

Índices de turbidez atmosférica de banda ancha en Camagüey

Broad-Band Atmospheric Turbidity Indexes in Camagüey

Ismael Pomares Ponce | *ismael.pomares@insmet.cu* | Centro Meteorológico de Camagüey

Eudimio Martínez Chapman | *eudimio.martinez@insmet.cu* | Centro de Contaminación Atmosférica, Instituto de Meteorología

Nélida Varela Ledesma | *nelida@delnet.cu* | Delegación del CITMA, Camagüey

Recibido: marzo 21, 2014; aceptado: mayo 9, 2014.

Resumen

El coeficiente de turbidez de Angstrom, el parámetro de turbidez de Linke y el coeficiente de Unsworth-Monteith se utilizaron para describir la turbidez atmosférica de banda ancha sobre Camagüey durante el período 1971-2012. Para los cálculos se seleccionaron las mediciones de radiación solar directa normal realizadas con el disco solar libre de nubosidad, provenientes de la estación actinométrica localizada en el Centro Meteorológico de Camagüey (21.4°N, 77.85°W). Durante el curso diurno, los valores más elevados de la turbidez se localizaron en horas del mediodía. Las medias mensuales mostraron el máximo en el verano, durante el mes de julio, los parámetros de turbidez de Unsworth-Monteith, Angstrom y de Linke alcanzaron valores de 0.31, 0.2 y 4.17, respectivamente, mientras que los valores mínimos se alcanzaron en el invierno, en enero, con 0.18, 0.1 y 3.07. Los tres coeficientes resultaron interdependientes en su evolución diaria, con coeficientes de correlación cercanos a 1. La distribución de la frecuencia de ocurrencia de los índices referidos, en varios rangos, confirmó una calidad del aire mejor en el período estacional poco lluvioso, mínima turbidez, con respecto al período lluvioso. En la serie multianual se distinguieron dos

máximos en los parámetros de turbidez, coincidentes con los años de las erupciones de los volcanes El Chichón y Pinatubo. Los incrementos y decrementos de la turbidez se explicaron, entre otras causas, por la influencia de factores ambientales y la actividad económica en el territorio. A partir de 2002 se observó un incremento notable de la turbidez.

PALABRAS CLAVE: Turbiedad, radiación solar.

Abstract

The Linke, Ångström and Unsworth-Monteith broadband atmospheric turbidity indices have been determined and analyzed in Camagüey, Cuba in the period 1971-2012. Manual actinometrics observations of normal direct solar irradiance taken at visible and clouds free solar disk in the Camagüey Meteorological Center (21.4° N, 77.85° W) were used. During the diurnal course turbidity higher values were found at noon. Monthly averages showed the maximum in summer, in July, where the Unsworth-Monteith turbidity coefficient, Linke turbidity factor and Angstrom's turbidity coefficient reached values of 0.31, 0.2 and 4.17 respectively, while the minimum values were reached in January with 0.18, 0.1 and 3.07. Interdependence between turbidity indices in their daily evolution were found with correla-

tions coefficients between pairs of them close to 1. In the multi-year time series maxima attributed to the eruptions of El Chichon and Pinatubo volcanoes was distinguished. Increases and decreases in turbidity were explained, among other things, by the influence of environmental factors and as a result of economic activity in the territory. Since 2002 a significant increase in turbidity was observed.

KEYWORDS: Turbidity, solar radiation.

Introducción

Los aerosoles presentes en la atmósfera, de manera directa, afectan el clima mediante la interacción con las radiaciones solar y terrestre, e indirectamente por sus efectos en la microfísica de las nubes, el albedo y las precipitaciones (Andreae y Rosenfeld, 2008). El aumento de la abundancia de este constituyente atmosférico provoca un debilitamiento de la radiación solar mediante los procesos de absorción y dispersión; una atenuación significativa de la radiación en áreas urbanas tiene un impacto manifiesto en la calidad del medioambiente de las ciudades. La turbidez del aire cuantifica la presencia en la atmósfera de aerosoles que reducen la visibilidad; en ausencia de nubes, es el parámetro principal que controla la atenuación de la radiación alcanzada por la superficie de la tierra. El estudio de la turbidez del aire cobra gran importancia en la meteorología y la climatología, así como en el monitoreo de la contaminación atmosférica y el diseño de los sistemas de energía solar.

En la actualidad, el método más aceptado para la obtención del espesor óptico de los aerosoles en diferentes longitudes de ondas es el uso de fotómetros solares multispectrales; sin embargo, esta instrumentación es muy costosa (Gueymard, 1996) y sofisticada, y no siempre se dispone de los recursos financieros necesarios para su adquisición. Por tal motivo, el empleo de instrumentos más asequibles y de uso amplio, como los actinómetros, resulta un procedi-

miento alternativo con vistas a la determinación de la turbidez sin las limitaciones anteriores.

El empleo de pirheliómetros o actinómetros permite determinar la turbidez en la banda ancha del espectro solar (espesor óptico de banda ancha). A partir de la radiación solar directa es posible calcular los coeficientes de turbidez de Unsworth-Monteith, Angstrom, Schüep y el factor de turbidez de Linke. Los beneficios de este método apuntan a su bajo costo y la existencia de una amplia red mundial que permite disponer de mediciones realizadas en años precedentes. La existencia de estas series de datos hace posible valorar, entre otros, el contenido de aerosoles en la atmósfera, la realización de estudios climatológicos relacionados con el cambio climático, la actividad volcánica y la tendencia de la contaminación.

En Cuba, los estudios de la turbidez de banda ancha son escasos (Martínez *et al.*, 1988; Pomares y Figueroa, 2003; Fonte y Antuña, 2011). La disponibilidad actual de series de radiación solar y la adquisición de fotómetros posibilitan la ampliación de los estudios, tanto de la turbidez de banda ancha, como de la espectral. Con esta finalidad, el objetivo del presente trabajo es analizar las variabilidades diaria, mensual y multianual de la turbidez de banda ancha en Camagüey mediante los coeficientes de turbidez de Unsworth-Monteith, Angstrom y de Linke.

Materiales y métodos

Para el cálculo de los índices de turbidez de banda ancha se utilizaron las mediciones de radiación solar directa de todo el espectro realizadas en el Centro Meteorológico de Camagüey (21.4° N, 77.85° W) en el período 1971-2012. Se empleó un actinómetro tipo AT50, calibrado regularmente con un patrón secundario del mismo tipo, que, a su vez, fue calibrado contra un pirheliómetro Angstrom, el cual se toma como patrón nacional. Las mediciones se hicieron de forma manual, a intervalos horarios entre las 7:00 y

las 18:00 hora local por observadores bien entrenados en la detección de nubes, principalmente, alrededor del disco solar en el instante de la observación actinométrica. Durante las mediciones, el observador anota el grado en que las nubes cubren el disco solar, codificándolo como Θ^2 si alrededor del disco solar no se observan trazas de nubes o Θ cuando la presencia de nubes alrededor del disco solar no interfiere en la medición de la radiación directa. Se tomaron 65 742 observaciones en este período, con algunos datos faltantes para ciertos meses por causas diferentes; los más significativos resultaron 1996 (6 meses) y 2006 (5 meses).

Las observaciones se sometieron a un proceso de verificación de la calidad, consistente en la realización del control crítico, destinado al chequeo de la corrección de los cálculos aritméticos y su correspondencia con las condiciones climáticas, la altura del sol y otros parámetros de la radiación (WMO, 1987). Asimismo, los valores de la radiación directa se verificaron con vistas a que no superaran los límites físicos posibles, como no superar los valores correspondientes a una atmósfera limpia y seca, y se comprobaron los límites establecidos por Long y Dutton (2002).

En la realización de este trabajo, primeramente, se analizaron las observaciones horarias de la radiación solar normal directa realizadas a alturas del sol superiores de 10° con el disco solar libre de nubes (Θ^2). Estas observaciones se dividieron en subintervalos de 2.5° de alturas del sol, y a cada uno se le halló la media y la desviación estándar. Se seleccionaron las observaciones con Θ^2 dentro del intervalo de la media ± 2 desviación estándar y se adicionaron las observaciones codificadas con Θ en el intervalo de tolerancia construido. Además, se añadieron las observaciones fuera de estos límites que mostraron una reducción de la radiación solar directa medida en superficie asociadas a los reportes del color del cielo, la visibilidad, la bruma o el humo.

Durante el proceso de control de la calidad de los datos, en la inspección visual se detectó la presencia de saltos en la serie, en la mayoría de los casos, coincidentes con el período de validez de los factores de conversión, lo cual indica la realización de calibraciones erróneas del instrumento. En consecuencia, se procedió a la homogeneización de la serie; para ello, los períodos no homogéneos se multiplicaron por factores de corrección (Martin, 2003) determinados teniendo en cuenta los factores de calibración hallados antes y después del período problemático, y considerando también los valores teóricos posibles de la radiación solar directa.

No pasaron el control de la calidad 9 770 observaciones horarias; el resto (55 972 observaciones) se empleó para el cálculo de los índices de turbidez como promedios horario, diario, mensual y multianual para la serie, además de para los períodos lluvioso (mayo-octubre) y poco lluvioso (noviembre-abril). Los índices de turbidez se determinaron según los procedimientos que se describen a continuación.

Coefficiente de atenuación de Unsworth–Monteith

El coeficiente de atenuación de Unsworth–Monteith T_{um} expresa la absorción de la radiación solar en una atmósfera turbia con respecto a una atmósfera libre de aerosoles con un contenido específico de vapor de agua. Puede obtenerse, a partir de la radiación solar atenuada luego de su paso a través de la atmósfera, mediante la ecuación siguiente:

$$T_{um} = \frac{\left(\ln \left[\frac{I_n}{I_{on}} \right] + ih S \right)}{m} \quad (1)$$

Donde I_n representa la radiación solar directa de todo el espectro incidente normal sobre la superficie de la tierra (W/m^2), I_{on} es el flujo de radiación directa de todo el espectro incidente normal a la superficie en una atmósfera libre de aerosoles (W/m^2); S es el factor

de corrección de la distancia media entre el Sol y la Tierra. T_{um} varía normalmente entre 0 y 1.

Factor de turbidez de Angstrom

La cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera en la columna vertical puede representarse por el factor de turbidez de Angstrom β . Con mediciones de radiación de banda ancha, β fue calculado, utilizando el método parametrizado de Louche *et al.* (1987), mediante la expresión siguiente:

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

Donde:

$$A = \frac{I_n}{I_{on}} = \frac{I_n}{0.981I_o\tau_R\tau_o\tau_w\tau_G} \quad (3)$$

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

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

$$D = 1.089\alpha + 0.5123$$

α se toma igual a 1.3, si se asume una distribución promedio del tamaño de los aerosoles.

La radiación incidente normal a la superficie es calculada por:

$$I_{on} = 0.981I_oS\tau_R\tau_o\tau_w\tau_G \quad (6)$$

Donde I_o es la constante solar y 0.981 es un coeficiente que depende del espectro solar empleado en los cálculos; en el presente trabajo se utilizó el espectro de Wehrli (1985). τ_R , τ_o , τ_w y τ_G son las transmisiones causadas por la dispersión de Rayleigh, la absorción del ozono, la absorción por el vapor de agua y por la mezcla de gases, respectivamente.

La transmisión de la dispersión de Rayleigh τ_R se determina mediante la expresión siguiente:

$$\tau_R = \exp[-0.0903m^{0.84}(1+m-m^{1.01})] \quad (7)$$

Donde m es la masa de aire y se expresa de la manera siguiente.

$$m = m_R \frac{P}{1013.25} \quad (8)$$

P es la presión de la estación (en hPa) y se toma de las observaciones sinópticas trihorarias obtenidas en la Estación Meteorológica de Camagüey, para los horarios intermedios, se calcula por interpolación; m_R se determina mediante la expresión siguiente:

$$m_R = [\sinh + 0.15(h + 3885)^{-1.253}] \quad (9)$$

Donde h es la altura del sol; la transmisión debida al ozono se determina por la ecuación siguiente:

$$\tau_o = 1 - \left[\frac{0.1611C_3(1 + 139.48C_3)^{-0.3035} -}{-0.02715C_3(1 + 0.044C_3 + 0.0003C_3^2)^{-1}} \right] \quad (10)$$

Donde $C_3 = \Omega m_R$; Ω es el espesor del contenido total de ozono (en cm). Para los datos de ozono se emplearon las mediciones de los sensores TOMS y OMI a bordo de diferentes satélites a su paso sobre Camagüey, las cuales fueron tomadas del sitio web <http://toms.gsfc.nasa.gov/>

La transmisión por el vapor de agua se define por la expresión siguiente:

$$\tau_w = 1 - 2.4959C_2 \left[\frac{(1 + 79.034C_2)0.6828 +}{+6.385C_2} \right]^{-1} \quad (11)$$

Donde $C_2 = Wm_R$; W es el contenido de vapor de agua para los valores diarios, calculado en función de la temperatura del punto de rocío T_d mediante la ecuación siguiente:

$$W = \exp(0.0613T_d + 0.1661) \quad (12)$$

Esta expresión se obtuvo para Camagüey a partir de los sondeos realizados en la estación aerológica situada en el centro meteorológico mencionado.

La transmisión debida a la mezcla de gases, fundamentalmente del CO_2 y el O_2 , se calcula por la ecuación siguiente:

$$\tau_G = \exp(-0.0127m^{0.26}) \quad (13)$$

Factor de turbidez de Linke T_L

El factor de turbidez de Linke T_L representa el número de atmósferas limpias y secas que serían necesarias para igualar radiativamente la atmósfera real; se cal-

cula mediante la relación siguiente:

$$T_l = \frac{(\ln I_o - \ln I_n - \ln S)}{[\delta_R(m) m]} \quad (14)$$

Donde δ_R es el espesor óptico promedio de la dispersión de Rayleigh de una atmósfera limpia y seca; y, de acuerdo con Louche *et al.* (1987), se expresa como una función de la masa de aire mediante la relación siguiente:

$$\frac{1}{\delta_R} = \left(6.6296 + 1.7513m - 0.1202m^2 + \right. \\ \left. + .00065m^3 - 0.00013m^4 \right)^{-1} \quad (15)$$

T_L varía entre 1 y 10.

Análisis de los resultados

La figura 1 muestra el ciclo diurno de los coeficientes de turbidez T_{um} , β y T_L . Puede apreciarse el valor promedio horario de todas las observaciones seleccionadas (círculos), y para los períodos lluvioso (triángulos) y poco lluvioso (rombos). Se observa que la turbidez presenta valores mínimos en horas tempranas de la mañana y al finalizar la tarde, mientras que el máximo se alcanza al mediodía. Los valores mayores para el período lluvioso de T_{um} , β y T_L son 0.34, 0.22 y 4.44; y para el período poco lluvioso son 0.25, 0.14 y 3.36, respectivamente.

Los máximos se explican por el fuerte calentamiento diurno, principalmente en horas cercanas al mediodía, el cual favorece la actividad convectiva; este proceso, junto con el incremento de la actividad antropogénica durante el día, propicia la entrada de aerosoles a la atmósfera. Además, puede apreciarse que los valores de los coeficientes de turbidez durante su evolución diurna son mayores en el período lluvioso con respecto al poco lluvioso, a causa del calentamiento mayor que sufre la superficie terrestre durante el período estival, la presencia de un contenido de vapor de agua mayor que favorece el crecimiento higroscópico de los aerosoles (O'Neill *et al.*, 1993), y la existencia de una atmósfera más inestable; todos estos procesos contribuyen a

la incorporación de aerosoles al ambiente. Si bien en este período es más frecuente la ocurrencia de lluvias, que provocan el llamado efecto de lavado, estas tienen lugar, por lo general, posterior a las 16:00 horas (Gamboa *et al.*, 2001) a causa del calentamiento diurno, situación que explica las menores diferencias de la turbidez entre ambos períodos en la tarde. Por otra parte, en el período poco lluvioso es frecuente la llegada de masas de aire seco y estable de origen polar (Martínez *et al.*, 1988) que condicionan valores de turbidez inferiores a los alcanzados en el período lluvioso.

La tabla 1 muestra los valores medios mensuales y la desviación estándar de T_{um} , β y T_L . En la última co-

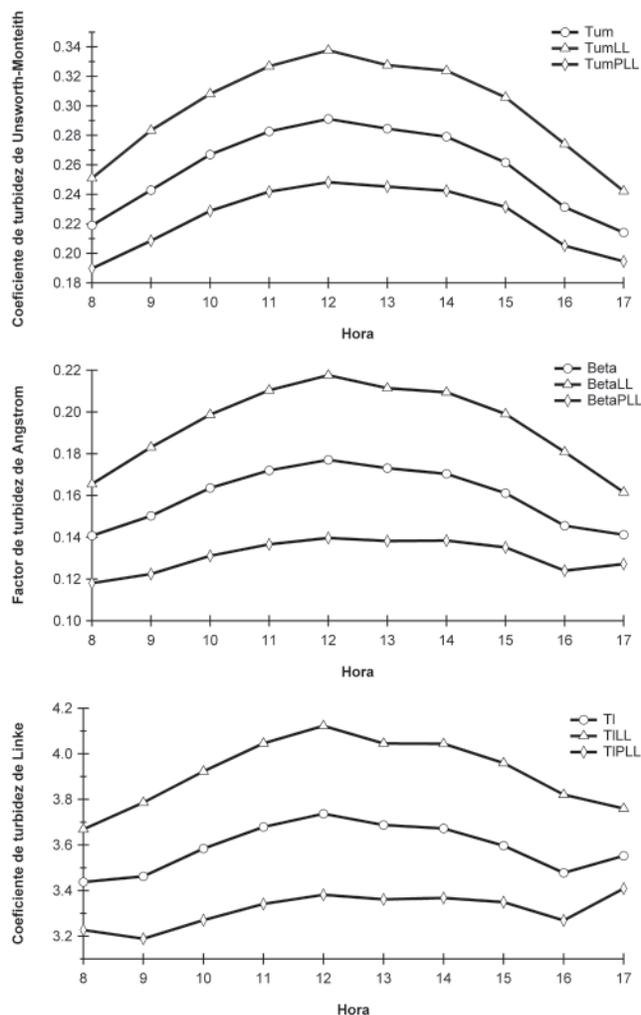


Fig. 1 Curso diurno de los parámetros de turbidez para el período lluvioso (LL), poco lluvioso (PLL) y promedio horario.

Tabla 1. Promedio y desviación estándar de los coeficientes de turbidez de T_{um} , β y T_L

Mes	T_{um}	DS T_{um}	β	DS β	T_L	DS T_L	Cantidad de casos
1	0.18	0.07	0.10	0.04	3.07	0.62	4704
2	0.19	0.07	0.11	0.04	3.17	0.60	4787
3	0.22	0.07	0.13	0.05	3.41	0.62	5510
4	0.25	0.08	0.15	0.05	3.62	0.65	5421
5	0.27	0.08	0.17	0.06	3.86	0.71	4581
6	0.30	0.11	0.19	0.07	4.09	0.89	3939
7	0.31	0.11	0.20	0.08	4.17	0.96	4810
8	0.29	0.10	0.18	0.07	4.00	0.84	4833
9	0.24	0.08	0.15	0.05	3.63	0.70	4456
10	0.21	0.07	0.13	0.05	3.35	0.65	4621
11	0.19	0.07	0.11	0.05	3.17	0.64	4044
12	0.18	0.07	0.10	0.04	3.09	0.61	4266

lumna aparece el total de casos utilizados. Los procesos descritos justifican la ocurrencia de los promedios mensuales máximos que ocurren en junio, julio y agosto durante el período lluvioso, y los mínimos de diciembre-enero en el período más seco del año. El máximo absoluto se alcanza en julio, con valores de 0.31, 0.20 y 4.17 para T_{um} , β y T_L , respectivamen-

te; en este mes, y en agosto, tiene lugar la sequía intraestival, la cual favorece el incremento de la turbidez. La variabilidad mayor ocurre, precisamente, en los meses de turbidez máxima, entre otras causas, por una inestabilidad atmosférica mayor durante estos meses, la llegada eventual del polvo del Sahara y los procesos de sequía que, junto con la actividad agrícola, pueden levantar grandes cantidades de polvo de la superficie e incorporarlos al medio ambiente. Otra fuente de variabilidad resulta la actividad antropogénica, donde la fuente de aerosoles puede estar tan distante como las ciudades de Nuevitas o Moa. La presencia de masas de aire de origen diferente también afecta la turbidez del lugar (Pomares *et al.*, 1999; Pomares y Martínez, 2001; Pomares *et al.*, 2001).

La figura 2 presenta la distribución de frecuencias de los parámetros de turbidez; a la izquierda aparece el período lluvioso y a la derecha, el poco lluvioso. Se aprecia que existe un desplazamiento de los valores de turbidez hacia la izquierda de uno a otro períodos. En el primer caso (período lluvioso), los valores de la turbidez para T_{um} , en más de 90 % de los casos, se encuentran por debajo de 0.4; de 0.25 para β y de

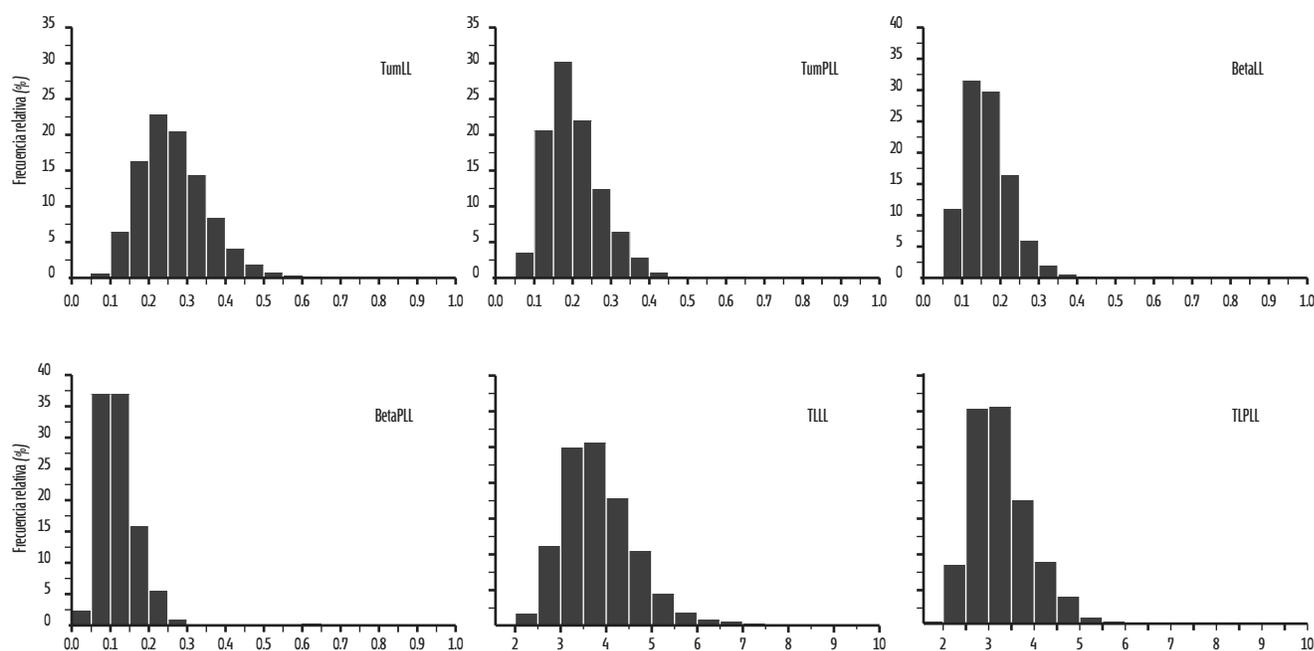


Fig. 2 Frecuencia relativa de los coeficientes T_{um} , β y T_L para los períodos lluvioso (LL) y poco lluvioso (PLL).

5 para T_L , mientras que para el período más seco se encuentran por debajo de 0.3, 0.2 y 4.3, respectivamente, con máximos en los intervalos (más de 50 % de los casos) de 0.2 a 0.35 para T_{um} ; entre 0.15 y 0.2 para β y de 3.0 a 4.5 para T_L , en tanto que en el período poco lluvioso estos intervalos se encuentran de 0.15 a 0.25 (T_{um}); de 0.1 a 0.15 (β) y de 3.0 a 3.5 (T_L). Los datos anteriores confirman que durante el período poco lluvioso la atmósfera sobre Camagüey se mantiene mucho más limpia.

La figura 3 muestra la variación multianual para los coeficientes de turbidez sobre Camagüey en un período de 43 años, así como el consumo de petróleo en Cuba de 1971 a 2008. En la serie temporal se aprecian dos máximos, uno de estos en 1982, atribuido a las cenizas del volcán El Chichón. La erupción más intensa tuvo lugar en abril, las cenizas volcánicas se desplazaron hacia el oeste y, casi de inmediato, llegaron a Cuba; el día 5, el satélite captó una banda de cenizas bien definida sobre Camagüey (Mojena y García, 1984). Tanto en 1982, como en 1983, en la base de datos se

reportaron numerosos días con bruma y observó una disminución de la radiación directa en la superficie. El segundo máximo tuvo lugar en 1992, provocado por la erupción de El Pinatubo (en Filipinas, en junio de 1991); esta erupción causó la mayor perturbación en el contenido de aerosoles en la estratosfera del siglo xx, la nube de cenizas se desplazó al oeste y circunvaló la tierra en 22 días. Algunas mediciones realizadas con la técnica lidar en Camagüey revelaron la presencia de la nube de cenizas volcánicas sobre el territorio en 1992 y 1993 (Antuña y Soroshinski, 1995). El contenido de aerosoles estratosféricos provocado por la erupción disminuye hacia la segunda mitad de 1993.

En la serie, de 1971 a 1981, anterior a la erupción del volcán El Chichón, se observa un período de incremento de la turbidez. La calidad del aire se deteriora, probablemente, a causa de la aparición de nuevas industrias y el crecimiento de la ciudad; en esta etapa también se percibe un incremento paulatino del consumo de petróleo en el país que, aunque la curva mostrada en la figura 3 no es específica para la provincia, sin duda, es un indicativo de las causas posibles del aumento de la turbidez en el período.

En la serie se destaca una mejoría para la calidad del aire de 1993 a 2002; en este último año se alcanza el mínimo. Tal comportamiento se asocia con la depresión económica enorme durante estos años, cuando se paralizaron muchas industrias, y tuvo lugar, asimismo, una disminución significativa de las actividades agrícola, el transporte y la minería. En el período ocurrió una disminución brusca en el consumo de petróleo, como se aprecia en la figura 3 (ONE, 2009), caída que estuvo vinculada con la disminución observada para la turbidez, la cual no resultó mayor dada la influencia de la nube de cenizas volcánicas provocada por el Pinatubo, que enmascaró un poco esta caída a principios de la década de los noventa del siglo xx. De 2003 a 2012 se observa un deterioro progresivo en la calidad del aire, asociado con la recuperación paulatina de la

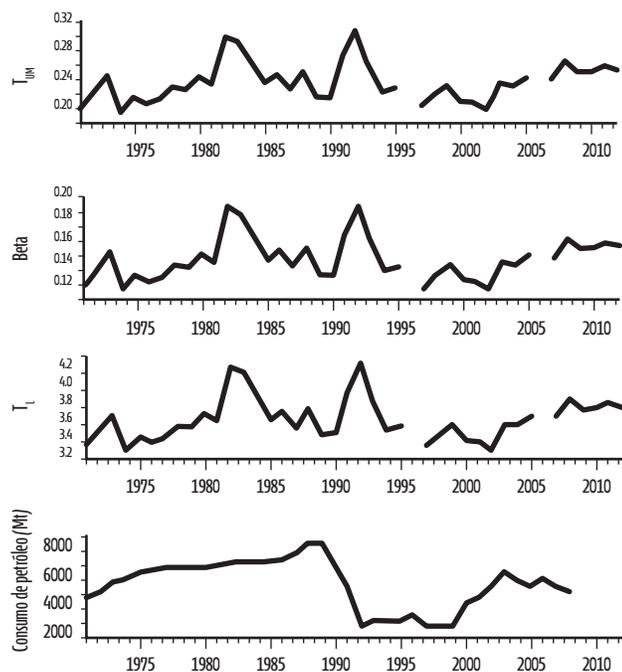


Fig. 3 Variación multianual de los coeficientes de turbidez (1971-2012) y el consumo de petróleo en Cuba (período 1971-2008).

economía nacional y, en particular, de la provincia donde ha tenido lugar esa reanimación progresiva de las actividades industrial y agrícola. En el período transcurrido entre las erupciones de El Chichón y Monte Pinatubo se evidencia una disminución de la turbidez, para lo cual no se ha encontrado una causa probable.

Las evoluciones diaria, mensual y anual de los coeficientes de turbidez son muy similares; por ello, al relacionarlas entre sí se logran correlaciones altas (Fig. 4) y es posible calcular un coeficiente de turbidez a partir de otro. Las ecuaciones de regresión se obtuvieron para todas las combinaciones, mediante las ecuaciones siguientes:

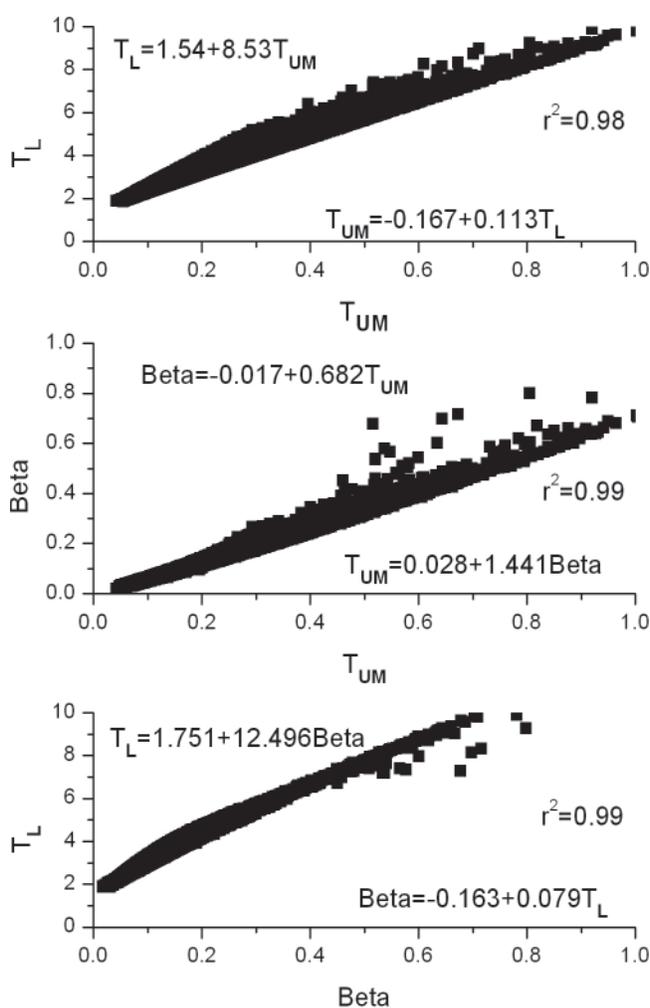


Fig. 4 Correlación entre los parámetros de turbidez.

$$T_{um} = 0.028 + 1.441\beta \quad r^2 = 0.99$$

$$\beta = -0.017 + 0.682 T_{um} \quad r^2 = 0.99$$

$$T_{um} = -0.167 + 0.113 T_L \quad r^2 = 0.98$$

$$T_L = 1.54 + 8.53 T_{um} \quad r^2 = 0.98$$

$$\beta = -0.163 + 0.079 T_L \quad r^2 = 0.99$$

$$T_L = 1.751 + 12.498\beta \quad r^2 = 0.99$$

Los coeficientes de correlación son altos para las diferentes combinaciones, y resultan comparables con los obtenidos por otros autores (Katz *et al.*, 1982). Por otra parte, cuando T_{um} tiende a cero, T_L es igual a 1.54, que no se corresponde con su valor teórico ($T_L = 1$). Si en lugar de estos se emplean los valores medios mensuales, se obtiene lo siguiente:

$$T_L = 0.98 + 13.57 T_{um} \quad r^2 = 0.97$$

Donde T_L se acerca a su valor teórico y prueba la validez de las ecuaciones obtenida para T_L .

Conclusiones

A partir de las observaciones de radiación solar directa se calculan los coeficientes de turbidez β , T_{um} y T_L . El empleo de estos parámetros para el estudio de la turbidez sobre Camagüey evidencia la presencia de un ciclo anual característico, con los valores de turbidez mayores durante el período lluvioso, mientras que los mínimos se alcanzan en el período poco lluvioso; la turbidez es, como promedio, 51 % superior en el período lluvioso con respecto al período poco lluvioso.

Todos los coeficientes presentan un ciclo diurno marcado, con un máximo alrededor del mediodía y valores mínimos en horas tempranas de la mañana y tardías de la tarde. Asimismo, se constata que los procesos convectivos desempeñan un papel importante en los niveles alcanzados por la turbidez. En la serie temporal de los parámetros de turbidez se distingue la influencia de las erupciones volcánicas de El Chichón y Monte Pinatubo.

Referencias bibliográficas

- ANDREAE, M. O. & ROSENFELD, D. 2008. Aerosol-cloud-precipitation interactions. Part I. The nature and sources of cloud-active aerosols. *Earth Science Reviews*, 89, 13–41.
- ANTUÑA, J. C. & SOROCHINSKI, M. 1995. Mediciones de aerosoles estratosféricos en Camagüey, Cuba, durante 1992. *Geofísica Internacional*, 34, 143–145.
- FONTE, A. & ANTUÑA, J. C. 2011. Caracterización del espesor óptico de banda ancha de los aerosoles troposféricos en Camagüey, Cuba. *Revista Cubana de Meteorología*, 17, 15–26.
- GAMBOA, F., AROCHE, R., POMARES, I., GONZÁLEZ, A., MARTÍNEZ, M. & FIGUEROA, B. 2001. Caracterización de las Tormentas Convectivas Locales a partir de la información de radiolocalización. Instituto de Meteorología.
- GUEYMARD, C. A. 1996. Turbidity determination from broadband irradiance measurements. A detailed multi-coefficient approach. Rep FSEC-PF-311-96.
- KATZ, M., BAILLE, A & MERMIER, M. 1982. Atmospheric turbidity in a semi-rural site-I. Evaluation and comparison of different atmospheric turbidity coefficients, *Solar Energy*, 28, 323–327.
- LONG, C. N. & DUTTON, E. G. 2002. BSRN Global Network recommended QC tests, V2.0. BSRN Technical Report.
- LOUCHE, A., MAUREL, M., SIMONNOT, G., PERI, G. & IQBAL, M. 1987. Determination of Ångström's turbidity coefficient from direct total solar irradiance measurements, *Solar Energy*, 38, 89–96.
- MARTÍN VIDE, J. 2003. *El tiempo y el clima*, Ed. Rubes, Barcelona, pp. 127.
- MARTÍNEZ, E., CAMPOS, A., BORRAJERO, I., & VÁZQUEZ, G. 1988. Algunos índices de la turbidez del aire en la Ciudad de La Habana, *Revista Cubana de Meteorología*, 1, 57–60.
- MOJENA, E. & GARCIA, O. 1984. Propagación sobre Cuba de la nube de ceniza de las erupciones del volcán el Chichón, marzo-abril 1982. *Geofísica Internacional*, 23, 143–153.
- O'NEILL, N. T., ROYER, A., & COTÉ, P. 1993. Relations between optically derived aerosol parameters, humidity, and air quality data in the urban atmosphere, *J. Applied Meteorol*, 32, 1484–1498.
- ONE, 2009. Estadísticas energéticas en la Revolución. Oficina Nacional de Estadísticas, 1–121. <http://www.one.cu/>
- POMARES, I. & FIGUEROA, B. 2003. Análisis de la calidad del aire a partir de las mediciones actinométricas en Camagüey, Memorias del X Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología, Palacio de las Convenciones, Ciudad de La Habana, 2003, 1–8.
- POMARES, I. & MARTÍNEZ, E. 2001. La influencia de las masas de aire en el espesor óptico de los aerosoles. Boletín informativo de la Vigilancia Atmosférica. CECONT, 1, jun. INSMET, 3–7.
- POMARES, I., MARTÍNEZ, E., & AROCHE, R. 1999. Estudio del espesor óptico de los aerosoles en Camagüey. Memorias del IX Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología Sesión 8E.3, Buenos Aires, Argentina, 44–54.
- POMARES, I., MARTÍNEZ, E. & AROCHE, R. 2001. Monitoreo de la turbidez atmosférica con un fotómetro solar. *Revista Contribución a la Educación y Protección Ambiental*, ISBN 959-7136-09-0, 1–10.
- VOLZ, F. E. 1969. Some results of turbidity networks. *Tellus XXI*, 5, 625–630.
- WEHRLI, C. 1985. Extraterrestrial Solar Spectrum, Publication 615, Physikalisch-Meteorologisches Observatorium + World Radiation Center (PMO/WRC) Davos Dorf, Switzerland.
- WMO. 1987. Guidelines on the quality control of data from the World Radiometric Network, WMO/TD, 258, 30.