

VARIACIÓN DIURNA DE LA RADIACIÓN NETA DE LA ATMÓSFERA CON LAS CONDICIONES DE INSOLACIÓN, EMISIVIDAD, HUMEDAD Y TEMPERATURA

Jaime Wright

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

RESUMEN

El conocimiento de la energía disponible en la superficie terrestre es de importancia fundamental en la solución de muchos problemas científicos. El balance de radiación provee una buena estimación de esa energía. Mediciones presentes de los componentes del balance de radiación no siempre están disponibles cuando son requeridas. Este trabajo estudia el comportamiento de las intensidades de las radiaciones global, infrarroja y neta, con base en mediciones experimentales tomadas por un período de tres años en el área metropolitana de Heredia, Costa Rica. Se obtuvo una buena correlación entre la radiación neta y la radiación solar global. Los resultados también demuestran una moderada correlación entre la radiación neta y los siguientes parámetros climáticos: la temperatura del aire, la emisividad infrarroja de la atmósfera y el índice de claridad del cielo, y una pobre correlación entre la radiación neta y la presión de vapor de agua y la radiación infrarroja de la atmósfera.

ABSTRACT

Knowledge of the energy available at the surface is of great importance in solving many scientific problems. Radiation balance provides a good estimation of this energy. Present measurements of the components of radiation balance are not always available. This work accounts for the measurements of the intensities of global, infrared and net radiation carried out for the period of three

over Heredia, Costa Rica, metropolitan area. A good correlation between net and global solar radiation were obtained. The results also show a moderated correlation between net radiation and the following weather parameters: air temperature, infrared sky emittance, clearness index and water vapor pressure, and a poor correlation between net radiation and water vapor pressure and infrared sky radiation.

INTRODUCCIÓN

Investigaciones presentes en diversos campos necesitan de información detallada sobre datos de radiación solar global, radiación infrarroja de la atmósfera y radiación neta en algunos lugares específicos. Aunque los datos de radiación solar global están disponibles para muchas localidades, a veces existen algunas dificultades prácticas en su utilización e interpretación, puesto que generalmente consisten en radiación solar global (directa más difusa). Por ejemplo, en Costa Rica únicamente la Sección de Energía Solar del Departamento de Física de la Universidad Nacional, en la sede de Heredia, hace mediciones experimentales rutinarias de radiación infrarroja de la atmósfera.

El proceso actual del intercambio de radiación infrarroja (radiación de onda larga) en la atmósfera es muy complicado. En todos los niveles la atmósfera absorbe radiación de onda larga, dependiendo de los constituyentes de absorción

presentes, reemite radiación de onda larga de acuerdo con su temperatura y su emisividad (Ley de Stefan-Boltzman). La emisión es hacia arriba y hacia abajo. Estos procesos de absorción y reemisión toman lugar en una base continua a través de toda la atmósfera, no obstante, cuantitativamente son más importantes en las capas bajas, donde las concentraciones de vapor de agua y dióxido de carbono son mayores (MCINTOSH y THOM 1981, BLISS 1961). Esta reemisión de energía neta hacia abajo, llamada radiación infrarroja (IR) de la atmósfera, es la que contribuye al calentamiento global de la superficie terrestre (OKE 1986, LIOU 1980, LONGLEY 1970).

La radiación infrarroja de la atmósfera depende fundamentalmente del contenido de vapor de agua, dióxido de carbono y ozono (DUFFIE y BECKMAN 1992, INEICHEN *et al.* 1984). En días despejados, un importante déficit radiactivo ocurre precisamente cerca del pico de máxima emisión de la Tierra, en los intervalos entre los 8 mm y 14 mm, aproximadamente, la energía sale directamente al espacio (LIOU 1980) sin ser absorbida por la atmósfera y esa radiación se pierde completamente, o sea, no se devuelve a la Tierra. Es decir, la atmósfera es transparente a esa radiación. A ese intervalo de máxima emisión de la Tierra se le llama ventana abierta del infrarrojo en el espectro de absorción de la atmósfera despejada.

Esta radiación IR puede medirse directa o indirectamente con un pirgeómetro, pero este instrumento es sumamente caro y delicado y no es utilizado en mediciones climáticas rutinarias. Por esta razón, en la mayoría de las aplicaciones prácticas, la radiación infrarroja de la atmósfera es estimada indirectamente, por lo que se requiere de fórmulas que la describan en términos de variables meteorológicas fácilmente medibles. Desde el trabajo pionero de ANGSTRÖM (1918), muchos modelos han sido propuestos por varios autores, desde los más teóricos hasta los más empíricos.

Muchas fórmulas empíricas que utilizan la temperatura ambiente, o cualquier otra variable que describa la humedad del aire, fueron propuestas (ANGSTRÖM 1918, BRUNT 1932, BRUTSAERT 1975, EXELL 1978, IDSO 1981, IDSO y JACKSON 1969, SWINBANK 1963). Otros modelos

también han sido propuestos, pero estos hacen una estimación de la radiación infrarroja de la atmósfera con condiciones de cielos nublados (BERDAHL y FROMBERG 1982, CENTENO 1982, KIMBALL *et al.* 1982). Sin embargo, estos modelos dependen fuertemente de las condiciones nubladas del cielo y de un factor que caracteriza las nubes y difieren de un estudio a otro.

El objetivo del presente artículo es, por lo tanto, proponer algún modelo estadístico basado en mediciones experimentales, para predecir los valores horarios y diarios de la radiación neta de la atmósfera, utilizando algunos parámetros meteorológicos que pueden ser medidos por una estación automática en el nivel de superficie.

MATERIALES Y MÉTODOS

La estación actinométrica está situada en el Departamento de Física de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica (latitud 10° 02'N, longitud 84° 09'W; altitud 1.050 m). La radiación infrarroja de la atmósfera fue medida por un pirgeómetro Eppley de precisión espectral, modelo PIR, cuyo rango efectivo de medición es de 4 a 50 mm. La radiación solar global fue medida por un piranómetro Eppley de precisión espectral, modelo PSP, su rango efectivo de medición es de 0,295 a 2,8 μm .

Adicionalmente, la temperatura ambiente fue medida por una termocupla de platino (100 W), marca CSI, modelo HMP35c, con precisión de $\pm 0,4$ °C, para mediciones en el rango comprendido entre -33 °C y +40 °C, y la humedad relativa fue medida por un sensor higrométrico capacitivo "hydrometer", marca CSI, modelo HPM35c, con precisión de $\pm 5\%$, para el rango entre 30 y 90% de humedad relativa.

Las mediciones fueron recolectadas por un multiplexor analógico (MA), marca Campbell Scientific, Inc. (CSI), con lectura automática de cada una de las componentes climáticas. A la par de la limpieza diaria, los datos fueron sometidos a un riguroso control automático.

Una serie de mediciones de temperatura, humedad, radiación global y radiación infrarroja

fueron recolectadas y almacenadas cada quince minutos. Los datos representados aquí cubren el período de tres años, desde el 1 de marzo de 1997 hasta el 29 de febrero de 2000.

ALGUNAS CONSIDERACIONES TEÓRICAS

En casi todas las estaciones actinométricas del país se hacen observaciones de radiación solar global, pero no de radiación neta de la atmósfera, por lo que se requieren relaciones estadísticas para estimar los datos de radiación neta en función de los datos de radiación solar global, radiación infrarroja de la atmósfera, temperatura del aire, presión del vapor de agua, emisividad infrarroja de la atmósfera e índice de claridad del cielo. El índice de claridad K_T , es un indicador de las condiciones de transmisividad atmosférica; por ejemplo, en un día completamente nublado, los valores de K_T tienden a cero, y en otro del todo despejado (día claro), los valores de K_T tienden a uno. El índice de claridad es definido por COLLIBER (1991) de la siguiente manera:

$$K_T = \frac{I}{I_0} \quad (1)$$

donde I es la radiación solar global horaria e I_0 es la radiación solar extraterrestre horaria, ambas en un plano horizontal. I_0 es calculada por la siguiente relación (IQBAL 1983):

$$I_0 = I_{SC} E_0 (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \sin \phi \cos \omega_i) \quad (2)$$

donde

I_{SC} = constante solar (FRÖHLICH y BRUSA 1981), cuyo valor más reciente es 1.367 W/m^2 .

E_0 = el factor correctivo de excentricidad para la distancia media Tierra-Sol.

δ = declinación del Sol en grados.

ϕ = es la latitud geográfica en grados = $10,17^\circ$.

ω_i = es el ángulo horario, cero al mediodía y se toma positivo en la mañana y negativo en la tarde, cada hora equivale a 15° .

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

$$E_0 = (r_0/r)^2 = 1,00110 + 0,034221 \cos \Gamma + 0,001280 \sin \Gamma + 0,000719 \cos 2\Gamma + 0,000077 \sin 2\Gamma \quad (3)$$

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

$$\Gamma = 2\pi(d_n - 1)/365 \quad (4)$$

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):

$$\delta = 0,006918 - 0,399912 \cos \Gamma + 0,070257 \sin \Gamma - 0,006758 \cos 2\Gamma + 0,000907 \sin 2\Gamma - 0,002697 \cos 3\Gamma + 0,00148 \sin 3\Gamma (180/\pi) \quad (5)$$

La presión del vapor e de agua se obtuvo por

$$e = e_s H_R / 100 \quad (6)$$

donde H_R es la humedad relativa (%), y e_s la presión del vapor de agua saturado (Pa), obtenido por (ROGERS 1979),

$$e_s(T_a) = 611 \exp(17,27 (T_a - 273)/(T_a - 36)) \quad (7)$$

Para obtener la emisividad infrarroja aparente ε de la atmósfera, se divide el flujo de la radiación infrarroja de la atmósfera $\phi \downarrow$ por σT_a^4 (AUBINET 1994), o sea

$$\varepsilon = \phi \downarrow / \sigma T_a^4 \quad (8)$$

donde T_a designa la temperatura ambiente medida en el nivel del suelo en $^\circ\text{K}$, σ es la constante de Stefan-Boltzman [$\sigma = 5,67 \cdot 10^8 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ K}^4)$].

La radiación neta de la atmósfera R_n está dada por la siguiente relación (LIU 1980):

$$R_n = R_g - R_r - \sigma T_a^4 + \phi \downarrow \quad (9)$$

donde R_g es la radiación solar global, R_r es la radiación reflejada por la superficie, σT_a^4 es la radiación emitida desde la superficie del suelo hacia la

atmósfera y $\phi\downarrow$ es la radiación infrarroja emitida desde la atmósfera hacia la superficie del suelo. R_r también es definida como $R_r = \alpha R_g$, donde α es el albedo de la superficie, equivalente a 0,25 para el caso nuestro (LONGLY 1970, DUFFIE y BECKMAN 1992, WALLACE y HOBBS 1977).

Si consideramos los términos con la misma longitud de onda e introducimos el albedo superficial, la ecuación (9) puede expresarse simbólicamente como:

$$R_n = R_g(1-\alpha) - \sigma T^4 + \phi\downarrow \quad (10)$$

donde $R_g(1-\alpha)$ es la radiación de onda corta, y $-\sigma T^4 + \phi\downarrow$ es la radiación efectiva de onda larga, también llamada radiación de onda larga neta.

Mediciones de radiación de onda corta están disponibles en la mayoría de las estaciones meteorológicas del país, pero no las mediciones de radiación de onda larga, por lo que se requiere de relaciones estadísticas para estimar los datos de la radiación térmica atmosférica en función de algunos parámetros climáticos. Algunas de las relaciones estadísticas más ampliamente usadas son las de ANGSTRÖM (1918) y BRUNT (1932), ambas relacionan la radiación térmica atmosférica con la temperatura del aire y la presión del vapor de agua. Más recientemente, AUBINET (1994) desarrolló algunos modelos empíricos utilizando datos de temperatura del aire, humedad, presión del vapor de agua e índice de claridad del cielo, en la estimación de la radiación térmica atmosférica en condiciones de cielos cubiertos y despejados. INEICHEN *et al.* (1984) correlacionaron valores del déficit radiactivo tierra-atmósfera con valores del índice de claridad del cielo.

Este estudio concluye con unas consideraciones prácticas sobre la radiación neta. Según LINACRE (1968), DAVIES (1967) y otros autores, la relación entre la radiación neta y la radiación solar global es lineal, si consideramos que α es aproximadamente constante para cada superficie y que las fluctuaciones de la radiación neta en un día sin nubes tienen muy poca influencia sobre las variaciones estacionales o anuales del albedo superficial. Con esta hipótesis, la ecuación (10) adquiere la forma siguiente:

$$R_n = b R_g - a \quad (11)$$

donde a y b son coeficientes que dependen del lugar donde se hicieron las mediciones.

RESULTADOS

Si definimos R_{ent} como la radiación de onda corta y larga entrante y R_{sat} como la radiación de onda corta y larga saliente, entonces de la ecuación (9): $R_{ent} = R_g + \phi\downarrow$ y $R_{sat} = -(\sigma T^4 + R_r)$. Lo que implica que $R_n = R_{ent} - R_{sat}$. Si $R_{ent} < R_{sat}$, entonces $R_n < 0$, lo que demuestra que la suma de radiación de onda corta (proveniente del Sol, R_g) y larga (proveniente de la atmósfera, $\phi\downarrow$) entrante es menor que la suma de radiación de onda corta (reflejada por el suelo, $-R_r$) y larga (emitida por el suelo, $-\sigma T^4$) saliente, lo que resulta en un déficit radiactivo de la atmósfera. Mientras que valores positivos de la radiación neta ($R_n > 0$) indican que es mayor la radiación de onda corta y larga entrante que la radiación de onda corta y larga saliente. Finalmente, si $R_n = 0$, implica que $R_{ent} = R_{sat}$, lo que resulta en un equilibrio radiactivo entre el flujo de energía entrante y el flujo de energía saliente.

En la figura 1 se muestra la distribución anual de los valores horarios medios mensuales de la radiación neta R_n obtenida mediante la ecuación (9). La distribución diurna de R_n muestra una simetría definida: valores máximos entre 10 y 14 horas, y valores mínimos antes de las 7 y después de las 17 horas, es decir, en horas cercanas al orto y al ocaso, respectivamente. La curva de la gráfica de la figura 1, muestra valores negativos (esto es, se enfría) poco antes de las 7 horas y poco después de las 17 horas. En horas cercanas a las 7 y a las 17 horas la curva de la gráfica tiende a cero (i.e., $R_n = 0$), es decir, el instante cuando se equilibran los flujos de energía entrante y saliente. Los valores máximos de R_n , reflejados en torno al mediodía local, se deben al aumento de la elevación solar y a la máxima emisión de radiación infrarroja desde la atmósfera hacia la superficie.

Los meses de mayor radiación neta son febrero, marzo y abril y los de menor radiación neta son setiembre y octubre, los cuales corresponden, respectivamente, a los meses de mayor y menor transmisividad atmosférica. El valor máximo (0,673

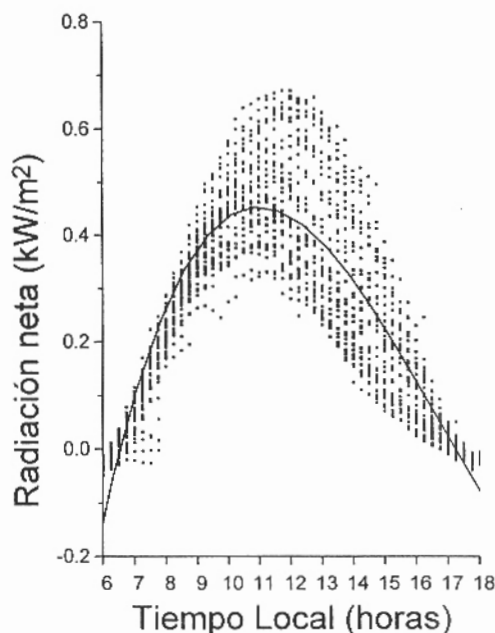


Figura 1. Distribución diurna (entre 6 y 18 horas) de los datos de radiación neta de la atmósfera obtenida durante tres años.

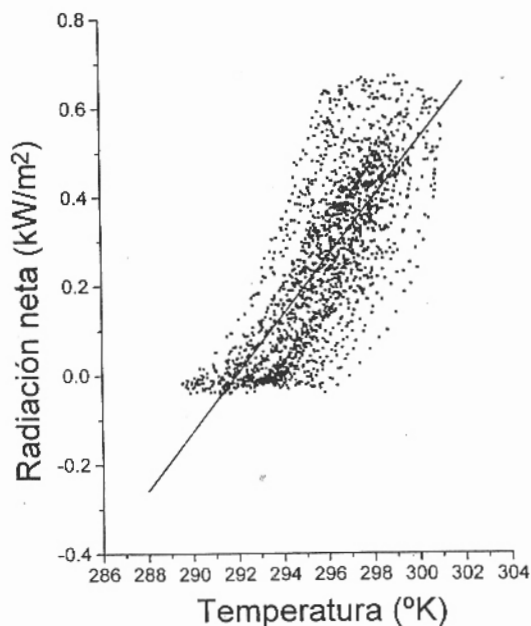


Figura 2. Correlación entre los valores horarios medios mensuales de la radiación neta de la atmósfera y la temperatura del aire obtenida durante tres años.

kW/m^2) de R_n en el período en cuestión, correspondió al mes de marzo de 1997, a las 11:45 a.m.

Las figuras 2 a 7 muestran las gráficas de la radiación neta R_n versus la temperatura del aire T_a (figura 2), la radiación solar global R_g (figura 3), la radiación infrarroja de la atmósfera $\phi\downarrow$ (figura 4), la presión del vapor de agua e (figura 5), la emisividad infrarroja de la atmósfera ϵ (figura 6) y el índice de claridad del cielo K_T (figura 7). Tal como se muestra en estas gráficas, la radiación solar global, la temperatura del aire, la emisividad infrarroja y el índice de claridad del cielo son las que correlacionan mejor con los datos, mientras que la radiación infrarroja de la atmósfera y la presión del vapor de agua son las que correlacionan peor.

El cuadro 1 muestra los coeficientes de regresión (a_0 y a_1), el error de la raíz media cuadrática (RMSE) y el coeficiente de correlación lineal (r) obtenido entre la radiación neta (R_n) y cada uno de estos parámetros climáticos, i.e., T_a , R_g , IR , e , ϵ y K_T . Las rectas de mejor ajuste trazadas en las gráficas de las figuras 2 a 7 se obtuvieron numéricamente por el método de los mínimos cuadrados.

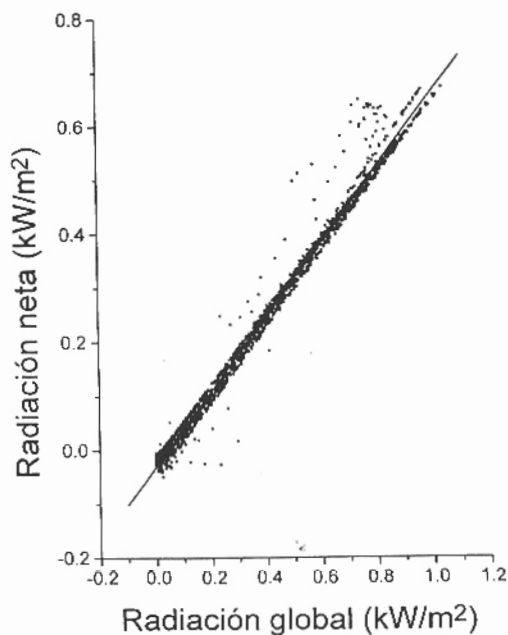


Figura 3. Correlación entre los valores horarios medios mensuales de la radiación neta de la atmósfera y la radiación solar global obtenida durante tres años.

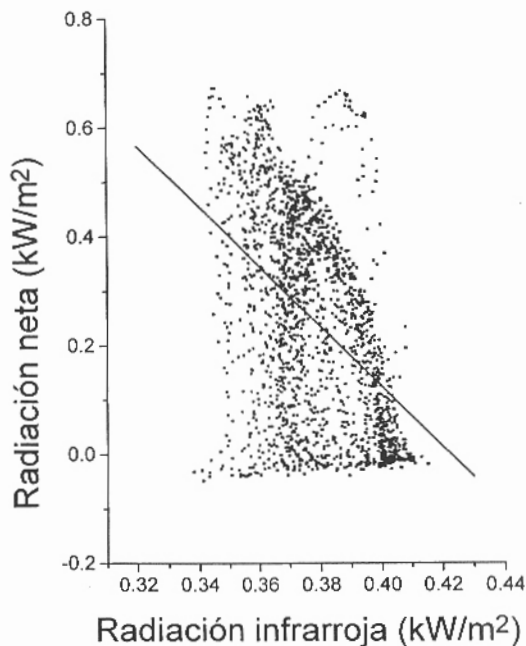


Figura 4. Correlación entre los valores horarios medios mensuales de la radiación neta de la atmósfera y la radiación infrarroja de la atmósfera obtenida durante tres años.

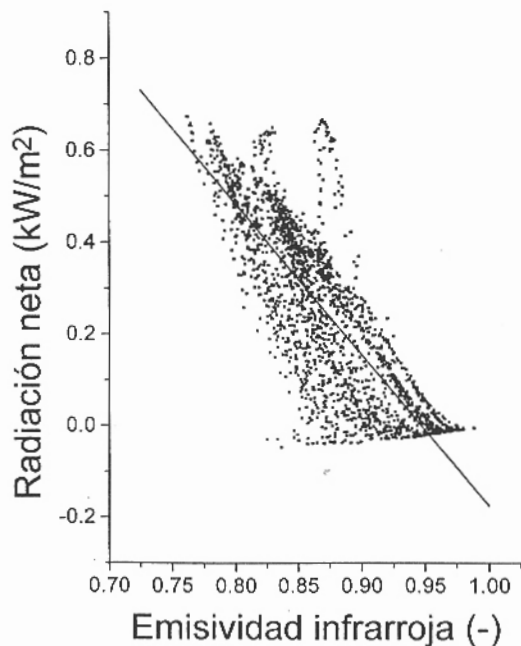


Figura 6. Correlación entre los valores horarios medios mensuales de la radiación neta de la atmósfera y la emisividad infrarroja de la atmósfera obtenida durante tres años.

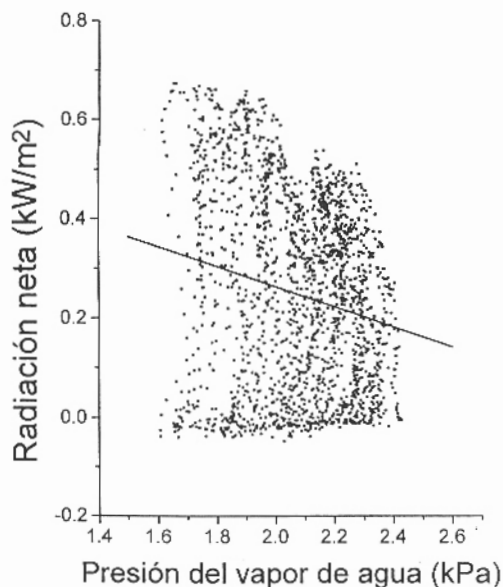


Figura 5. Correlación entre los valores horarios medios mensuales de la radiación neta de la atmósfera y la presión del vapor de agua obtenida durante tres años.

La dispersión observada alrededor de la recta de regresión es variable en los distintos parámetros climáticos. Una parte de la dispersión se debe a la presencia de nubes o a la precipitación en el momento cuando se hicieron las mediciones. Las mayores dispersiones corresponden a la radiación infrarroja (figura 4) y la presión del vapor de agua (figura 5). En tres parámetros de los seis analizados, el coeficiente de correlación es mayor o igual a 0,80, lo que da un coeficiente de determinación mayor o igual del 64%. El mayor coeficiente de correlación (r) alcanza 0,99 para la radiación solar global y el menor para la presión del vapor de agua -0,20 (ver cuadro 1).

Los valores del RMSE obtenidos en el cuadro 1 muestran que la radiación global, el índice de claridad, la emisividad infrarroja de la atmósfera y la temperatura del aire son los que modelan mejor con los datos, mientras la presión del vapor de agua y la radiación infrarroja de la atmósfera son las que modelan peor.

Cuadro 1.

Valores de a_0 y a_1 en la ecuación de regresión ($y = a_0 + a_1x$), el error de la raíz media cuadrática RMSE y el coeficiente de correlación r , con base en valores horarios medios mensuales.

Variabes climáticas	a_0	a_1	RMSE	r
Temperatura del aire ($^{\circ}\text{K}$)	-19,13 kW/m^2	0,0655 $\text{kW/m}^2\text{-}^{\circ}\text{K}$	0,1226 kW/m^2	0,78
Presión del vapor de agua (Kpa)	0,66786 kW/m^2	-0,20241 $\text{kW/m}^2\text{-kPa}$	0,1909 kW/m^2	-0,20
Radiación solar global (kW/m^2)	-0,0310 kW/m^2	0,69312	0,02145 kW/m^2	0,99
Radiación infrarroja (kW/m^2)	2,33 kW/m^2	-5,516	0,1736 kW/m^2	-0,45
Emisividad (-)	3,1166 kW/m^2	-3,291 kW/m^2	0,117 kW/m^2	-0,80
Índice de claridad (-)	-0,0856 kW/m^2	0,77826 kW/m^2	0,1150 kW/m^2	0,81

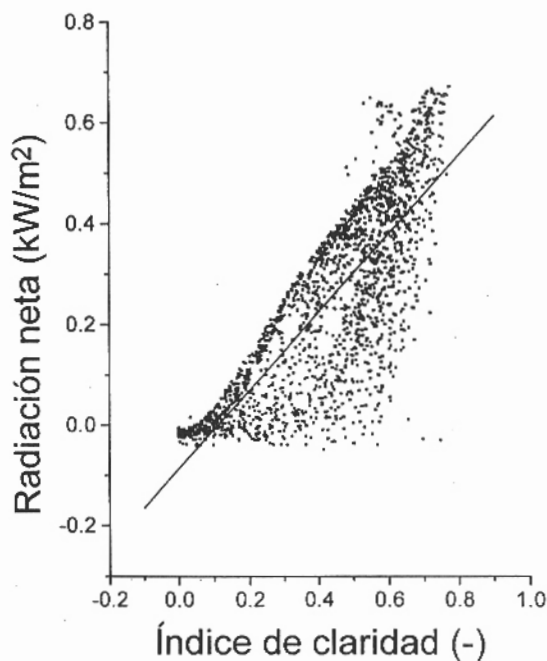


Figura 7. Correlación entre los valores horarios medios mensuales de la radiación neta de la atmósfera y el índice de claridad del cielo obtenida durante tres años.

Como se mencionó previamente, la ecuación (11) muestra la existencia de una relación lineal entre la radiación neta y la radiación solar global. Con los datos de R_g y R_n obtenemos una relación para el área estudiada. La ecuación resultante que se muestra en el cuadro 1 y la figura 3, puede ser expresada por

$$R_n = 0,693 R_g - 0,031 \text{ W/m}^2 \quad (12)$$

para los valores horarios medios mensuales de Heredia con una correlación $r = 0,99$. La alta correlación obtenida es sorprendente, puesto que se correlacionaron los datos de todas las condiciones climáticas y atmosféricas del periodo en cuestión. Este resultado es muy importante, porque muestra que la variación diurna anual de la radiación de onda larga y los efectos estacionales del albedo superficial son pequeños.

Los valores diarios medios mensuales de la radiación neta H_n y los valores diarios medios mensuales de la radiación solar global H_g también presentan una buena correlación lineal r , tal como se muestra en la figura 8. La ecuación resultante obtenida por el método de regresión de los mínimos cuadrados es expresada como

$$H_n = 0,64 H_g - 0,504 \text{ MJ/m}^2 \quad (13)$$

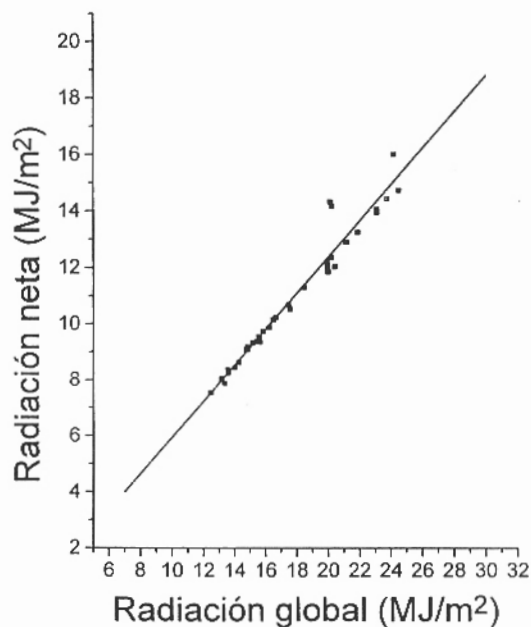


Figura 8. Correlación entre los valores diarios medios mensuales de la radiación neta de la atmósfera y la radiación solar global obtenida durante tres años.

con una correlación $r = 0,98$, y con un error cuadrático medio $RMSE = 0,51 \text{ MJ/m}^2$, para los datos de Heredia.

CONCLUSIÓN

La radiación neta y la radiación solar global se correlacionan bien (para valores horarios y valores diarios), para todas las condiciones climáticas del año, lo que demuestra que la radiación solar global es un buen estimador de la radiación neta. Se encontró una pobre correlación entre la radiación neta, la radiación infrarroja de la atmósfera y la presión del vapor de agua, lo que demuestra que la variación diurna de la radiación neta no solamente está asociada con la temperatura, la humedad y la radiación térmica de la atmósfera, sino con otras condiciones responsables de la transmisividad atmosférica (i.e., nubosidad).

Las ecuaciones representadas en el cuadro I son válidas solamente para el lugar donde se hicie-

ron las mediciones (Heredia, Costa Rica), pero se considera que el procedimiento puede ser aplicado en otras zonas, donde se requiera estimar el comportamiento de la radiación neta en función de la temperatura del aire, radiación infrarroja, radiación solar global, presión del vapor de agua, emisividad infrarroja e índice de claridad del cielo. El modelo de regresión obtenido se calculó para un área individual, pero la coincidencia de los resultados con los de otros autores hace posible inferir ciertas conclusiones para la validez de este modelo de regresión para diferentes lugares solamente como un modelo descriptivo y predictivo que permita obtener la radiación neta cuando los radiómetros netos no están disponibles.

REFERENCIAS

- Angström, A. 1918. A study of the radiation of the atmosphere. *Smithson. Inst. Misc. Coll.* 65: 159-161.
- Aubinet, M. 1994. Long wave sky radiation parameterizations. *Solar Energy* 53: 147-154.
- Berdahl, P. y A. Fromberg. 1982. The thermal radiance of clear skies. *Solar Energy* 29: 229-314.
- Bliss, R.W. 1961. Atmospheric radiation near the surface of the ground. *Solar Energy* 5: 103.
- Brunt, D. 1932. Notes on radiation in the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 58: 389-420.
- Brutsaert, W. 1975. On a derivable formula for long wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.* 11: 742-744.
- Centeno, M. 1982. New formulae for the equivalent night sky emittance. *Solar Energy* 28: 489-498.
- Colliber, D.G. 1991. Techniques of estimating incident solar radiation. In: B.F. Parker (ed.). *Solar energy in agriculture*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-66.
- Davies, J.A. 1967. A note on the relationship between net radiation and solar radiation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 93: 109.
- Duffie, J.A. y W.A. Beckman. 1992. *Solar energy thermal process*. Wiley, New York, pp. 935.
- Exell, R.H.B. 1978. The atmosphere radiation climate of Thailand. *Solar Energy* 21: 73-79.
- Fröhlich, C. y R.W. Brusa. 1981. Solar radiation and its variation in time. *Sol. Phys.* 74: 209-215.

- Idso, S.B. 1981. A set of equations for full spectrum and 8 to 14 mm and 10.5 to 12.5 mm thermal radiation for cloudless skies. *Water Resour. Res.* 17: 295-304.
- Idso, S.B. y F. Jackson. 1969. Thermal radiation of atmosphere. *J. Geophys. Res.* 74: 53-97.
- Ineichen, P., J.M. Gremaud, O. Guisan y K. Mermoud. 1984. Infrared sky radiation in Geneva. *Solar Energy* 32: 537-545.
- Iqbal, M. 1983. An introduction to solar radiation. Academic Press, 390 pp.
- Kimball, A., S.A. Idso y J.K. Aase. 1982. A model of thermal radiation from partly cloudy and overcast skies. *Water Res.* 18: 931-936.
- Linacre, E.T. 1968. Estimating the net radiation flux. *Agr. Meteorol.* 5: 49.
- Liou, K.N. 1980. An introduction to atmospheric radiation. Academic Press, Inc., 392 pp.
- Longley, R.W. 1970. *Tratado ilustrado de meteorología*. John Wiley & Sons, Inc., USA, 332 pp.
- McIntosh, D.H. y A.S. Thom. 1981. *Essentials of Meteorology* 3, 346 pp.
- Oke, T.R. 1986. *Boundary layer climates*. Methuen & Co. Ltd., USA, 371 pp.
- Rogers, R.R. 1979. *A short course in cloud physics* (second edition). Pergamon Press, 235 pp.
- Spencer, W. 1971. Fouries series representation of the position of the Sun. *Search* 2: 172.
- Swinbank, W.C. 1963. Longwave radiation from clear skies. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 89: 339-348.
- Wallace, M. y P.V. Hobbs. 1977. *Atmospheric Science and Introductory Survey*. Academic Press, Inc., 398 pp.