

CARACTERIZACIÓN DE VALORES DE RADIACIÓN SOLAR GLOBAL PARA DÍA CLARO EN SITIOS DE ALTURA EN EL NOROESTE DE LA REPÚBLICA ARGENTINA.

G. A. Salazar^{1,2}, A. Hernandez^{1,2}, C. Cadena^{1,2}, L. R. Saravia^{1,2}, G. G. Romero¹

¹Departamento de Física – Facultad de Ciencias Exactas – Universidad Nacional de Salta

²INENCO (Instituto de Investigación en Energías No Convencionales) - CONICET

Avda. Bolivia 5150 – CP 4408FVY – Salta Capital - Salta - Argentina

e-mail: salazarg@unsa.edu.ar

RESUMEN: En este trabajo se analizan datos de irradiancia solar global sobre superficie horizontal tomados en tres sitios ubicados entre 1190 metros y 3730 metros sobre el nivel del mar, en las provincias de Salta y Jujuy. A partir de una ecuación del tipo ASHRAE para predicción de irradiancia, se plantean tres modelos que permiten estimar valores de irradiancia instantánea G introduciendo como variables de sólo la altura sobre el nivel del mar A y la masa de aire m_a (definida como $1/\cos \theta_z$). Se encuentra que el modelo 1 ($K_{t,R}=0.7002+1.6851 \times 10^{-3} A^{0.5723}$), el modelo 2 ($K_{t,R}=0.7+1.7756 \times 10^{-3} A^{0.5672}$) y el modelo 3 ($K_{t,R}=1-e^{-(0.0002636 A+1.2039)}$) presentan una correlación muy buena al probarse con datos registrados en El Rosal, 3355 metros sobre el nivel del mar, resultando ser sus RMSE % promedios de 2.3 %, 2.5 % y 2.3% respectivamente.

Palabras clave: irradiancia solar, medidas en altura, absorción-dispersión, modelos.

INTRODUCCIÓN

El Noroeste de la Republica Argentina comprende las provincias de Jujuy, Salta, Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero. Las primeras tres provincias mencionadas poseen características geográficas que hacen que en sus territorios existan zonas de altura (más de 2000 metros sobre el nivel del mar) por estar sobre la cadena montañosa más grande de América: Los Andes. Precisamente por este hecho, en esas zonas de altura, el recurso solar es apreciablemente mayor que en otras, lo que puede apreciarse en Cartas Solarimétricas de la República Argentina (Grossi Gallegos y Righini, 2007). Sin embargo, dado lo difícil del acceso y permanencia en dichas regiones de altura, el recurso no está completamente caracterizado y/o estudiado.

En trabajos anteriores se trató de caracterizar la radiación en altura en sitios de Salta y Jujuy, referenciándolos a un sitio en particular (Salazar *et al.*, 2007 y 2008). Así se intentó obtener una manera de estimar la irradiancia G e irradiación diaria H , en condiciones de día claro, para sitios en altura, referidos a valores para Salta Capital. En esos trabajos se utilizó un índice de claridad k_t instantáneo homogeneizado como parámetro a comparar entre sitios. Pero estos trabajos no consideran explícitamente los procesos de absorción-dispersión, por moléculas y partículas, que intervienen en la determinación del índice de claridad ni hacen intervenir directamente el parámetro altura A .

En el presente trabajo se analizan datos de irradiancia solar, sobre superficie horizontal, recolectados en tres sitios a más de 1000 metros sobre el nivel del mar y se realiza un análisis, utilizando una ecuación sencilla, de manera de considerar los efectos de absorción y dispersión a medida que varía la altura.

SITIOS ESTUDIADOS

Los sitios donde se registraron los datos de irradiancia solar sobre superficie horizontal, analizados en este trabajo, son los siguientes:

- Salar El Rincón (lat. -23.97°, long. -67.11°, altura 3730 metros). Está ubicado en la provincia de Salta, en el noroeste del departamento Los Andes.
- Huacalera (lat. -23.42°, long. -65.35°, altura 2680 metros). Está ubicada en la provincia de Jujuy, en el departamento de Tilcara.
- Ciudad de Salta (lat. -24.78°, long. -65.40°, altura 1190 metros). Está ubicada en la provincia homónima, en el fondo del Valle de Lerma.

Los datos de radiación de Salar El Rincón fueron tomados cada 10 minutos, abarcando 11 meses del año 2007 (menos julio, todos los demás). Los de Huacalera fueron tomados cada 5 minutos abarcando solo 31 días (del 28 de abril de 2007 al 28 de mayo de 2007). Los de la ciudad de Salta fueron tomados cada 15 minutos y luego cada 5 minutos, desde abril de 2006 hasta febrero de 2008. Los datos de Huacalera y Salta se tomaron con piranómetros K&Z CM3 mientras que los datos de Salar El Rincón fueron tomados con una estación meteorológica automática Vaisala MAWS 301.

METODOLOGÍA DE ANÁLISIS

La principal herramienta utilizada para analizar los datos de radiación solar global sobre superficie horizontal es el índice de claridad instantáneo k_t y el índice de claridad diario K_t . El primero se define como

$$k_t = \frac{G}{G_0} \quad (1)$$

donde G es la irradiancia instantánea medida en un cierto momento y G₀ es la irradiancia extraterrestre instantánea para ese mismo momento. El índice de claridad diario K_t se define como

$$K_t = \frac{H}{H_0} \quad (2)$$

donde H es la irradiación diaria y H₀ es la irradiación diaria extraterrestre calculada para un día. Para calcular G₀ y H₀ se deben utilizar las ecuaciones 3 a 9 (Duffie y Beckman, 2006 y Grossi Gallegos, 2004).

El cálculo del índice de claridad k_t se realizó con el auxilio de una hoja EXCEL (Fig. 1), de tal manera que se calcula la irradiancia extraterrestre para cada momento de medición.

Fecha	Radiacion	dia	latitud	longitud	hora	minutos	angulo diario	declinacion	Ec. Del tiempo	Hora solar	angulo horario	cos tita zeta	Irrad.Extrat.
01/01/07	457.445	1	-23.97	67.11	8	40	0.00	-0.4024	-2.90	7.14	1.27	0.41	575
01/01/07	499.68	1	-23.97	67.11	8	50	0.00	-0.4024	-2.90	7.31	1.23	0.44	624
01/01/07	543.238	1	-23.97	67.11	9	0	0.00	-0.4024	-2.90	7.48	1.18	0.48	673
01/01/07	586.584	1	-23.97	67.11	9	10	0.00	-0.4024	-2.90	7.64	1.14	0.51	720
01/01/07	625.394	1	-23.97	67.11	9	20	0.00	-0.4024	-2.90	7.81	1.10	0.54	767
01/01/07	665.639	1	-23.97	67.11	9	30	0.00	-0.4024	-2.90	7.98	1.05	0.58	812
01/01/07	706.102	1	-23.97	67.11	9	40	0.00	-0.4024	-2.90	8.14	1.01	0.61	857
01/01/07	746.345	1	-23.97	67.11	9	50	0.00	-0.4024	-2.90	8.31	0.97	0.64	900
01/01/07	786.418	1	-23.97	67.11	10	0	0.00	-0.4024	-2.90	8.48	0.92	0.67	942
01/01/07	821.445	1	-23.97	67.11	10	10	0.00	-0.4024	-2.90	8.64	0.88	0.70	982
01/01/07	856.214	1	-23.97	67.11	10	20	0.00	-0.4024	-2.90	8.81	0.83	0.72	1022
01/01/07	891.443	1	-23.97	67.11	10	30	0.00	-0.4024	-2.90	8.98	0.79	0.75	1059
01/01/07	924.334	1	-23.97	67.11	10	40	0.00	-0.4024	-2.90	9.14	0.75	0.78	1095

Figura 1. Porción de la hoja de cálculo utilizada para realizar el cálculo de k_t y K_t.

Ángulo diario $\Gamma = (2\pi / 365) (d - 1) \quad (3)$

Declinación (formula de Spencer) $\delta = 0.006918 - 0.399912 \cdot \cos(\Gamma) + 0.070257 \cdot \sin(\Gamma) - 0.006758 \cdot \cos(2\Gamma) + 0.000907 \cdot \sin(2\Gamma) - 0.002697 \cdot \cos(3\Gamma) + 0.00148 \cdot \sin(3\Gamma) \quad (4)$

Ecuación del Tiempo $E_t \text{ (minutos)} = 229.18 (0.000075 + 0.001868 \cos(\Gamma) - 0.032077 \sin(\Gamma) - 0.014615 \cos(2\Gamma) - 0.04089 \sin(2\Gamma)) \quad (5)$

Hora solar $TLA = TLE + \Delta + 4 \text{ }^{\text{min}}/\text{ }^{\circ} (L_s - L_e) + E_t \quad (6)$

Angulo horario $\omega = 15^{\text{h}} (12 - TLA) \quad (7)$

Angulo Cenital $\cos \theta_z = \text{seno } \delta \text{ seno } \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega \quad (8)$

Irradiancia extraterrestre $G_0 = I_{cs} [1 + 0.033 \cos(360(d-2)/365)] \cos \theta_z \quad (9)$

donde

d es el día del año, con d=1 para 1 de enero.

TLA = Tiempo Local Aparente (hora solar)

TLE = Tiempo Local Estándar (hora oficial)

Δ = horas que se agregan o quitan (varía según el país; Argentina = -1)

L_s = Longitud oficial.

L_e = Longitud del observador. Si L_e esta al oeste de L_s ⇒ (L_s-L_e) < 0; si L_e esta al este de L_s ⇒ (L_s-L_e) > 0

φ = Latitud del observador

I_{cs} = constante solar (1367 W/m²).

De esta manera se tenían listos los datos para realizar el cálculo de k_t y de K_t. Así se pudo clasificar cada día analizado como *Claro*, *Parcialmente Nublado* o *Nublado*. Esta clasificación se hizo a partir de los valores de K_t diario:

- K_t ≤ 0.3 = día Nublado

- 0.3 < K_t < 0.7 = día Parcialmente Nublado

- K_t ≥ 0.7 = día Claro

El K_t de un día se calcula como $K_t = \frac{\sum_i G_i}{\sum_i G_{0i}}$, donde los G_i son los valores de irradiancia medidos en un día y los G_{0i} son los

valores de irradiancia extraterrestre sobre superficie horizontal calculado según la ecuación (9), para ese día.

CARACTERIZACIÓN DE LA RADIACIÓN POR LA ALTURA

Recordemos que la ecuación de Lambert – Beer establece el factor de atenuación de radiación electromagnética debida a la absorción por gases cuando lo atraviesa, y se escribe como

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot e^{-L \cdot \sigma(\lambda) \cdot n} \quad (10)$$

donde $I(\lambda)$ es la radiación incidente, $I_0(\lambda)$ es la radiación a tope de atmósfera, L es la longitud de camino óptico, $\sigma(\lambda)$ es la sección transversal del gas (identifica a cada especie) y n es la concentración del mismo. El espesor óptico $\tau(\lambda)$ para incidencia normal se define como $L \cdot \sigma(\lambda) \cdot n$, por lo que la ecuación (10) se puede escribir como

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot e^{-\tau(\lambda) \cdot m'_a} \quad (11)$$

De esta ecuación se deduce que

$$\tau(\lambda) \cdot m'_a = \ln\left(\frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)}\right) = -\ln\left(\frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)}\right) = L \cdot \sigma(\lambda) \cdot n \quad (12)$$

Esta expresión se denomina *absorbancia*, y como está definida es función de la longitud de onda.

La dispersión de radiación por interacción con partículas es caracterizada por dos términos, que si bien no corresponden al fenómeno físico de absorción, provocan atenuación de radiación: la *dispersión de Rayleigh* (tamaño partícula $\approx \lambda/10$) y la *dispersión de Mie* (tamaño partícula $\approx \lambda$ o mayor). Se pueden agregar estos términos a (12) resultando entonces

$$\tau(\lambda) \cdot m'_a = \ln\left(\frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)}\right) = (\sigma(\lambda) \cdot n + \epsilon^R(\lambda) \cdot n_{\text{aire}} + \epsilon^M(\lambda) \cdot n_{\text{aire}}) \cdot L \quad (13)$$

Para la caracterización de la radiación solar por la altura a la que se registró se utilizaron dos ecuaciones propuestas por Forero, Caicedo y Gordillo (2007) los que, citando a Meinel y Meinel (1976), plantean una ecuación empírica para estimar el índice de claridad instantáneo k_t como

$$k_t = \frac{G}{G_0} = 0.7^{m_a^{0.678}} \quad (14)$$

donde m_a es el factor de masa de aire y G_0 es la irradiancia extraterrestre sobre superficie horizontal. Forero *et al* comentan que esta ecuación presenta muy buenos resultados para mediciones de índice de claridad o irradiancia realizadas a nivel del mar, pero que para sitios de altura, se pierde correlación. Para corregir esa falencia, plantean una nueva ecuación que mantiene la forma de (14) pero que agrega términos relacionados con la Ley de Lambert-Beer:

$$k_t = \frac{G}{G_0} = \left(1 - e^{-(c_1 A + c_2)}\right)^{m_a^{0.678}} \quad (15)$$

donde c_1 es una constante que multiplica a la altura A , en metros, del sitio de medición y c_2 es una constante.

Conociendo la latitud, longitud, día del año y hora oficial, podemos calcular la masa de aire m_a , definida como $(\cos \theta_z)^{-1}$, para cada hora en que se hayan medido irradiancia. Recordemos que el $\cos \theta_z$ depende de la declinación δ , la latitud ϕ y el ángulo horario ω , y este último depende de TLA, la hora solar aparente, que se calcula con la longitud del lugar y la ecuación del tiempo E_t , que depende del ángulo diario Γ , que depende del día del año d . En resumen, en la ecuación (14) en el término m_a se encuentra implícita toda la información sobre la geometría de los rayos solares.

La ecuación (14) describe como el valor del índice de claridad instantáneo k_t pueden estimarse para un sitio *a nivel del mar* a partir de una constante elevada a la masa de aire m_a , que a su vez esta elevada a 0.678. Para masa de aire = 1, tenemos que $k_t = 0.7$, o que $G = 0.7 G_0$. Deducimos entonces que la constante 0.7 no es otra cosa que un índice de claridad común para día claro para sitios a nivel del mar, de manera que según varía el ángulo cenital del Sol, va variando el valor de k_t a lo largo del día.

Una premisa fundamental en el razonamiento que estamos llevando a cabo es que la ecuación (15) debe ser igual a la (14) para altura $A = 0$. Inmediatamente deducimos que el término

$$1 - e^{-(c_1 A + c_2)} \quad (16)$$

debe ser igual a 0.7 para altura $A = 0$. Por lo tanto la constante c_2 será igual a 1.2039. Notamos que $e^{-1.2039}$ es igual a 0.3, indicando que ese factor esta relacionado con la atenuación producido por la dispersión y absorción de la atmósfera, para día claro, a nivel del mar, y ya que $1 - 0.3 = 0.7$, corroboramos que la constante 0.7 de la ecuación (14) representa el fracción de radiación que logró llegar a la superficie, es decir, el índice de claridad común que ya mencionamos.

El término $e^{-\tau(\lambda)}$ de la ecuación (11) representa un factor de *transmitancia* espectral (depende de la longitud de onda), mientras que en la nueva forma $e^{-(c_1 A + c_2)}$ representa una atenuación, como se dedujo en el párrafo anterior.

En la expresión (14) y (15) la masa de aire m_a esta definida mediante la aproximación $(\cos \theta_z)^{-1}$, mientras que en la Ley de Lambert-Beer, aplicada a radiación solar, la masa de aire m'_a tiene una expresión más desarrollada y está corregida por presión atmosférica (Bird y Riordan, 1984). De esa manera es sensible a las variaciones en altura sobre el nivel del mar: bajas

presiones atmosféricas indican mayores alturas, lo que incide en la masa de aire, variando el porcentaje de transmitancia. Dicho de otra manera, la expresión (16) tiene esa “forma” para poder ser sensible a las variaciones de altura.

El factor $(1 - e^{-(c_1 \cdot A + c_2)})$ estimará, pues, un valor **representativo** de índice de claridad que llamaremos K_{t-R} , para el sitio donde se esté realizando la medición, valor que luego será elevado a la masa de aire y a 0.678 cuando se desee estimar el índice de claridad instantáneo k_t , o la irradiancia G , para una hora particular. Precisamente, cuando el término $c_1 \cdot A$ (que es mayor que 0) se suma a la constante 1.2039, para alturas A mayores a 0 metros, el factor de atenuación completo $e^{-(c_1 \cdot A + 1.2039)}$ será menor a 0.3, aumentando entonces el valor de K_{t-R} . Esto es consistente con el hecho que a mayor altura existe menos atmósfera con la que la radiación solar pueda interactuar, por lo que los efectos de dispersión y absorción serán menores, aumentando la cantidad de radiación que llega a esa altura.

El término (16) se utilizó para estimar el c_1 para la altura A de un sitio en particular. Esto permite luego estimar el valor del K_{t-R} del sitio, que posteriormente se usará para estimar el k_t instantáneo o la irradiancia G . Todo esto se calcula a partir de datos de radiación solar global, para cielo claro, medido en el sitio.

Resumiendo, la ecuación (15) plantea una manera sencilla de estimar radiación solar sobre plano horizontal, para día claro, haciendo consideraciones de altura, donde la misma hace variar el valor un representativo de K_{t-R} para el sitio donde se mide. La ecuación (15), que llamaremos *ecuación de Meinel – Forero*, se aplicó a datos de irradiancia registrados en Salar El Rincón, Huacalera y Salta Capital, *solo para días claros*. En una hoja de cálculo se compararon los valores de irradiancia (para días claros, o sea, de $K_t > 0.7$) medidos G_m en cada sitio, con valores G_e estimados con la ecuación (15).

Antes de seguir definiremos algunos términos que usaremos para procesar y analizar los datos. El error cuadrático medio RMSE se define como

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (G_{mi} - G_{ei})^2}{n}} \quad (17)$$

Además del RMSE se utilizó como indicador el error de desvío MBE, definido como

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n G_{mi} - G_{ei}}{n} \quad (18)$$

El error porcentual PE % se define como

$$EP\%_i = \left(\frac{X_{mi} - X_{ei}}{X_{mi}} \right) \cdot 100 \quad (19)$$

donde el subíndice m indica valor medido y el subíndice e indica valor estimado

Cuando el RMSE entre los valores de irradiancia medidos G_{mi} en cada sitio con los estimados G_{ei} utilizando la ecuación de Meinel-Forero, era mínimo, el c_1 encontrado se tomaba como característico de la altura del sitio: el valor de c_1 determina el valor del K_{t-R} que caracteriza a la altura del sitio. Los resultados se aprecian en la Tabla 1. En dicha tabla también se muestran los valores de K_{t-R} que se calcularon usando la ecuación (16)

Sitio	Altura (m)	c_1 (m^{-1})	K_{t-R}	RMSE (W/m^2)	MBE (W/m^2)
Salar El Rincón	3730	2.65×10^{-4}	0.8885	29.24	2.15
Huacalera	2680	2.62×10^{-4}	0.8513	59.00	-1.69
Salta	1190	3.35×10^{-4}	0.7986	32.40	2.93

Tabla 1. Valores de c_1 que minimizan el RMSE entre los valores medidos y los estimados.

Entonces la ecuación (14) puede re-escribirse para las condiciones de cada sitio estudiado de la siguiente manera:

$$\text{Salar El Rincón} \quad k_t = 0.8885^{ma^{0.678}} \quad (20)$$

$$\text{Huacalera} \quad k_t = 0.8513^{ma^{0.678}} \quad (21)$$

$$\text{Salta} \quad k_t = 0.7986^{ma^{0.678}} \quad (22)$$

PLANTEO DE UNA ECUACIÓN GENERAL

Resulta interesante buscar una expresión que permita estimar el valor de K_{t-R} para sitios ubicados a alturas intermedias entre los puntos estudiados. Para ello se buscó la ecuación de la curva que mejor correlacionara los valores de altura y los K_{t-R} de la Tabla 1. La ecuación que genera la curva que mayor correlación tiene es

$$\text{Modelo 1: } K_{t-R} = 0.7002 + 1.6851 \times 10^{-3} \cdot A^{0.5723} \quad (23)$$

$$R^2 = 0.9992$$

NOTA: se agregó a los datos existentes que para altura $A = 0$, $K_{t-R} = 0.7$

Ahora bien, si sólo consideráramos los valores de las series de datos que presentan mayor cantidad de medidas, o sea, Salar El Rincón y Salta, la curva resulta ser

$$\text{Modelo 2: } K_{t-R} = 0.7 + 1.7756 \times 10^{-3} \cdot A^{0.5672} \quad (24)$$

$$R^2 = 1$$

En la Tabla 2 se muestran los resultados obtenidos al aplicar los modelos a los datos disponibles:

Altura (m)	K_{t-R}	K_{t-R} Modelo 1	E.P. %	K_{t-R} Modelo 2	E.P. %
3730	0.8885	0.8867	0.20	0.8885	0.00
2680	0.8513	0.8546	-0.38	0.8562	-0.58
1190	0.7986	0.7972	0.18	0.7986	0.00
0	0.7	0.7002	-0.03	0.7000	0.00

Tabla 2. Valores estimados de K_{t-R} para distintas alturas usando modelo 1 y modelo 2.

Se nota que para el primer modelo los errores porcentuales absolutos son menores a 0.4 % indicando un muy buen ajuste entre los K_{t-R} medidos y los estimados. En el caso del modelo 2, el valor de K_{t-R} estimado para Huacalera resulta ser 0.58 % mayor que el medido, y si bien el error es mayor al promedio de los obtenidos con el modelo 1, resulta bastante aceptable.

Los K_{t-R} de los modelos 1 y 2 no tienen ya una forma como la de la ecuación (15). Hemos utilizado la expresión de Meinel-Forero para estimar el K_{t-R} empírico de cada sitio, y lo que nos interesa es el valor de K_{t-R} como función de la altura, ya es la altura del sitio lo que lo caracteriza.

Notamos que los valores de c_1 calculados para los distintos sitios analizados difieren del valor calculado por Forero *et al* para la ciudad de Bogotá ($c_1 = 5.87 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$, $A = 2580$ metros). El valor de K_{t-R} para la ciudad de Bogotá calculado según la ecuación (16) resulta ser de 0.7421, siendo menor que K_{t-R} calculado para la ciudad de Salta, que se encuentra a 1390 metros por debajo, y mucho menor que el correspondiente a Huacalera, que está a una altura similar a Bogotá. De acuerdo a los modelos 1 y 2, Bogotá debería tener como K_{t-R} un valor de 0.8520, lo que representa una diferencia del 14.8 %. Esta diferencia se debe a factores climáticos y de polución atmosférica.

Vemos que los coeficientes c_1 de la Tabla 1 para alturas superiores a 2500 metros son todos del mismo orden, y que sólo el valor de Salta se aleja del valor promedio de los otros dos. Para establecer si existe una relación general a partir de los valores de c_1 para altura realizamos el siguiente análisis:

- a) Establecemos que el valor de c_1 sea $2.636 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ (el promedio de los valores de los c_1 calculados para Huacalera y S.E.R.) en la ecuación (16). Esto genera un nuevo modelo

$$\text{Modelo 3: } K_{t-R} = 1 - e^{-(0.0002636 \cdot A + 1.2039)} \quad (25)$$

- b) Comparamos los valores de K_{t-R} calculados con esta ecuación y los de la Tabla 1

Altura (m)	K_{t-R}	K_{t-R} Modelo 3.	EP (%)
3730	0.8885	0.8878	0.08
2680	0.8513	0.8520	-0.08
1190	0.7986	0.7808	2.23

Tabla 3. Comparación de los valores calculados y estimados de K_{t-R} usando el modelo 3.

Vemos que efectivamente el K_{t-R} de Salta se aleja un 2.23% del valor estimado con esta fórmula. Dado lo relativamente pequeño de esta desviación, más adelante trataremos de determinar su origen, pero en principio podemos decir que el modelo 3 puede representar la variación del índice de claridad representativo K_{t-R} con la altura para la región donde se encuentran los 3 sitios bajo estudio.

Los modelos 1 y 2 determinan el K_{t-R} de una manera distinta al modelo 3, aunque sus resultados sean similares. El modelo 3 intenta estimar el K_{t-R} a través de las constantes c_1 y c_2 de la ecuación de Meinel-Forero. Los modelos 1 y 2, en cambio, simplemente ajustan valores de K_{t-R} con la altura. Faltaría demostrar si el modelo 3 funciona aceptablemente sólo para alturas del orden de los sitios para los que el error porcentual es menor al 0.1 % (S.E.R. y Huacalera) o si existe algún otro fenómeno implícito que haga que presente el error que presenta para la Salta Capital.

PRUEBA DE LOS MODELOS CON DATOS DE ALTURA

Para probar la performance de todos los modelos presentados, se disponen de datos de irradiación solar sobre superficie horizontal de El Rosal (lat.-24.4, Long.-65.7, Altura 3355 metros s.n.m.) tomados el día 7 de julio de 2007 cerca del mediodía solar. Usando como datos solo la altura A y la masa de aire m_a , se estimaron los valores de irradiancia para cada hora usando los distintos modelos presentados (Figura 2)

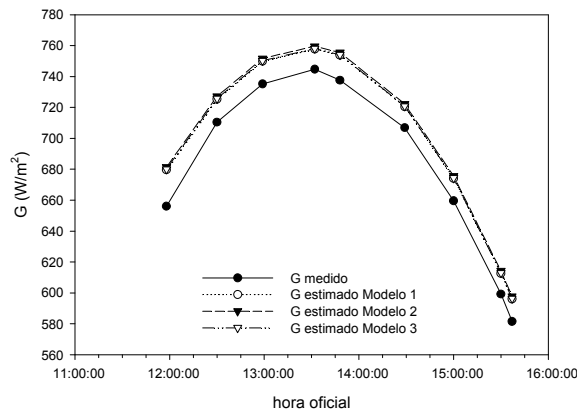


Figura 2. Valores de G medidos en El Rosal (3350 metros) y estimados usando los modelos 1, 2 y 3.

Calculamos los errores porcentuales para cada modelo (Tabla 4)

Hora oficial	G medido (W/m ²)	RMSE % Mod. 1	RMSE% Mod. 2	RMSE % Mod 3
11:58:00	656	2.30	2.55	2.35
12:30:00	710	2.15	2.39	2.20
12:59:00	735	2.08	2.31	2.13
13:32:00	744	2.06	2.29	2.11
13:48:00	737	2.07	2.30	2.12
14:29:00	706	2.17	2.41	2.22
15:00:00	659	2.31	2.57	2.37
15:30:00	599	2.55	2.83	2.61
15:37:00	581	2.62	2.91	2.68
Promedio		2.26	2.51	2.31

Tabla 4. Comparación de los valores de RMSE% en las estimaciones de cada modelo respecto de los valores medidos de G.

Vemos que el modelo 1 es el que mejor resultado presenta. En todos los casos los errores son menores al 3 %, lo que indica una buena correlación de todos los modelos presentados. De aquí en adelante usaremos el **Modelo 3** como modelo de referencia, dados los resultados obtenidos para sitios de altura.

Para El Rosal, según el modelo 3, se esperaría tener una K_{t-R} de 0.8761. En cambio se calculó que el mismo es de 0.8574 (para los datos disponibles) y si consideramos solo los valores de G_m para $m_a < 2$, el mismo resulta ser 0.8590.

CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE EL TERMINO c_2

En el paper de Forero *et al*(2007), se destaca que el parámetro c_2 representa los términos de absorción y dispersión para atmósfera homogénea a nivel del mar, y bajo esta condición climática postula que dichos términos son indistinguibles por lo que los agrupa en una sola constante : c_2 .

Teniendo solo en cuenta el Modelo 3, el término $e^{-0.0002636 A}$ es un coeficiente que es función de la altura A, coeficiente que vale 1 para A = 0 metros y que disminuye a medida que aumenta la altura. Multiplicando $e^{-0.0002636 A}$ por $e^{-1.2039}$ se obtiene la variación del efecto de la absorción-dispersión a medida que ascendemos por la atmósfera. Es decir, el termino $e^{-1.2039}$ representaría un fenómeno físico (radiación solar atenuada por efectos de la absorción y dispersión para atmósfera

homogénea, a nivel del mar, o sea, por toda la atmósfera) y $e^{-0.0002636A}$ indica la fracción de incidencia del efecto físico antes mencionado, a la altura A, o sea, considerando solo la porción de atmósfera entre el tope de atmósfera y la altura A.

Considerando que buscamos un **modelo** representativo para altura que sea lo más sencillo posible, la introducción de términos adicionales para realizar cálculos cuantitativos de los efectos de dispersión y absorción no resulta conveniente en estas instancias. Sin embargo, y dado que un valor de c_2 mayor a 1.2039 genera valores de K_{t-R} mayores (a nivel del mar) y que un c_2 menor a 1.2039 genera K_{t-R} menores, podemos establecer la consideración de efectos climáticos o de polución en nuestro razonamiento y en nuestro modelo: atmósferas más turbias y atmósferas más claras, a las consideradas originalmente, estarán ligadas a valores de c_2 menores y mayores, respectivamente, al valor 1.2039 estándar.

En este trabajo se probaron dos valores extremos de c_2 : para uno se aumentó y para el otro se restó el 10% del valor original 1.2039, en el Modelo 3. En la Figura 3 se muestra como se comportan los K_{t-R} del Modelo 3 con estas variaciones de valor de c_2 , y se muestran los valores encontrados para los distintos sitios.

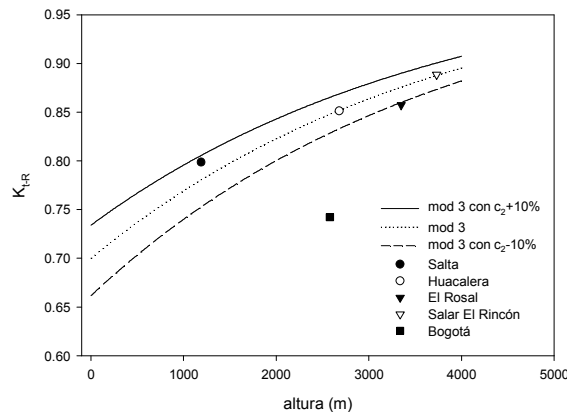


Figura 3. Comparación de los K_{t-R} para los casos de $c_2+10\%$, c_2 y $c_2-10\%$, para el modelo 3, con los K_{t-R} medidos en los 4 sitios estudiados, más Bogotá.

Analizando las posiciones de los K_{t-R} calculados respecto de los estimados con Modelo 3, podría decirse que para Salta correspondería un caso en el que los efectos de absorción+dispersión son menores a los planteados originalmente, mientras que El Rosal presentaría el caso inverso, es decir, presenta una atmósfera más turbia de lo que se espera. Pero debe tenerse en cuenta que los K_{t-R} calculados de Huacalera y S.E.R. coinciden con la curva del modelo 3 porque precisamente éste modelo usa un valor de c_1 que es el promedio de los c_1 de los dos sitios.

El análisis del concepto de turbidez a través del valor de c_2 debe profundizarse ya que hasta aquí los resultados son muy precario. Además se deben corroborar contra series de datos de sitios a distintas alturas, de las que se tenga suficiente conocimiento sobre las características de turbidez atmosférica (principalmente por análisis espectrométrico) y tomados durante una cantidad de tiempo suficiente (5 años o más) para asegurar una representatividad temporal (caso El Rosal, del que se tiene solo un día de datos).

El caso de la ciudad de Bogotá resulta ser muy interesante, ya que se sabe que dicha ciudad tiene severos problemas de polución atmosférica (Zárate *et al*, 2007) lo que explicaría su reducido valor de K_{t-R} . Un valor de $c_2 = 0.675$ genera, con el Modelo 3, el valor de $K_{t-R} = 0.7421$ medido para los datos de la ciudad, lo que representa una diferencia de 43.93 % con respecto al valor considerado estándar de 1.2039 para atmósfera homogénea. *Estos hechos brindan la seguridad que el razonamiento planteado para realizar el análisis de las características del valor c_2 y su relación con la absorción-dispersión, está bien encaminado.*

Si se consideran los errores de los instrumentos puede llegar a aceptarse el modelo 3 como válido para Salta y El Rosal. El error del instrumento utilizado en Salta (K&Z CM3) es de $\pm 5\%$, según el fabricante. Esto implica que los valores de G_e estimados para Salta, además del error respecto del valor medido, tienen también un error de $\pm 5\%$. Este porcentaje de error se traduce en los siguientes valores extremos para el K_{t-R} medido de Salta: 0.7684, para los valores de G_e menos 5 % y 0.8282 para los valores de G_e más 5 %. Dentro de este intervalo está el valor 0.7808, que es el que estima el Modelo 3, para la altura de Salta, y el de 0.7986, que es el calculado (Figura 4).

Esto indica dos cosas: que la diferencia entre el valor calculado K_{t-R} para Salta y el que predice el Modelo 3 pueda no deberse a efectos acentuados de absorción+dispersión sino a errores introducidos por el instrumento de medición, y que el Modelo 3 resulta válido como método estimador para, por lo menos, un rango de alturas entre 1190 y 3730 metros, considerando el error del instrumental. Lo mismo ocurre para los datos de El Rosal (0.7974 y 0.9239) solo que ahora consideramos un error del instrumento de $\pm 10\%$, por tratarse de un sensor fotovoltaico LI-250 (Figura 4).

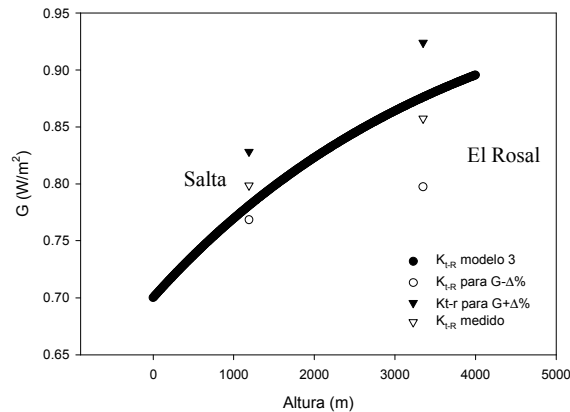


Figura 4. Intervalos de K_{t-R} calculados para Salta y El Rosal considerando los errores de los instrumentos de medición.

Pero también puede ocurrir que el modelo 3 solo sirva para sitios entre 2600 metros y 3700 metros: que sea un modelo para sitios de altura y que esa sea la causa de la diferencia entre el K_{t-R} estimado por el modelo y el medido en Salta. Esto se analizará en trabajos posteriores.

CONCLUSIONES.

En este trabajo se presentan y analizan tres modelos sencillos que estiman la irradiancia solar global para día claro sobre superficie horizontal usando como variables de entrada sólo la altura sobre el nivel del mar y la masa de aire m_a . Para ello primero se calculan índices de claridad representativos K_{t-R} para tres sitios en el NOA ubicados a diferentes alturas, usando una ecuación empírica sencilla. Se encuentra que a medida que se asciende en altura, el K_{t-R} representativo también se incrementa.

Los modelos se probaron con datos, de un solo día, de irradiancia medidos a 3350 metros, encontrándose que los RMSE% promedios son en todos los casos inferiores a 3 %. Además se estableció la factibilidad de realizar cambios en la ecuación general para atender todas las posibilidades climáticas o de polución que pueden ocurrir.

Quedan planteados tres modelos, válidos en principio para la región del NOA, es decir, para sitios con alturas superiores a 1100 metros, que deberán ser mejorados en el futuro pero que marcan una interesante propuesta de caracterización de radiación solar, para día claro, con la altura.

REFERENCIAS

- Forero N., Caicedo L., Gordillo G. (2007). Correlation of global solar radiation values estimated and measured on an inclined surface for clear days in Bogotá. *Renewable Energy* 32, 15, pp. 2590-2602.
- Meinel A. y Meinel M. (1976). *Applied solar energy, an introduction*. Reading, MA. Addison-Wesley.
- Duffie J. A. y Beckman W. A. (2006). *Solar Engineering of Thermal Processes*, 3ª edición. Wiley Interscience, New York.
- Grossi Gallegos H. y R. Righini (2007). *Atlas de energía solar de la Republica Argentina*. Editado por SECYT y Universidad Nacional de Luján.
- Grossi Gallegos H. (2004). *Notas sobre radiación solar*. Ed. Universidad Nacional de Luján.
- Salazar G. A., Saravia L. R., Romero G. G. (2007). Comparación de datos esporádicos de irradiancia medidos simultáneamente en dos localidades de la provincia de Salta. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente* 11.
- Salazar G. A., Hernández A. L., Saravia L. R., Romero G. G. (2008). Técnica para estimar radiación solar global a partir de datos registrados simultáneamente en dos sitios de altura. *Energías Renovables y Medio Ambiente* 21 (en prensa).
- Bird R.E. y Riordan C. (1984). Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the Earth's surface for cloudless atmospheres. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25, pp 87-97.
- Zárate E., Belalcázar L. Clappier A. Manzi V. y Van den Bergh H. (2007). Air quality modeling over Bogotá, Colombia: Combined techniques to estimate and evaluate emission inventories. *Atmospheric Environment* 41, pp. 6302-6318.

ABSTRACT

In this paper the data of global solar irradiance on horizontal surface taken in three sites located between 1190 meters and 3730 meters over the sea level, in the provinces of Salta and Jujuy, are analyzed. From an ASHRAE-type equation, for irradiance estimation, three models are presented, to consider values of instantaneous irradiance G , introducing as input variables only the altitude A and the air mass m_a . The irradiances estimated by the model 1 ($K_{t-R}=0.7002+1.6851 \times 10^{-3} \cdot A^{0.5723}$), the model 2 ($K_{t-R}=0.7+1.7756 \times 10^{-3} \cdot A^{0.5672}$) and the model 3 ($K_{t-R}=1-e^{-(0.0002636 \cdot A+1.2039)}$) present a very good correlation when they are tested with irradiance data registered in El Rosal, 3355 meters over sea level, being their averages RMSE % of 2.3%, 2.5% and 2.3% respectively.

Keywords: solar irradiance, measurements at high altitudes, absorption, models.