

# Estudio y análisis de la irradiancia eritemática a partir de datos de ozono TOMS

A. Calle, A. M. Pérez y J. L. Casanova

Laboratorio de Teledetección de la Universidad de Valladolid.

Departamento Física Aplicada I. Facultad de Ciencias. 47071 Valladolid

e-mail: abel@lativ.uva.es

## RESUMEN

A lo largo del presente trabajo se expone el concepto de irradiancia eritemática y se analizan valores experimentales 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 EPTOMS. También se analiza el efecto del ozono sobre los valores de irradiancia eritemática. La difusión de los datos de irradiancia eritemática sobre la población debería ser prioritario en épocas veraniegas.

**PALABRAS CLAVE:** Irradiancia eritemática, Espesor total de ozono.

## ABSTRACT

This work shows the erythemal irradiance concept and analyze experimental data from a measurement station.

A single-layer atmosphere model which needs ozone depth as input data has been adapted to produce erythemal irradiance data.

Ozone depth data are obtained from the TOMS sensor in the EPTOMS satellite.

It is showed that the decrease of the ozone depth produces an strong increase of eryhemal irradiance. As a final result, we demonstrate that the existence of a ultraviolet index to SUD exposition is needed in Spain.

**KEY WORDS:** Erythemal irradiance, Total ozone depth.

## INTRODUCCIÓN

En la actualidad el control de los niveles de radiación solar tiene una importancia fundamental; sobre todo en países mediterráneos en los que el interés turístico o el desarrollo de actividades de ocio al aire libre (montaña y playa sobre todo) los hacen especialmente susceptibles a los posibles nocivos que la radiación solar pueda provocar.

Los efectos biológicos producidos por la exposición a la radiación solar abarcan todo el espectro; sin embargo, es el espectro solar ultravioleta el que entraña cierto riesgo por los efectos negativos que produce en la mayor parte de los seres vivos (Lefen et al., 1996; Hoppe et al., 1996). Dosis superiores a las consideradas como *normales*, producen graves daños en los sistemas vegetales por la alteración de sus funciones clorofílicas. Los efectos más amplios son las disminuciones de cosechas y fitoplacton marino.

En lo que se refiere a los animales, los daños producidos afectan a diversos órganos principalmente por la aparición de patologías oculares y pérdida del sistema inmunológico. En el caso de los seres humanos también se manifiestan en numerosas disfunciones de la piel, siendo la más grave, el melanoma cancerígeno. Una sobreexposición a este tipo de radiación provoca también graves alteraciones en el ADN genético.

Estas alteraciones humanas dependen, fundamentalmente, de las características del individuo,

de forma que cualquier estudio de riesgo de exposición será incompleto si no se consideran estos factores. Por ello es fundamental la introducción de un Índice de radiación para cada individuo que englobe las condiciones físicas de la radiación y el tipo biológico a que pertenece, lo que se denomina *fototipo* y del que se hablará posteriormente.

Este riesgo a la sobreexposición de la radiación se ve incrementado de forma importante en los últimos años por el continuado descenso de los niveles de concentración del espesor total de ozono en la estratosfera (Stolarsky et al., 1991; Stolarsky et al., 1992; Heffilan et al., 1993; Varotsos et al., 1993), que constituye el principal filtro a la radiación nociva.

## 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 de la radiación. En 1932, el *Comite Internationale de Lumiere* presentó una división para esta zona del espectro distinguiendo tres regiones A, B y C por los distintos efectos biológicos que presentan.

La radiación de tipo A (UV-A) es la región espectral ultravioleta más próxima al espectro visible y comprende el intervalo de longitudes de onda

desde  $\lambda=400$  nm hasta  $\lambda=320$  nm. A pesar de ser muy poco absorbida por la atmósfera, presenta menor peligro por ser menos energética. Su efecto biológico principal provoca el oscurecimiento de la piel.

La radiación de tipo B (UV-B) es la región intermedia del espectro ultravioleta extendiéndose entre  $\lambda=320$  nm hasta  $\lambda=280$  nm. Esta radiación mantiene un delicado equilibrio sobre los efectos biológicos considerados como normales. Pequeños incrementos en las dosis recibidas provocan importantes daños sobre la piel y los ojos ya que no es fuertemente absorbida por la atmósfera y sus efectos se encuentran en el límite de permisividad biológica. Las quemaduras que provoca son muy frecuentes por lo que se la conoce también como *radiación de quemadura solar*.

La radiación de tipo C (UV-C) se trata de una radiación muy energética y con efectos negativos muy intensos como cánceres de piel y afecciones oculares de gran importancia. Abarca la zona del espectro comprendida entre  $\lambda=280$  nm y  $\lambda=200$  nm, por lo que se denomina ultravioleta lejana ó *radiación germicida*. Esta radiación es absorbida en su práctica totalidad por el ozono estratosférico. En el análisis de la relación entre la irradiancia ultravioleta y los efectos biológicos producidos, el intervalo espectral corresponde a la longitud de onda  $\lambda=[280$  nm,  $400$  nm], ya que las longitudes de onda inferiores son absorbidas. Sin embargo, la influencia de la radiación en este intervalo esta modulada por un coeficiente denominado *coeficiente de acción eritemática* que fue establecido por McKinlay and Diffey (1987). Este coeficiente espectral,  $E(\lambda)$ , que caracteriza el *efecto de eritema*, es máximo a partir de las  $0.280$  nm 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*, expresada 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.

La Figura 1 representa el *coeficiente de acción eritemática* en una gráfica de escala logarítmica. Los valores espectrales de  $\epsilon(\lambda)$  vienen dados por (Madronich et al., 1997):

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

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

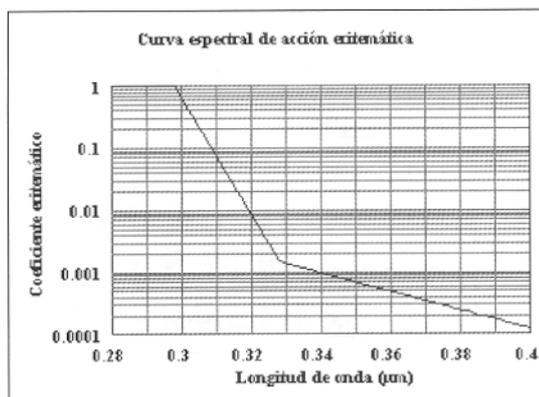


Figura 1. Gráfica logarítmica del coeficiente de acción eritemática (McKinlay and Diffey, 1987)

sentada no tiene unidades físicas. Se ha tomado como unidad de efectividad el valor correspondiente a  $0.300$  mm ya que es la zona donde se registra el máximo poder eritemático de la radiación ultravioleta. Como puede apreciarse en la gráfica, una irradiancia de  $1$  Watts/m<sup>2</sup> a una longitud de onda de  $0.290$  ó  $0.300$  mm tiene un poder eritemático equivalente a  $1 \cdot 10^4$  Watts/m<sup>2</sup> a longitudes de onda correspondientes al final del espectro de acción eritemática ( $\approx 0.400$  mm).

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 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 la dosis eritemática mínima de exposición tiene el valor de:

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

## 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 1, 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 emplazamiento de medida del CIBA cumple unas condiciones ambientales que se asemejan a las de una gran parte del territorio peninsular, con un clima de tipo mediterráneo con rasgos continentales (Terán et al., 1987). Está situado en un paraje rural cuyas coordenadas geográficas son:

Latitud: 41° 48' 36" N

Longitud: 04° 56' 06" W

Altura sobre el nivel del mar: 840 metros.

### Características del equipo de medición

La irradiancia eritemática ha sido registrada por un medidor de radiación ultravioleta (BIOMETER501). 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. Es un radiómetro creado a partir de una versión mejorada del medido UV desarrollado por Robertson y Berger (1970) en la Universidad de Temple (USA) que fue el primero de una red global de radiación ultravioleta operativa desde 1973. 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. El radiómetro tiene un rango de lectura en MED's en el intervalo [0,9.99] con una resolución de 0.01 MED/hora.

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.

### Análisis de los datos

La curva de evolución diaria de los valores de irradiancia eritemática es coincidente, salvo un factor de escala, a la curva diaria de la altura solar, alcanzando el valor máximo en torno a las 12:00 GMT. Esto es evidente ya que el ángulo cenital solar es la magnitud más determinante de los valores alcanzados por la irradiancia. Por esta razón, el análisis más importante de los datos de irradiancia eritemática aportados por el radiómetro corresponden a los valores máximos diarios.

Las Figuras 2 y 3 contienen las gráficas de los valores máximos diarios de la irradiancia eritemática correspondiente a los años 1996 y 1997 respectivamente. Los valores están en unidades de MED en 10 minutos de exposición.

Como puede apreciarse, la envolvente de la curva anual describe la altura solar anual. Las caídas

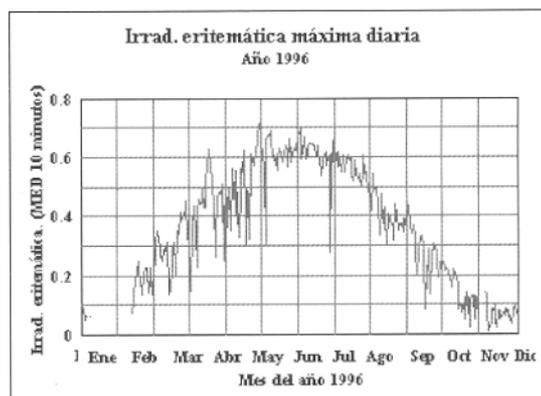


Figura 2. Irradiancia eritemática máxima diaria experimental en el año 1996

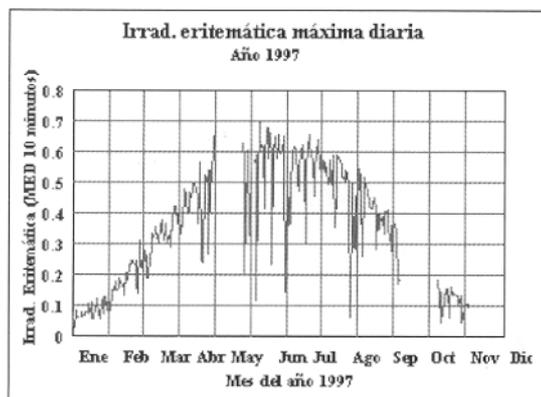


Figura 3. Irradiancia eritemática máxima diaria experimental en el año 1997

"bruscas" de los valores de irradiancia corresponden a días nubosos, en los que la cobertura de nubes reduce los valores de irradiancia. Esta circunstancia, a pesar de ser característica en los días de primavera (por causas climatológicas), ha aparecido con cierta asiduidad a lo largo del verano del año 1997.

Los valores más altos de irradiancia eritemática se han producido, en el año 1996, a finales del mes de mayo y comienzos del mes de junio, alcanzando un valor máximo de 0.723 MED el día 29 de mayo a las 12:20 tiempo GMT. En lo que respecta al año 1997, los valores más elevados se han producido a mediados del mes de junio (más en consonancia con la altura solar que en el caso anterior) alcanzándose la cota de 0.705 MED el día 6 de junio a las 12:00 GMT.

La reducción de los valores de irradiancia por cobertura nubosa dependen del tipo y grosor de las nubes (Bordewijk et al., 1995; Brodeker et al., 1996). La caída más brusca, respecto a los valores esperados de la envolvente, corresponde a una reducción máxima del 60% en el año 1996 producida en el verano. En el año 1997 la máxima reducción encontrada ha sido del 80% a finales de la primavera.

Dado que el mayor interés se centra en el período veraniego, para la comparación de los valores alcanzados en los años 1996 y 1997 en dicho período, se ha realizado un histograma comparativo

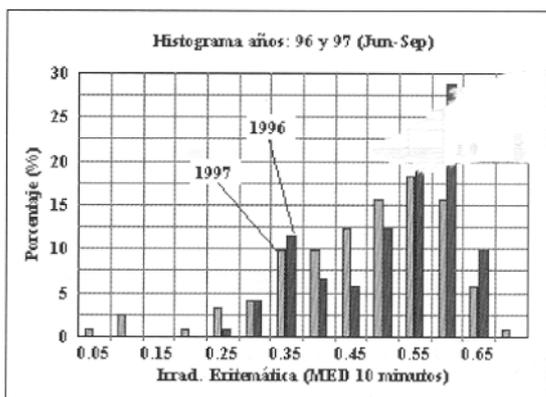


Figura 4. Irradiación eritemática máxima diaria experimental en el año 1997

de frecuencias de los valores de la irradiancia. La Figura 4 representa los mencionados histogramas, correspondientes a los porcentajes de aparición de los valores de irradiancia binarizados en intervalos de 0.05 MED para el período junio-septiembre.

Los resultados muestran que, en el período analizado, los valores más elevados han correspondido al año 1996. La mayor cobertura nubosa durante el verano de 1997 se traduce en la existencia de valores anormalmente bajos en este período.

## 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 de tipo monocapa para cielos claros; esto es, considerando una atmósfera higrópnea con las mismas propiedades que la atmósfera real sin cobertura nubosa. 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 bastante aceptables. Analizaremos, pues, el intervalo de longitudes de onda  $\lambda=[0.280\mu\text{m},0.400\mu\text{m}]$ , con una resolución de  $0.001\mu\text{m}$ .

### 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

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

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:

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

donde "m" es la masa de aire con el valor  $m = \sec(\theta)$ .

El espesor óptico debido a la dispersión molecular,  $T_{\text{mol}}(\lambda)$ , será calculado a partir de la aproximación de *Leckner* (Iqbal, 1983):

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

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* (Cachorro et al., 1989).

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:

$$\tau_{O_3}(\lambda) = K\lambda [O_3]$$

con  $K_\lambda$  el coeficiente de absorción obtenido a partir de LOWTRAN7 para diferentes perfiles de ozono y con una resolución de  $0,001 \mu\text{m}$ ,  $[O_3]$  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), que considera ésta compuesta por los tres procesos de difusión fundamentales: molecular, aerosoles y albedo terrestre respectivamente:

$$D_\lambda = I_{d,molecular}(\lambda) + I_{d,aerosoles}(\lambda) + I_{d,albedo}(\lambda)$$

La irradiancia ultravioleta eritemática espectral será obtenida a partir de:  $E_{eritem}(\lambda) = E(\lambda) * e(\lambda)$  y la irradiancia eritemática total a través de la expresión integral expuesta en el primer apartado.

### 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 concor-

dancia que se espera encontrar reside 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 los provenientes de la sonda TOMS a bordo del satélite EPTOMS, 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  $1^\circ$  en latitud y  $1.25^\circ$  en longitud geográfica.

Los resultados obtenidos tras la aplicación del modelo al año 1997 se resumen en la Figura 5, 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

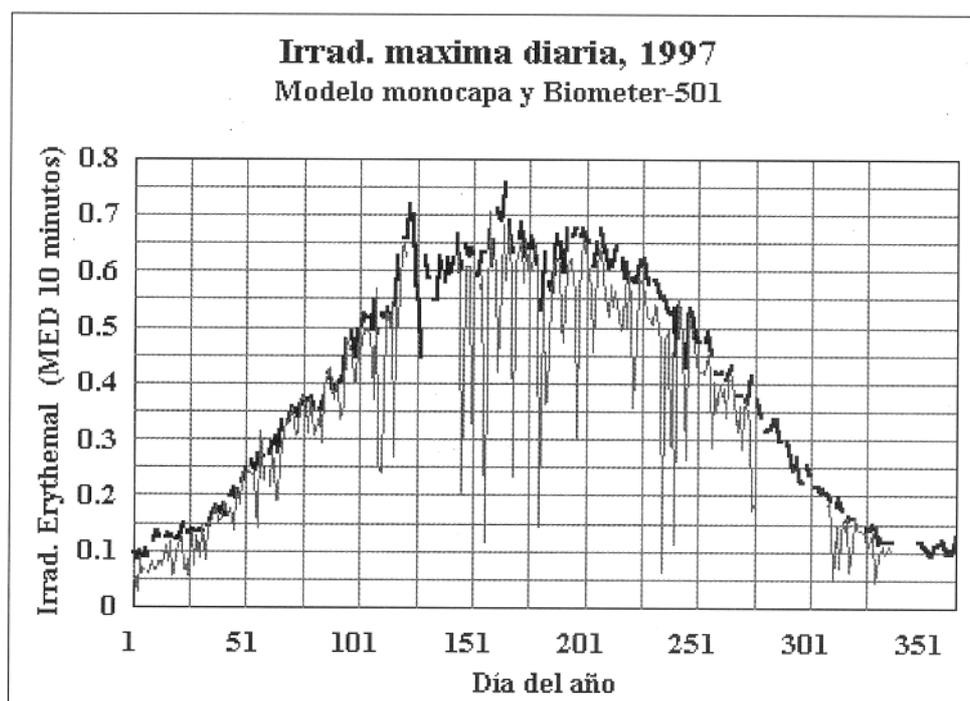


Figura 5. Comparación de los datos de Irradiancia eritemática máxima diaria experimental y aportadas por el modelo eje- cutado con datos de ozono TOMS

año la concordancia es muy buena. A finales de la época veraniega la envolvente se sitúa ligeramente por encima de los datos experimentales.

## RELACION ENTRE EL ESPESOR TOTAL DE OZONO Y LA IRRADIANCIA ERITEMATICA

Como ya se ha comentado, el factor atmosférico más importante en los valores alcanzados por la irradiancia eritemática es el espesor de ozono. La cantidad de este componente determina el delicado equilibrio de la cantidad de radiación a la que puede ser expuesto un individuo sin recibir daños.

La Figura 6 representa las gráficas del coeficiente de acción eritemática y la transmitancia mostrada por el ozono para una cantidad estándar de ozono total de 330 unidades dobson.

A la vista de este comportamiento resulta de especial interés el análisis del comportamiento de la irradiancia eritemática integrada cuando varía el contenido total de ozono. Para ello, se ha realizado un análisis de la irradiancia eritemática espectral, para un ángulo cenital solar estándar de 45° para 21 cantidades diferentes de espesor total de ozono, variando en el intervalo [200 UD, 400 UD] en incrementos de 10 UD. La Figura 7 contiene tres gráficas representativas de los valores espectrales para tres cantidades medias de ozono: 250 UD respectivamente.

A partir de la integración de la irradiancia eritemática en cada punto se ha obtenido la relación entre dicha magnitud y el espesor total de ozono. A partir de la integración de estas gráficas espectrales puede obtenerse una relación entre la irradiancia eritemática total y el espesor total de ozono. Para ello se han probado varias expresiones matemáticas de tipo exponencial y potencial obteniendo el mejor coeficiente de correlación la siguiente:

$$Irrad = A * [O_3]^{-B}$$

donde A=100.65 y B=1.18; [O<sub>3</sub>] es el espesor total de ozono en unidades dobson e Irrad es la irradiancia eritemática integrada. El coeficiente de

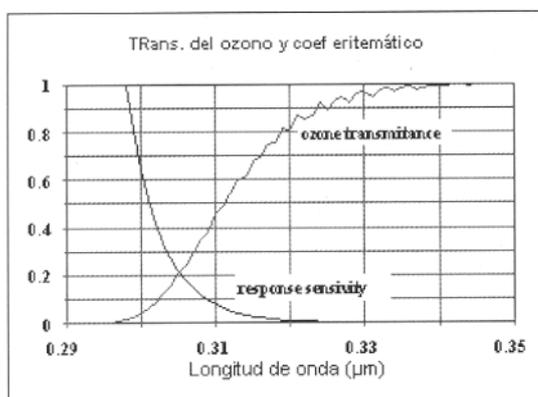


Figura 6. Transmitancia del ozono y coeficiente de acción eritemática

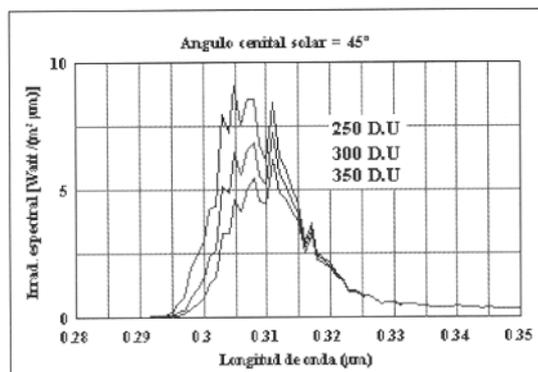


Figura 7. Irradiancia eritemática espectral para diferentes valores de espesor total de ozono

correlación entre ambas magnitudes a través de la expresión anterior es de  $r=0.99997$ , siendo el error medio de  $1.18 \cdot 10^{-4}$ .

Los coeficientes A y B del resultado anterior son sólo válidos para un ángulo cenital solar de 45°. Este resultado es representativo del fuerte incremento de radiación eritemática cuando la cantidad de ozono varía.

## CONCLUSIONES

Se ha presentado un análisis de los datos experimentales de irradiancia eritemática así como la evolución de sus valores a lo largo de las distintas épocas del año.

Igualmente 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, que ajusta muy bien a la envolvente de los datos experimentales. Este modelo ha servido para obtener la relación entre la irradiancia mencionada y el valor del espesor total de ozono.

Estos resultados deben ser dirigidos a la elaboración de un índice de peligrosidad a la exposición, incluyendo la información procedente del tipo de piel de cada individuo. Esta relación entre la radiación y el fototipo general establecido en seis categorías generales, está tabulado en el denominado *índice de radiación ultravioleta*. La difusión de este índice entre la población debería ser tarea prioritaria en los meses de verano; sobre todo en países, que como el nuestro, el turismo y el tiempo de ocio de la población están abocados a actividades directamente relacionadas con largas exposiciones al sol (tiempo de ocio relacionado con la playa, la montaña etc.).

## BIBLIOGRAFIA

- BIRD, RICHARD E. 1984. A simple solar spectral model for direct-normal and diffuse horizontal irradiance. *Solar Energy*. 32 (4): 461-471.
- BORDEWIJK, J.A., SLAPER, H., REINEN, H.A.J.M. and SCHLAMANN, E. 1995. Total solar radiation and fue influence of clouds and aerosols on fue bio-

- logically effective VV. *Geophysical Research Letters*. 22(16): 2151-2154.
- BRODEKER, G. E., and MCKENZIE, R.L. 1996. An algorithm for inferring surface UV irradiance including cloud effects. *Journal of Applied Meteorology*. 35: 1860-1877.
- CACHORRO, V. E. y CASANOVA, J. L. 1989. Puntuaciones sobre diversos aspectos en la utilización de la fórmula de Angstrom. *Revista de Geofísica*. 45: 123-130.
- CERVINO, M., CANOS SI, I., GUZZI, R. and TORRICELLA, F. 1995. Temperature-dependent ozone transmittance in a mono-layer atmospheric modelo *International Journal of Remote Sensing*. 16 (2): 375-381.
- GIL OJEDA, M., CACHO GÓMEZ, J. y SAINZ DE AJA, M. J. 1987. Incremento de la radiación UV-B en la Antártida como consecuencia de la reducción del ozono estratosférico. *Actas del Segundo Symposium Español de Estudios Antárticos*. Madrid. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. pp. 138-148.
- HERMAN, J.R. and McPETERS, R. 1993. Ozone depletion at northern and southern latitudes derived from January 1979 to December 1991 Total Ozone Mapping Spectrometer data. *Journal of Geophysical Research*. 98 (D7): 12783-12793
- HOPPE, P., RABE, G., PRAML, G., LINDNER, J., JAKOBI, G. and FRUHMANN, G. 1996. Are there risk groups in respect to acute effects of environmental ozone? *Proceedings of 14<sup>th</sup> International Congress of Biometeorology*, Ljubljana, Slovenia. (3): 40-49.
- IQBAL, MUHAMMAD. 1983. *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press Canada.
- 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. *Userss Guide to LOWTRAN 7*. Air Force Geophysics Laboratory, Optical/Infrared technology division. Hanscom AFB, MA 01731. Environmental research papers, number 1010.
- KONDRATYEV, K. YA. 1969. *Radiation in the Atmosphere*. Academic Press, Inc. International Geophysics Series. New York.
- LEFFELL, DAVID J. and BRASH, DOUGLAS E. 1996. Radiación solar y cáncer de piel. *Investigación y Ciencia*, pp. 62-68.
- LORENTE, J., REDAÑO, A., CABO, X. De, CODINA, B. y CASAS, C. El efecto de la atmósfera en la atenuación del poder eritemático de la radiación solar ultravioleta. *Revista de Meteorología*, número 16.
- MADRONICH, S and FLOCKE, S. 1997. *Theoretical estimation of biologically effective UV radiation at the earth's surface* Solar Ultraviolet Radiation. 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 350nm wavelength range. *Journal of Geophysical Research*. 91 (D13): 14501-14508.
- PRABHAKARA, C., CONRATH, B.J. and HANEL, A. 1970. Remote Sensing of atmospheric ozone using the 9.6 nm band. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 27: 689-697.
- STOLARSKI, R.S., BLOOMFIELD, P., McPETERS, R.D. and HERMAN, J. R. 1991. Total ozone trends deduced from Nimbus 7 TOMS data. *Geophysical Research Letters*. 18: 1015-1018.
- STOLARSKI, R.S., BOJKOV, R., BISHOP, L., ZEREFOS, C., STAEHELIN, J. and ZAWODNY, J. 1992. Measured trends in stratospheric ozone. *Science*. 256: 342-349.
- TERAN, M. de, SOLÉ, L. y VILA, J. 1987. *Geografía general de España*. Ariel Geografía, Barcelona.
- VAROTSOS, C. A. and CRACKNELL, A. P. 1993. Ozone depletion over Greece as deduced from Nimbus7 TOMS measurements. *International Journal of Remote Sensing*. 14: 2053-2059.
- YANG, X. and MILLER, D. R. 1995. Calculation of potential broadband biologically active and thermal solar radiation above vegetation canopies. *Journal of Applied Meteorology*. 34: 861-872.