedo.

Las inundaciones provocaron un ligero aumento de albedo en el oeste de Alemania y el sur de Polonia, que no dio lugar a ningún cambio significativo en las temperaturas.

Por último, una grave sequía en el valle del Éufrates en Siria dañó zonas agrícolas aumentando el albedo un promedio de 0,08. Sin embargo, a pesar de este fuerte incremento no se observó ninguna influencia sobre las temperaturas.

Este estudio muestra, por tanto, que las catástrofes naturales que alteran el albedo superficial pueden afectar la LST dependiendo de la ubicación del evento (mostrando mayor sensibilidad al aumento de albedo las zonas meridionales de Europa), la magnitud de la misma y el clima regional. Entre las catástrofes naturales estudiadas, se ha observado que los incendios son los fenómenos que mayor cambio de albedo provocan y mayor influencia ejercen en las temperaturas regionales. Futuros estudios deben centrarse en el análisis del

impacto del aumento de albedo en otras variables como por ejemplo la radiación neta o la evapotranspiración.

Agradecimientos

Los autores agradecen el apoyo en este trabajo por una parte del Ministerio de Ciencia y Tecnología (EODIX, proyecto AYA2008-0595-C04-01; CEOS-Spain, proyecto AYA2011-29334-C02-01) y por otra parte de la Unión Europea (CEOP-AEGIS, proyecto FP7-ENV-2007-1 proposal No. 212921).

Bibliografía

- Bala, G., Caldeira, K., Wickett, M., Phillips, T. J., Lobell, D. B., Delire, C., & Mirin, A. 2007. Combined climate and carbon-cycle effects of large-scale deforestation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104, 6550-6555.
- Bengtsson, A., & Nilsson, C. 2007. Extreme value modelling of storm damage in Swedish forests. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 7, 515-521.
- Betts, R. A. 2000. Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo. *Nature*, 408, 187-190.
- Bonan, G. B. 2008. Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests. *Science*, 320, 1444-1449.
- Bounoua, L., DeFries, R., Collatz, G. J., Sellers, P., & Khan, H. 2002. Effects of Land Cover Conversion on Surface Climate. *Climatic Change*, 52, 29-64.
- DeFries, R. S., Bounoua, L., & Collatz, G. J. 2002. Human modification of the landscape and surface climate in the next fifty years. *Global change biology*, 8, 438-458.
- Diffenbaugh, N. S., & Sloan, L. C. 2002. Global climate sensitivity to land surface change: The Mid Holocene revisited. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1476.
- Feddema, J. J., Oleson, Keith W., Bonan, Gordon B., Mearns, Linda O., Buja, Lawrence E., Meehl, Gerald A., & Washington, Warren M. 2005. The Importance of Land-Cover Change in Simulating Future Climates. *Science*, 310, 1674-1678.
- Field, C. B., Lobell, David B., Peters, Halton A., & Chiariello, Nona R. 2007. Feedbacks of Terrestrial Ecosystems to Climate Change. *Annual Review of Environment and Resources*, 32, 1-29.
- Jackson, R. B., Jobbágy, Esteban G., Avissar, Roni, Roy, Somnath Baidya, Barrett, Damian J., Cook, Charles W., Farley, Kathleen A., le Maitre, David C., McCarl, Bruce A., & Murray, Brian C. 2005. Trading Water for Carbon with Biological Carbon Sequestration. *Science*, 310, 1944-1947.

- Jackson, R., B., James T. Randerson, Josep G. Canadell, Ray G. Anderson, Roni Avissar, Dennis D. Baldocchi, Gordon B. Bonan, Ken Caldeira, Noah S. Diffenbaugh, Christopher B. Field, Bruce A. Hungate, Esteban G. JobbÁgy, Lara M. Kueppers, Marcelo D. Noretto, & Diane E. Pataki 2008. Protecting climate with forests. *Environmental Research Letters*, 3, 044006.
- Juang, J.-Y., Katul, G., Siqueira, M., Stoy, P. & Novick, K. 2007. Separating the effects of albedo from eco-physiological changes on surface temperature along a successional chronosequence in the southeastern United States. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L21408.
- Lucht, W., Hyman, A. H., Strahler, A. H., Barnsley, M. J., Hobson, P., vMuller, J. P. 2000. A comparison of satellite-derived spectral albedos to ground-based broadband albedo measurements modeled to satellite spatial scale for a semidesert landscape. *Remote Sensing of Environment*, 74, 85-98.
- Maignan, F., Breon, F. M., & Lacaze, R. 2004. Bidirectional reflectance of Earth targets: Evaluation of analytical models using a large set of spaceborne measurements with emphasis on the Hot Spot. *Remote Sensing of Environment*, 90, 210-220.
- Oleson, K., Bonan, G., Levis, S., & Vertenstein, M. 2004. Effects of land use change on North American climate: Impact of surface datasets and model biogeophysics. *Climate Dynamics*, 23.
- Pánek, T., Silhán, K., TáBořík, P., Hradecký, J., Smolková, V., Lenart, J., Brázdil, R., Kašičková, L. & Pazdur, A. 2011. catastrophic slope failure and its origins: case study of May 2010 Girová mountain long-runout rock slide (Czech Republic). *Geomorphology*, 130, 352-364.
- Pielke, R. A., Marland, Gregg, Betts, Richard A., Chase, Thomas N., Eastman, Joseph L., Niles, John O., Niyogi, Dev dutta S., & Running, Steven W. 2002. The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system: relevance to climate-change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 360, 1705-1719.
- Roujean, J. L., Leroy, M. & Deschamps, P. Y. 1992. A Bidirectional Reflectance Model of the Earths Surface for the Correction of Remote-Sensing Data. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 97, 20455-20468.
- Schaeffer, M., Eickhout, B., Hoogwijk, M., Strenegers, B., van Vuuren, D., Leemans, R., & Opsteegh, T. 2006. CO2 and albedo climate impacts of extratropical carbon and biomass plantations. *Global Biogeochem. Cycles*, 20, GB2020.
- Vermote, E., Justice, C. O., & Breon, F. M. 2009. Towards a Generalized Approach for Correction of the BRDF Effect in MODIS Directional Reflectances. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47, 898-908.