

## CÁLCULO DE MAPAS DE IRRADIANCIA ERITEMÁTICA A PARTIR DE DATOS DE OZONO TOMS SOBRE LA TOTALIDAD DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

A. Calle, A.M. Pérez y J.L. Casanova

Laboratorio de Teledetección de la Universidad de Valladolid.  
Dpto. Física Aplicada I. Facultad de Ciencias.  
47071-Valladolid  
e-mail: [abel@latuv.uva.es](mailto:abel@latuv.uva.es)

### RESUMEN

Este trabajo analiza valores experimentales de irradiancia eritemática obtenidos desde una estación de medida. Estos valores experimentales servirán para la puesta a punto de un modelo teórico que necesitará como datos de entrada el espesor total de ozono procedente del sensor TOMS a bordo del satélite EP-TOMS. Además será aplicado a la elaboración de mapas de irradiancia eritemática en la totalidad de la península Ibérica.

### 1. LA IRRADIANCIA ERITEMÁTICA Y DOSIS ERITEMÁTICA MÍNIMA DE EXPOSICIÓN.

Los efectos biológicos de la radiación, dentro del intervalo espectral ultravioleta, presentan una drástica dependencia con la longitud de onda. Así, se distinguen tres regiones A(400,320 nm), B(320,280 nm) y C(280,200 nm) por los distintos efectos biológicos que presentan. No obstante, los efectos biológicos producidos están representados por la radiación modulada por un coeficiente denominado *coeficiente de acción eritemática* que fue establecido por *McKinlay and Diffey (1987)*. Este coeficiente espectral,  $\epsilon(\lambda)$ , que caracteriza el *efecto de eritema*, es máximo a partir de las 0.280  $\mu\text{m}$  y va decreciendo a medida que aumenta la longitud de onda. Así, el poder eritemático total de la radiación se define mediante la integral de irradiancia espectral total ponderada por el *coeficiente de acción eritemático*. Esto se expresa como:

$$E_{\text{eritem}} = \int E(\lambda) \cdot \epsilon(\lambda) d\lambda$$

donde  $E_{\text{eritem}}$  es la *irradiancia eritemática* y  $E(\lambda)$  es la irradiancia solar a la longitud de onda  $\lambda$  a nivel de la superficie. Los valores espectrales de  $\epsilon(\lambda)$  vienen dados por (*Madronich et al., 1997*):

$$\left. \begin{array}{ll} \lambda < 0.298 \mu\text{m} & \epsilon(\lambda) = 1 \\ 0.328 \mu\text{m} < \lambda \leq 0.298 \mu\text{m} & \epsilon(\lambda) = 10^{0.094^{(298-\lambda/1000)}} \\ 0.400 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 0.328 \mu\text{m} & \epsilon(\lambda) = 10^{0.015^{(139-\lambda/1000)}} \\ \lambda > 0.400 \mu\text{m} & \epsilon(\lambda) = 0 \end{array} \right\}$$

La curva de acción eritemática es una curva de efectos biológicos, por lo que la magnitud

representada no tiene unidades físicas. Se ha tomado como unidad de efectividad el valor correspondiente a 0.300  $\mu\text{m}$  ya que es la zona donde se registra el máximo poder eritemático de la radiación ultravioleta.

La irradiancia eritemática es aún incompleta para determinar efectos nocivos en los individuos ya que hace referencia a una magnitud de radiación instantánea con unidades de potencia por unidad de superficie. Dado que los efectos producidos por la radiación solar se manifiestan con posterioridad a la exposición, éstos tienen un efecto acumulativo, por lo que hay que introducir el tiempo de exposición. Para ello, se define la *MED (Dosis Eritemática Mínima)* como la mínima irradiación necesaria para producir enrojecimiento en la piel, tras un determinado tiempo de exposición a la radiación. A pesar de que el enrojecimiento se produce antes en personas con escasa pigmentación en la piel que en otras con piel más oscura (o sea, depende del fototipo de piel del individuo), se toma como unidad de referencia individuos con piel blanca ligeramente pigmentada. Para este fototipo, que se corresponde con el típico individuo centroeuropeo, la dosis eritemática mínima de exposición tiene el valor de:

$$1 \text{ MED} = 21 \text{ mJ/cm}^2 = 210 \text{ J/m}^2$$

### 2. MEDIDA EXPERIMENTAL DE LA IRRADIANCIA ERITEMÁTICA.

El Centro de *Investigación de la Baja Atmósfera (CIBA)*, cuyo mantenimiento y control corresponde al Dpto. de Física Aplicada I, de la Universidad de Valladolid, dispone, desde el verano de 1995, de una estación de medida de la irradiancia eritemática. Los datos obtenidos por la estación han sido utilizados para el control y seguimiento de los valores alcanzados en las distintas épocas del año, en primer lugar, y para la puesta a punto de un *modelo monocapa* que permita extender los cálculos y la elaboración de un índice ultravioleta al resto del territorio de la península Ibérica. El CIBA cumple unas condiciones ambientales de clima de tipo mediterráneo con rasgos continentales (*Terán et al., 1987*). La irradiancia eritemática ha sido registrada por un medidor de radiación ultravioleta

(BIOMETER-501). Se trata de un radiómetro de banda ancha cuya función de respuesta es prácticamente coincidente con la curva de acción eritemática propuesta por *Mckinlay and Diffey (1987)* ya descrita. Su funcionamiento es continuo desde el verano de 1995, en que se efectuó la primera calibración en el observatorio de Izaña situado en las Islas Canarias. Su conexión a un ordenador permite registrar las medidas efectuadas en intervalos de 10 minutos. La adecuada localización del radiómetro asegura la obtención de las medidas en ausencia de cualquier tipo de gases contaminantes asemejándose lo más posible a las condiciones de cielo claro, exceptuando la perturbación producida por la presencia esporádica de nubes.

### 3. PUESTA A PUNTO DE UN MODELO MONOCAPA PARA EL CÁLCULO DE LA IRRADIANCIA ERITEMÁTICA

Para extender las medidas de irradiancia eritemática a otros lugares geográficos, se ha intentado poner a punto un modelo teórico para cielos claros. El problema que se plantea es la ausencia de datos experimentales de caracterización de la atmósfera como el espesor óptico de los aerosoles y los datos de ozono total. Sin embargo, dado que en este intervalo espectral el factor más importante es el contenido de ozono y las condiciones geométricas, los resultados obtenidos han sido satisfactorios. El intervalo de longitudes de onda a analizar ha sido  $\lambda=[0.280\mu\text{m},0.400\mu\text{m}]$ , con una resolución de  $0.001\mu\text{m}$ .

#### 3.1 Formulación del modelo.

La expresión que determina el cálculo de la irradiancia solar espectral  $E(\lambda)$  que llega a tierra tras sufrir los procesos de absorción y dispersión es la siguiente:

$$E(\lambda) = I_{0,\lambda} \cdot F \cdot T_{\text{aer},\lambda} \cdot T_{\text{mol},\lambda} \cdot T_{\text{O}_3,\lambda} \cdot \cos(\theta) + D_\lambda$$

donde  $I_{0,\lambda}$  es la irradiancia solar espectral extraterrestre a la distancia media Tierra-Sol, F es el factor de corrección de la distancia Tierra-Sol para la época considerada,  $T_{\text{aer},\lambda}$ ,  $T_{\text{mol},\lambda}$ ,  $T_{\text{O}_3,\lambda}$  son las transmitancias debidas al efecto de dispersión de los aerosoles, dispersión molecular y a la absorción por parte del ozono como principal gas absorbente en el espectro ultravioleta,  $\theta$  es el ángulo cenital solar y  $D_\lambda$  es la irradiancia difusa. En lo que respecta al proceso de absorción, el único gas que produce absorción apreciable en este intervalo espectral es el ozono, por ello es la única transmitancia gaseosa en la anterior expresión. Para realizar el cálculo de la transmitancia total consideraremos su definición en la que intervienen los espesores ópticos correspondientes en la forma:

$$T(\lambda) = \exp[-(\tau_{\text{mol}}(\lambda) + \tau_{\text{aer}}(\lambda) + \tau_{\text{O}_3}(\lambda)) \cdot m]$$

donde "m" es la masa de aire con el valor  $m = \sec(\theta)$ . El espesor óptico debido a la dispersión molecular,  $\tau_{\text{mol}}(\lambda)$ , será calculado a partir de la aproximación de *Leckner (Iqbal, 1983)*:

$$\tau_{\text{mol}}(\lambda) = 0.008735 \cdot \lambda^{-4.08}$$

donde la longitud de onda  $\lambda$  debe ser expresada en  $\mu\text{m}$ . El espesor óptico correspondiente a la dispersión por aerosoles está descrito a través de la fórmula de turbiedad de *Angström (Kondratyev, 1969)*, mediante la expresión:  $\tau_{\text{aer}}(\lambda) = \beta \cdot \lambda^\alpha$  siendo  $\beta$  el parámetro relacionado con la densidad de partículas y  $\alpha$  es el llamado coeficiente de la longitud de onda y está relacionado con la distribución de los tamaños de los aerosoles. Debido a la ausencia de datos de espesor óptico de aerosoles, se han obtenido los coeficientes de turbiedad a partir de distintos perfiles y épocas mediante el código LOWTRAN versión 7 (*Kneizys et al., 1988*). Los resultados para este intervalo espectral son:

$\alpha = 0.69642$ ;  $\beta = 0.24731$ ; Aerosol rural; verano; visibilidad 23 km;  $r^2 = 0.999$

$\alpha = 0.72706$ ;  $\beta = 0.12125$ ; Aerosol troposférico; verano; visibilidad 50 km;  $r^2 = 0.999$

$\alpha = 0.72651$ ;  $\beta = 0.10410$ ; Aerosol troposférico; invierno; visibilidad 50 km;  $r^2 = 0.999$

El coeficiente de correlación especificado anteriormente corresponde al ajuste proporcionado entre la utilización de perfiles de aerosoles y la modelización mediante la fórmula de turbiedad de *Angström*.

El espesor óptico debido a la atenuación del ozono puede ser expresado a partir del mencionado coeficiente espectral de atenuación (*Cervin et al., 1995; Iqbal, 1983*). Su expresión, para el modelo de única capa atmosférica en la que el coeficiente de extinción es el mismo en toda la atmósfera presentando como único parámetro de dependencia la longitud de onda, es:  $\tau_{\text{O}_3}(\lambda) = K_\lambda \cdot [\text{O}_3]$  con  $K_\lambda$  el coeficiente de absorción obtenido a partir de LOWTRAN-7 para diferentes perfiles de ozono y con una resolución de  $0.001\mu\text{m}$ ,  $[\text{O}_3]$  el espesor total de ozono en unidades de cm NTP (*Normal Temperature and Pressure*). Otros gases absorbentes en la región ultravioleta son despreciados, ya que aunque los valores de la sección eficaz de absorción es apreciable, su concentración en la atmósfera es lo suficientemente pequeña como para no ser tenidos en cuenta. Para el tratamiento de la irradiancia difusa hemos seguido el modelo expuesto por *Bird (1984)* La irradiancia ultravioleta eritemática espectral será obtenida a partir de:  $E_{\text{eritem}}(\lambda) = E(\lambda) \cdot e(\lambda)$  y la irradiancia eritemática total a través de la expresión integral expuesta en el primer apartado.

### 3.2. Comparación del modelo con datos experimentales

Para comprobar los resultados aportados por el modelo monocapa expuesto anteriormente, se ha realizado el cálculo de la irradiancia máxima diaria a lo largo de la totalidad del año 1997. La concordancia que se espera encontrar aparece en la envolvente de los valores experimentales que aparecen en la figura 1; esto es, con los valores máximos esperados, dado que el modelo teórico aporta resultados para cielos claros, libres de nubes y condiciones rurales, con la intención de hacerlo extensivo a la realización de mapas de irradiancia eritemática. Los datos de espesor total de ozono que sirven de entrada han sido utilizados los datos provenientes de la sonda TOMS a bordo del satélite EP-TOMS cuyos datos son operativos desde el 25 de julio de 1996. Estos datos están disponibles a través de internet desde de *Godard Space Flight Center* en ficheros diarios, con una resolución de 1° en latitud y 1.25° en longitud geográfica. Los resultados obtenidos tras la aplicación del modelo al año 1997 se resumen en la figura 1, en la que aparecen también representados los datos experimentales para comprobar el ajuste de la envolvente.

Los valores de irradiancia han sido calculados en unidades de MED por 10 minutos de exposición para adecuarlos a los obtenidos a través del radiómetro, utilizando los perfiles estándar de aerosoles para modelo climatológico de medias latitudes verano e invierno según corresponda, con aerosol de tipo *troposférico* para la obtención de condiciones de cielo claro.

Evidentemente el modelo no es capaz de reproducir los saltos bruscos producidos por la existencia de nubes. Sus valores deben aparecer en todos los casos superiores a los experimentales, no obstante, se puede apreciar que en la primera mitad del año la concordancia es muy buena. A finales de la época veraniega la envolvente se sitúa ligeramente por encima de los datos experimentales.

Para comprobar la fiabilidad de los resultados se ha efectuado un análisis de las curvas de evolución diaria de la irradiancia eritemática, utilizando varios días de *cielo claro* correspondientes al verano de 1997. Los valores de ozono introducidos en el modelo teórico proceden, como en los apartados anteriores, de la sonda TOMS. La comparación de los resultados muestran una buena concordancia, aunque hay que destacar dos discrepancias ocurridas en distintos períodos diurnos. Los resultados del modelo teórico producen una sobrevaloración de la irradiancia en los instantes del amanecer y del anochecer; esto es, para ángulos cenitales solares muy altos (entre los 90° y los 85°

aproximadamente). Bien es cierto que esta discrepancia tiene menor importancia por ser en estas circunstancias cuando menores son los datos de irradiancia eritemática. El segundo caso lo presenta en el instante de alcanzar el mínimo ángulo cenital solar, en que el modelo sobrevalora ligeramente los datos experimentales. Los resultados de la comparación se resumen en la tabla 1, en la que se presentan los datos correspondientes a una regresión lineal efectuada entre valores experimentales y los correspondientes aportados por el modelo expuesto. Dicha regresión ha sido efectuada sobre un total de 370 datos pertenecientes a situaciones de cielo totalmente despejado. Los valores de irradiancia eritemática de dichos datos estaban situados en el intervalo [0.0, 0.66 MED por 10 minutos.].

Regresión Lineal: Valores experimentales vs. Datos aportados por el modelo	
Pendiente	1.01
Ordenada en el origen	0.01
Coef. de correlación	0.997

Tabla 1. Parámetros de regresión de comparación.

En el análisis de las curvas diarias de evolución, anteriormente comentadas, las mayores discrepancias encontradas entre el modelo y los datos experimentales en todos los días analizados, se sitúan en el intervalo de porcentajes del 3% al 8%.

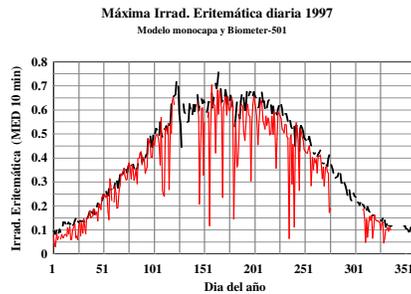


Figura 1. Comparación de los datos de Irradiancia eritemática máxima diaria experimental y aportadas por el modelo ejecutado con datos de ozono TOMS

### 4. OBTENCIÓN DE MAPAS DE IRRADIANCIA ERITEMÁTICA A PARTIR DE DATOS DE OZONO TOMS.

La difusión de un índice de irradiancia eritemática de riesgo entre la población requiere como aspecto fácilmente interpretable, la elaboración de mapas de irradiancia. Así pues, se han obtenido mapas de

irradiancia de toda España a partir de datos de ozono TOMS, procedentes del satélite EP-TOMS para todo el verano de 1997.

#### 4.1 Dependencia de la irradiancia con el modelo digital del terreno.

Para el funcionamiento del modelo de cálculo se ha aplicado para todo el territorio un modelo de aerosoles de tipo troposférico caracterizado por una visibilidad de 50 km. Sin embargo los coeficientes de turbiedad validados para la estación de medida CIBA, situada a 840 metros sobre el nivel del mar, no son aplicables al resto del territorio debido a las diferentes condiciones de altitud. Con la finalidad de obtener una ecuación de corrección de la irradiancia por la altura, hemos realizado 20 simulaciones de irradiancia mediante el programa LOWTRAN-7 a diferentes niveles de altitud con separación de 100 metros entre el nivel del mar y los 2000 metros de altitud. Estas simulaciones han sido repetidas para diferentes perfiles de aerosoles, obteniéndose estos resultados que se resumen a continuación, donde se expresa el porcentaje de aumento de irradiancia por cada 100 metros de ascensión :

**Aerosol Troposférico (vis. 50 km):**

$$\Delta = h^*(-0.36264)+1.652758 \quad r = 0.993$$

**Aerosol Continental (vis. 23 km):**

$$\Delta = h^*(-0.75434)+2.9933714 \quad r = 0.994$$

donde  $\Delta$  es el porcentaje de aumento por 100 metros de ascensión a la altura de h kilómetros sobre el nivel del mar.

#### 4.2 Resolución de los mapas de irradiancia.

Para la realización de los mapas, se ha partido de los datos de ozono TOMS. Estos datos están localizados en coordenadas geográficas (longitud, latitud) con una resolución de 1° de latitud y 1.25° en longitud. Esta resolución es claramente insuficiente para el cálculo de la irradiancia eritemática por las fluctuaciones del terreno en dicho intervalo. Por ello, un tratamiento previo ha sido la realización de mapas de contenido total de ozono con una resolución de 1x1 km<sup>2</sup>, en una proyección UTM en el huso 30. Las coordenadas de los mapas de ozono son:

$$X = -200000, 1336000$$

$$Y = 3876000, 4900000$$

que como se verá contienen la totalidad de España, con la excepción de las Islas Canarias.

Posteriormente se ha aplicado el modelo de cálculo de irradiancia eritemática expuesto en anteriores apartados, mediante el modelo digital del terreno con la resolución anteriormente citada y entre las mismas coordenadas UTM señaladas.

La figura 2 representa los mapas de 4 días equiespaciados, en los que se ha calculado la irradiancia eritemática en MED por 10 minutos de

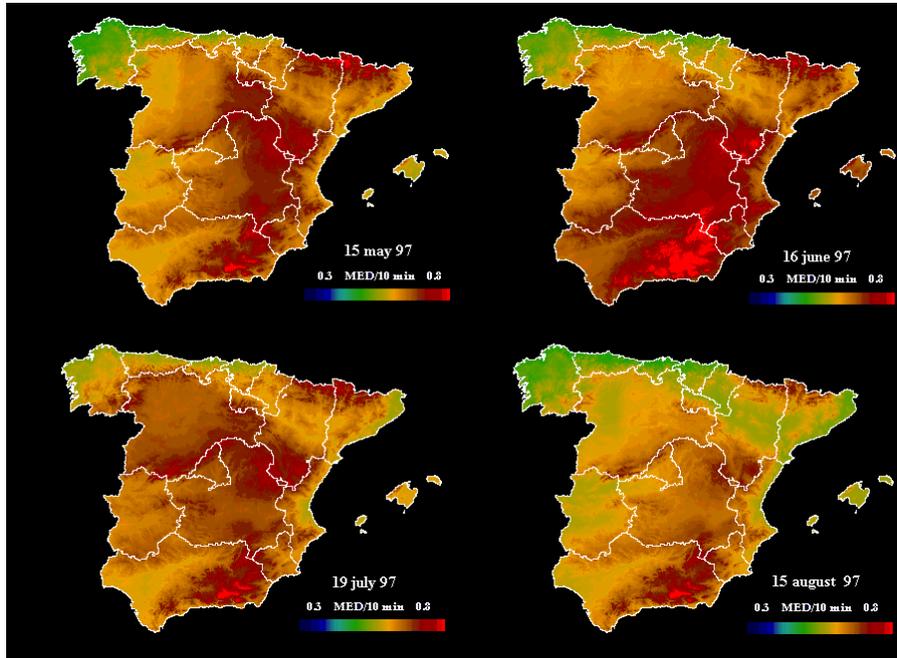
exposición, para el verano de 1997. La paleta de color asignada se extiende desde 0.3 MED a 0.8 MED. Es importante apreciar el fuerte incremento de la irradiancia eritemática en lugares montañosos debido a la influencia mencionada del modelo digital del terreno.

#### CONCLUSIONES

Se ha puesto a punto un modelo monocapa de cálculo de irradiancia eritemática, utilizando como datos de entrada los valores de espesor total de ozono suministrados por la sonda TOMS. Este modelo ha servido para obtener mapas de irradiancia eritemática en amplias coberturas como la península Ibérica.

#### REFERENCIAS

- BIRD, RICHARD E. (1984). *A simple solar spectral model for direct-normal and diffuse horizontal irradiance*. Solar Energy, vol. 32 No. 4, 1984, pp. 461-471.
- CERVINO, M., CANOSSI, I., GUZZI, R. and TORRICELLA, F. (1995). *Temperature-dependent ozone transmittance in a mono-layer atmospheric model*. International Journal of Remote Sensing, vol. 16, No. 2, 1995, pp. 375-381.
- IQBAL, MUHAMMAD (1983). *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press Canada, 1983.
- KNEIZYS, F.X., ANDERSON, G.P., SHETTLE, E.P., GALLERY, W.O., ABREU, L.W., SELBY, J.E.A., CHETWYND, J.H. and CLOUGH, S.A. (1988). *Users Guide to LOWTRAN 7*. Air Force Geophysics Laboratory, Optical/Infrared technology division. Hanscom AFB, MA 01731. Environmental research papers, number 1010. 16 august 1988
- KONDRATYEV, K. YA. (1969) *Radiation in the Atmosphere*. Academic Press, Inc. International Geophysics Series. New York 1969.
- MADRONICH, S and FLOCKE, S. (1997). *Theoretical estimation of biologically effective UV radiation at the earth's surface*. Solar Ultraviolet Radiation. Ed. Springer pp. 23-48
- McKINLAY, A.F. and DIFFEY, B.L. (1987) *A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin. Human exposure to UV radiation: risk and regulations*. Elsevier Science, pp. 83-87.
- MOLINA, L. T. and MOLINA, M. J. (1986). *Absolute absorption cross-sections of ozone in the 185- to 350-nm wavelength range*. Journal of Geophysical Research, vol. 91, number D13, december, 1986, pp. 14501-14508.
- TERAN, M. de, SOLÉ, L. y VILÁ, J. (1987). *Geografía general de España*. Ed. Ariel Geografía, Barcelona 1987.



**Figura 2.** Mapas de irradiancia eritemática para el verano de 1997.