

# MODELO COMPUTACIONAL BALANCE DE ENERGIA-MITIGACION UHI

Por Víctor L. Barradas

Instituto de Ecología, Universidad Autónoma de México.

## Descripción e instructivo de uso del modelo computacional

El modelo computacional se basa en la formulación sencilla del balance de energía en una hoja del programa Excel donde se incluyen las variables y los parámetros para determinar los flujos de calor y las diferencias de las temperaturas urbana y rural ( $T_{U-R}$ ).

En la página 1 se calculan los flujos de energía de la estación rural y en los subsiguientes hasta la página 12 los concernientes al área urbana. Normalmente, las ciudades estudiadas y las otras más cuentan con al menos una estación urbana y una rural. Para el caso de la Ciudad de México y su área conurbada, es la que tiene una red densa que varía de frecuentemente su número de estaciones y algunas otras como Toluca y/o Guadalajara.

Las 12 hojas están divididas por igual que en la primera columna (A) se tiene la ciudad y el tipo de estación. En la misma columna celdas 6, 7 y 8 se refieren al tiempo, y en la posición A9-A33 se inserta la hora del día en fracciones de 0.5 (30 minutos) a partir de las 06:00 hasta las 18:00 horas. De la columna B a la F se ingresan los datos meteorológicos temperatura del aire, humedad relativa, velocidad de viento y la radiación neta ( $T_A$ , HR, U y  $\Phi_V$ , respectivamente),  $T_A$  absoluta es calculada.

Seguidamente de la columna G a la N se calculan variables derivadas secundarias que se utilizan para el cálculo de los flujos de calor. En las celdas O1, O2, O3, O4, y O5 se introducen la longitud, la latitud, la orientación, la pendiente de la ciudad de que se trate y el día del año que concierne. Para ciudades o sectores de las ciudades que sean planos entonces la pendiente y la orientación es 0 (cero). Si la ciudad tiene alguna pendiente entonces hay que introducir el valor que se trate en grados así como la orientación (grados acimutales). El día del año se refiere a la división del año de 365 días; así el día 1 es el 1 de enero y el 365 es el 31 de diciembre. Las posiciones S1 y S2 se refieren a la razón entre la distancia de la Tierra al Sol (donde R es la distancia media de la Tierra al Sol y r es la distancia actual de la Tierra al Sol que depende del día del año). Esta razón se calcula automáticamente. En la celda S2 se introduce el valor del albedo. Como la  $Q_N$  está en función de los aerosoles urbanos y de otras partículas los parámetros de regresión en las celdas V1 y V2 varían de acuerdo a la visibilidad como se puede ver en la sección sobre el cálculo de la radiación neta. Por otro lado, el camino que sigue un rayo de luz a través de la atmósfera o camino óptico, está en función de la altitud y para ello la regresión utiliza la razón entre la presión al nivel del mar

(1013 hPa) y la presión atmosférica media del sitio (celda V3). Finalmente, en la columna Z de la celda 9 a la 33 se calcula la radiación neta ( $Q_N$ ).

Seguidamente, se calcula la energía almacenada ( $\Delta Q_S$ ) en la columna AA de la celda 9 a la 33. Para ello es necesario introducir tres parámetros que dependen del tipo de materiales y construcción  $a_1$ ,  $a_2$  y  $a_3$  que corresponden las celdas AA2, AA3 y AA4, respectivamente. En la sección: Coeficientes para el modelo de almacenaje de energía, se encuentran valores de estos parámetros en función de la densidad de construcción y el tipo de uso del suelo.

Con los valores de  $Q_N$  y  $\Delta Q_S$  se calculan tanto  $Q_E$  como  $Q_H$  utilizando las formulaciones parametrizadas expuestas más adelante, cuyos valores se introducen en las celdas AD3 y AD4. Finalmente, el cálculo de la temperatura de diagnóstico/pronóstico ( $T_{D/P}$ ) del sitio se calcula en la columna AD de la celda 9 a la 33. Así, en cada una de las páginas se van calculando las temperaturas y en la hoja 13 se calculan las diferencias de temperatura entre el área rural y los sitios de referencia.

## El balance de energía

El cálculo de todas las variables y parámetros del balance de energía se describe a continuación.

$$Q_N = [(1 - \alpha)R_{SI} + \epsilon_A \sigma T_A^4 - \epsilon_D \sigma T_D^4]$$

donde  $Q_N$  es la radiación neta ( $Wm^{-2}$ ),  $R_{SI}$  es la radiación solar incidente ( $Wm^{-2}$ ),  $\alpha$  es el albedo superficial (dosel),  $\epsilon_A$  y  $\epsilon_D$  son las emisividades atmosférica y del dosel, respectivamente;  $T_A$  y  $T_D$  son la temperatura del aire y del dosel ( $^{\circ}K$ ), respectivamente y  $\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzman ( $4.903 \cdot 10^{-9} MJ K^{-4} m^{-2} d^{-1}$ ) La emisividad de la atmósfera se puede estimar utilizando la ecuación siguiente:

$$\epsilon_A = 0.179 (e)^{1/7} \exp(350/T_A)$$

donde  $e$  es la presión de vapor (kPa) =  $e_s HR/100$  y  $e_s = 0.6108 \exp[(17.27T_A)/(T_A + 237.3)]$  donde  $T_A$  es en  $^{\circ}C$  y HR es la humedad relativa.

$$R_{SI} = \tau R_s \cos \Theta$$

donde  $R_s$  es la radiación solar que alcanza la superficie cuando el rayo de sol es perpendicular a ésta y  $\tau$  es el coeficiente de transmisión de la atmósfera. Así para superficies con pendiente (inclinación), la radiación incidente normal al rayo solar se puede calcular usando la constante solar (radiación en el tope de la atmósfera,  $1360 Wm^{-2} \approx 2750 \mu mol m^{-2} s^{-1}$ ), el coeficiente de transmisión de la atmósfera ( $\tau$ ), tiene valores de 0 a 1; atmósfera totalmente oscura y totalmente clara,

respectivamente; para una atmósfera relativamente clara se usa el valor 0.8 y para una atmósfera medianamente nublada se utiliza el valor de 0.3), y la elevación solar o declinación solar. El coeficiente  $\tau$  es muy sencillo de calcular cuando se cuenta con mediciones de la radiación solar en el sitio de estudio ( $R_{SI}$ ) a partir de la relación:

$$\tau = R_{SI}/\text{constante solar};$$

si no se cuenta con mediciones de  $R_{SI}$  entonces se puede utilizar la formulación de (Schmetz y Raschke, 1978):

$$R_{SI} = (\bar{R}/r)^2 (S_0 \cos \Theta)(a \cdot b^m)$$

donde  $\bar{R}$  y  $r$  son la distancia media y actual de la Tierra al Sol, respectivamente en unidades astronómicas:

$$\bar{R} = 149,600,000 \text{ km} = 1 \text{ ua}, \text{ y } r = 1 + 0.033 \cos[(t_d 2\pi/365)] \text{ donde } t_d \text{ es el día del año o día Juliano}$$

y

$$\begin{aligned} \cos \Theta = & [(\sin \varphi \cdot \cos \eta)(-\cos \alpha \cdot \sin \chi) - \sin \eta \cdot (\sin \alpha \cdot \sin \chi)] \\ & + (\cos \varphi \cdot \cos \eta) \cdot \cos \chi \cdot \cos \delta + [\cos \varphi \lambda \cdot (\cos \alpha \cdot \sin \chi) \\ & + (\sin \varphi \cdot \cos \chi) \cdot \sin \delta \end{aligned}$$

donde  $\varphi$ ,  $\eta$ ,  $\delta$ ,  $\alpha$  y  $\chi$  representan la latitud, hora angular del día, día del año (declinación solar), orientación acimutal, y la inclinación del terreno, respectivamente, y  $\delta$  está dada por:

$$\delta = -23.4 \cos[360(t_d + 10)/365],$$

$$m = [\cos \Theta + 0.15(93.885 - \Theta)^{-1.253}]^{-1} [P_M/P_{NM}]$$

donde  $P_M$  es la presión atmosférica media del sitio y  $P_{NM}$  es la presión atmosférica al nivel del mar; y  $a$  y  $b$  dependen de la visibilidad que está en función de los aerosoles urbanos y son:

Visibilidad	2 km	5 km	10 km	20 km	50 km
a	0.793	0.818	0.822	0.824	0.827

b                    0.305                    0.507                    0.600                    0.652                    0.792

*Albedos urbanos según Taha (1997)*

Ciudad	$\alpha$	$\alpha_{u-r}$	
Los Angeles (city core)	0.20	0.09	Taha
Madison, WI (urban)	0.15-0.18	0.02	Kung et al.
St. Louis, Mi (urban)	0.12-0.14		Dabberdt & Davies
St. Louis, Mi (Center)	0.19, 0.16	0.03	Yukovich
Hartford, CT (Urban)	0.09 - 0.14		Brest
Adelaide Aus (Commercial)	0.27 (mean)	0.09	Choppin et al.
Hamilton, Ontario	0.12 - 0.13		Rouse & Bello
Munich, Germany	0.16 (mean)	-0.08	Mayer & Noak
Vancouver, BC	0.13 - 0.15		Steyn & Oke
Tokyo	0.10 (mean)	-0.02	Aida
Ibadan, Nigeria	0.12 (mean)	0.03	Oguntoyinbo
Lagos, Nigeria	0.45	0.25	Oguntoyinbo

*Almacenaje*

$$Q_s = a_1 Q_N + a_2 (\Delta Q_N / \Delta t) + a_3$$

donde t es el tiempo (30 min, 60 min). Así la densidad del flujo de calor del suelo se expresa como una función de la radiación neta y de la velocidad y dirección del cambio del forzamiento radiante.

*Coefficientes para el modelo de almacenaje de energía*

Cobertura	Autor	Coeficientes de regresión		
		$a_1$	$a_2$ (h)	$a_3$ (W m <sup>-2</sup> )
<b>1. Espacios verdes/abiertos</b>				
Pasto/hierbas	Doll et al 1985	0.32	0.54	27.4
Pastizal	Clarke et al 1971	0.33	0.03	-11.0
Suelo desnudo	Novak 1981	0.38	0.56	-27.3
<b>2. Techados</b>				
Vancouver	Yap 1973	0.17	0.10	-17.0
Uppsala	Taesler 1980	0.44	0.57	-28.9
<b>3. Pavimento</b>				
Concreto	Doll et al. 1985	0.81	0.48	-79.9
Asfalto	Narita et al 1985	0.36	0.23	-19.3

4. Cañón				
N-S	Nunez 1974	0.32	0.01	-27.7

*b) Ejemplo de cálculo de coeficientes*

Cobertura	Factor de peso			
Espacios verdes/abiertos	0.43	0.145	0.161	-11.80
Techado/Tejados	0.13	0.039	0.044	- 2.98
Pavimento	0.11	0.064	0.039	- 5.46
Cañón	0.33	0.106	0.005	-9.14
Coeficientes del modelo		0.350	0.250	-29.40

*c) OHM coeficientes para atardecer*

Información superficial	Area				Periodo
Fotografía aérea	2 km circular	0.35	0.25	- 29.4	
Base datos superficial	2 km circular	0.38	0.27	- 29.3	
Base datos superficial	A <sub>pl</sub>	0.37	0.27	-29.1	All hours
Base datos superficial	A <sub>sc</sub>	0.37	0.27	-29.1	All hours
Base datos superficial	A <sub>pl</sub>	0.37	0.27	-29.4	Q <sub>N</sub> > 0
Base datos superficial	A <sub>sc</sub>	0.37	0.26	-29.2	Q <sub>N</sub> > 0

*Flujo de calor latente* (Holstag y van Ulden, 1983; Hanna y Chang, 1992; Grimmond y Oke, 2002):

$$Q_E = [\alpha_{PM}/(1 + s)] (Q_N - \Delta Q_S) + \beta_{PM}$$

donde  $\alpha_{PM}$  es el factor de disponibilidad de humedad superficial (una aproximación = 0.51) y  $\beta_{PM}$  representa la parte no correlacionada (= 2.3),  $s$  es la pendiente de la presión de vapor de saturación en función de la temperatura.

*Flujo de calor sensible*

$$Q_H = [1 - \alpha_{PM} + s]/(1 + s) (Q_N - \Delta Q_S) - \beta_{PM}$$

## Referencias

- Grimmond, C.S.B. and Oke, T.R., 2002: Turbulent fluxes in urban areas: observations and a local-scale urban meteorological parameterization scheme (LUMPS). *Journal of Applied Meteorology*, 41: 792–810.
- Hanna, S.R. and Chang, J.C., 1992: Boundary-layer parameterizations for applied dispersion modeling over urban areas. *Boundary-Layer Meteorology*, 58: 229–259.
- Holtslag, A.A.M. and Van Ulden, A.P., 1983: A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. *Journal of Applied Meteorology*, 22: 517–529.
- Schmetz, J. y Raschke, E. 1978. A method to parameterize the downward solar radiation at ground. *Archiv für Meteorologie, Geophysiks und Bioklimatologie Ser B*, 26: 143-151.
- Taha H. 1997. Urban climates and heat islands: albedo, evapotranspiration, and anthropogenic heat. *Energy and Buildings* 25: 99-103.

## **Este modelo se encuentra publicado con referencia bibliográfica dada a continuación:**

Ballinas M, **Barradas VL**. 2016. The urban tree as a tool to mitigate the urban heat island in Mexico City: a simple phenomenological model. *Journal of Environmental Quality* 45:157-166. DOI: 10.2134/jeq2015.01.0056