

## Distribución espacio-temporal de la radiación solar neta en superficie sobre el trópico americano del Hemisferio Norte

Edwin Campos<sup>1</sup>

*Instituto Meteorológico Nacional,  
Ministerio del Ambiente y Energía, San José, Costa Rica*

Walter Fernández

*Departamento de Física Atmosférica, Oceánica y Planetaria,  
Escuela de Física y Centro de Investigaciones Geofísicas,  
Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica*

(Recibido 15 marzo 1996, aceptado 20 mayo 1996)

### ABSTRACT

The results of Pinker and Laszlo's physical model for solar radiation budget are used in order to analyze the daily net surface solar radiation ( $Q^*$ ) on tropical regions of the Northern Hemisphere of the Americas. The values of  $Q^*$  are averaged for grid points spaced  $2.5^\circ$ , between longitudes  $55^\circ\text{O}$  and  $120^\circ\text{O}$  and latitudes  $0^\circ$  and  $35^\circ\text{N}$ , for each of the 12 months of the year, from March 1985 to December 1988. The results show significative differences in the values of  $Q^*$  between the land and oceanic areas, due possibly to different albedos and climatic factors. On the Caribbean Sea and the Gulf of México, it is observed a great relationship of  $Q^*$  with the position of the sun through the year, which shows a weak influence of the synoptic scale meteorological systems upon the short wave radiation in this region. A persistence of minimum values of  $Q^*$  is found over the Eastern-equatorial Pacific and Northwestern Sud America, which it is associated to the cloudiness originated by the Inter-tropical Convergence Zone (ITCZ) and to the "anchoring low" to the south of Panamá and to the west of Colombia.

### 1. Introducción

La relevancia del balance de radiación solar es fundamental en la dinámica de la atmósfera, debido a que dicho balance determina los patrones de circulación general en el océano y la atmósfera; los cuales a su vez determinan el clima sobre el planeta Tierra.

Del balance de radiación en superficie y en el tope de la atmósfera se puede calcular el calentamiento radiativo tanto de la atmósfera como del suelo. Además, el balance de radiación en superficie juega un papel decisivo en la estructura vertical termodinámica de la atmósfera y en los

flujos de calor sensible y latente desde el suelo. El conocimiento del balance de radiación también es importante en estudios oceanográficos, debido a que éste determina las fuentes y sumideros de energía, motores del transporte horizontal en el océano.

Durante la década de los ochenta se dio un auge en las investigaciones de la radiación solar utilizando datos satelitales, por sus ventajas sobre los datos generados por radiómetros de superficie. Producto de esto, se desarrollaron muchos modelos numéricos para el cálculo del balance de radiación a partir de este tipo de datos. Estos modelos permiten obtener la irradiancia solar en superficie considerando los efectos de la atmósfera, lo cual es más fácil en el rango de onda corta ( $0.3$  a  $4.0 \mu\text{m}$ ) que en el de onda larga ( $4$  a  $100 \mu\text{m}$ ). Esto se debe, principalmente, a que en el intervalo de onda corta,

<sup>1</sup>Corresponding author address: Edwin Campos, Instituto Meteorológico Nacional, Apartado 7-3350, 1000 San José, Costa Rica. E-mail: [ecampos@coco.imn.ac.cr](mailto:ecampos@coco.imn.ac.cr)

existe una dependencia lineal entre la radiación reflejada en el tope de la atmósfera y los flujos de superficie, lo que no ocurre en la onda larga (Pinker *et al.* 1995, Schmetz 1991).

Existen modelos tanto físicos como empíricos para el cálculo del balance de radiación. Los empíricos se basan en correlaciones entre variables atmosféricas (como la concentración de ciertos gases) y propiedades radiativas (como la irradiancia y el albedo). Los modelos físicos basan sus cálculos en las ecuaciones de balance energético.

Desde 1986, el proyecto de Balance de Radiación en Superficie (SRB) del Programa de Investigación del Clima Mundial (WCRP) ha probado diversos algoritmos satelitales para onda corta y onda larga con experimentos de campo especiales y datos globales. En estas pruebas, varios algoritmos para onda corta han mostrado poseer una exactitud suficiente para investigaciones climáticas con valores mensuales medios. Los errores son inferiores a  $10 \text{ Wm}^{-2}$  bajo condiciones ideales, cuando los satélites están bien calibrados y no hay datos faltantes (Whitlock *et al.* 1995, Pinker *et al.* 1995). Además, estudios del procesamiento global experimental utilizando datos del Proyecto Internacional de Climatología de Nubes Mediante Datos Satelitales (ISCCP) han mostrado que dos de los algoritmos para onda corta poseen suficiente exactitud en los procedimientos de llenado de datos faltantes como para garantizar la producción de grandes conjuntos de datos globales (NASA Langley Research Center, 1994). Estos dos algoritmos utilizan parámetros del ISCCP registrados a intervalos de 3 horas como datos de entrada, y ambos aplican correcciones espectrales y angulares (no incluidos en los datos originales del ISCCP) basadas en el Balance de Radiación de la Tierra (ERB) del Nimbus-7 (NOAA-7) y los resultados del Experimento de Balance de Radiación de la Tierra (ERBE). Estos algoritmos también separan los efectos superficiales de los aerosoles, cosa que tampoco hace el ISCCP. Cada algoritmo utiliza su propio esquema para el tratamiento de la nubosidad, el cual ya ha sido extensamente comparado con observaciones. El Centro de Análisis de Datos Satelitales (SDAC) también ha comparado los resultados básicos del SRB con mediciones directas desde superficie (NASA Langley Research Center 1994).

Uno de esos algoritmos fue desarrollado por Staylor (Darnell *et al.*, 1992; NASA Langley Research Center, 1994) y el otro por Pinker y Laszlo (Pinker y Laszlo 1992; NASA Langley

Research Center, 1994). El modelo de Pinker y Laszlo, cuyos resultados son los datos utilizados en este trabajo, es un modelo físico que utiliza un procedimiento iterativo basado en cálculos de transferencia radiativa.

## 2. Datos y área de estudio

Los datos utilizados en este trabajo son los resultados del modelo de Pinker y Laszlo, corrido con datos de entrada que abarcan un período de aproximadamente cuatro años, que permitirán analizar la radiación solar global neta en superficie sobre el trópico americano del Hemisferio Norte. Dicha variable da una idea, mucho mejor que la radiación solar global, de la energía solar que le queda disponible al suelo para realizar sus procesos climáticos.

Se usan los valores del promedio mensual de la radiación solar neta diaria en superficie ( $Q^*$ ), obtenidos por el Primer Balance de Radiación en Superficie del WCRP (NASA Langley Research Center, 1994), utilizando el modelo físico de balance de radiación de Pinker y Laszlo (Pinker y Laszlo, 1992). Se entiende por  $Q^*$  la diferencia entre la radiación solar incidente y la radiación ascendente de onda corta, ambas en superficie. Los promedios mensuales son basados en promedios cada 24 horas (el promedio mensual de valores horarios). El período de estudio abarca del mes de marzo de 1985 a diciembre de 1988. El área de estudio está ubicada entre las latitudes  $0^\circ$  y  $35^\circ\text{N}$ , y entre las longitudes  $55^\circ\text{O}$  y  $120^\circ\text{O}$ . Dichos datos se encuentran localizados en puntos de grilla con  $2.5^\circ$  de separación.

Una vez obtenidos los promedios mensuales de  $Q^*$ , en cada punto de grilla en estudio y para cada uno de los meses considerados, se calcularon sus promedios mensuales y luego se generaron los mapas del promedio mensual de  $Q^*$ .

## 3. Análisis de los resultados

Las Figuras 1 y 2 muestran la distribución de los valores mensuales medios de  $Q^*$ , para el área de estudio, y para cada uno de los meses del año.

Lo primero que resalta de los campos de radiación solar neta en superficie sobre el trópico americano del Hemisferio Norte, son los valores mínimos sobre tierra firme. Dicho patrón puede atribuirse, en principio a la diferencia entre el albedo

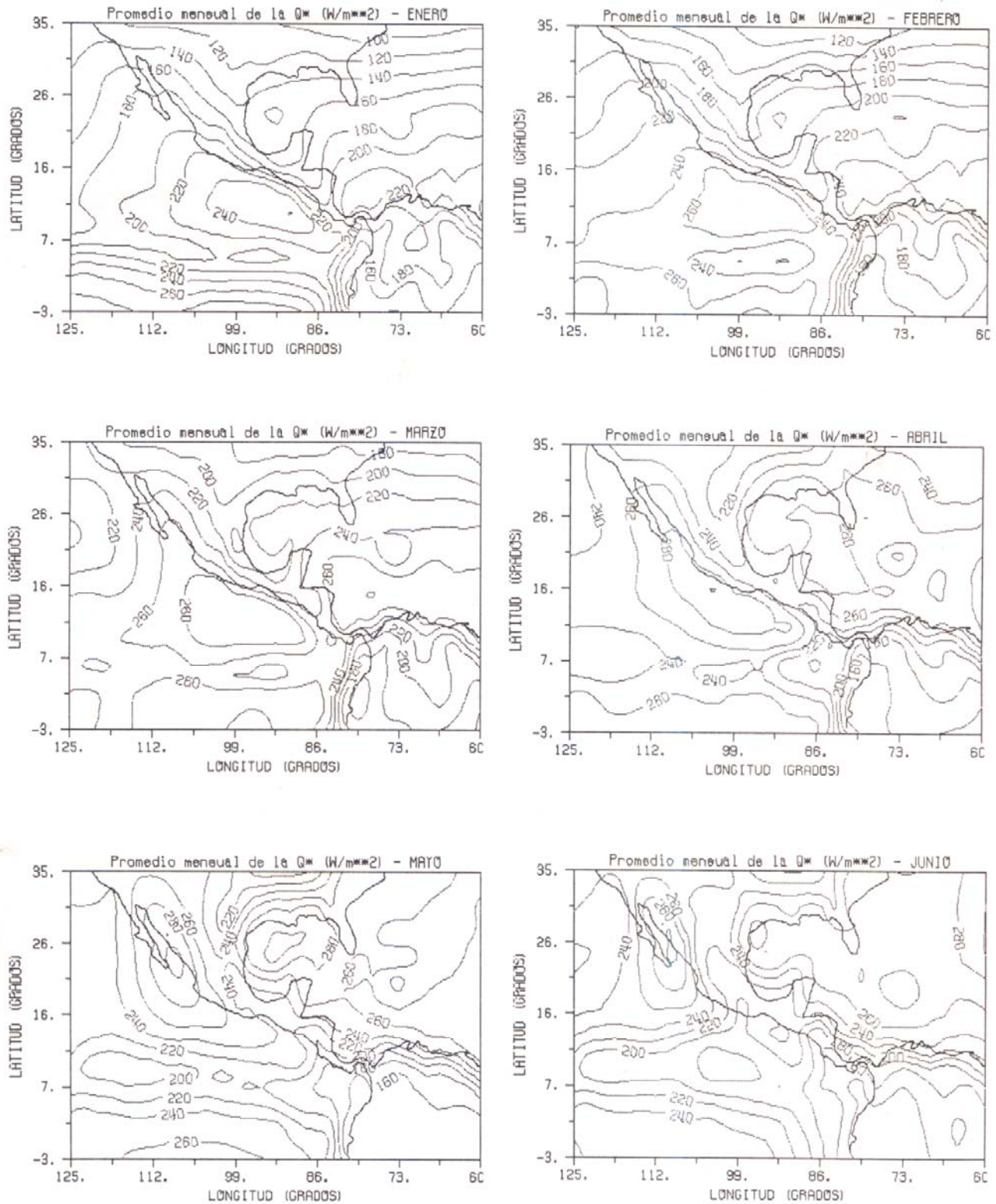


Fig. 1. Promedio mensual de la radiación neta en superficie para los meses de enero, febrero, marzo, abril, mayo y junio (en  $Wm^{-2}$ ). Período de marzo de 1985 a diciembre de 1988.

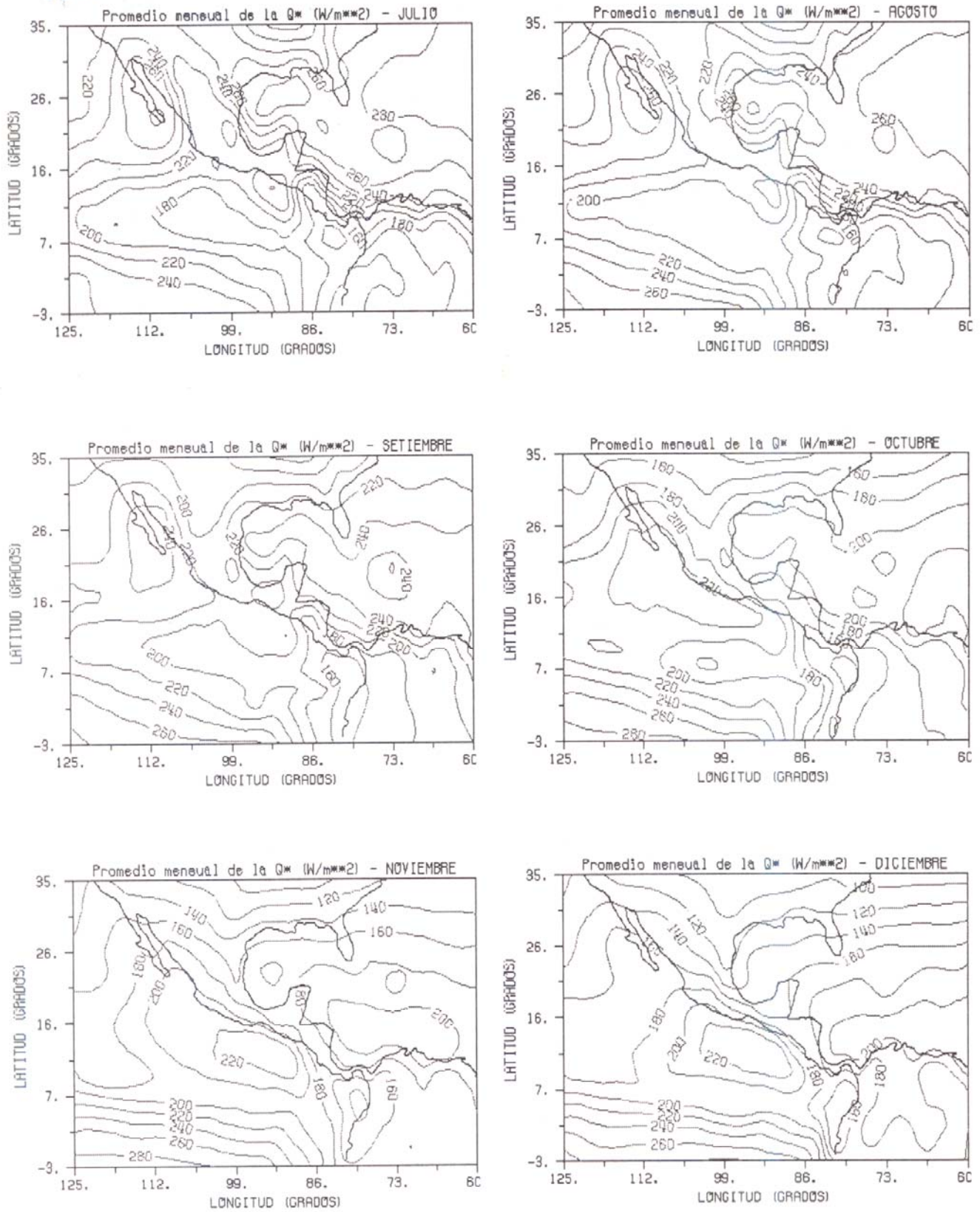


Fig. 2. Promedio mensual de la radiación neta en superficie para los meses de julio, agosto, setiembre, octubre, noviembre y diciembre (en  $Wm^{-2}$ ). Período de marzo de 1985 a diciembre de 1988.

del océano y el del suelo. Mientras que el suelo refleja entre un 10% y un 30% de la radiación solar incidente, el océano refleja aproximadamente un 7% (Rosenberg *et al.*, 1983). Así, la radiación ascendente en onda corta es menor sobre los océanos que sobre el suelo, y consecuentemente, la radiación solar neta es mayor. No obstante, otros factores de tipo climático como la nubosidad y la precipitación pueden jugar un papel muy importante.

Sobre las costas del Pacífico, en la parte Norte de Suramérica, se observa la persistencia de un mínimo en  $Q^*$ , el cual se intensifica de mayo a noviembre.

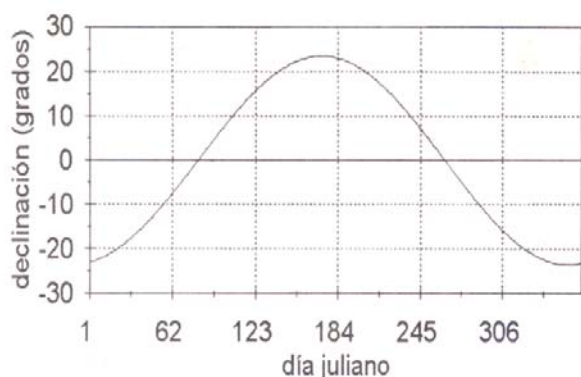


Fig. 3. Variación de la declinación solar durante el transcurso del año.

Durante estos meses, existe un máximo de nubosidad sobre esta área (Hastenrath y Lamb, 1977). La nubosidad reduce significativamente la radiación solar que incide en superficie, por lo cual este mínimo de  $Q^*$  está estrechamente ligado a la nubosidad. El origen de este patrón nuboso se asocia al flujo del oeste que predomina en los niveles de superficie, entre mayo y diciembre, sobre esta área. Se forma lo que se conoce como la "vaguada de anclaje", en el Pacífico entre Panamá y Colombia, la cual produce intensa actividad convectiva sobre la región.

De noviembre a febrero, se observa un máximo de  $Q^*$  sobre el Pacífico Este, frente a las costas de Centroamérica. Dicho máximo se desplaza hacia el Norte, profundizándose sobre el Golfo de Baja California hasta formar un máximo durante los meses de mayo y junio (Figura 1, mayo y junio). Algo similar ocurre sobre el Caribe y el Golfo de México. Observando los valores del ángulo de declinación solar,  $\delta$ , (Figura 3), se nota que en ese período (de noviembre a febrero) los rayos solares inciden perpendicularmente al mediodía sobre algún punto del Hemisferio Sur ( $\delta < 0$ ), mientras que entre

mayo y junio los rayos solares inciden perpendicularmente al mediodía en algún punto entre las latitudes  $20^\circ\text{N}$  y  $24^\circ\text{N}$  (aproximadamente donde se localizan los máximos de  $Q^*$ ). Como es de esperarse, la radiación solar neta en superficie es máxima cuando la radiación solar incidente es máxima, y esta última variable aumenta su valor cuanto más perpendicular al suelo incidan los rayos solares.

De abril a octubre, comienza a notarse un lento desplazamiento hacia el Norte de los valores mínimos de  $Q^*$ , sobre el Pacífico Este. Estos mínimos de  $Q^*$  están asociados con el desplazamiento de la ZCIT (Riehl, 1979; Hastenrath y Lamb, 1977). La nubosidad asociada a esta vaguada ecuatorial reduce los valores de la radiación solar incidente en superficie, minimizando a su vez la radiación solar neta en superficie.

Sobre el Caribe y el Golfo de México se observan máximos, los cuales presentan tendencias ascendentes de diciembre a mayo, y tendencias

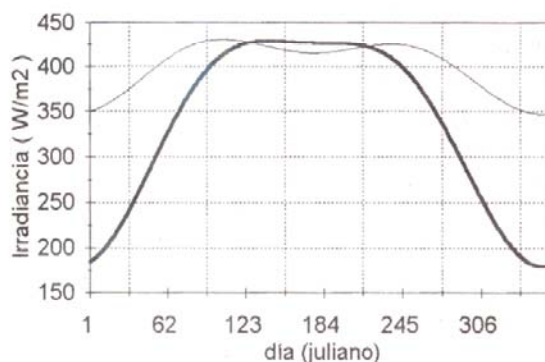


Fig. 4. Variación de la irradiación solar en el tope de la atmósfera durante el transcurso del año, para las latitudes  $10^\circ$  y  $30^\circ$  (línea delgada:  $10^\circ\text{N}$ ; línea gruesa:  $30^\circ\text{N}$ ).

descendentes de junio a noviembre, encontrándose sus valores máximos durante mayo.

La Figura 4 muestra curvas de la variación de la irradiación solar en el tope de la atmósfera para las latitudes  $10^\circ$  y  $30^\circ\text{N}$ , calculadas a partir de la fórmula dada por List (1968). Puede notarse el gran acople entre las curvas correspondientes de esta figura y el comportamiento de los campos de  $Q^*$  sobre el Caribe y el Golfo de México, entre las latitudes  $15^\circ$  y  $30^\circ\text{N}$ , aproximadamente. Esto indica que sobre estas áreas los valores de  $Q^*$  son determinados fundamentalmente por factores astronómicos, más que por sistemas meteorológicos de escala sinóptica.

Para Costa Rica, se puede inferir, considerando las limitaciones que presenta la resolución espacial del presente trabajo, que los valores máximos de  $Q^*$  se observan durante marzo, obteniéndose valores entre los  $240 \text{ Wm}^{-2}$  y  $260 \text{ Wm}^{-2}$  (Figura 1, marzo). De marzo a julio,  $Q^*$  desciende hasta alcanzar valores inferiores a los  $160 \text{ Wm}^{-2}$  (Figura 1, julio). Nuevamente,  $Q^*$  empieza a aumentar hasta marzo.

Utilizando datos de heliógrafos y actinógrafos, Castro (1986, 1987) calculó totales diarios de la radiación global descendente sobre Costa Rica (en su estudio no se consideró la pérdida de energía por radiación ascendente de onda corta). Sus resultados, que muestran valores a lo largo del año entre 11 y 25  $\text{MJ.m}^{-2}.\text{día}^{-1}$  (entre 127 y  $289 \text{ Wh}$ ), parecen ser consistentes con los obtenidos con el modelo de Pinker y Laszlo, en lo referente al patrón de variación durante el año. Se debe tener presente que la resolución espacial del análisis mostrado aquí es mucho menor.

Sobre Costa Rica, los valores de  $Q^*$  calculados con el modelo de Pinker y Laszlo son mayores que los datos proporcionados por Castro (1987). Por ejemplo, el valor máximo de la radiación global en marzo (mes con los valores mayores de radiación global) dado por Castro es  $24 \text{ MJ.día}^{-1}$  ( $278 \text{ Wm}^{-2}$ ). Si se supone un albedo del 15% se obtiene un valor de  $Q^*$  de  $236 \text{ Wm}^{-2}$ . El valor de  $Q^*$  obtenido con el modelo de Pinker y Laszlo es  $250 \text{ Wm}^{-2}$ , lo que implica una sobreestimación de este modelo del 6%, porcentaje que es bastante aceptable para las estimaciones con modelos. No obstante, un cálculo similar para diciembre (mes con los valores menores de radiación solar según Castro) da sobreestimaciones del modelo de Pinker y Laszlo superiores al 50%, con relación a los valores dados por Castro. La explicación de esta discrepancia, que se mantiene en diciembre aún si se reduce el valor del albedo, podría deberse en parte a factores tales como que la nubosidad sea mayor en diciembre que en marzo y que esto no sea tratado lo suficientemente detallado en el modelo. Sin embargo, la razón principal de la discrepancia posiblemente se deba sobre todo a la resolución de los datos del modelo utilizados, ya que Costa Rica tiene dimensiones de subgrilla (su territorio es angosto y tiene costas en el Pacífico y en el Caribe). Una evaluación del modelo de Pinker y Laszlo, para que realmente tenga sentido, debe hacerse sobre áreas territoriales extensas. La discusión anterior sugiere que una evaluación del modelo de Pinker y Laszlo, en áreas

territoriales de los trópicos sería muy importante, pero esto va más allá del objetivo de este trabajo.

Los resultados del presente trabajo también se compararon con valores de irradiancia solar en superficie sobre México, obtenidos por Galindo *et al.* (1991) a partir de datos de satélites geostacionarios y utilizando el modelo estadístico de Tarpley (1979). El modelo de Pinker y Laszlo también mostró resultados consistentes con los obtenidos por Galindo *et al.* (1991), en lo referente a los patrones de variación espacial y temporal, pero también hay diferencias en las magnitudes de los valores.

Al comparar los resultados del presente trabajo con otros (e.g. Castro 1986, 1987; Galindo *et al.*, 1991) se debe también tener en cuenta que los períodos de análisis son diferentes, además de las diferencias en la resolución espacial y los métodos utilizados.

#### 4. Conclusiones

El estudio realizado muestra diferencias significativas de los campos de  $Q^*$  entre las áreas terrestres y oceánicas, debido posiblemente a sus diferentes albedos y a factores climáticos.

Se muestra, como es de esperar, una estrecha relación entre los valores de  $Q^*$  y factores astronómicos, principalmente sobre el Mar Caribe y el Golfo de México.

En el Pacífico Oriental, la nubosidad asociada a la ZCIT y a la "vaguada de anclaje" entre Panamá y Colombia juegan un papel preponderante en los valores de  $Q^*$ .

Los resultados mostrados, obtenidos mediante el modelo de balance de radiación solar de Pinker y Laszlo, parecen ser consistentes con mediciones hechas en superficie sobre Costa Rica (Castro, 1986, 1987) y estimaciones con datos satelitales sobre México (Galindo *et al.*, 1990), en lo referente a los patrones de variación anual. Sobre Costa Rica los valores de  $Q^*$  calculados en el modelo de Pinker y Laszlo son mayores que los datos dados por Castro (1987).

Durante el análisis y organización de los datos, se observó un interesante comportamiento de  $Q^*$  sobre el Pacífico Este, frente a las costas de Sur América, entre 1987 y 1988, el cual requiere un estudio específico posterior. Estos períodos se asocian a una fase cálida de un evento ENOS (El Niño) y a una

fase fría del ENOS (La Niña), respectivamente. Se observó que durante estos períodos  $Q^*$  mostró valores menores durante el año de La Niña que durante el año de El Niño. Este hecho sugiere que existe un factor (¿tal vez menor nubosidad?) que podría contribuir en alguna medida (sin ser la causa primordial) al calentamiento superficial, el cual es observado durante la fase cálida de un evento ENOS (e.g., Weare, 1983; Philander, 1990; Fernández y Ramírez, 1991). Se recomienda entonces hacer el estudio posterior de este hecho, siendo muy adecuado el análisis de otras variables como la temperatura de la superficie y la nubosidad.

### Agradecimientos

Los autores están profundamente agradecidos con la Dra. Sue Sorlie del "NASA Langley Research Center", Estados Unidos, por haberles proporcionado los datos utilizados. También, están agradecidos con el Dr. Omar G. Lizano por su ayuda en la graficación de los datos y con la Dra. Vilma Castro y el Dr. Javier Bonatti por sus valiosos comentarios y sugerencias.

### RESUMEN

Se utilizan los resultados del modelo físico de balance de radiación solar de Pinker y Laszlo para analizar el comportamiento de la radiación solar neta diaria en superficie ( $Q^*$ ), sobre las regiones tropicales del Hemisferio Norte de las Américas. Se promedian los valores de  $Q^*$ , para puntos de grilla separados  $2.5^\circ$ , entre las longitudes  $55^\circ\text{O}$  y  $120^\circ\text{O}$  y las latitudes  $0^\circ$  y  $35^\circ\text{N}$ , para cada uno de los 12 meses del año, desde marzo de 1985 a diciembre de 1988. Los resultados muestran diferencias significativas en los valores de  $Q^*$  entre las áreas terrestres y las oceánicas, debido posiblemente a sus diferentes albedos y a factores climáticos. Sobre el Mar Caribe y el Golfo de México, se observa una gran relación de  $Q^*$  con la posición del Sol a lo largo del año, lo cual muestra una débil influencia de los sistemas meteorológicos de escala sinóptica sobre la radiación en onda corta en esta región. Se encuentra una persistencia de valores mínimos de  $Q^*$  sobre el Pacífico Este-Ecuatorial y Noroeste de Suramérica, lo cual se asocia a la nubosidad originada por la Zona de Confluencia Intertropical (ZCIT) y a la "vaguada de anclaje" al Sur de Panamá y al Oeste de Colombia.

### Referencias

Castro, V., 1986. Estudio climático de la radiación solar global en Costa Rica. *Revista Geofísica*, 25, 105-124.

Castro, V., 1987. Radiación solar global en Costa Rica. Nota de Investigación No.6, Instituto Meteorológico Nacional, Ministerio de Recursos Naturales, Energía y Minas, San José, Costa Rica.

Darnell, W.L., W.F. Staylor, S.K. Gupta, N.A. Ritchey y A.C. Wilber, 1992. Seasonal variation of surface radiation budget derived from International Satellite Cloud Climatology Project C1 data. *J. Geophys. Res.*, 97, 15741.

Fernández, W., y P. Ramírez, 1991. El Niño, la Oscilación del Sur y sus efectos en Costa Rica: Una revisión. *Tecnología en Marcha*, 11(1), 3-10.

Galindo, I., S. Castro y M. Valdés, 1991. Satellite derived solar irradiance over Mexico. *Atmósfera*, 4, 189-201.

Hastenrath, S., y P. Lamb, 1977. *Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans*. The University of Wisconsin Press, Wisconsin, USA.

List, R.J., 1968. *Smithsonian Meteorological Tables* (Sixth Revised Edition, Fourth Reprint). Smithsonian Institution Press, Washington D.C., pág. 417.

NASA Langley Research Center, 1994. *First WCRP Surface Radiation Budget Global Data Sets on CD*. NASA Langley Research Center, Hampton, V.A., USA.

Philander, S.G., 1990. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic Press Inc., San Diego, USA, 293 pp.

Pinker, R., e I. Laszlo, 1992. Modeling surface solar irradiance for satellite applications on a global scale. *J. Appl. Meteor.*, 31, 194-211.  
Pinker, R., I. Laszlo, C.H. Whitlock y T.P. Charlock, 1995. Radiative flux opens new window on climate research. *Eos (Trans. Amer. Geophys. Union)*, 76, No. 15, pp. 145, 155, and 158.

Riehl, H., 1979. *Climate and Weather in the Tropics*. Academic Press Inc. London, UK, 661 pp.

Rosenberg, N.J., B.L. Blad y S.B. Verma, 1983. *Microclimate: The Biological Environment*. John Wiley & Sons (II ed.), New York, USA, 495 pp.

Schmetz, J., 1991. On the retrieval of surface radiation budget components from satellites. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 90, 17-24.

Tarpley, J.D., 1979. Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. *J. Applied Meteorol.*, 18, 1172-1181.

Weare, B., 1983. The possible link between net surface heating and El Niño. *Science*, 121, 947-949.

Whitlock, C.H., T.P. Charlock, W.F. Staylor, R.T. Pinker, I. Laszlo, A. Ohmura, H. Gilgen, T. Konzelman, R.C. DiPasquale, C.D. Moats, S.R. LeCroy y N.A. Ritchey, 1995. First global WCRP shortwave surface radiation budget dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76, 905-922.