

Desarrollo de un modelo genérico del footprint para sensores estáticos del sistema suelo-vegetación

Development of a generic footprint model for static sensors of the soil-vegetation system

Fernando Paz^{1*} y Ma. Isabel Marín¹

¹ GRENASER, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. 56230 Texcoco, Estado de México, México.

* Autor responsable (ferpazpel@gmail.com)

RESUMEN

La estimación de las áreas de influencia (footprints) de las mediciones de flujos de energía y materia, con sistemas de covarianza de vórtices permite hacer interoperables las mediciones para analizar los problemas de cierres de balance de energía. Por un lado, las mediciones de los flujos de calor latente y sensible son dependientes de la altura de los sensores, velocidad y dirección del viento, rasgos morfo-estructurales de la vegetación y condiciones de estabilidad de la atmósfera; mientras que, por otra parte, las mediciones de radiación neta y flujos de calor del suelo no son dependientes de la intensidad y dirección del viento o de otro rasgo, solo dependen de la altura del sensor (radiación neta) o la configuración espacial de las placas de calor (flujo de calor del suelo). Para poder hacer intercomparables las mediciones de radiación neta con las de los flujos de calor latente y sensible, el objetivo de este trabajo fue desarrollar un modelo aproximado del footprint de este tipo de sensores estáticos, el cual fue parametrizado en forma simple en función de la altura del sensor y la geometría de visión y de iluminación solar. Los desarrollos permitieron el uso del modelo de footprint en forma operativa para tener una perspectiva en relación con el problema de cierres de los balances de energía si es producto de las diferencias en los footprints de los sensores o de advección del viento. La parametrización introducida, puede ser integrada en un software de medición de flujos de sistemas de covarianza de vórtices, para realizar balances de energía en periodos de integración de los datos.

Palabras clave: cierre de balances de energía, interoperabilidad, modelo de geometría sol-sensor, radiación neta.

SUMMARY

Estimation of areas of influence (footprints) of measurements of energy and matter fluxes with eddy covariance systems allows measurements to be interoperable to analyze the problems of energy balance closures. On one hand, measurements of latent and sensible heat fluxes are dependent on the height of the sensors, wind speed and direction, morpho-structural features of the vegetation and conditions of stability of the atmosphere. On the other hand, measurements of net radiation and soil heat fluxes are not dependent on the intensity and direction of the wind or other feature. They depend only on the height of the sensor (net radiation) or the spatial configuration of the heat plates (soil heat flow). To be able to interoperate the net radiation measurements with those of the latent and sensible heat fluxes, in this work was to develop an approximate model of the footprint of static sensors, which is parameterized in a simple way depending on sensor height, vision geometry and solar illumination. The development allows the use of the footprint model in an operative way, thus allowing a perspective in relation to the problem of closures of the energy balances if it is a product of the differences in the footprints of the sensors or of wind advection. The parameterization introduced can be integrated into a flow measurement software of eddy covariance systems to perform energy balances in periods of data integration.

Cita recomendada:

Paz, F. y M. I. Marín. 2019. Desarrollo de un modelo genérico del footprint para sensores estáticos del sistema suelo-vegetación. *Terra Latinoamericana* 37: 27-34.

DOI: <https://doi.org/10.28940/tl.v37i1.414>

Recibido: junio de 2018.

Aceptado: noviembre de 2018.

Publicado en *Terra Latinoamericana* 37: 27-34.

Index words: *energy balance closure, interoperability, net radiation, sun-sensor geometry model.*

INTRODUCCIÓN

El recurso agua es limitante del desarrollo de la vegetación e impone serias restricciones a la producción de alimentos para la humanidad. En el caso de México, los escenarios climáticos proyectados para el Noroeste plantean un incremento en las temperaturas y una reducción en las precipitaciones (Seager *et al.*, 2007), por lo que es necesario generar estrategias de adaptación al cambio climático que permitan un uso más eficiente del agua. En el caso de la agricultura, es necesario el desarrollo de tecnologías que permitan estimar los requerimientos de agua de los cultivos, en espacio y tiempo, para permitir que los agricultores hagan un uso racional del recurso en función de las necesidades de las plantas.

Las estimaciones de requerimientos de agua, evapotranspiración (*ET*) de los cultivos, ha sido planteada bajo esquemas operativos simples como el de FAO (Allen *et al.*, 1998) que puede ser muy útil con fines de planeación o de estimaciones regionales, pero con errores importantes cuando se aplica a escala de predios agrícolas. Para realizar estimaciones locales asociadas a distritos o zonas de riego se ha planteado el uso de sensores remotos, junto con modelos de balances de energía, para el desarrollo de esquemas de estimación de la *ET* cuando se usan imágenes satelitales (Bastiaanssen *et al.*, 1998; Roerink *et al.*, 2000; Allen *et al.*, 2007). Este tipo de desarrollos han resultado en estimaciones más o menos razonables (tendencias), con algunos problemas todavía sin resolver. Los modelos de balance de energía han sido calibrados y validados con el uso de estimaciones directas de los flujos de energía y materia a través de lisímetros (solo *ET*) o técnicas micrometeorológicas.

Las técnicas micrometeorológicas permiten la medición de flujos de energía y materia en forma directa a través de la técnica de Covarianza de Vórtices (*EC*, por sus siglas en inglés) (Verma, 1990). Con esta técnica, las mediciones de flujos y de materia se realizan a través de la covarianza de la velocidad del viento (medida con un anemómetro sónico) y la temperatura (para el cálculo del calor sensible (*H*) o vapor de agua (para calcular el calor latente (λET , donde λ es el calor de vaporización del aire). La radiación neta (*Rn*) y el flujo de calor del suelo (*G*) son medidas

con instrumentación relacionada y las cuales no son dependientes de la velocidad y dirección del viento. Un problema asociado a la técnica de covarianza de flujos es que el cierre del balance de energía ($Rn - G = \lambda ET + H$) muestra errores que oscilan entre un 10 y 30 % (Wilson *et al.*, 2002); aunque hay muchas situaciones donde los errores son más grandes. Una posible explicación del no cierre del balance de energía es que λET y *H* son mediciones dinámicas donde el área de influencia de éstas cambia en función de la dirección e intensidad del viento y las mediciones de *Rn* y *G* son estáticas y con áreas de influencia fijas.

Los flujos de calor latente y sensible tienen áreas de influencia (*footprints*, en inglés) dinámicas que varían en función de la altura de los sensores, velocidad y dirección del viento, rasgos morfo-estructurales de la vegetación y condiciones de estabilidad de la atmósfera (Leclerc y Thurtell, 1990; Schmid, 2002). Por otro lado, *Rn* tiene un footprint constante, dependiendo del ángulo de visión del sensor y altura de observación y *G* tiene una configuración geométrica de distribución de sensores (placas de calor en el suelo) fija, definiendo un footprint constante. Esta situación, más la consideración de que los sensores remotos tienen footprint constantes, plantea la necesidad de escalar las mediciones de flujos para que sean intercomparables con los sensores remotos (Chen *et al.*, 2009). El escalamiento (agregación/desagregación) de las mediciones de flujo ha sido aproximado bajo diferentes esquemas (Chehbouni *et al.*, 2000; Anderson *et al.*, 2008), con resultados aceptables; pero difíciles de reproducir en forma operativa por la complejidad de sus parametrizaciones.

Para poder intercomparar (cierre del balance) los flujos de energía y materia es necesario hacer que las mediciones tengan un mismo footprint. Al respecto, es posible desarrollar dos enfoques: hacer que las mediciones de *Rn* y *G* (sensores estáticos) tengan el mismo footprint que las de λET y *H* (sensores dinámicos). El otro camino es cambiar el footprint de los sensores dinámicos para hacerlos comparables con los estáticos. Esta situación no es viable ya que esta modificación implica un cambio en las condiciones de estabilidad atmosférica, como se discute más adelante, y genera flujos diferentes a los reales. Así, desde la perspectiva de modificar el footprint de *Rn* (sus componentes), el objetivo en este trabajo fue presentar el desarrollo de un modelo general basado en la dualidad de mediciones con geometría sol-sensor diferente y

su contraparte de escala (cambio en las dimensiones de las áreas de influencia). El modelo introducido fue calibrado parcialmente en función del footprint de los sensores de radiación neta semi-hemisféricos a una altura dada.

MATERIALES Y MÉTODOS

Modelo del Footprint de Flujos (Sensores Dinámicos)

La Figura 1 muestra el concepto del footprint de flujos ($Q\eta$) medidos por un sensor a la altura z_m , donde estos son promediados con el uso de la función f que define la proporción de un flujo individual del medio en relación con el total medido por el instrumento (η).

Aunque existen diferentes esquemas de modelación del footprint de los flujos (Schmid, 2002), en esta sección solo se discute el desarrollo de un modelo analítico, el cual es dependiente de la altura del sensor (z_m), de la longitud de rugosidad (z_0), de la velocidad del viento (u) y su dirección, de la desviación estándar

de la velocidad del viento lateral (σ_v), de la velocidad de fricción (u_*) y de la estabilidad atmosférica (L o longitud de Obukhov). A diferencia de otros modelos analíticos, el modelo usado (Kormann y Meixner, 2001) es aplicable a todas las condiciones de estabilidad atmosférica. Los desarrollos siguientes están basados en Chen *et al.* (2009), con adaptaciones.

Con el uso de un sistema coordenado donde el eje X corresponde a la dirección longitudinal del viento frontal y Y a la dirección transversal (centrada en X ; es decir $y = 0$ en la línea longitudinal a la dirección del viento, Figura 1), el footprint de un flujo representado por la función $f(x,y,z_m)$, en m^2 , puede ser modelado por la función de distribución de la concentración transversal a la dirección del viento $D_y(x,y)$, en m^{-1} , y el footprint integrado transversalmente a la dirección del viento $f^i(x,z_m)$, en m^{-1} , (Pasquill y Smith, 1983; van Ulden, 1978):

$$f(x, y, z_m) = D_y(x, y) f^i(x, z_m) \tag{1}$$

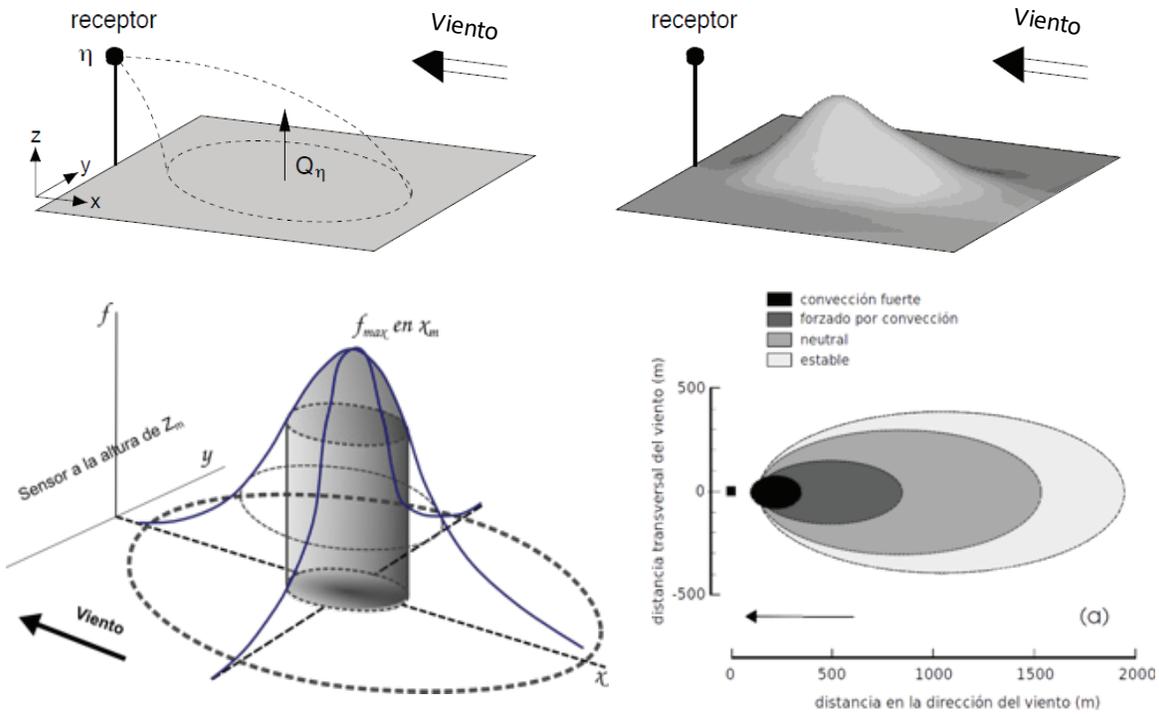


Figura 1. Concepto de footprint y su variación en función de la condición de estabilidad atmosférica.
 Figure 1. Concept of footprint and its variation depending on the condition of atmospheric stability.

La dispersión en la dirección transversal y puede ser estimada con el uso de una función de distribución Gaussiana (Pasquill, 1974):

$$D_y(x, y) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_y} \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \quad (2)$$

donde: σ_y es la desviación estándar de la pluma de dispersión en la dirección y , la cual depende de la estabilidad atmosférica y la distancia viento arriba x . Bajo consideraciones del límite de corto rango de la teoría estadística de la turbulencia (Pasquill y Smith, 1983; Schmid, 1994), σ_y puede ser aproximada como:

$$\sigma_y \approx \frac{\sigma_v x}{u_p(x)} \quad (3)$$

donde: $u_p(x)$ es la velocidad efectiva de la pluma de dispersión y σ_v es la desviación estándar de las fluctuaciones laterales del viento.

Con el uso de perfiles potenciales de la velocidad del viento y de la difusividad de los vórtices (K):

$$\begin{aligned} u &= u_0 z^m \\ K &= k_0 z^n \end{aligned} \quad (4)$$

donde: u_0, k_0, m y n son constantes empíricas, podemos estimar la velocidad efectiva de la pluma (van Ulden, 1978):

$$\begin{aligned} u_p(x) &= \frac{\Gamma[(1+m)/r]}{\Gamma(1/r)} \left(\frac{r^2 k_0}{u_0}\right)^{m/r} u_0 x^{m/r} \\ r &= 2 + m - n \end{aligned} \quad (5)$$

donde: $\Gamma()$ es la función gama.

El footprint en la dirección longitudinal al viento puede ser estimado de (Kormann y Meixner, 2001):

$$f^i(x, z_m) = \frac{1}{x\Gamma[(1+m)r]} \left(\frac{u_0 z_m^r}{r^2 k_0 x}\right) \exp\left[-\frac{u_0 z_m^r}{r^2 k_0 x}\right] \quad (6)$$

El modelo de Kormann y Meixner (2001) está basado en una modificación de la solución analítica de la ecuación de advección-difusión de van Ulden (1978) y Horst (1979) desarrollada para los perfiles potenciales definidos por las relaciones (4).

Para considerar la estabilidad atmosférica en la modelación del footprint, Kormann y Meixner (2001) ajustaron las relaciones (4) a las funciones de similitud de Monin-Obukov para parametrizar las constantes de estas relaciones, lo que permite el desarrollo de un modelo analítico general.

Si se considera que el footprint de una medición de flujos tiene teóricamente un rango de influencia de $-\infty$ a $+\infty$, una estimación de la región de la superficie que más está contribuyendo a la medición de un flujo puede realizarse al considerar el área de la fuente al nivel P (peso relativo, 0-1) caracterizada por la isopleta $f(x', y', z_m) = f_p$ (Schmid, 1994):

$$P = \frac{\Psi_p}{\Psi_{tot}} = \frac{\iint_{\Omega_p} f(x', y', z_m) dx' dy'}{\int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x', y', z_m) dx' dy'} \quad (7)$$

donde: Ψ_p es la integral del footprint sobre el área de la fuente Ω_p .

Modelo del Footprint de la Radiación Neta (Sensores Estáticos)

Los radiómetros netos tienen campos de visión semi-hemisféricos (hacia arriba y hacia abajo) con ángulo de semi-campo (field of view) de 90° ; es decir, el footprint se extiende hacia el infinito (Figura 2).

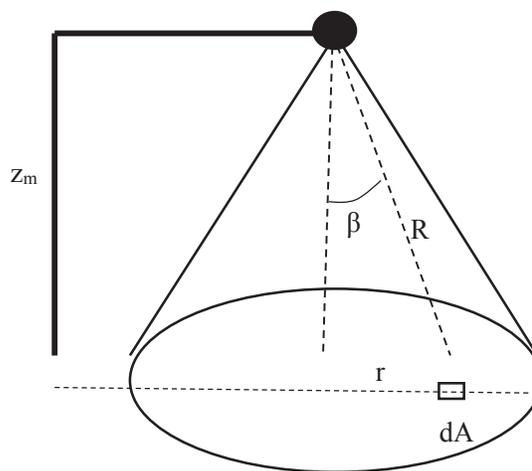


Figura 2. Footprint de un radiómetro neto, con radio r sobre la superficie a partir del punto a nadir, con un ángulo cenital β de observación y distancia R a la superficie observada (dA).

Figure 2. Footprint of a net radiometer, with radius r on the surface from the nadir point, with a zenith angle β of observation and distance R to the observed surface (dA).

Con el uso de la ley del coseno de Lambert para la radiación, Schmid (1997) definió el footprint asociado al radio R como (se ha normalizado para tener valor máximo igual a 1.0):

$$f_R = \frac{r^2}{\left(z_m + \frac{r^2}{z_m}\right)^2} \quad (8)$$

La estimación del área de la fuente al nivel P puede ser estimada como equivalente al factor de visión discutido por Reifsnnyder (1967):

$$P_R = \frac{r^2}{r^2 + z_m^2} \quad (9)$$

El modelo del footprint de la radiación neta es independiente de la altura del sensor z_m , dado su ángulo de campo semi-hemisférico, por lo que su uso es limitado para sensores con ángulos de visión menores.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Desarrollo de un Modelo Generalizado del Footprint para Sensores Estáticos

Para el desarrollo de un modelo generalizado del footprint para sensores estáticos con ángulos de visión oblicuos y ángulos de semi-campo menores a 90° , es necesario el desarrollo de tres elementos: la geometría de visión (envolvente del footprint), la función de ponderación o de footprint y los componentes de la mezcla suelo-vegetación observadas.

Geometría de Visión y Envolvente del Footprint

Al considerar solo la geometría de visión de un sensor pasivo, el área de influencia de las observaciones puede definirse de acuerdo con la Figura 3, donde θ_v es el ángulo de visión del sensor y α es el ángulo de semi-campo. Así, la geometría de la envolvente del footprint puede ser estimada de:

$$\begin{aligned} x_{mx} &= z_m \tan(\theta_v) \\ x_c &= \{z_m [\tan(\theta_v + \alpha) - \tan(\theta_v)] + x_{mx}\} - a \\ a &= \left(\frac{z_m}{2}\right) [\tan(\theta_v + \alpha) - \tan(\theta_v - \alpha)] \\ b &= [(z_m^2 + x_c^2)^{1/2} \tan(\alpha)] \\ x_i &= x_c - a \\ x_f &= x_c - a \\ Area &= \pi(ab) \end{aligned} \quad (10)$$

Función del Footprint del Sensor

En el caso de sensores remotos, mediciones de reflectancias o temperaturas radiativas, la función de respuesta espacial (*point spread function*) define el footprint de las mediciones (Schwengerdt, 1997; Cracknell, 1998). Con el uso de funciones separables (Schwengerdt, 1997), válidas para este caso, el footprint de las observaciones satelitales puede aproximarse de las funciones lineales en las direcciones x, y (Cracknell, 1998):

$$f(x, y, z_m, \theta_v, \alpha) = f_L(x) f_L(y) \quad (11)$$

De la argumentación anterior, el uso de la función de distribución Gaussiana bidireccional es típicamente usada para definir el footprint (no dependencia de la geometría de visión):

$$f(x, y, \theta_v = 0, \alpha) = \frac{1}{(2\pi)a_x b_y} \exp\left(-\frac{x^2}{2a_x^2}\right) \exp\left(-\frac{y^2}{2a_y^2}\right) \quad (12)$$

donde: a_x define la dimensión en la dirección longitudinal a la órbita del sensor y a_y en la transversal.

El modelo bi-Gaussiano establece límites del footprint de $-\infty$ a $+\infty$, además de suponer no efectos geométricos relacionados con el ángulo de visión, por lo que resulta inconveniente con el desarrollo mostrado en la sección anterior. En general, el modelo de la Figura 3 delimita un footprint que es dependiente de la tecnología usada por el sensor, por lo que puede usarse la aproximación de que la envolvente definida caracteriza entre el 90 al 95% del área de influencia total.

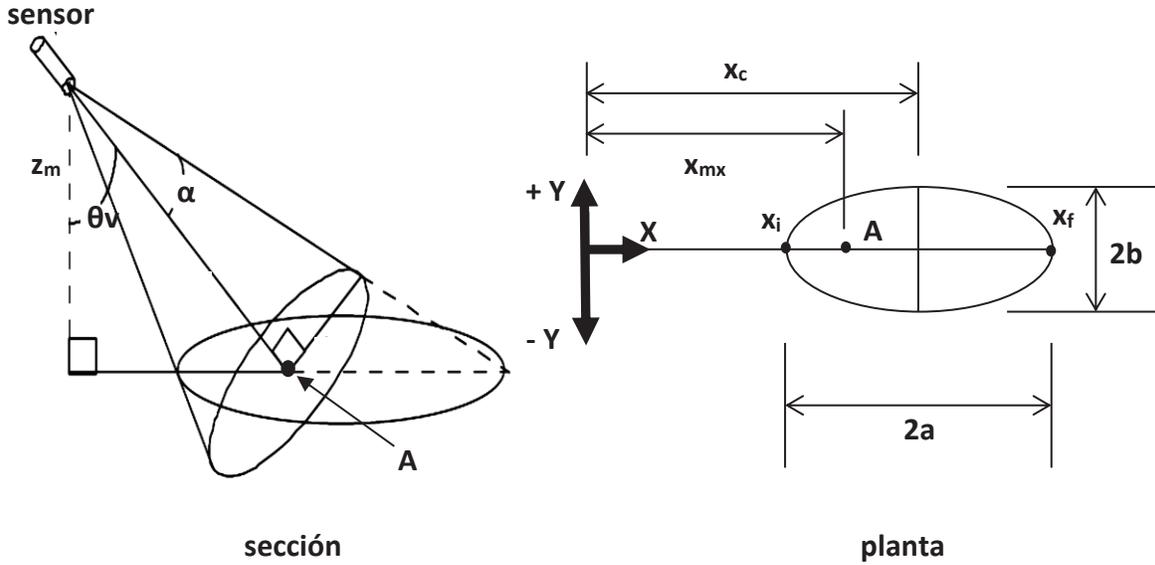


Figura 3. Geometría de visión de un sensor pasivo con ángulo de visión oblicuo y envolvente del footprint de las observaciones. El punto A es común entre las figuras, permitiendo establecer relaciones entre la geometría en perfil (izquierda) y planta (derecha). θ_v es el ángulo de visión del sensor y α es el ángulo de semi-campo.
Figure 3. Vision geometry of a passive sensor with oblique viewing angle and envelope of the footprint of the observations. Point A is common among the figures, allowing establishment of relationships between the geometry in profile (left) and plant (right). θ_v is the view angle of the sensor and α is the semi-field angle.

En el caso del modelo de la Figura 3 es necesario considerar que el footprint es distorsionado en relación a su proyección sobre una superficie plana, por lo que si se considera rayos de visión del sensor dependientes de intervalos fijos de $d\theta_v$, entonces se tendrán áreas con rayos más densos y áreas con rayos más dispersos (ver sección en Figura 3). Una forma empírica de aproximar esta situación es el uso de la función (parámetros definidos en la Figura 3):

$$f_L(x, z_m, \theta_v, \alpha) = \left\{ \left[\frac{x_f - x}{x_f - x_{mx}} \right] \left[\frac{x - x_i}{x_{mx} - x_i} \right]^{\frac{x_{mx} - x_i}{x_f - x_i}} \right\}^{f_x} \quad (13)$$

donde: f_x es un parámetro que define la forma de la curva. La función de la ecuación (13) incluye el caso de un footprint simétrico $x_{mx} - x_i = x_f - x_{mx}$ y toma valores entre 0 y 1, inclusive.

La Figura 4 muestra el efecto del parámetro de forma f_x , el cual al reducirse asigna mayores pesos a los límites inferior y superior del footprint.

Con el uso del modelo validado de footprint para la radiación neta, ecuación (8), como referencia para calibrar f_x , se parametrizó con $f_x = 4$. Los resultados del

modelo de la ecuación (8) en relación con el modelo de la ecuación (13) con $f_x = 4$ están mostrados en la Figura 5. La parametrización introducida fue realizada bajo el supuesto que un modelo de footprint genérico debe cumplir la condición específica (sensor a nadir) asociada a la ecuación (8).

De la relación (11), el modelo propuesto del footprint de un sensor estático estará dado por:

$$f_L(x, y, z_m, \theta_v, \alpha) = \left\{ \left[\frac{x_f - x}{x_f - x_{mx}} \right] \left[\frac{x - x_i}{x_{mx} - x_i} \right]^{\frac{x_{mx} - x_i}{x_f - x_i}} \right\}^4 \left\{ \left[\frac{y_f - y}{y_f - y_{mx}} \right] \left[\frac{y - y_i}{y_{mx} - y_i} \right]^{\frac{y_{mx} - y_i}{y_f - y_i}} \right\} \quad (14)$$

donde de acuerdo con el sistema coordenado mostrado en la Figura 3, $y_{mx} = 0$; con y_i negativo y y_f positiva.

De la ecuación de la elipse centrada en $(x_c, 0)$, los valores de y_i y y_f se estiman de:

$$y = \pm \left\{ b^2 \left[1 - \frac{(x - x_c)^2}{a^2} \right] \right\}^{1/2} \quad (15)$$

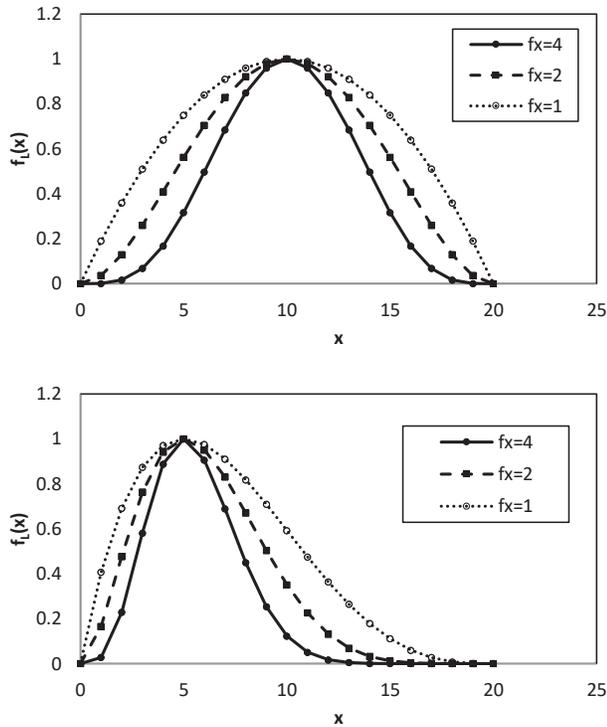


Figura 4. Efecto del parámetro de forma f_x en el footprint $f_L(x)$. Centrada en 10 (arriba) y 5 (abajo).
Figure 4. Effect of the shape parameter f_x on the footprint $f_L(x)$. Centered on 10 (top) and 5 (bottom).

Para el caso de rotaciones o traslaciones, solo hay que modificar el sistema coordenado con el uso de transformaciones de ejes, las cuales se discuten en cualquier libro de geometría analítica.

CONCLUSIONES

- El modelo desarrollado en este trabajo permite aproximar el footprint de los sensores estáticos, por lo que es posible analizar los cierres de balances de energía en un marco homogéneo de comparación (interoperabilidad), al evaluar el footprint equivalente para los footprints dinámicos de calor sensible y latente.
- La parametrización introducida, formato analítico, es suficientemente simple para ser integrada en software de medición de flujos de sistemas de covarianza de vórtices, permitiendo así realizar balances de energía en periodos de integración de los datos, pudiendo contribuir a la discusión de si los cierres de balance de energía son producto de footprints diferentes o de advección del viento.

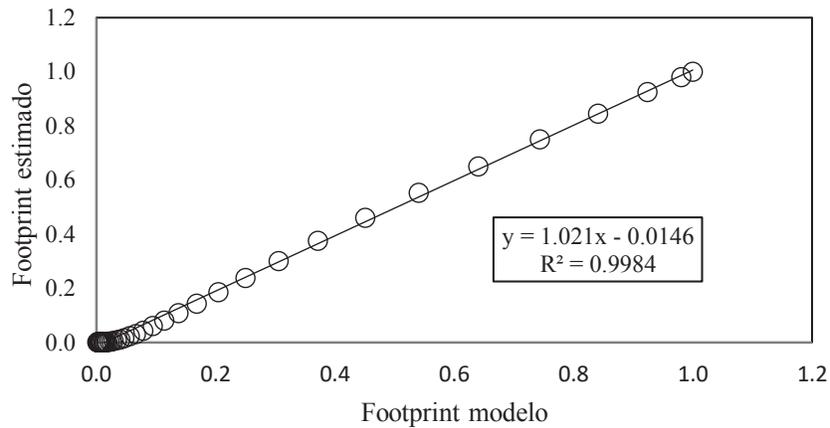


Figura 5. Ajuste del modelo empírico con $f_x = 4$ (footprint estimado) en relación con el modelo teórico de la radiación neta (footprint modelo - validado).
Figure 5. Adjustment of the empirical model with $f_x = 4$ (estimated footprint) in relation to the theoretical model of net radiation (footprint modelo - validated).

LITERATURA CITADA

- Allen, R. G., M. Tasumi, and R. Trezza. 2007. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – model. *J. Irrig. Drain. Div. Am. Soc. Civ. Eng.* 133: 380-394. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380).
- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes, and M. Smith. 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 56. FAO. Rome. ISBN: 92-5-104219-5.
- Anderson, M. C., J. M. Norman, W. P. Kustas, R. Houborg, P. J. Starks, and N. Agam. 2008. A thermal-based remote sensing technique for routine mapping of land-surface carbon, water and energy fluxes from field to regional scales. *Remote Sens. Environ.* 112: 4227-4241. doi: 10.1016/j.rse.2008.07.009.
- Bastiaanssen, W. G. M., M. Menenti, R. A. Feddes, and A. A. Holtslag. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). I: Formulation. *J. Hydrol.* 212-213: 198-212. doi: 10.1016/S0022-1694(98)00253-4.
- Chehbouni, A., C. Watts, Y. H. Kerr, G. Dedieu, J. C. Rodriguez, F. Santiago, P. Cayrol, G. Boulet, and D. C. Goodrich. 2000. Methods to aggregate turbulent fluxes over heterogeneous surfaces: Application to SALS data set in Mexico. *Agric. For. Meteorol.* 105: 133-144.
- Chen, B., T. A. Black, N. C. Coops, T. Hilker, J. A. Trofymow, and K. Morgenstern. 2009. Assessing tower flux footprint climatology and scaling between remotely sensed and eddy covariance measurements. *Boundary-Layer Meteorol.* 130: 137-167.
- Cracknell, A. P. 1998. Synergy in remote sensing – what's in a pixel? *Int. J. Remote Sens.* 19: 2025-2047. doi: 10.1080/014311698214848.
- Horst, T. W. 1979. Lagrangian similarity modeling of vertical diffusion from a ground level source. *J. Appl. Meteorol.* 18: 733-740.
- Kormann, R. and F. X. Meixner. 2001. An analytical footprint model for non-neutral stratification. *Boundary-Layer Meteorol.* 99: 207-224. doi: 10.1023/A:101899101.
- Leclerc, M. Y. and G. W. Thurtell. 1990. Footprint prediction of scalar fluxes using a Markovian analysis. *Boundary-Layer Meteorol.* 52: 247-258. doi: 10.1007/BF00122089.
- Pasquill, F. and F. B. Smith. 1983. Atmospheric diffusion. E. Horwood. New York, NY, USA. ISBN: 0853124264, 9780853124269.
- Pasquill, F. 1974. Atmospheric diffusion. E. Horwood. New York, NY, USA. ISBN 10: 0853120153 / ISBN 13: 9780853120155.
- Reifsnyder, W. E. 1967. Radiation geometry in the measurement and interpretation of radiation balance. *Agric. Meteorol.* 4: 255-265. doi: 10.1016/0002-1571(67)90026-X.
- Roerink, G. J., Z. Su, and M. Menenti. 2000. S-SEBI a simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Phys. Chem. Earth (B)* 25: 147-157.
- Schmid, H. P. 2002. Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: A review and perspective. *Agric. For. Meteorol.* 113: 159-183.
- Schmid, H. P. 1997. Experimental design for flux measurements: Matching scales of observations and fluxes. *Agric. For. Meteorol.* 89: 179-200.
- Schmid, H. P. 1994. Source areas for scalar and scalar fluxes. *Boundary-Layer Meteorol.* 67: 293-318. doi: 10.1007/BF00713146.
- Schowengerdt, R. A. 1997. Sensor models. pp. 78-90. *In*: R. A. Schowengerdt (ed.). Remote sensing: Models and methods for image processing. Academic Press. San Diego, CA, USA.
- Seager, R., M. Ting, I. Held, Y. Kushnir, J. Lu, G. Vecchi, H.P. Huang, N. Harnik, A. Leetmaa, N.C. Lau, C. Li, J. Velez, and N. Naik. 2007. Model projections of an imminent transition to a more arid climate in Southwestern North America. *Science* 316: 1181-1184. doi: 10.1126/science.1139601.
- Van Ulden, A. P. 1978. Simple estimates for vertical diffusion from sources near the ground. *Atmos. Environ.* 12: 2125-2129.
- Verma, S. B. 1990. Micrometeorological methods for measuring surface fluxes of mass and energy. *Remote Sensing Reviews* 5: 99-115. doi: 10.1080/02757259009532124.
- Wilson, K., A. Goldstein, E. Falge, M. Aubinet, D. Baldocchi, P. Berbigier, C. Bernhofer, R. Ceunlemans, H. Dolman, C. Field, A. Grelle, A. Ibrom, B. E. Law, A. Kowalski, T. Meyers, J. Moncrieff, R. Monson, W. Oechel, J. Tenhunen, R. Valentini, and S. Verma. 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agric. For. Meteorol.* 113: 223-243. doi: 10.1016/S0168-1923(02)00109-0.