

## ESTIMACIÓN DEL COEFICIENTE DE TURBIDEZ $\beta$ DE ÅNGSTRÖM A PARTIR DE MEDICIONES DE IRRADIANCIA GLOBAL Y DIRECTA. CASO DE ESTUDIO: CIUDAD DE SALTA (ARGENTINA)

G. A. Salazar<sup>1,2</sup>, C. F. Raichijk<sup>3</sup>, F. Farfan<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>Facultad de Ciencias Exactas – Universidad Nacional de Salta  
<sup>2</sup>INENCO  
 Avda Bolivia 5150 – A4408 FVY – Salta (Salta)

<sup>3</sup>Departamento de Ciencias Básicas – Universidad Nacional de Luján  
 Rutas 5 y 7 – 6700 - Luján (Bs. As)

**RESUMEN:** Con el objeto de estudiar las características de turbidez atmosférica en la ciudad de Salta, se realizaron mediciones de irradiancia global y directa durante 11 meses, desde agosto de 2009 hasta junio de 2010, registrados con una frecuencia de 1 minuto. A través del método de Louche se estimó el valor instantáneo del coeficiente de turbidez de Ångström para los 111 días que se consiguieron medir con datos completos y analizables. Los valores de los coeficientes de turbidez indican tendencia a la estacionalidad, presentándose valores más altos en verano (promedio  $\approx 0.15$ ) y más bajos en invierno (promedio  $\approx 0.05$ ).

**Palabras clave:** coeficiente de turbidez, irradiancia global, irradiancia directa, Salta.

### INTRODUCCIÓN

La radiación solar se ve atenuada cuando atraviesa la atmósfera terrestre. La extinción de la radiación se produce principalmente por dispersión en moléculas de aire y polvo (aerosoles), y por absorción de los gases que componen la atmósfera (ozono, vapor de agua, oxígeno, dióxido de carbono y otros). Algunos componentes atmosféricos son permanentes y casi constantes pero otros, especialmente los aerosoles, cambian según el lugar y varían con el tiempo (Pedrós *et al*, 1999). Se sabe que, para día claro, los aerosoles son el constituyente atmosférico que causa la mayor atenuación de la radiación solar en las longitudes de onda del visible e infrarrojo cercano (Szymer y Sellers, 1985). Por ser variables, la evaluación de los efectos de los aerosoles en las estimaciones de radiación solar resulta ser difícil. Para lograr una evaluación completa de los efectos de los aerosoles sobre la radiación solar deben realizarse mediciones frecuentes, en distintos sitios, con distintos tipos de aerosoles y en distintas condiciones meteorológicas (Kaufman *et al*, 1994).

El coeficiente de turbidez  $\beta$  de Ångström es el espesor óptico de aerosol para la longitud de onda  $\lambda = 1 \mu\text{m}$ . Este valor está relacionado con la concentración de aerosoles mientras que el coeficiente  $\alpha$  de Ångström está relacionado con el tamaño de las partículas que forman el aerosol. La relación propuesta por Ångström (Ångström, 1961) fue

$$\delta_{a\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (1)$$

donde  $\lambda$  es la longitud de onda expresada en micrómetros. La ecuación 1 permite calcular el espesor óptico de aerosol para cualquier longitud de onda conociendo los valores de los coeficientes  $\beta$  y  $\alpha$ .

Resulta evidente que la determinación del valor del coeficiente  $\beta$  requiere de mediciones espectrométricas de radiación solar, las que no son sencillas de obtener principalmente por los instrumentos que se necesitan (espectroradiómetros y fotómetros solares). Sin embargo varios autores han propuesto diferentes modelos de parametrización para obtener  $\beta$  a partir de medidas de irradiancia integradas en gran ancho de banda (Louche *et al*, 1987; Pinazo *et al*, 1995). Así, a partir de mediciones de irradiancia global y directa normal es posible estimar el valor del coeficiente  $\beta$ , lo que a su vez permite determinar las características de turbidez de la atmósfera sin tener que recurrir a mediciones espectrales.

### MÉTODO DE ESTIMACIÓN DEL COEFICIENTE DE TURBIDEZ

Existen diversas maneras de estimar el coeficiente de turbidez  $\beta$  de Ångström. Usando el método de Louche *et al* (1987), Pedrós *et al* (1999) estiman  $\beta$  como

$$\beta = \frac{1}{mD} \ln \left( \frac{C}{\tau_a - B} \right) \quad (2)$$

con

$$\tau_a = \frac{G_n}{kG_{on} \tau_r \tau_g \tau_w \tau_{oz}} \quad (3)$$

$$B = 0.12445\alpha - 0.0162 \quad (4)$$

$$C = 1.003 - 0.125 \alpha \quad (5)$$

$$D = 1.089\alpha + 0.5123 \quad (6)$$

donde  $m$  es la masa relativa de aire,  $G_n$  es la irradiancia solar directa normal de día con cielo claro,  $G_{on}$  es la irradiancia extraterrestre de incidencia normal (Constante Solar/ $\rho^2$ , con  $\rho$  el factor de excentricidad de la órbita terrestre),  $k$  es un factor que depende del espectro extraterrestre utilizado (vale 0.97 si se usa el espectro extraterrestre de Froelich y Wehrly, integrado entre 0.280  $\mu\text{m}$  y 2.8  $\mu\text{m}$ ),  $\tau_r$  es la transmitancia de Rayleigh,  $\tau_{oz}$  es la transmitancia de ozono,  $\tau_w$  es la transmitancia del vapor de agua,  $\tau_g$  es la de mezcla de gases y  $\tau_a$  es la de aerosoles. Las unidades de las irradiancias son  $\text{W}/\text{m}^2$ .

La estimación de estas transmitancias ( $\tau_r$ ,  $\tau_{oz}$ ,  $\tau_w$  y  $\tau_g$ ) se realizó utilizando el modelo híbrido de Yang (Yang *et al*, 2001) ya que este modelo permite estimar la radiación directa con un alto grado de confiabilidad (Gueymard, 2003). Las expresiones utilizadas se detallan a continuación:

$$\tau_{oz} = \exp(-\text{Im}k_{oz}) \quad (7)$$

$$\tau_w = \exp(-c_w) \quad (8)$$

$$\tau_g = \exp(-c_g) \quad (9)$$

$$\tau_r = \exp(-0.008735m\lambda_r^{-4.08}P/P_0) \quad (10)$$

$$k_{oz} = 0.0365(\text{ml})^{-0.2864} \quad (11)$$

$$c_w = -\ln[0.909 - 0.036 \ln(\text{mw})] \quad (12)$$

$$c_g = 0.0117m^{0.3139} \quad (13)$$

$$\lambda_r = 0.547 + 0.014(mP/P_0) - 0.00038(mP/P_0)^2 + 4.6 \times 10^{-6}(mP/P_0)^3 \quad (14)$$

donde  $P$  es la presión atmosférica en el sitio de medición (en hPa),  $P_0$  es la presión atmosférica de referencia a nivel del mar (en hPa),  $w$  es el espesor de agua precipitable (cm) y  $l$  es el espesor de capa de ozono (cm).

El espesor de capa de ozono  $l$  y la cantidad de agua precipitable  $w$  se estimaron a través de las siguientes expresiones (Yang *et al*, 2001):

$$l = 0.44 - 0.16 \sqrt{\left(\frac{\phi - 80}{60}\right)^2 + \left(\frac{y - 120}{263 - \phi}\right)^2} \quad (15)$$

con  $\phi$  la latitud e  $y = d$  si  $d < 300$   
 $y = d - 366$  si  $d > 300$ .

con  $d$  el día juliano

$$w = 0.00493 \text{HR} \cdot T^{-1} \cdot \exp(26.23 - 5416T^{-1}) \quad (16)$$

con HR la humedad relativa (%) y T la temperatura en K.

El modelo de Yang estima  $\tau_a$  como

$$\tau_a = \exp(-\beta m \lambda_a^{-1.3}) \quad (17)$$

$$\lambda_a = 0.6777 + 0.1464(m\beta) - 0.00626(m\beta)^2 \quad (18)$$

y estima la transmitancia de la irradiancia directa normal al haz (Direct Normal Irradiance) como

$$\tau_b \approx \tau_{oz} \cdot \tau_w \cdot \tau_g \cdot \tau_r \cdot \tau_a - 0.013 \quad (19)$$

con la que luego se estima el valor de la irradiancia directa como  $\tau_b \cdot G_{on}$ .

## DATOS MEDIDOS

En la ciudad de Salta (campo de pruebas del INENCO) se midió temperatura ambiente, humedad relativa, radiación solar global horizontal y radiación directa normal, desde agosto de 2009 hasta junio de 2010, con una frecuencia de 1 minuto. Los sensores utilizados fueron un LM35 (temperatura), una sonda Vaisala HMP 45D (humedad relativa), un piranómetro térmico K&Z CM3 (radiación solar global) y un pirheliómetro Eppley NIP con montura ecuatorial (radiación solar directa).

El sistema adquisidor de datos fue un ADAM 4017 con conversor ADAM 4520, conectados al puerto serie (RS232) de una PC. La programación de los módulos se hizo en QBasic. Además se contó con un multímetro de precisión Keithley para corroborar la exactitud y precisión de los valores de las señales eléctricas. Los sensores de temperatura y humedad relativa se colocaron en un abrigo meteorológico construido por los autores, similar en diseño al DTR503A. Dicho abrigo superó exitosamente pruebas de aislamiento térmico, para descartar errores en las mediciones debido a calentamiento de las superficies del mismo.

Los sensores fueron calibrados, cuando fue posible, contra patrones secundarios: Block térmico FLUKE (temperatura) y piranómetro K&Z CM21 (radiación solar). El pirheliómetro NIP se calibró de manera indirecta contra el CM21. La sonda HMP45D fue utilizada solo para medir humedad relativa (sensor HUMICAP 180).

Las mediciones se iniciaron en agosto de 2009 y concluyeron en junio de 2010. Hubieron varios periodos sin datos principalmente por problemas técnicos referidos al equipo adquisidor y al pirheliómetro. Además las mediciones de irradiancia directa no pudieron automatizarse ya que la montura donde apoya el pirheliómetro debe corregirse en declinación diariamente, lo que requiere de un operador. No se realizaron medidas en sábados ni domingos.

Se lograron registrar 111 días completos de mediciones (días claros y parcialmente nublados) los que representan un 33% del periodo total de mediciones (334 días).

### PROBLEMAS ENCONTRADOS

Durante el tiempo que se realizaron las mediciones se encontraron una serie de problemas y contratiempos, la mayoría de ellos de índole técnica:

i) el sistema completo dependía de la red eléctrica para funcionar. En la época de verano se sucedieron varios cortes de energía generando vacíos de información. Dichos cortes resultaron dañinos para la estabilidad eléctrica del adquisidor.

ii) en los primeros tres meses de medición se conectaba el motor de la montura a la mañana y se lo desconectaba a la tarde. Luego se optó por dejar el motor funcionando todo el día, permitiendo que el pirheliómetro continuara girando durante la noche. Esto trajo como beneficio el poder registrar radiación solar desde el momento de salida del Sol. Sin embargo, en el giro nocturno, el cable del pirheliómetro a veces se atoraba en la montura y se rompía. Esto generaba cortes de 2 a 5 días en las mediciones, hasta que se reparaba el cable y se comprobaba la calibración del pirheliómetro. El cambiar los cables en la ficha de conexión del pirheliómetro generó problemas adicionales ya que el pequeño tamaño de los pines en la ficha dificultaba el soldar limpiamente. Muchas veces se tuvo que rehacer el soldado de la conexión al comprobar la existencia de mediciones con valores inesperados. No se pudo encontrar ningún manual o documento, en español o inglés, que refiriera a la mejor manera de realizar mediciones con un pirheliómetro con montura.

iii) el sensor semiconductor de temperatura LM35 demostró ser muy confiable: en los 11 meses de mediciones se lo reemplazó sólo una vez, de manera preventiva, por evidenciar desgaste en su exterior. Sin embargo ese desgaste no afectó significativamente las medidas. El error calculado para las medidas de temperatura es de 0.5 °C. Las mediciones de humedad relativa se consideraron dentro del error declarado por el fabricante ya que la sonda se encontraba dentro del periodo de garantía. Dicho error es del 1% por año de uso (se usó 1 año). Resulta de especial importancia que los valores de temperatura y humedad relativa sean precisos ya que con ellos se estima la cantidad de agua precipitable  $w$ , y ese factor afecta el valor estimado del coeficiente de turbidez.

iv) El sistema resultaba afectado por los campos electromagnéticos generados por rayos durante tormentas eléctricas, pero sólo de manera temporal (en un lapso de 3 a 5 horas el sistema volvía a ser nominal). El uso de cables blindados para las conexiones en el exterior aparece como una solución a este problema.

v) en las mañanas frías era necesario limpiar el rocío condensado sobre la cúpula del piranómetro. La cúpula de cuarzo del piranómetro se limpiaba día por medio con paño seco.

vi) el sistema adquisidor ADAM mostró signos de deterioro en sus señales eléctricas a partir del mes de marzo de 2010. En el mes de julio de 2010 se detuvo completamente el proceso de mediciones debido a que el sistema ya funcionaba de manera correcta. El sistema ADAM utilizado tiene ya varios años de uso.

vii) la PC utilizada (Pentium III con Windows ME) también debió mantenerse dada la gran cantidad de tiempo que funcionó de manera continua. Se cambió la fuente de alimentación en diciembre de 2009.

viii) la montura del pirheliómetro debía estar orientada hacia el norte geográfico para evitar desviaciones al seguir al disco solar por la esfera celeste. Luego de varios intentos, se logró esa alineación orientando la base de la montura hasta quedar paralela con la sombra de una plomada, al mediodía solar.

### RESULTADOS

En la Tabla 1 se muestran los valores promedios diarios del coeficiente de turbidez  $\beta$ , estimados a partir de los datos registrados en 111 días. Se utilizó la ecuación 2 donde  $\tau_a$  se calcula utilizando los valores estimados de  $\tau_r$ ,  $\tau_{oz}$ ,  $\tau_w$  y  $\tau_g$  y los datos medidos de irradiancia directa  $G_n$ . Se supusieron  $\alpha = 1.3$  (Mächler, citado por Iqbal, 1983)

Para considerar sólo datos para cielo claro se consideraron aquellas mediciones con *índice de claridad independiente del ángulo cenital*  $k'_t > 0.7$  (Perez *et al*, 1990).  $k'_t$  se obtiene normalizando el índice de claridad instantáneo  $k_t$  a uno para una masa de aire relativa igual a uno. Este índice de claridad se define como

$$k'_t = \frac{k_t}{1.031e^{\frac{-1.4}{0.9 + \frac{9.4}{m}} + 0.1}} \quad (19)$$

El método resultó muy preciso, ya que los errores cuadráticos medios porcentuales RMSE% diarios entre los valores de irradiancia directa medidos, que pasaron este filtro, y los estimados usando el modelo de Yang (con el  $\tau_a$  de la ecuación 3), nunca superaron el 2 % para  $m < 2$ . Esto indica que este método es apto para estimar la componente directa de la irradiancia global conociendo, o suponiendo, el valor medio diario del coeficiente de turbidez  $\beta$ .

Ago-09		Sep-09		Oct-09		Nov-09		Ene-10		Feb-10		Mar-10		Abr-10		May-10		Jun-10	
dia	$\beta$	dia	$\beta$	dia	$\beta$	dia	$\beta$	dia	$\beta$	dia	$\beta$	dia	$\beta$	dia	$\beta$	dia	$\beta$	dia	$\beta$
3/8/09	0.0742	1/9/09	0.1603	1/10/09	0.0604	2/11/09	0.3536	11/1/10	0.1210	1/2/10	0.2327	1/3/10	0.1487	15/4/10	0.1806	3/5/10	0.0764	2/6/10	0.1194
4/8/09	0.0719	2/9/09	0.1411	2/10/09	0.0748	4/11/09	0.2470	12/1/10	0.0917	2/2/10	0.1577	2/3/10	0.1090	26/4/10	0.1037	4/5/10	0.0802	3/6/10	0.2063
7/8/09	0.0897	3/9/09	0.1516	19/10/09	0.1602	5/11/09	0.2549	14/1/10	0.2700	3/2/10	0.0602	3/3/10	0.1354			5/5/10	0.0811	4/6/10	0.2043
10/8/09	0.0636	7/9/09	0.0937	20/10/09	0.1608	6/11/09	0.2166	25/1/10	0.1553	4/2/10	0.0998	4/3/10	0.3663			6/5/10	0.0467	7/6/10	0.0865
11/8/09	0.1050	10/9/09	0.0816	21/10/09	0.1196	9/11/09	0.0869	27/1/10	0.1121	9/2/10	0.1714	8/3/10	0.2636			10/5/10	0.0193	14/6/10	0.0933
12/8/09	0.0379	11/9/09	0.1047	22/10/09	0.2142	10/11/09	0.2018	28/1/10	0.0802	10/2/10	0.1463	9/3/10	0.2265			11/5/10	0.0327	16/6/10	0.1142
13/8/09	0.0469	18/9/09	0.0472	26/10/09	0.2112	11/11/09	0.1162	29/1/10	0.1035	11/2/10	0.2325	10/3/10	0.2800			12/5/10	0.0414	18/6/10	0.1895
14/8/09	0.0824	21/9/09	0.0615	27/10/09	0.1177	12/11/09	0.1961			12/2/10	0.1549	16/3/10	0.0922			13/5/10	0.0808	24/6/10	0.1260
18/8/09	0.1003	22/9/09	0.1359	28/10/09	0.1089	13/11/09	0.2989			22/2/10	0.1934	17/3/10	0.1737			14/5/10	0.0386	28/6/10	0.1432
19/8/09	0.0899	23/9/09	0.1367	29/10/09	0.1135	16/11/09	0.2440			23/2/10	0.2072	18/3/10	0.1542			18/5/10	0.0850	29/6/10	0.1244
20/8/09	0.1140	24/9/09	0.0865	30/10/09	0.1257	17/11/09	0.1310									19/5/10	0.1310	30/6/10	0.0693
21/8/09	0.0622	25/9/09	0.0818			18/11/09	0.1503									20/5/10	0.1151		
24/8/09	0.0703	30/9/09	0.0931			19/11/09	0.0732												
25/8/09	0.0977					20/11/09	0.1797												
26/8/09	0.0717					23/11/09	0.1439												
27/8/09	0.0776					24/11/09	0.1679												
28/8/09	0.0773					25/11/09	0.0968												
31/8/09	0.2074																		

Tabla 1: Valores promedios diarios del coeficiente de turbidez  $\beta$  para los 111 días registrados con datos analizables. Cada uno de estos valores es el promedio diario calculado a partir de valores instantáneos de coeficiente de turbidez.

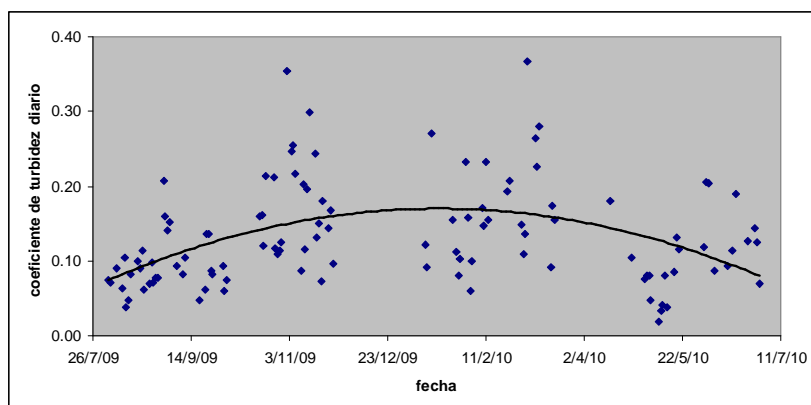


Figura 1. Valores diarios del coeficiente de turbidez  $\beta$  de Ångström, calculados en la Tabla 1. Se observa una tendencia de estacionalidad con valores altos en verano y bajos en invierno. También se aprecian las áreas sin datos (diciembre 2009 y abril de 2010).

## CONCLUSIONES

En el campus de la Universidad Nacional de Salta se midió temperatura, humedad relativa, irradiancia global e irradiancia directa durante 11 meses (agosto de 2009 a junio de 2010) con una frecuencia de toma de datos de un minuto. Con estos datos se estimó el valor instantáneo del coeficiente de turbidez  $\beta$  de Ångström a partir del método de Louche y del modelo híbrido de Yang. Se rescataron solo 111 días con datos analizables, los que representa el 33% de la cantidad total de días del periodo analizado.

Se aprecia la existencia de estacionalidad en los valores medidos de coeficiente de turbidez, siendo altos en verano y bajos en invierno. Los valores medidos constituyen uno de los primeros análisis de turbidez atmosférica en la región de Salta Capital. Estos valores de turbidez pueden servir para realizar estimaciones de la componente directa de la irradiancia global.

## REFERENCIAS

- Ångström, A (1961). Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. *Tellus* 13, 214-223.
- Gueymard C. A. (2003). Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part I: detailed theoretical performance assessment. *Solar Energy* 74, 355-379.
- Iqbal M. (1983) *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press.
- Kaufman Y., Gitelson A., Karnieli A., Ganor E., Fraser R., Nakajima T., Matoo S. y Holben B. (1994). Size distribution and scattering phase function of aerosol particles retrieved from sky brightness measurements. *J. Geophys. Res.* 99, 10341-10356.
- Louche A., Maurel M., Simonnot O, Peri G e Iqbal M. (1987). Determination of Angstrom's turbidity coefficient from direct solar irradiance measurements. *Solar Energy* 38, 89-96.
- Pedrós R., Utrillas M., Martínez-Lozano J. y Tena F. (1999). Values of broadband turbidity coefficients in a mediterranean coastal site. *Solar Energy* 66, 1, 11-20.
- Perez R., Ineichen P., Seals y Zelenka A. (1990). Making full use of the clearness index for parameterizing hourly insolation conditions. *Solar Energy* 45, 11-14.
- Pinazo J., Cañada J. y Bosca J. (1995). A new method to determine Angstrom turbidity coefficient: its application for Valencia. *Solar Energy* 54, 219-226.
- Szymer R. y Sellers W. (1985). Atmospheric turbidity at Tucson, Arizona, 1956-83: variations and their causes. *J. Climate Appl. Meteorol.* 24, 725-735.
- Yang K., G. W. Huang y Tamai N. (2001). A hybrid model for estimating global solar radiation. *Solar Energy* 70, 1, 13-22

## ABSTRACT

In order to study the characteristics of atmospheric turbidity in the city of Salta, global and direct irradiance was measured, from August 2009 to June 2010, and recorded at a frequency of 1 minute. Through the Louche method instantaneous value of Ångström turbidity coefficient was estimated for the 111 days that were obtained with complete data measurement. The values of the coefficients indicate seasonal turbidity, with higher values in summer (average of 0.15) and lower in winter (average of 0.05).

**Keywords:** turbidity coefficient, global irradiance, direct irradiance, Salta.