

CÁLCULO ESPECTRAL DE LA IRRADIACIÓN SOLAR DIRECTA, DIFUSA Y GLOBAL EN HEREDIA, COSTA RICA

Jaime Wright

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

RESUMEN

Un modelo espectral en condiciones de cielos claros, el cual describe el flujo de irradiación solar, es verificado experimentalmente en Heredia, Costa Rica. Se presenta una descripción del modelo comparando sus resultados con mediciones experimentales. El modelo calcula los flujos espectrales de la irradiación solar global, directa y difusa incidente en una superficie horizontal. Los datos necesarios de entrada incluyen latitud, altitud, albedo superficial como características de una localidad, así como las características atmosféricas: turbiedad, vapor de agua precipitable, el contenido total de ozono y el grueso óptico de una materia particular. Los resultados evidencian valores satisfactorios.

Palabras claves: Modelo espectral, irradiación solar, características atmosféricas.

ABSTRACT

A clear sky solar spectral model which describes the irradiation flux has been tested experimentally in Heredia, Costa Rica. A description of the model and comparisons with radiation data are presented. The model computes spectral fluxes of direct, diffuse and global solar irradiation incident on a horizontal surface. Necessary inputs include latitude, altitude, and surface albedo as characteristics of a location as well as the atmospheric characteristics: turbidity, precipitable water vapor, and total ozone content. The results evidence a satisfactory agreement.

Keywords: Spectral model, solar irradiation, atmospheric characteristics.

INTRODUCCIÓN

Las magnitudes y variaciones del rendimiento solar energético afectan directa o indirectamente muchos procesos atmosféricos y biológicos en la Tierra. Para todas las aplicaciones donde la radiación espectral necesita ser evaluada desde el tope de la atmósfera hasta el nivel del suelo, el conocimiento preciso del espectro solar extraterrestre es de primordial importancia. Muchas aplicaciones tecnológicas de la energía solar son basadas en la disponibilidad de la radiación solar directa en altas intensidades. La radiación solar directa en altas intensidades es producida cuando el cielo está sin nubes y libre de brumas, de allí el término de cielos claros. Estudios de modelos de insolación de cielos claros son también necesarios en la optimización de sistemas de refrigeración y aire acondicionado y en la protección de las plantas contra las temperaturas letales.

Cuando el aire se encuentra en su totalidad claro y seco, la atenuación de la radiación solar extraterrestre es debida fundamentalmente a la dispersión continua de todas las moléculas atmosféricas y a la absorción selectiva de gases como CO_2 , O_2 y O_3 . Al introducirse el vapor de agua en la atmósfera, un pequeño incremento relativo en el número total de moléculas gaseosas tiene un efecto muy pequeño en el total de moléculas dispersadas (también llamada dispersión de Rayleigh), sin embargo, tiene un efecto sustancial en la absorción

selectiva de la radiación solar en la región infrarroja. Una atmósfera que contiene remanentes de agua líquida, por supuesto, limpia en el sentido químico, no obstante, resulta ser turbia en el sentido óptico. Disímil a la dispersión continua de la radiación electromagnética por moléculas gaseosas, la cual es limitada aproximadamente a una longitud de onda de 1 μm , la dispersión continua por las gotitas de agua depende de su relación con la cantidad en la atmósfera y la distribución de su tamaño promedio. La contaminación atmosférica es derivada del humo industrial, fuego forestal, erupciones volcánicas y polvo. Esta forma de polución, más gotitas de agua, más otras partículas como las de sal, son llamados aerosoles. Los aerosoles dispersan y absorben la radiación solar, siendo la energía absorbida insignificante comparada con la energía dispersada.

La radiación solar global recibida en cualquier localidad tiene una componente directa y una componente difusa. La radiación que incide sobre una superficie directamente del Sol, sin sufrir cambios de dirección, se conoce como radiación directa, mientras que aquella que llega después de ser reflejada, o incluso la radiación infrarroja emitida por las moléculas después de sufrir un calentamiento por efecto de absorción de radiación solar, se conoce como radiación difusa. La radiación directa es la única componente susceptible de ser concentrada utilizando colectores concentradores; sin embargo, la radiación difusa permite también importantes ganancias de energía, aún con el cielo cubierto de nubes, empleando colectores planos. Tenemos, por lo tanto, que la radiación solar a ras de tierra estará formada por una componente directa, pues llega hasta nosotros sin sufrir desviaciones, y otra difusa, que se difunde por todo el hemisferio celeste, aparentando que es éste quien la irradia. La suma de estas dos componentes en un plano horizontal se denomina "radiación global". La componente difusa puede variar desde un 20% sobre el globo en un día claro, a un 100% en un día nublado. Si no existiese aire, evidentemente toda la radiación sería directa y si mirásemos el cielo, hacia un lugar diferente al ocupado por el Sol, nuestro ojo no percibiría radiación alguna (el cielo se observaría de color negro). Tampoco podríamos, por ejemplo, leer un libro con luz natural, a no ser que éste estuviese expuesto directamente a la luz del Sol. Las nubes difunden la radiación solar más fuertemente que

el aire seco, por lo que en un día nublado toda la radiación que podemos obtener será difusa. En un típico día despejado la radiación directa es varias veces superior a la difusa.

De acuerdo con lo anterior, resulta evidente que la radiación solar que llega a la superficie de la Tierra tendrá una distribución espectral distinta a la existente fuera de la atmósfera, debido no sólo a la absorción y reflexión, sino también a otros factores (altitud del lugar, zona geográfica, etc.). Así, la curva de la distribución espectral dentro de la atmósfera está situada por debajo de la curva correspondiente a la radiación encima de la atmósfera (WRIGHT, 2003). Además, si bien se produce una absorción de energía para todas las longitudes de onda, nos encontramos que para ciertas longitudes las pérdidas son mayores. Esto es debido a un fenómeno de absorción selectiva de estas longitudes de onda por algunos factores atmosféricos. Tenemos, por ejemplo, que las radiaciones de muy pequeña longitud de onda son absorbidas por el ozono, mientras que las radiaciones de la zona del infrarrojo son amortiguadas por la presencia en la atmósfera de vapor de agua, anhídrido carbónico y otras partículas atómicas.

En el presente trabajo se relata una serie de expresiones tomadas básicamente del trabajo previo hecho por IQBAL (1983), y luego por WRIGHT (2003) para Heredia, Costa Rica, con las que se ha conformado un modelo espectral para estimar separadamente las irradiancias directa, difusa y global sobre una superficie horizontal. En casi todos los modelos estudiados en la literatura, el tratamiento de la extinción de la radiación solar directa por los constituyentes atmosféricos es bastante similar.

MATERIALES Y MÉTODOS

La irradiancia indica la cantidad de energía solar que llega a la unidad de área por unidad de tiempo, y sus unidades son Wm^{-2} . La irradiancia directa en una superficie horizontal $I_h(\lambda)$ en el nivel del suelo para una longitud de onda λ es dada por:

$$I_h(\lambda) = I_{0m}(\lambda) E_0 \tau_a(\lambda) \tau_s(\lambda) \tau_w(\lambda) \tau_{\text{aeros}}(\lambda) \tau_o(\lambda) \cos \theta_z \quad (1)$$

$I_{0m}(\lambda)$ 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.

$\tau_{mg}(\lambda)$ es la transmitancia de los gases mixtos uniformes.

$\tau_{wa\lambda}(\lambda)$ es la transmitancia del vapor de agua.

$\tau_{o3}(\lambda)$ es la transmitancia del ozono.

θ_z es el ángulo cenital, en grados, descrito por la ecuación (13).

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

$$E_0 = (r_0/r)^2 = 1.00110 + 0.034221 \cos \Gamma + 0.001280 \sin \Gamma + 0.000719 \cos 2\Gamma + 0.000077 \sin 2\Gamma \quad (2)$$

donde Γ se conoce como el ángulo del día (en radianes), y está dado por:

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

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

δ se obtiene de (SPENCER, 1971):

$$\delta = 0.006918 - 0.399912 \cos \Gamma + 0.070257 \sin \Gamma - 0.006758 \cos 2\Gamma + 0.000907 \sin 2\Gamma - 0.002697 \cos 3\Gamma + 0.00148 \sin 3\Gamma (180/\pi) \quad (4)$$

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:

$$\tau_{\lambda} = \exp(-k_{\lambda} m_i) \quad (5)$$

donde:

k_{λ} es el coeficiente de atenuación dependien-

te 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 debidas a las moléculas, aerosoles, gases mixtos (CO_2 , CH_4 , NO_2 , O_2), vapor de agua y ozono, son a continuación determinadas por las siguientes relaciones.

Transmitancia de la dispersión de Rayleigh

La dispersión o esparcimiento por moléculas de aire descrita por la teoría de Rayleigh está basada en la suposición que la dispersión de las partículas es esférica, y que son menores de 0.2λ de diámetro, las partículas se dispersan independientemente entre sí. Basada en la formulación teórica de PENDORF (1957), LECKNER (1978), se presentó la siguiente fórmula de aproximación del coeficiente de dispersión del aire para condiciones estándares:

(6)

Por consiguiente, la expresión completa de $\text{trans}_{k_{\lambda}} = 0.008735 \lambda^{-4.85} m_r$ dispersión de Rayleigh se define como sigue:

(7)

donde m_r es la masa de aire relativa a la presión actual, $\tau_{\lambda}(\lambda) = \exp(-0.008735 \lambda^{-4.85} m_r)$. 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:

(8)

$$\text{Trans}_{m_r} = \left[\cos \theta_z + 0.15(93.885 - \theta_z)^{-1.133} \right]^{-1}$$

El espesor óptico de la capa del aerosol atmosférico k_{λ} depende tanto de las propiedades de dispersión (esparcimiento) como de 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), éste depende también de 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 Ångström y se escribe como sigue:

$$(9)$$

donde:

$k_{a\lambda} = \beta k^{-\alpha}$ mado coeficiente de turbiedad de Ångström, y es proporcional a la cantidad de material presente en una columna vertical de sección unitaria.

α es un exponente estrechamente relacionado con el tamaño y la forma de la distribución de las partículas. Generalmente α tiene un valor entre 0.5 y 2.5. Un valor de 1.3 es comúnmente utilizado por varios autores (por ejemplo, CAÑADA *et al.*, 1993; GUEYMARD, 1998; LOUCHE *et al.*, 1987) para la mayoría de las atmósferas naturales, como fue originariamente sugerido por ÅNGSTRÖM (1929).

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

$$(10)$$

Dado que un número limitado de modelos calcula $\tau_{a\lambda} = \exp(-\beta k^{-\alpha} m_a)$; los aerosoles como una función de α , y la dificultad relativa de obtener datos confiables de este importante parámetro en la mayoría de los casos citados en la literatura (por ejemplo, CAÑADA *et al.*, 1993; GUEYMARD, 1998; LOUCHE *et al.*, 1987), en el presente trabajo

se ha mantenido el valor de α constante igual a 1.3 para luego determinar β por la ecuación (10). Este valor es consistente con los valores de los aerosoles rurales o continentales hallados en la literatura. Así, muchas de las bases de datos de β son obtenidas implícitamente por este valor específico de α (GUEYMARD y GARRISON, 1998; EL-WAKIL *et al.*, 2001; PEDRÓS *et al.*, 1999, WRIGHT, 2003).

Transmitancia del vapor de agua

Adoptaremos aquí la expresión de la transmitancia espectral del vapor de agua $\tau_{w\lambda}$ sugerida por LECKNER (1978), la cual tiene la siguiente forma:

$$(11)$$

donde:

$$\tau_{w\lambda}(k) = \exp\left(-\frac{0.2385 k_{w\lambda} w m_w}{(1 + 20.07 k_{w\lambda} w m_w)}\right)$$

donde $k_{w\lambda}$ es el coeficiente de absorción del vapor de agua. Los valores de los coeficientes $k_{w\lambda}$ son mostrados en la Tabla 1.

w es el vapor de agua precipitable (cm) en una columna vertical.

m_w es la masa de aire óptica de la capa de vapor de agua.

KASTEN (1966), basado en los estudios de SCHANAID (1938), sugirió la siguiente fórmula para m_w :

$$(12)$$

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

$$m_w = \left[\cos^2 \theta_z + 0.0548 (92.650 - \theta_z)^{1.43} \right]^{-1}$$

$$(13)$$

donde:

h es la altitud solar, altura solar o elevación

$$\cos \theta_z = \cos \delta \cos \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega = \sin h$$

ω es el ángulo horario solar, cero al mediodía y mañana positivo.

ϕ es la latitud geográfica, en grados, norte positivo.

δ es la declinación, es la posición angular del

Tabla 1. Valores de los coeficientes de absorción para el ozono k_{o_3} , gases mixtos $k_{g\lambda}$, y vapor de agua $k_{wa\lambda}$, en la atmósfera, según LECKNER (1978).

λ (μm) (cm^{-1})	k_{o_3} (cm^{-1})	λ (μm)	k_{o_3} (cm^{-1})	k_{o_3}	$k_{wa\lambda}$ (cm^{-1})	λ (μm)	$k_{g\lambda}$	$k_{wa\lambda}$
0.29	38.000	0.6	0.125			1.2		1.60E-02
0.295	20.000	0.605	0.130			1.25	7.30E-03	1.80E-04
0.3	10.000	0.61	0.120			1.3	4.00E-04	2.90E+00
0.305	4.800	0.62	0.105			1.35	1.10E-04	2.00E+02
0.31	2.700	0.63	0.090			1.4	1.00E-05	1.10E+03
0.315	1.350	0.64	0.079			1.45	6.40E-02	1.50E+02
0.32	0.800	0.65	0.067			1.5	6.30E-04	1.50E+01
0.325	0.380	0.66	0.057			1.55	1.00E-02	1.70E-03
0.33	0.160	0.67	0.048			1.6	6.40E-02	1.00E-05
0.335	0.075	0.68	0.036			1.65	1.45E-03	1.00E-02
0.34	0.040	0.69	0.028			1.7	1.00E-05	5.10E-01
0.345	0.019	0.7	0.023		2.40E-02	1.75	1.00E-05	4.00E+00
0.35	0.007	0.71	0.018		1.25E-02	1.8	1.00E-05	1.30E+02
0.355	0.000	0.72	0.014		1.00E+00	1.85	1.45E-04	2.20E+03
0.445	0.003	0.73	0.011		8.70E-01	1.9	7.10E-03	1.40E+03
0.45	0.003	0.74	0.010		6.10E-02	1.95	2.00E+00	1.60E+02
0.455	0.004	0.75	0.009		1.00E-03	2	3.00E+00	2.90E+00
0.46	0.006	0.76	0.007	3.00E+00	1.00E-05	2.1	2.40E-01	2.20E-01
0.465	0.008	0.77	0.004	2.10E-01	1.00E-05	2.2	3.80E-04	3.30E-01
0.47	0.009	0.78	0.000		6.00E-04	2.3	1.10E-03	5.90E-01
0.475	0.012	0.79	0.000		1.75E-02	2.4	1.70E-04	2.03E+01
0.48	0.014	0.8			3.60E-02	2.5	1.40E-04	3.10E+02
0.485	0.017	0.81			3.30E-01	2.6	6.60E-04	1.50E+04
0.49	0.021	0.82			1.52E+00	2.7	1.00E+02	2.20E+04
0.495	0.025	0.83			6.60E-01	2.8	1.50E+02	8.00E+03
0.5	0.030	0.84			1.55E-01	2.9	1.30E-01	6.50E+02
0.505	0.035	0.85			3.00E-03	3	9.50E-03	2.40E+02
0.51	0.040	0.86			1.00E-05	3.1	1.00E-03	2.30E+02
0.515	0.045	0.87			1.00E-05	3.2	8.00E-01	1.00E+02
0.52	0.048	0.88			2.60E-03	3.3	1.90E+00	1.20E+02
0.525	0.057	0.89			6.30E-02	3.4	1.30E+00	1.95E+01
0.53	0.063	0.9			2.10E+00	3.5	7.50E-02	3.60E+00
0.535	0.070	0.91			1.60E+00	3.6	1.00E-02	3.10E+00
0.54	0.075	0.92			1.25E+00	3.7	1.95E-03	2.50E+00
0.545	0.080	0.93			2.70E+01	3.8	4.00E-03	1.40E+00
0.55	0.085	0.94			3.80E+01			
0.555	0.095	0.95			4.10E+01			
0.56	0.103	0.96			2.60E+01			
0.565	0.110	0.97			3.10E+00			
0.57	0.120	0.98			1.48E+00			
0.575	0.122	0.99			1.25E-01			
0.58	0.120	1			2.50E-03			
0.585	0.118	1.05			1.00E-05			
0.59	0.115	1.1			3.20E+00			

Sol al mediodía solar con respecto al plano del ecuador, norte positivo, en grados. (17)

LECKNER (1978) presentó la siguiente fórmula, la cual expresa el agua precipitable en términos de la humedad relativa:

$$(14)$$

donde:

H_r es la humedad relativa en fracciones
 $w = \frac{0.493H_r p_s}{T}$ ratura ambiente en grados kelvin.

p es la presión parcial del vapor de agua del aire saturado y calculado por la siguiente ecuación:

$$(15)$$

La corrección de la presión y temperatura no es necesaria en la ecuación (14), porque ya está incluida.
 $p_s = \exp\left(26.23 - \frac{5416}{T}\right)$ rica.

Transmitancia para los gases uniformemente diluidos en la atmósfera τ_{gl} .

$$(16)$$

donde:

$\tau_{gl} = \exp\left(-\frac{1.41k_{gl}m_z}{1+118.93k_{gl}/m_z}\right)$ ración de los gases en la atmósfera, ración promedio de 320 ppm. Para otras concentraciones, k_{gl} , se corrige para un factor $g/320$, donde g es la concentración actual de los gases. Los valores del coeficiente k_{gl} , utilizados en este modelo, son mostrados en la Tabla 1.

Transmitancia del ozono

VIGROUS (1953) presentó una fórmula apropiada de la forma de la Ley de Bouguer para calcular la transmitancia τ_{oz} para el ozono de la siguiente forma:

donde:

k_{oz} es el coeficiente de atenuación para la absorción del ozono; la Tabla 1 muestra los valores del coeficiente de atenuación para el ozono k_{oz} , según VIGROUS (1953) $\tau_{oz} = \exp(-k_{oz}l m_o)$ 8).
 l es la cantidad de ozono en cm (NTP).
 m_o es la masa óptica relativa para el ozono, dada por la siguiente relación:

$$(18)$$

donde:

z_3 es la altura de la máxima concentración de ozono, la cual es aproximadamente 22 km. La altura del ozono varía con la latitud $m_o = \frac{1+z_3/r_e}{[\cos^2 \theta_s + 2(z_3/r_e)]^{1/2}}$ 70 km. La Tabla 2 muestra los valores del contenido medio mensual del ozono l para la latitud 10° N (según ROBINSON, 1966).

Radiación difusa espectral en el suelo

La radiación difusa al llegar al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera conjuntamente con la radiación directa es en parte reflejada por el suelo. Esta radiación reflejada por el suelo hacia el espacio, después, es parcialmente reflejada de nuevo hacia el suelo por la atmósfera. Este proceso continúa de manera indefinida. A esta reflexión múltiple entre el suelo y la atmósfera se agrega la radiación difusa que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera. La irradiancia difusa espectral I_{dl} está compuesta por las siguientes tres partes:

$$(19)$$

donde:

I_{dl} es la irradiancia difusa espectral producida por la dispersión de Rayleigh que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera.
 $I_{dl} = I_{dr\lambda} + I_{at\lambda} + \epsilon I_{aer\lambda}$ isa espectral producida por los aerosoles que llega al suelo

Tabla 2. Variación estacional del ozono atmosférico I para el paralelo 10° N en cm (NTP).

Mes	En.	Feb.	Mar.	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ago.	Set.	Oct.	Nov.	Dic.
I (cm)	0.23	0.24	0.24	0.25	0.26	0.25	0.25	0.24	0.24	0.23	0.23	0.23

después de su primer paso a través de la atmósfera.

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

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

$$(20)$$

donde:

$\tau_{m\lambda}$ es la transmitancia total debida a las absorciones moleculares, expresada como:

$$(21)$$

$$I_{dm\lambda} = I_{0\lambda} \cos(\theta_z) \tau_{m\lambda} [0.5(1 - \tau_{a\lambda}) \tau_{s\lambda}]$$

donde:

$\tau_{0\lambda}$ es la transmitancia espectral del rayo directo debido a la absorción por la capa de ozono, la cual fue definida previamente por la ecuación (17).

$\tau_{m\lambda} = \tau_{0\lambda} \tau_{g\lambda} \tau_{wa\lambda}$ ncia espectral del rayo directo debido a la absorción por los gases mixtos uniformes como CO₂ y O₂, la cual fue definida previamente por la ecuación (16).

$\tau_{wa\lambda}$ es la transmitancia espectral del rayo directo debido a la absorción por el vapor de agua, la cual fue definida previamente por la ecuación (11).

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:

$$(22)$$

Se asume que los factores F_c y ω_0 son invariantes con respecto a la longitud de onda λ . F_c se define como el cociente entre la energía dispersada en la dirección entrante y la energía dispersada total; ω_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).

$I_{da\lambda} = I_{0\lambda} \cos(\theta_z) \tau_{m\lambda} [F_c \omega_0 (1 - \tau_{a\lambda}) \tau_{s\lambda}]$ ue $\omega_0 = 1$ (QBAL, 1983). La determinación de F_c es difícil de establecer, porque este cociente depende del tamaño, forma y longitud de la onda de las partículas. F_c es, además, una función del ángulo cenital θ_z . En la Tabla 3 se dan los valores de F_c en función de θ_z .

La Figura 1 muestra la gráfica de F_c versus θ_z aplicando los datos de Robinson que son mostrados en la Tabla 3. Se obtuvo una relación polinomial de segundo grado de la forma de la ecuación (23), y el coeficiente de correlación r obtenido entre los datos de Robinson (Tabla 3) y la curva de mejor ajuste obtenido por el método de regresión de los mínimos cuadrados fue 0.99. Dada la confiabilidad del método, los valores de F_c obtenidos por la ecuación (23) se utilizaron posteriormente en la ecuación (26), en la estimación de los valores espectrales del albedo de la atmósfera de Rayleigh $\rho_{a\lambda}$ para cualquier hora del día:

$$(23)$$

donde:

θ_z es el ángulo cenital en grados.

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

Tabla 3. Variación de F_c con θ_z según ROBINSON (1966).

θ_z	0	10	20	30	40	50	60	70	80	85
F_c	0.92	0.92	0.90	0.90	0.90	0.85	0.78	0.68	0.60	0.50

$$F_c = 0.9003 + 0.00325\theta_z - 9.04914 \times 10^{-3} \theta_z^2 \quad (24)$$

Q_λ es la irradiancia difusa resultante de múltiples reflexiones entre el suelo y la atmósfera, definida de la siguiente forma:

$$Q_\lambda = (I_{dir\lambda} + I_{atm\lambda}) / (1 - \rho_{at\lambda}) \quad (25)$$

donde:

$I_{dir\lambda}$ es la irradiancia difusa producida por la dispersión de Rayleigh que llega al suelo $I_{atm\lambda} = Q_\lambda \rho_{at\lambda} / (1 - \rho_{at\lambda})$ por trayecto por la atmósfera.

$\rho_{at\lambda}$ es el albedo de la atmósfera, el cual es la componente difusa reflejada de nuevo al espacio. Se obtiene en forma aproximada como:

$$Q_\lambda = (I_{dir\lambda} + I_{atm\lambda}) + I_{at\lambda} \cos\theta_z \quad (26)$$

El primer término de la derecha de la ecuación (26) 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 $\rho_{at\lambda}$ es muy pequeño. Se utilizará un valor del albedo del suelo ρ_{gl} de 0.2 para nuestro medio; obviamente, el efecto de las múltiples reflexiones es menor que en otras superficies (por ejemplo, el hielo).

El albedo de la atmósfera ρ_{at} puede escribirse como: $\rho_{at} = \tau_{ra} [0.5(1 - \tau_{ra})\tau_{at} + (1 - F_c)\omega_0(1 - \tau_{ra})\tau_{ra}]$ (25), la irradiancia difusa espectral en una superficie horizontal puede escribirse como:

$$(27)$$

Irradiancia global en el suelo

La irradiancia global es la suma de las irradiancias directa y difusa en una superficie horizontal. Sea I_λ la irradiancia global espectral en una superficie horizontal entonces:

$$(28)$$

$$I_\lambda = (I_{dir\lambda} + I_{atm\lambda}) \frac{1}{1 - \rho_{gl}\rho_{at\lambda}} + I_{at\lambda} \cos\theta_z \left(\frac{\rho_{gl}\rho_{at\lambda}}{1 - \rho_{gl}\rho_{at\lambda}} \right) \quad (29)$$

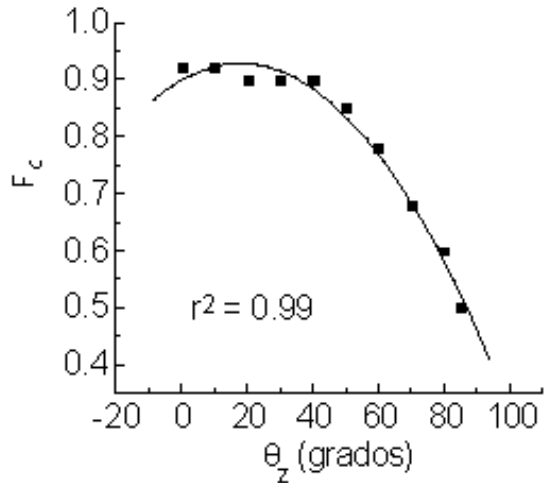


Figura 1. Variación del cociente de la energía dispersada entrante y la energía dispersada total F_c versus el ángulo cenital θ_z .

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 $10^\circ 02' N$, longitud $84^\circ 00' W$ a 1050 m.s.n.m.). Se hicieron doscientas cuarenta y ocho mediciones simultáneas de temperatura ambiente, humedad relativa e irradiancias global y directa incidentes sobre una superficie horizontal. Las irradiancias sobre una superficie normal incidente $I_{n\lambda} = (I_{dir\lambda} \cos\theta + I_{atm\lambda} + I_{at\lambda}) / (1 - \rho_{gl}\rho_{at\lambda})$ respectivamente, en periodos de cielos despejados durante el año 2003. Éstas se realizaron con los siguientes instrumentos:

- Radiación solar global: piranómetro Eppley de precisión espectral, modelo PSP, con rango efectivo de 0.29 μm a 3.8 μm .
- Radiación solar directa: pirheliómetro Eppley normal incidente, modelo NIP, dependencia de temperatura $\pm 8\%$ sobre el rango de temperatura ambiente entre -20 y $40^\circ C$. Sensibilidad 8 $\mu V/m^2$. Impedancia 200 ohmio aproximadamente. Linealidad $\pm 0.5\%$ de 0 a 2800 W/m^2 .
- Rastreadora solar (solar tracker), modelo ST-1, designada para acomodar el pirheliómetro normal incidente. Permite la medición

continua de la radiación solar directa normal incidente.

- Temperatura ambiente (transductor térmico con circuito integrado para dos terminales, equipo analógico, modelo AD 590).
- Humedad relativa (Hydrometric Inc., modelo 8501 A).

Se debe aclarar que los valores de la irradiancia difusa sobre una superficie horizontal I_{dh} se obtuvieron indirectamente; esto es, como la diferencia entre los valores experimentales de la irradiancia global horizontal I_{λ} y los valores experimentales de la irradiancia directa normal incidente I_{dn} , multiplicados por el coseno del ángulo cenital θ_z . La siguiente relación (30) demuestra este procedimiento.

$$(30)$$

o

$$(31)$$

Los sensores se conectaron a un multiplexor analógico (MA), marca Campbell Scientific Inc. (CSI), programado para que dé una lectura automática de cada una de las componentes climáticas. A la par de la limpieza diaria, los datos fueron sujetos a un riguroso control automático.

La confiabilidad del modelo espectral se utilizaron tres tipos indicadores de los errores sugeridos por IQBAL (1983) Y LOUCHE *et al.* (1987).

$$I_{dn} = I_{\lambda} - I_{dh}$$

El error relativo medio de polarización (MBE) es un indicador de la desviación media relativa entre el modelo y los valores medidos, definido como:

$$(32)$$

La raíz del error relativo medio cuadrático (RMSE) es un indicador de las variaciones de los valores calculados alrededor de los valores medidos. Se define de la forma siguiente:

$$(33)$$

El coeficiente de correlación r es una medición de la relación lineal entre los valores calculados por el r $MBE = \frac{\sum (y_c - y_m) / y_m}{N}$ valores medidos. Se define

$$(34)$$

donde: $RMSE = \left[\frac{\sum (y_c - y_m)^2}{N} \right]^{1/2}$ efectivamente, los y_c son calculados y y_m medidos de la irradiancia directa normal incidente.

Los valores de β utilizados en la ecuación (10) son calculados a partir de mediciones hechas *in situ* de la irradiancia directa normal incidente utilizando pirheliómetros en el sitio de estudio (IT 1990), pero $r = \frac{\sum (y_c - \bar{y}_c)(y_m - \bar{y}_m)}{\left[\sum (y_c - \bar{y}_c)^2 \sum (y_m - \bar{y}_m)^2 \right]^{1/2}}$ igual a 1.3.

A partir de la integración de las ecuaciones (1), (27) y (29) para el rango de longitudes de onda λ comprendidas de 0.29 μm a 3.8 μm , y utilizando un paso de integración de 0.005 μm en los cálculos, se obtuvieron los valores teóricos de las irradiancias directa, difusa y global en una superficie horizontal, sus resultados fueron posteriormente comparados con valores experimentales medidos en el suelo.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las Figuras 2 a 9 muestran la distribución espectral de las irradiancias solar directa $I_h(\lambda)$, difusa $I_d(\lambda)$ y global $I(\lambda)$ incidentes sobre una superficie horizontal a ras del suelo. Los espectros de estas figuras presentan los diferentes grados de depleción que sufren las radiaciones solares directa, difusa y global en su paso a través de la atmósfera antes de llegar al suelo. Estas depleciones son producidas por la dispersión y absorción molecular, contenido vertical de ozono, cantidad de vapor de agua, masa de aire atmosférica y cantidad de aerosol.

Los espectros de las gráficas de las Figuras 7 y 8 muestran una mayor atenuación de la irradiancia directa que la difusa, debido al hecho de que a mayor masa de aire atmosférica (2.53 y 2.74, respectivamente) los rayos solares deben atravesar mayor distancia para llegar al suelo –por su oblicuidad– a las 7:45 horas de la mañana. Como consecuencia, la irradiancia global, que es la suma de la directa más la difusa, también sufre atenuación, debido a los constituyentes atmosféricos, por eso se observa en estas figuras que los valores de la irradiancia directa son inferiores a 500 W/m^2 en el rango visible (0.4 a $0.7 \mu\text{m}$), mientras los valores de la irradiancia difusa no exceden los 250 W/m^2 . Lo anterior indica que a mayores valores de masa de aire atmosférica, los espectros ultravioleta y visible experimentan una mayor atenuación (por absorción y dispersión) que la porción infrarroja. Por esta razón, el Sol aparece rojo cuando se encuentra cerca del horizonte.

Cuando la atmósfera es más limpia y seca, mayor es la visibilidad y la transparencia atmosférica y, por lo tanto, menor es la atenuación de la irradiancia directa, debido a los aerosoles atmosféricos, lo que implica que al aumentar la dispersión aerosólica aumenta la radiación difusa y disminuye la radiación directa. Para atmósferas excepcionalmente limpias y secas (valores de β en extremo pequeños), y para masas de aire comparativamente pequeñas, los valores de las irradiancias directa y global son muy altos ($1440 \text{ W/m}^2\mu\text{m}^{-1}$ y $1100 \text{ W/m}^2\mu\text{m}^{-1}$, respectivamente) en el rango espectral visible, como muestran las Figuras 2 y 4. Lo anterior indica que las irradiancias directa, difusa y global varían con el ángulo cenital θ_z . Al incrementarse el ángulo cenital, como es mostrado en las Figuras 7 y 8, los rayos solares deben atravesar mayor masa de aire antes de llegar al suelo, incrementándose así la atenuación, debido a la dispersión de Rayleigh, dispersión aerosólica y absorción del vapor de agua. La dispersión de Rayleigh es causada por moléculas de aire y ocurre en cualquier clima. Preferentemente remueve radiación de onda corta en las regiones ultravioleta y visible. Por lo tanto, el incremento de la dispersión de Rayleigh tiende a reducir las irradiancias directa y global, no así la difusa como muestran los espectros para diferentes masas de aire en las Figuras 2 a 9. La absorción del vapor de agua ocurre en ciertas bandas de longitud de onda, en especial en la región infrarroja. La irradiancia

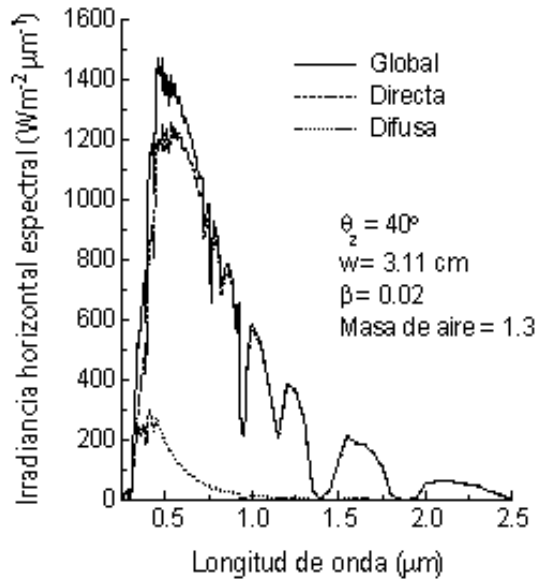


Figura 2. Irradiancia global, directa y difusa espectral en una superficie horizontal el 19 de enero a las 10:15 horas.

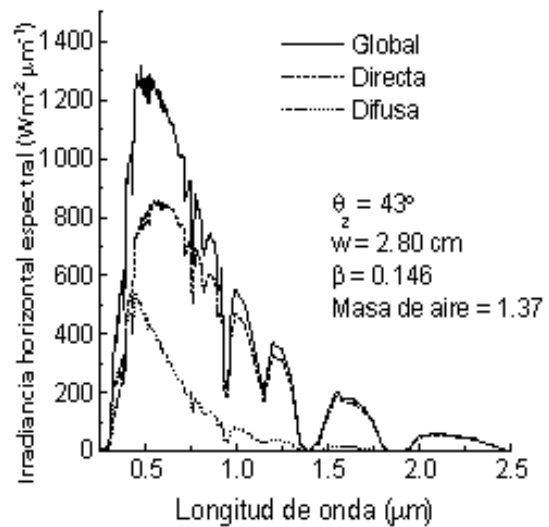


Figura 3. Irradiancia global, directa y difusa espectral en una superficie horizontal el 4 de marzo a las 14:45 horas.

espectral visible es prácticamente inafectada. Así el vapor de agua tiende a aumentar la irradiancia difusa espectral. Para ángulos cenitales altos, consecuentes, masas de aires altos, la dispersión de Rayleigh, la dispersión aerosólica y la absorción del vapor de agua vienen a ser más importantes.

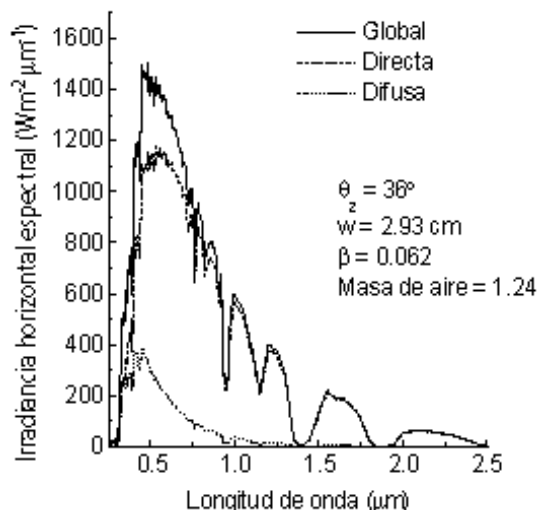


Figura 4. Irradiancia global, directa y difusa espectral en una superficie horizontal el 13 de marzo a las 14:15 horas.

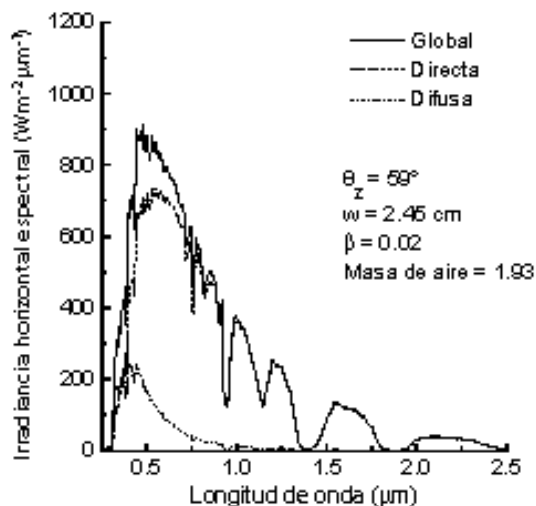


Figura 6. Irradiancia global, directa y difusa espectral en una superficie horizontal el 18 de abril a las 8:00 horas.

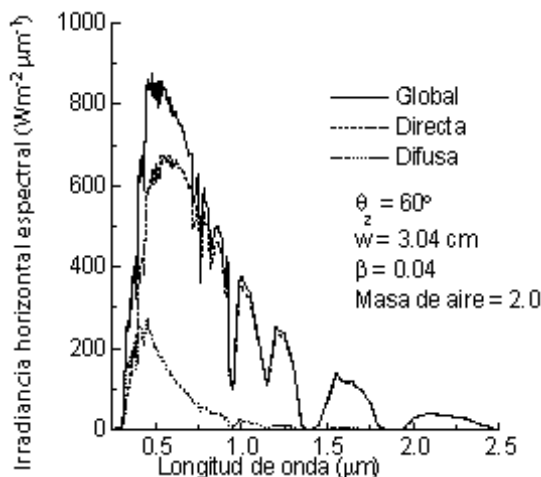


Figura 5. Irradiancia global, directa y difusa espectral en una superficie horizontal el 19 de enero a las 8:30 horas.

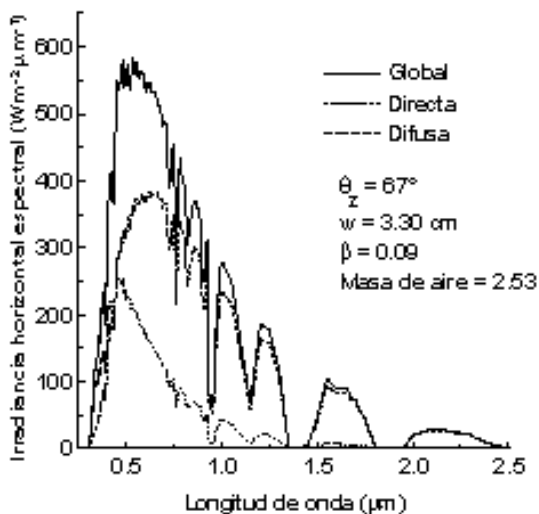


Figura 7. Irradiancia global, directa y difusa espectral en una superficie horizontal el 23 de octubre a las 7:45 horas.

Las irradiancias directa y global decaen y la difusa se incrementa, debido a los dos procesos de dispersión, los cuales preferentemente remueven la radiación en la región visible, la cual domina. Esto es mostrado en las Figuras 7 y 8, donde se han modelado los espectros de las irradiancias directa, difusa y global.

Al comparar la variación de la turbiedad atmosférica con valores idénticos de masa de aire atmosférica, se muestra que valores altos de turbiedad atmosférica coinciden con valores bajos de irradiancia directa y valores altos de irradiancia

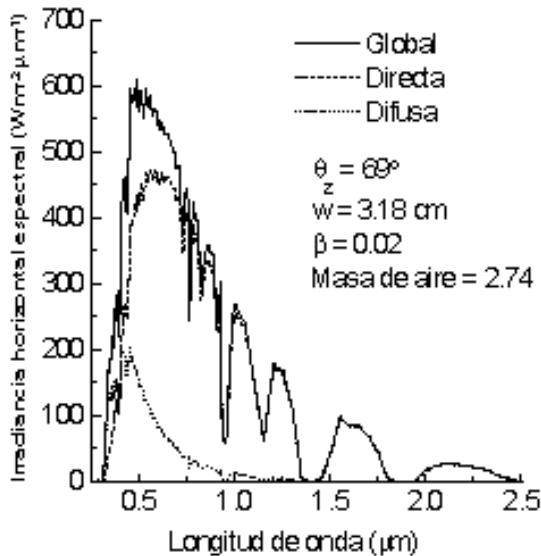


Figura 8. Irradiancia global, directa y difusa espectral en una superficie horizontal el 12 de noviembre a las 7:45 horas.

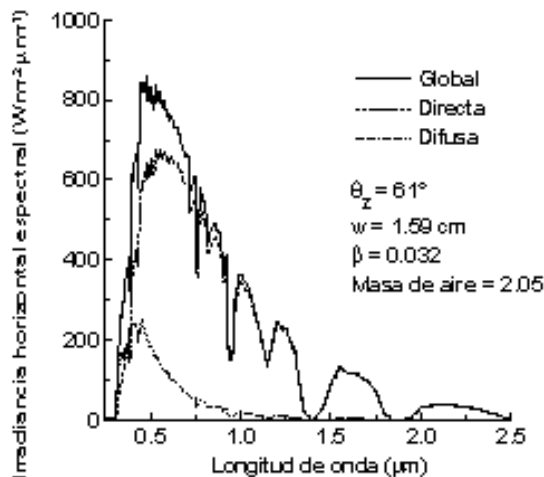


Figura 9. Irradiancia global, directa y difusa espectral en una superficie horizontal el 7 de diciembre a las 15:30 horas.

difusa como se muestra en la Figura 3, mientras valores bajos de turbiedad atmosférica coinciden con valores altos de irradiancia directa y bajos valores de irradiancia difusa como se muestra en la Figura 2, lo cual es atribuido, fundamentalmente al aumento de los núcleos de condensación, vapor

de agua, masa de aire (dispersión de Rayleigh) y al transporte de partículas como polvo, bruma, humo y vapor de agua condensada.

Para condiciones de cielos claros, la cantidad de agua precipitable w en la atmósfera también atenúa la radiación directa principalmente por la absorción de agua en la región infrarroja. Las Figuras 5, 7 y 8 muestran una mayor atenuación de las irradiancias directa y global en la región infrarroja del espectro solar, para longitudes de onda comprendidas entre $0.7 \mu\text{m}$ y $2.5 \mu\text{m}$, por el aumento de la cantidad de agua precipitable.

Las Figuras 10, 11 y 12 muestran las gráficas de los doscientos cuarenta y ocho valores predichos versus los doscientos cuarenta y ocho valores medidos de las irradiancias directa, difusa y global incidentes sobre una superficie horizontal. Como se mencionó previamente, los valores predichos fueron obtenidos mediante la integración de las ecuaciones (1), (27) y (29), en función de la longitud de onda λ para el rango del espectro de la radiación solar ($0.29 \mu\text{m}$ a $3.0 \mu\text{m}$), y utilizando un paso de integración de $0.005 \mu\text{m}$ en los cálculos. Estos valores predichos fueron comparados con mediciones experimentales ejecutadas *in situ* en condiciones de cielos despejados; asimismo, en estas mismas figuras se dan los valores del coeficiente de correlación lineal (r), el error relativo medio de polarización (MBE) y el error relativo medio de la raíz cuadrática (RMSE). Las Figuras 10 y 12 muestran muy poca dispersión alrededor de la línea de mejor ajuste, lo cual da un coeficiente de determinación (r^2) mayor del 98%. Lo que indica una excelente correlación entre los valores medidos y predichos de las irradiancias directa y global. No obstante, la irradiancia difusa (Figura 11) muestra una mayor dispersión alrededor de la recta de mejor ajuste entre los valores predichos y medidos, debido a los procesos de múltiple reflexión y dispersión del rayo directo en la atmósfera antes de llegar al suelo, lo que hace presumir que el coeficiente de determinación (r^2) disminuya al 81%. Sin embargo, los valores de MBE y RMSE dan valores aceptables para las condiciones de cielos claros en Heredia.

Gráficas de los valores de las irradiancias directa, difusa y global medidas y calculadas sobre una superficie horizontal en función de la

hora local el 19 de enero del 2003, se muestran en las Figuras 13, 14 y 15. Las curvas de mejor ajuste representan una forma de campana, típico de la forma de la variación diurna de la insolación en un día sin nubes, donde los valores máximos corresponden a las horas del mediodía solar y los valores mínimos en las horas cercanas al orto y al ocaso solar. Se observa muy poca dispersión entre los valores calculados por el modelo descrito y los valores experimentales; asimismo, la curva de regresión de mejor ajuste coincide perfectamente con los datos, como se muestra en las Figuras 13 y 14. Sin embargo, la dispersión aumenta cuando se trata de la irradiancia difusa (Figura 15), una parte de esta dispersión es atribuida a la múltiple reflexión y a la dispersión de moléculas de aire y los aerosoles que sufre la radiación solar directa en su primera travesía por la atmósfera.

CONCLUSIONES

Se logró probar un modelo espectral para la estimación de las irradiancias directa, difusa y global sobre una superficie horizontal en condiciones de cielos claros en el rango de longitud de onda comprendido ente $0.29 \mu\text{m}$ y $3.0 \mu\text{m}$. El modelo es desarrollado con base en los cálculos de las transmitancias espectrales de los diferentes

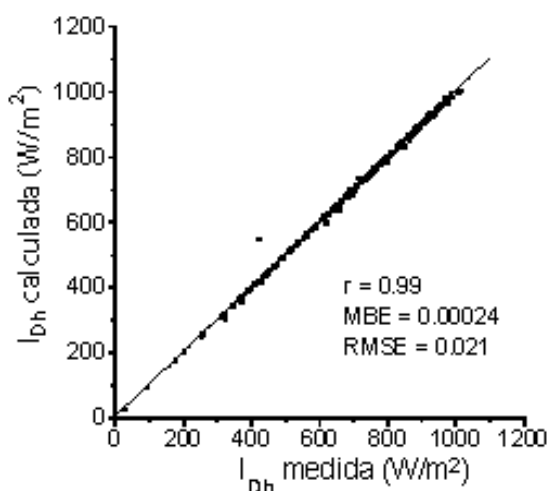


Figura 10. Valores predichos versus valores medidos de la irradiancia directa horizontal I_{Dh} .

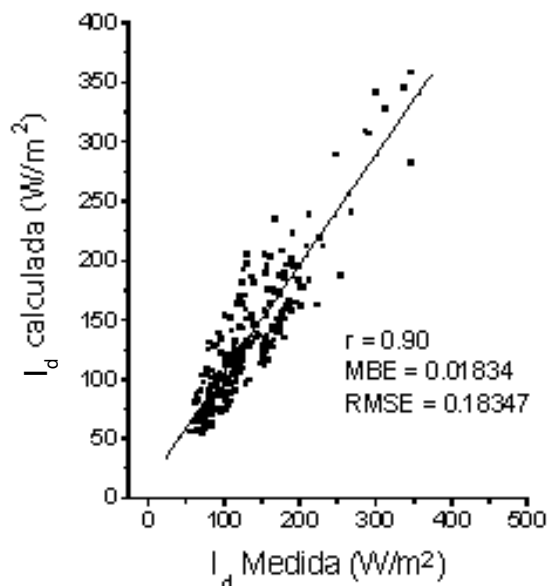


Figura 11. Valores predichos versus valores medidos de la irradiancia difusa horizontal I_d .

procesos radiactivos que afectan la radiación solar en su paso a través de la atmósfera. Se logró obtener separadamente las irradiancias directa y difusa para luego calcular la irradiancia global mediante

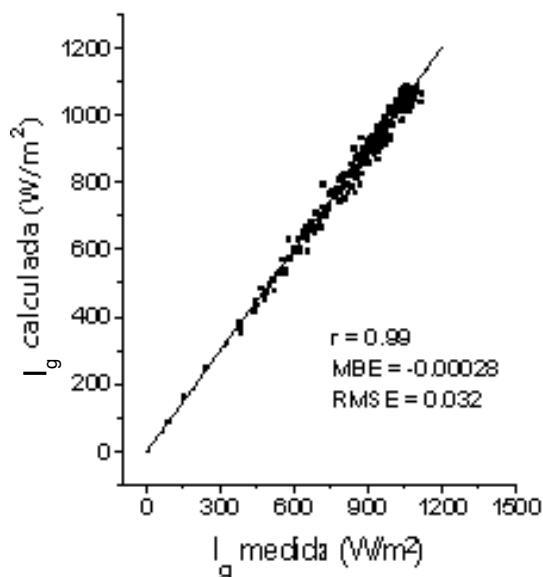


Figura 12. Valores predichos versus valores medidos de la irradiancia global horizontal I_g .

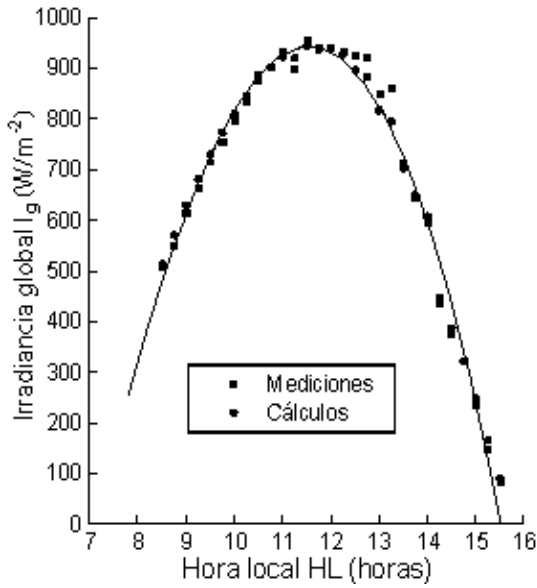


Figura 13. Variación diaria de la irradiancia global observada y estimada el 19 de enero del 2003.

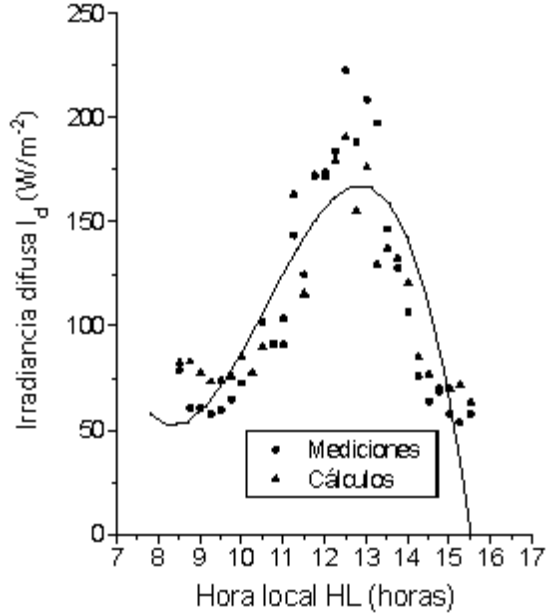


Figura 15. Variación diaria de la irradiancia difusa observada y estimada el 19 de enero del 2003.

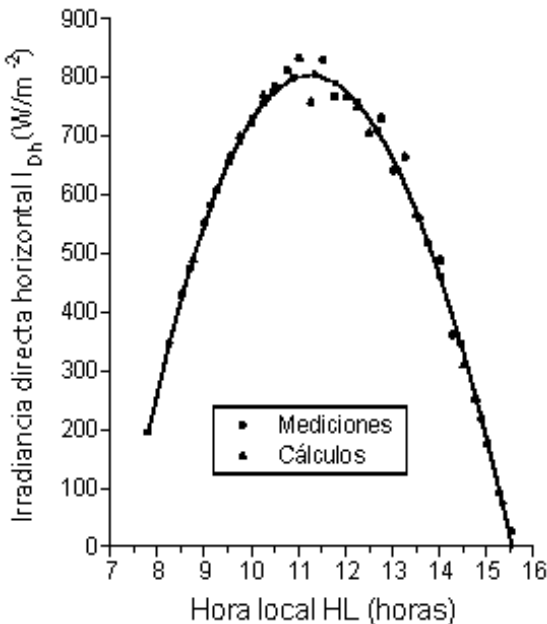


Figura 14. Variación diaria de la irradiancia directa observada y estimada el 19 de enero del 2003.

la apropiada suma de ambas componentes.

Este estudio fue conducido para comprobar los datos del modelo contra los datos experimentales registrados en el suelo por los sensores de radiación (piranómetro y pirheliómetro) para una estación radiométrica localizada en Heredia, Costa Rica. El sistema de datos cubre los doce 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 las irradiancias global, directa y difusa en una superficie horizontal, ya que los valores de los errores obtenidos por los indicadores estadísticos (RMSE, MBE) y el coeficiente de correlación (r) arrojan valores confiables.

Se espera probar la confiabilidad de este modelo en otros lugares que tengan condiciones climáticas diferentes, con el objeto de generar datos futuros de estas tres componentes radiactivas en

el resto del país, que son esenciales en cuanto a la evaluación del recurso solar, aplicaciones de la energía solar, ciencias atmosféricas y calidad del aire.

REFERENCIAS

- Ångström, A. 1929. "On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air". *Geografiska Annual* 2, 156-166.
- Cañada, J., Pizarro, J. M. and Bosca, J. V. 1993. "Determination of Ångström's turbidity coefficient at Valencia". *Renew Energy* 3, 621-626.
- El-Wakil, S. A., El-Metwally, M. and Gueymard, C. 2001. "Atmospheric turbidity of urban and desert areas of the Nile Basin in aftermath of Mt. Pinatubo's eruption". *Theor. Appl. Climatology* 68, 89-108.
- Gueymard, C. 1998. "Turbidity determination from broadband irradiance measurements: A detailed multicoefficient approach". *J. Appl. Meteorol.* 37, 414-435.
- Gueymard, C. A. and Garrison, J. D. 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.
- Leckner, B. 1978. "The spectral distribution of solar radiation at the earth surface - elements of a model". *Solar Energy* 20(2), 143-150.
- Louche, A., Maurel, M., Simonnot, G., Peri G. and Iqbal, M. 1987. "Determination of Ångström turbidity coefficients from direct total solar irradiance measurements". *Solar Energy* 38, 89-96.
- Middleton W., E. K. 1960. "Random reflections in the history of atmospheric optics". *J. Opt. Soc. Am.* 50, 97-100.
- Molineaux, B., Ineichen, P. and Delaunay, J. J. 1995. "Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity-improving model performance". *Solar Energy* 55, 125-137.
- Pedros, R., Utrillas, M. P., Martínez-Lozano J. A. and Tena, F. 1999. "Values of broad band turbidity coefficients in a Mediterranean Coastal Site". *Solar Energy* 66, 11-20.
- Pendrof, R. 1957. "Tables of refractive index for standard air and the Rayleigh scattering coefficient for the spectral region between 0.2 and 20.0 μm and their application to atmospheric optics". *J. Opt. Soc. Am.* 47(2), 176-182.
- Robinson, N. (ed.). 1966. *Solar Radiation*. American Elsevier, New York.
- Schanaid, F. 1938. "Berechnung der relativen Schichtdicken des wasserdampfes in der Atmosphäre". *Meteorol. ZSS*, 296-299.
- Spencer, J. W. 1971. "Fourier series representation of the position of the Sun". *Search* 2(5), 172.
- Vigrous, E. 1953. "Contribution a l'étude expérimentale de l'absorption de l'ozone". *Ann. Phys.* 8, 709-762.
- Wright, J. 1990. "Experimental determination of the atmospheric turbidity parameters α and β in Heredia, Costa Rica, with optical filters OG530, RG530 and WG350". *The Heliograph*. Nr. 2, 16-23. Royal Institute of Technology, Stockholm.
- Wright, J. 2003. "Validación experimental de un modelo espectral para la radiación solar directa en condiciones de cielos claros". *Top. Meteorol. Oceanog.* 10(2), 47-56.

