

# MEDICIÓN Y PREDICCIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR GLOBAL UV-B BAJO CIELOS CLAROS Y SIN NUBES

*Jaime Wright Gilmore*

Departamento de Física, Universidad Nacional  
Apdo. 86-3000 Heredia, Costa Rica  
Email: jwright@una.ac.cr

## RESUMEN

Se presentan mediciones experimentales de la radiación solar ultravioleta en el rango B del espectro solar (UV-B) y la radiación ultravioleta en el rango total RUV (UV-A+UV-B) en días claros y sin nubes en Heredia, Costa Rica. Se utilizó un radiómetro UV-B, que mide la radiación solar en el rango espectral 280-315 nm, y un radiómetro RUV, que mide la radiación solar en el rango espectral 280-385 nm. La dependencia entre UV-B y RUV también fue investigada, y se encontró un excelente grado de asociación entre ambas. Además se detalló que UV-B representa solamente un 5,4% de RUV, a pesar de que UV-B es mil veces más potente que UV-A. Los valores de UV-B medidos in situ fueron comparados con los valores predichos por un modelo atmosférico espectral, el cual utiliza como datos de entrada: la hora del día, la latitud, la altitud, el albedo superficial, la distancia Tierra-Sol, la turbiedad atmosférica y el ozono atmosférico. La comparación entre los valores medidos y predichos dio resultados satisfactorios.

**Palabras claves:** Radiación ultravioleta total RUV, radiación UV-B, modelo atmosférico espectral.

## ABSTRACT

We present experimental measurements of solar radiation in the ultraviolet range of the solar spectrum B (UV-B) and total UVR ultraviolet radiation (UV-A + UV-B) for clear and cloudless days in Heredia, Costa Rica. We used an ultraviolet UV-B radiometer, which measures the solar radiation in the spectral range 280-315 nm and an ultraviolet UVR radiometer, which measures the solar radiation in the spectral range 280-385 nm. Dependencies between UVR and UV-B was also investigated, and found an excellent grade of association between them. Was also found that UV-B represents only

5.4% of UVR, while UV-B is a thousand times more powerful than UV-A. The values of UV-B measured in situ were compared with the values predicted by a spectral atmospheric model, which uses as input data: time of day, latitude, altitude, surface albedo, Earth-Sun distance, atmospheric turbidity and atmospheric ozone. Comparisons between the predicted and measured values gave satisfactory results.

**Keywords:** total UVR Ultraviolet radiation, UV-B radiation, atmospheric spectral model.

## INTRODUCCIÓN

Las radiaciones solares UV integran una pequeña parte del espectro solar, pero cuando inciden sobre la superficie terrestre pueden ocasionar daños sustanciales en los tejidos vivos y en los materiales. Las radiaciones solares UV-B y UV-A que se reciben en la Tierra son fuertemente afectadas por la concentración del ozono estratosférico y por las condiciones climáticas y ambientales particulares de cada región del planeta. La denominada radiación solar UV-C, que posee las longitudes de onda más cortas y de mayor contenido energético, es absorbida completamente por la atmósfera por el gas ozono, por debajo de longitudes de onda igual a 280 nm. El ozono también bloquea gran parte de la radiación UV-B (280-315 nm) y en menor medida la radiación UV-A (315-385 nm).

Las radiaciones solares UV en un determinado lugar geográfico dependen de la distancia entre la Tierra y el Sol, la que varía

a lo largo del año, y el ángulo cenital. Además del ozono, se afectan por los aerosoles presentes en la atmósfera. La concentración del ozono en la atmósfera varía con la latitud, este gas se forma mayoritariamente en la zona ecuatorial y aumenta su concentración hacia los polos.

Es ampliamente conocido que se ha verificado una disminución de la cantidad de ozono estratosférico debido a las reacciones químicas provocados por los gases clorofluorocarbonados (WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION 1991; WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION 1994). Dicho adelgazamiento de la capa del ozono, ha provocado un aumento en los valores de las radiaciones solares UV incidentes sobre la Tierra y resulta especialmente preocupante el aumento de las radiaciones UV-B, que producen los mayores daños en los seres vivos. Debido a ello se han realizado estudios, mediciones y modelizaciones de la radiaciones UV solares para Costa Rica desde 1992 (Wright y Marengo, 1992, 1994; Wright, 1993, 1996 y 2008).

**MATERIALES Y MÉTODOS**

En el presente trabajo se relata una serie de expresiones tomadas básicamente del trabajo previo hecho por IQBAL (1983), y posteriormente por Wright (2003) para Heredia, Costa Rica, con las que se ha formado un modelo espectral para estimar separadamente las componentes directa y difusa, para luego obtener de la irradiancia global ultravioleta en el rango B (UV-B) como la suma apropiada de ambas componentes.

La irradiancia directa espectral en una superficie horizontal  $I_h(\lambda)$  al nivel del suelo a la longitud de onda  $\lambda$  del espectro que abarca la región UV (0,280-0,315  $\mu\text{m}$ ) no son afectado por el vapor de H<sub>2</sub>O, O<sub>2</sub> y N<sub>2</sub>, debido que en esta región del espectro solar no ocurre la absorción de la radiación UV.

$$I_h(\lambda) = I_{0n}(\lambda) E_0 \tau_R(\lambda) \tau_a(\lambda) \tau_{o_3}(\lambda) \cos \theta_z, \quad (1)$$

Donde:

$I_{0n}(\lambda)$  es la constante solar espectral a la distancia media Tierra-Sol.

$E_0$  es el factor de corrección para la distancia Tierra-Sol.

$\tau_R(\lambda)$  es la transmitancia de Rayleigh.

$\tau_a(\lambda)$  es la transmitancia de los aerosoles.

$\tau_{o_3}(\lambda)$  es la transmitancia del ozono.

$\theta_z$  es el ángulo cenital.

$E_0$  se obtiene de la siguiente expresión (Spencer, 1971):

$$E_0 = (r_0/r)^2 = 1.00110 + 0.034221 \cos \Gamma + 0.00128 \sin \Gamma + 0.000719 \cos 2\Gamma + 0.000077 \sin 2\Gamma, \quad (2)$$

Donde  $\Gamma$  se conoce como el ángulo del día (en radianes), y está dado por

$$\Gamma = 2\pi (dn - 1)/365 \quad (3)$$

Donde:

$d_n$  es el número del día, variando 1 para el 1 de enero a 365 para el 31 de diciembre.

$\theta_z$ , es el ángulo cenital del lugar, en grados, el cual se obtiene de la siguiente forma:

$$\cos \theta_z = \cos \delta \cos \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega = \text{sen} h \quad (4)$$

Donde:

$h$ , es la altitud solar también altura solar o elevación solar, en grados;  $h = 90 - \theta_z$ .

$\omega$ , es el ángulo horario solar, cero al mediodía y mañana positivo.

$\phi$ , es la latitud geográfica, en grados, norte positivo.

$\delta$ , es la declinación, es la posición angular del Sol al mediodía solar con respecto al plano del Ecuador, norte positivo, en grados. Se obtiene de la siguiente relación (Spencer, 1971)

$$\delta = (0.006918 - 0.399912 \cos \Gamma + 0.070257 \sin \Gamma - 0.006758 \cos \Gamma + 0.000907 \sin \Gamma - 0.002697 \cos 3\Gamma + 0.00148 \sin 3\Gamma (180/\pi) \quad (5)$$

La ley de atenuación exponencial del rayo monocromático, en su pasaje a través de un medio homogéneo, debe ser atribuida siempre a Bouguer y no a Lambert o a Beer como usualmente es citado en la literatura, según Middleton (1960) y Molineaux et al. (1995).

La aplicación de la transmitancia o transmisión atmosférica de la ley de Bouguer puede escribirse como,

$$\tau_{i\lambda} = \exp(-k_{i\lambda} m_i) \quad (6)$$

Donde:

$k_{i\lambda}$  es el coeficiente de atenuación dependiente de la longitud de onda debido a un proceso simple  $i$  e integrado sobre una columna vertical a través de la atmósfera.

$m_i$  es la masa de aire óptica relativa para un proceso simple  $i$  definido como el cociente entre la longitud de la trayectoria real y la longitud de la trayectoria en la dirección vertical.

Las transmisiones o transmitancias debido a las moléculas, aerosoles y ozono. A continuación, determinadas por las siguientes relaciones:

### Trasmitancia de la dispersión de Rayleigh

La dispersión o el esparcimiento por moléculas de aire descrito por la teoría Rayleigh se basa en la suposición que la dispersión de las partículas es esférica, y que son menores de  $0,2\lambda$  de diámetro las partículas se dispersan independientemente entre sí. Basado en la formulación teórica de Pendorf (1957), Lickner (1978) presentó la siguiente fórmula de aproximación del coeficiente de dispersión del aire para condiciones estándares:

$$k_{r\lambda} = 0.008735\lambda \quad (7)$$

Por consiguiente, la expresión completa de transmitancia por la dispersión de Rayleigh se define tal como sigue:

$$\tau_R(\lambda) = \exp(-0.008735\lambda^{-4.09} m_a) \quad (8)$$

Donde:

$m_a$  es la masa de aire relativa a la presión actual, y definida como  $m_a = m_r(p/p_0)$ .  $p_0$  y  $p$  representan, respectivamente, la presión estándar y la presión actual en el suelo.

$m_r$  es la masa de aire relativa (Kasten, 1966), y se escribe como sigue:

$$m_r [\cos\theta_z + 0.15 (93.885 - \theta_z)^{-1.253}]^{-1} \quad (9)$$

### Trasmitancia del aerosol atmosférico

El espesor óptico de la capa del aerosol atmosférico  $k_{a\lambda}$ , depende tanto de las propiedades de dispersión (esparcimiento) como las de absorción, las que a su vez dependen de su microestructura (espectro de tamaños y composición química). Más aún, dado que el espesor óptico es un parámetro integral (en la vertical) este obedece también a la distribución vertical de su concentración.

La teoría de Mie de la dispersión del vapor de agua y las partículas de polvo nos permite hacer estimaciones de  $k_{a\lambda}$ , para modelos simples de partículas que forman el aerosol atmosférico, en particular si consideramos que las partículas son esféricas con un concepto de tamaños que siguen una ley potencial (Junge) y con un índice de refracción cuya parte imaginaria es pequeña (despreciable). Con estas consideraciones, se puede obtener un espectro óptico cuya dependencia con la longitud de onda de la radiación incidente es posible expresar como una fórmula similar a la del espesor óptico del aire puro y seco (Rayleigh), a la cual se le llama Ley de Angström y se escribe como sigue:

$$k_{a\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (10)$$

Donde:

$\beta$  es el llamado coeficiente de turbiedad de Angström y proporcional a la cantidad de material presente en una columna vertical de sección unitaria.

$\alpha$  es un exponente estrechamente relacionado con el tamaño y la forma de la distribución de las partículas.

En los cálculos del modelo fueron utilizados un valor de  $\alpha = 1,25$ , y un valor de  $\beta = 0,73$ , porque estos valores coinciden con los datos experimentales de UV-B tomados en condiciones de cielo claro y sin nubes en Heredia. Además, estos valores son recomendados y utilizados en la literatura existente por varios autores para longitudes de onda menores a  $0,4 \mu\text{m}$  (e.g., Cañada et al., 1993; Gueymard, 1998; Gueymard y Garrison, 1998, Louche et al., 1987, Iqbal, 1983, Wright, 1990, 2003).

Utilizando la ecuación de turbiedad de Angström, puede escribirse la transmitancia espectral  $\tau_{a\lambda}$  del aerosol atmosférico como sigue:

$$\tau_{a\lambda} = \exp(-\beta\lambda^{-\alpha}m_a) \quad (11)$$

**Transmitancia del el ozono**

Vigrous (1953) presentó una fórmula apropiada de la forma de la ley de Bouguer para calcular la transmitancia  $\tau_{o\lambda}$  para el ozono de la forma:

$$\tau_{o\lambda} = \exp(-k_{o\lambda}lm_o) \quad (12)$$

Donde:

$k_{o\lambda}$  es el coeficiente de atenuación para la absorción del ozono. La Tabla 1 muestra los valores de del coeficiente de atenuación para el ozono  $k_{o\lambda}$ , según Vigrous (1953) y Leckner (1978).

$l$  es el espesor de la capa del ozono en cm para condiciones estándares de temperatura y presión atmosférica (STP);  $m_o$  es la masa de aire óptica relativa para el ozono dada por la siguiente relación:

$$m_o = \frac{1 + z_3 / r_e}{[\cos^2 \theta z + 2 (z_3 / r_e)]^{1/2}} \quad (13)$$

Donde:

$z_3$  es la altura de la máxima concentración de ozono, el cual es aproximadamente 22 km. La altura del ozono varía con la latitud y el tiempo del año.

$r_e$  es el radio de la tierra 6370 km.

El espesor de la capa del ozono  $l$  se obtiene en unidades Dobson (U.D.) de los datos acumulados por el instrumento TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer)/NASA y por el instrumento OMI (Ozone Monitoring Instrumente)/Aura Spacecraft a bordo del Earh Probe, en Internet, con la información de la latitud y longitud de Heredia, Costa Rica.

**Tabla 1. Valores de los coeficientes de absorción para el ozono  $k_{o\lambda}$ , para el rango de longitudes de onda  $0,280 \mu\text{m}$  a  $0,315 \mu\text{m}$ , según Leckner (1978).**

$\lambda (\mu\text{m})$	$I_{on\lambda} (\text{W}/\text{m}^2\mu\text{m}^{-1})$	$k_{o\lambda}$
0,28	162,2	38 000
0,285	286,5	38 000
0,295	560	38 000
0,29	535	20 000
0,3	527,5	10 000
0,305	557,5	4 800
0,31	602,51	2 700
0,315	705	1 350

**RADIACIÓN UV-B DIFUSA ESPECTRAL EN EL SUELO**

La radiación UV-B difusa al llegar al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera conjuntamente con la radiación UV-B directa es en parte reflejada por el suelo. Esta radiación reflejada por el suelo hacia el espacio, posteriormente, es parcialmente reflejada nuevamente hacia el suelo por la atmósfera. Este proceso continúa indefinidamente. Esta reflexión múltiple entre el suelo y la atmósfera se agrega la radiación UV-B difusa, que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera. La irradiancia UV-B difusa espectral  $I_{d\lambda}$  se compone por las siguientes tres partes:

$$I_{d\lambda} = I_{dr\lambda} + I_{da\lambda} + I_{dm\lambda} \quad (14)$$

Donde:

$I_{dr\lambda}$  es la irradiancia UV-B difusa espectral producido por la dispersión de Rayleigh que

llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera.

$I_{da\lambda}$  es la irradiancia UV-B difusa espectral producido por los aerosoles que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera.

$I_{dm\lambda}$  es la irradiancia UV-B difusa espectral producido por múltiples reflexiones entre el suelo y la atmósfera.

La irradiancia UV-B difusa espectral  $I_{dr\lambda}$  producido por la dispersión de Rayleigh se obtiene de la siguiente relación:

$$I_{dr\lambda} = I_{0n\lambda} \cos(\theta_z) \tau_{ma\lambda} [0.5 (1 - \tau_{r\lambda}) \tau_{a\lambda}] \quad (15)$$

Donde:

$\tau_{ma\lambda}$  es la transmitancia total debido a las absorciones moleculares expresada como

$$\tau_{ma\lambda} = \tau_{0\lambda} \tau_{g\lambda} \tau_{wa\lambda} = \tau_{0\lambda} \quad (16)$$

Donde:

$\tau_{0\lambda}$  es la transmitancia espectral del rayo directo debido a la absorción a la capa del ozono, el cual fue definido previamente por la ecuación (12).

$\tau_{g\lambda}$  es la transmitancia espectral del rayo directo debido a la absorción por los gases mixtos uniformes como CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>. Es despreciable en el rango del UV-B del espectro solar (0,280  $\mu\text{m}$  a 0,315  $\mu\text{m}$ ).

$\tau_{wa\lambda}$  es la transmitancia espectral del rayo directo debido a la absorción por el vapor de agua, el cual es despreciable en el rango UV-B del espectro solar (0,280  $\mu\text{m}$  a 0,315  $\mu\text{m}$ ).

La irradiancia difusa dispersada por los aerosoles  $I_{da\lambda}$  que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera, se obtiene a partir de la siguiente relación:

$$I_{da\lambda} = I_{0n\lambda} \cos(\theta_0) \tau_{ma\lambda} [F_c \omega_0 (1 - \tau_{a\lambda}) \tau_{r\lambda}] \quad (17)$$

Se asume que los factores  $F_c$  y  $\omega_0$  son invariantes con respecto a la longitud de onda  $\lambda$ .  $F_c$  se define como el cociente entre la energía dispersada en la dirección entrante y la energía dispersada total;  $\omega_0$  es la dispersión simple del albedo definido como el cociente entre la energía dispersada y la energía total atenuada por los aerosoles (sin dimensiones). Para aerosoles no absorbentes asumiremos que  $\omega_0 = 1$  (Iqbal, 1983). Se utilizaron los datos de  $F_c$  y  $\theta_z$  dados por Robinson (1962) para obtener la siguiente expresión para cualquier hora del día:

$$F_c = 0,9003 + 0,00325\theta_z - 9,04914 \times 10^{-5} \theta_z^2 \quad (18)$$

donde  $\theta_z$  es el ángulo cenital en grados.

La irradiancia difusa espectral producido por múltiples reflexiones  $I_{dm\lambda}$  se obtiene mediante la relación:

$$I_{dm\lambda} = Q_\lambda (\rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda}) / (1 - \rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda}) \quad (19)$$

Donde:

$Q_\lambda$  es la irradiación difusa resultante de múltiples reflexiones entre el suelo y la atmósfera, definida de la siguiente forma:

$$Q_\lambda = (I_{dr\lambda} + I_{da\lambda}) + I_{n\lambda} \cos \theta_z \quad (20)$$

Donde:

$I_{dr\lambda}$  es la irradiancia difusa que llega al suelo producido por la dispersión de Rayleigh después de su primer trayecto por la atmósfera.

$c$ , es el albedo de la atmósfera, el cual constituye la componente difusa reflejada de nuevo al espacio. Se obtiene en forma aproximada como

$$\rho_{a\lambda} = \tau_{ma\lambda} [0.5 (1 - \tau_{r\lambda}) \tau_{a\lambda} + (F - \tau_{r\lambda}) \omega_0 (1 - \tau_{a\lambda}) \tau_{r\lambda}] \quad (21)$$

El primer término de la derecha de la ecuación (21) representa el albedo de

la atmósfera de Rayleigh, y el segundo el albedo de la atmósfera de los aerosoles. El valor del albedo de la atmósfera  $\rho_{a\lambda}$  es muy pequeño. Se utilizará un valor del albedo del suelo  $\rho_{g\lambda}$  de 0,2 para nuestro medio; obviamente, el efecto de las múltiples reflexiones es menor que en otras superficies (e.g., el hielo).

Si combinamos la ecuaciones (19) y (20), la irradiancia difusa espectral en una superficie horizontal puede escribirse como

$$I_{d\lambda} = (I_{d\lambda} + I_{da\lambda}) \frac{1}{1 - \rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda}} + I_{n\lambda} \cos\theta \left[ \frac{\rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda}}{1 - \rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda}} \right] \quad (22)$$

### Irradiancia UV-B global en el suelo

La irradiancia UV-B global es la suma de las irradiancia UV-B directa y la irradiancia UV-B difusa en una superficie horizontal. Sea  $I_{\lambda}$  la irradiancia UV-B global espectral en una superficie horizontal, entonces

$$I_{\lambda} = I_{n\lambda} \cos\theta + I_{d\lambda} \quad (23)$$

$$I_{\lambda} = (I_{n\lambda} \cos\theta + I_{d\lambda} + I_{da\lambda}) / (1 - \rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda}) \quad (24)$$

### MEDICIONES EXPERIMENTALES

Los parámetros meteorológicos representados en este trabajo fueron medidos en el patio solar del Departamento de Física de la Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica (latitud 10° 02' N, longitud 84° 09' W; altitud 1050 m.s.n.m.). Se hicieron mediciones simultáneas radiación UV-B (0,280-0,315 μm) y de la radiación ultravioleta total RUV (0.280-0.395 μm). Estas observaciones fueron realizadas con los siguientes radiómetros:

- Radiación ultravioleta-B (UV-B): radiómetro Kipp & Zonen. Radiómetro tipo UV-S-B-T. Respuesta espectral nominal 0,280-0,315 μm (ver Figura 1).

- Radiación ultravioleta total (RUV): radiómetro Eppley de precisión espectral, modelo TUVR, con rango de efectivo de 0,280 μm a 0,385 μm (ver Figura 2).

Los datos de salida de los radiómetros fueron almacenados automáticamente por medio de un ordenador computarizado de datos o *data logger* (ver Figura 3). A partir de la limpieza diaria de los radiómetros, los datos fueron sujetos a un riguroso control automático.

A partir de la integración de la ecuación (24) para el rango de longitudes de onda λ entre 0,280 μm a 0,315 μm y con un paso de integración de 0,005 μm en los cálculos, se obtuvieron los datos teóricos de la irradiancia UV-B global en una superficie horizontal. Estos posteriormente fueron comparados con valores experimentales medidos en el suelo.



**Figura 1. Radiómetro UV-B utilizado en la medición de la radiación ultravioleta en la banda espectral 280-315 nm.**



**Figura 2. Radiómetro RUV (UV-A+UV-B) utilizado en la medición de la radiación ultravioleta en la banda espectral 280-385 nm.**





**Figura 3. Sistema de adquisición de datos (data logger) utilizado en la toma de los datos de los radiómetros.**

## RESULTADOS

Se presentan a continuación resultados típicos y representativos de las distintas mediciones efectuadas en días de cielos claros en el Patio Solar del Departamento de Física de la Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica.

Las figuras 4, 5, 6 y 7 muestran las variaciones diurnas de la radiación RUV y la radiación UV-B para cuatro días claros, típicos de los meses enero, febrero y marzo de 2009. Se observa un excelente grado de asociación entre las mediciones experimentales de RUV y UV-B, sin embargo a pesar de que los valores de UV-B son comparativamente mucho más pequeños que los valores RUV, que es parte de UV-A, estos son mucho menos energéticos que UV-B. Por ejemplo, el 23 de enero (figura 4) la radiación UV-B representa solamente el 5,27% de RUV; el 11 de febrero (figura 5) la radiación UV-B solamente representa un 5,28% de la radiación RUV; el 12 de febrero (figura 6) la radiación UV-B solarmente representa un 5,12% de la radiación RUV y el 3 de marzo (figura 7) la radiación UV-B solamente representa un 5,2% de la radiación RUV.

La radiación UV-B es mucho más potente de que la radiación UV-A a pesar de que su magnitud es mucho menor. La radiación UV-B que representa solamente un 0,25% de la radiación solar global (0,28 a 3,0  $\mu\text{m}$ ), es la radiación más energética que nos llega a la superficie terrestre, porque es capaz de producir cáncer en la piel. La radiación UV total RUV (UV-A+UV-B) representa aproximadamente un 5% de la radiación solar global. Pero, UV-B es mil veces más potente que UV-A.

La figura 8 correlaciona UV-B versus RUV para mediciones efectuadas desde septiembre 2008 hasta abril 2009. El coeficiente de correlación obtenida entre ambos fue de 0,92, lo que da un coeficiente de determinación del 85% e indica que RUV es un buen estimador de UV-B.

Las figuras 9, 10, 11 y 12 muestran una buena correspondencia entre los valores medidos y predichos de la radiación UV-B para diferentes horas del día del 23 de enero, 30 de enero, 18 de febrero y 27 de febrero. Los valores medidos y predichos forman dos curvas que representan una forma de campana, típico del ciclo diurno de insolación solar para un día claro y sin nubes, donde los valores máximos corresponden a las horas cercanas al mediodía solar y los valores mínimos a las horas cercanas al orto y al ocaso solar.

La figura 13 muestra la comparación entre los datos obtenidos por el radiómetro UV-B con los datos obtenidos con el modelo descrito en condiciones de cielos claros y sin nubes. Como se mencionó previamente, los valores predichos fueron generados mediante integración de la ecuación (24). Se observa en la figura 13 muy poca dispersión alrededor de la línea de mejor ajuste. El coeficiente de correlación lineal obtenido es de 0,99, lo que da un coeficiente de determinación mayor del 98%. Lo anterior demuestra una precisión confiable entre los valores experimentales y predichos de la radiación UV-B para condiciones de cielos claros en Heredia.

Se recomienda probar la confiabilidad del modelo descrito en otros lugares que tengan condiciones climáticas diferentes a las de Heredia, con la finalidad de generar futuros datos de radiación UV-B en el resto del país, que es esencial para evaluar las zonas de mayor y menor exposición de la radiación de onda corta de esta importante banda del espectro solar.

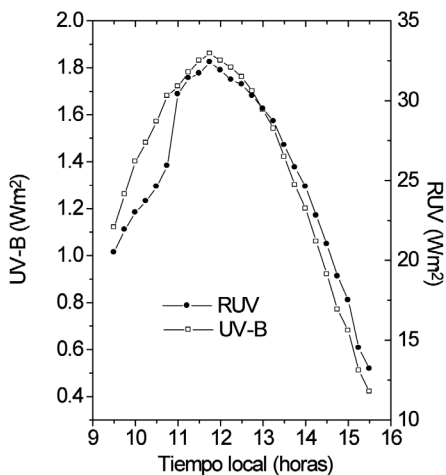


Figura 4. Variación diurna de la radiación ultravioleta UV-B

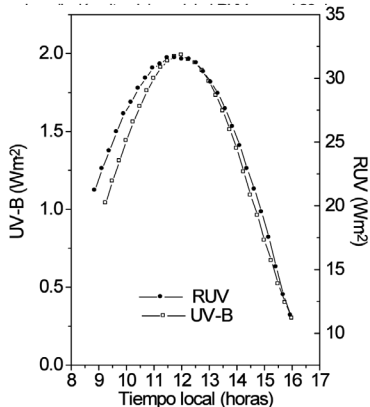


Figura 5. Variación diurna de la radiación ultravioleta UV-B y la radiación ultravioleta global (RUV) para el 11 de febrero de 2009.

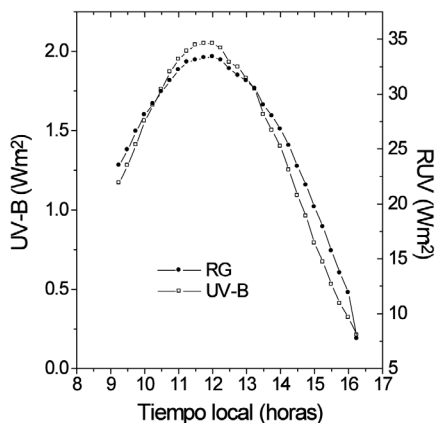


Figura 6. Variación diurna de la irradiación ultravioleta UV-B y la irradiación ultravioleta global (RUV) para el 12 de febrero de 2009.

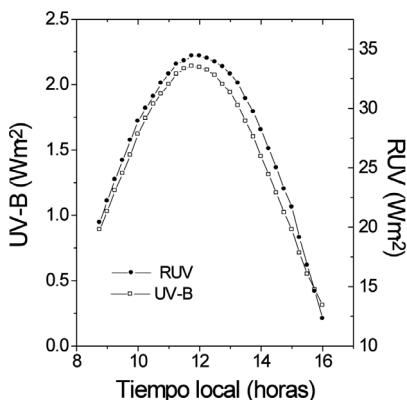


Figura 7. Variación diurna de los valores instantáneos de la radiación UV-B y la radiación ultravioleta RUV para el 3 de marzo de 2009.

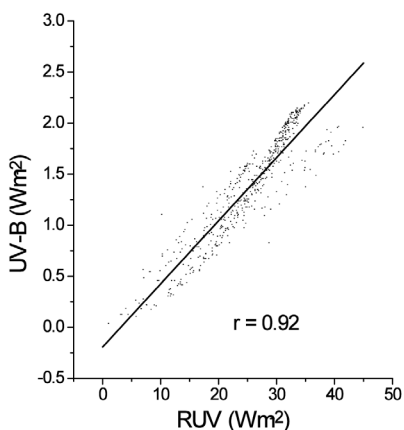


Figura 8. Radiación UV-B en función de la radiación global ultravioleta RUV, medidas ambas sobre una superficie horizontal.

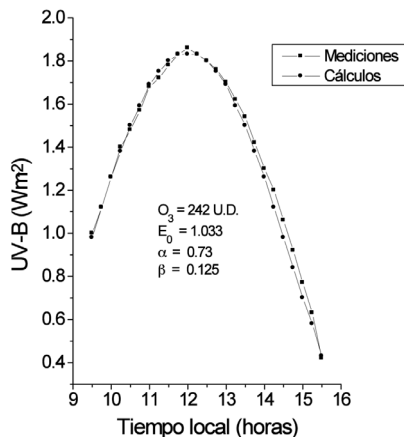
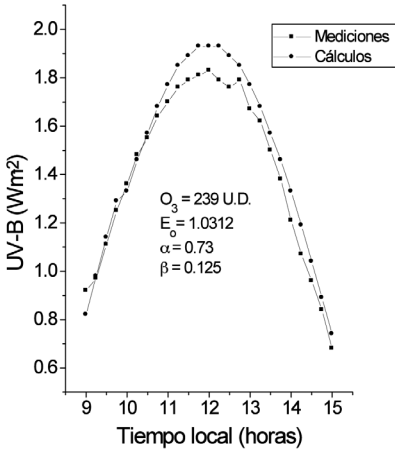
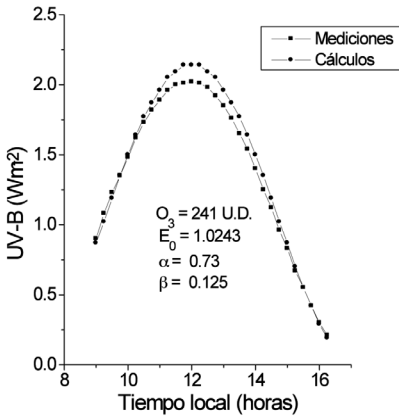


Figura 9. Variación diurna de la radiación UV-B observada y estimada el 23 de enero de 2009.

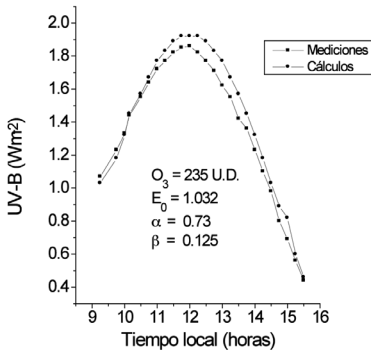




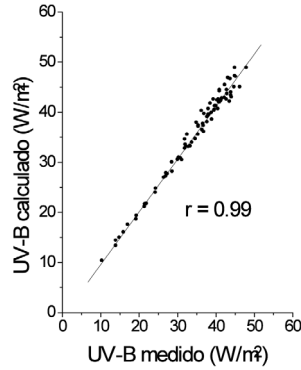
**Figura 10.** Variación diurna de la radiación UV-B observada y estimada el 30 de enero de 2009.



**Figura 11.** Variación diurna de la radiación UV-B observada y estimada el 18 de febrero de 2009.



**Figura 12.** Variación diurna de la radiación UV-B observada y estimada el 27 de febrero de 2009.



**Figura 13.** Comparación de la radiación UV-B con base en mediciones y cálculos utilizando el modelo atmosférico espectral.

### CONCLUSIONES

Se logró probar un modelo espectral atmosférico para la estimación de la radiación solar global ultravioleta-B sobre una superficie horizontal en condiciones de cielos claros y sin nubes en el rango de longitudes de onda entre 280 nm y 315 nm. El modelo es desarrollado con base en los cálculos de las transmitancias espectrales debido al ozono, dispersión de Rayleigh y del aerosol atmosférico. Se logró obtener separadamente la irradiación ultravioleta-B directa y la irradiancia ultravioleta-B difusa, para luego calcular la irradiación global ultravioleta-B mediante la apropiada suma de ambos componentes.

Este estudio fue conducido para comprobar los datos del modelo contra los datos experimentales registrados en el suelo por el sensor de radiación ultravioleta-B para una estación radiométrica localizada en Heredia, Costa Rica. El sistema de datos cubre diferentes horas del día en varios meses del año, período que asegura una variedad de condiciones climáticas de nuestro medio, sin embargo, los datos fueron limitados a condiciones de cielos claros.

Se puede concluir que los resultados obtenidos son aceptables en cuanto a la comparación de los valores observados y calculados de la irradiancia global ultravioleta-B en un superficie horizontal, porque los coeficientes de correlación lineal ( $r$ ) indica valores confiables.

Sin embargo, se espera probar la confiabilidad de este modelo en otros lugares que tengan condiciones climáticas diferentes a las de Heredia con el objetivo de generar mapas mensuales de radiación UV-B en el país.

## BIBLIOGRAFÍA

- Cañada J., J. M. Pizarro & J. V. Bosca. (1993). Determination of Angstrom's turbidity coefficient at Valencia. *Renew. Energy* 3, 621-626.
- Gueymard, C. (1998). Turbidity determination from broadband irradiance measurements: A detailed multicoefficient approach. *J. Appl. Meteorol.* 37, 414-435.
- Gueymard, C. & J. D. Garrison. (1998). Critical evaluation of precipitable water and atmospheric turbidity in Canada using measured hourly solar irradiance. *Solar Energy* 62, 291-307.
- Iqbal, M. (1983). *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press, Toronto.
- Kasten, F. A. (1966). A new table and approximate formula for relative optical air mass. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol*, Ser. B14, 206-223.
- Middleton, W. E. K. (1960). Random reflections in the history of atmospheric optics. *J. Opt. Soc. Am.* 50, 97-100.
- Molineaux, B., P. Ineichen., & J. J. Delaunay. (1995). Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity-Improving model performance. *Solar Energy* 55, 125-37.
- Louche, A., M. Maurel., G. Simonnot., G. Peri., & M. Iqbal. (1987). Determination of Ångström turbidity coefficients from direct total solar irradiance measurements. *Solar Energy* 38, 89-96.
- Leckner, B. (1978). The spectral distribution of solar of solar radiation at the earth surface-elements of a model. *Solar Energy* 20(2):143-150.
- Spencer, J. W. (1971). Fouries series representation of the position of the Sun. *Search* 2(5), 172.
- Pendorf, R. (1957). Tables of refractive index for standard air and the Rayleigh scattering coefficient for the spectral region between 0.2 and 20.0  $\mu\text{m}$  and their application to atmospheric optics. *J. Opt. Soc. Am.* 47(2), 176-182.
- Robinson, N. (1962). *Solar Radiation*. American Elsevier, New York.
- Vigrous, E. (1953). Contribution a l'étude expérimentale de l'absorption de l'ozone. *Ann. Phys.* 8, 709-762.
- World Meteorological Organization. (1991). *Scientific Assessment of Stratospheric Ozone, WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 25*, Geneva.
- World Meteorological Organization. 1994. *Scientific Assessment of Stratospheric Ozone, WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 37*, Geneva.
- Wright, J. y H. Marengo. (1992). Mediciones experimentales de la radiación ultravioleta en el rango 295 nm a 385 nm en Costa Rica. *Revista GEOFISICA* No.36, pp.135-150. México, D.F.
- , (1994). Variación diurna de la radiación solar global ultravioleta con la altitud geográfica en Costa Rica. *UNICIENCIA Vol.10*, pp.15-24. Heredia, Costa Rica.
- Wright, J. (1993). Variación anual de la radiación solar global ultravioleta en Heredia, Costa Rica. *Revista GEOFISICA, No.38*, pp.159-173. México, D.F.
- , (1996). Estudio experimental de la radiación global ultravioleta en San José, Costa Rica. *UNICIENCIA 13*, pp.35-43. Heredia, Costa Rica.
- , (1990). Experimental determination of the atmospheric turbidity parameters  $\alpha$  and  $\beta$  in Heredia, Costa Rica, with optical filters OG530, RG530 and WG350. *The heliograph nr. 2:1990*, p. 16-23. Royal Institute of Technology, Stockholm.
- , (2003). Validación experimental de un modelo espectral para la radiación solar directa en condiciones de cielos claros. *Top. Meteorol. Oceanog.* 10(2): 47-56.
- , (2008). Medición y predicción de la radiación solar global ultravioleta (0.295-0.385  $\mu\text{m}$ ) en condiciones de cielos claros y sin nubes. *UNICIENCIA 22, No. 1 y 2*, pp.45-54. Heredia, Costa Rica.