



COLEGIO DE POSTGRADUADOS

**INSTITUCION DE ENSEÑANZA E INVESTIGACION EN
CIENCIAS AGRÍCOLAS**

CAMPUS MONTECILLO

POSTGRADO DE HIDROCIENCIAS

**DESARROLLO DE UN MODELO DE “FOOTPRINT”
DE LOS FLUJOS DE CALOR SENSIBLE Y
RADIACIÓN NETA EN LA VEGETACIÓN**

MA. ISABEL MARÍN SOSA

T E S I S

**PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE:**

DOCTORA EN CIENCIAS

MONTECILLO, TEXCOCO, ESTADO DE MÉXICO

2013

La presente tesis titulada: **Desarrollo de un modelo de “footprint” de los flujos de calor sensible y radiación neta en la vegetación**, realizada por la alumna: **Ma. Isabel Marín Sosa**, bajo la dirección del Consejo Particular indicado, ha sido aprobada por el mismo y aceptada como requisito parcial para obtener el grado de:

**DOCTORA EN CIENCIAS
HIDROCIENCIAS**

CONSEJO PARTICULAR

CONSEJERO

Dr. José Luis Oropeza Mota

ASESOR

Dr. Christopher J. Watts Thorp

ASESOR

Dr. Jaime Garatuza Payan

ASESOR

Dr. J. Enrique Rubiños Panta

ASESOR

Dr. Martín A. Bolaños González

Montecillo, Texcoco, Estado de México, 30 de julio de 2013

DESARROLLO DE UN MODELO DE “FOOTPRINT” DE LOS FLUJOS DE CALOR SENSIBLE Y RADIACIÓN NETA EN LA VEGETACIÓN

Ma. Isabel Marín Sosa, Dr.
Colegio de Postgraduados, 2013

Los intercambios de energía y masa entre la superficie de la tierra y la atmósfera controlan la disposición de agua en el planeta, por lo que su conocimiento y modelación es importante. A escalas regionales, como los distritos de riego, el tema se ha abordado usando sensores remotos en satélites, donde el escalamiento de las mediciones de campo a las áreas de influencia o footprints de las observaciones satelitales deben ser intercomparables. A nivel de campo, se ha empleado la técnica de covarianza de vórtices para medir de forma directa los flujos de energía y masa, no obstante, se han encontrado problemas en el cierre de los balances que se argumenta son producto del uso de diferentes footprints de las componentes del balance de energía. Así, en el presente trabajo se desarrolla un modelo de footprint de la radiación neta (que también puede ser aplicado en la modelación del footprint los flujos de calor sensible) a partir de sus componentes básicas: temperatura radiativa y albedo. En este esquema, los footprints se plantean en términos de la geometría sol-sensor de las mediciones, ya que ésta permite caracterizar las funciones de distribución bidireccional del albedo y de las emisiones térmicas, y revisar los cambios de áreas de influencia o footprints. En esta perspectiva se introduce un modelo uni-paramétrico de las componentes de la radiación neta que requiere un solo dato para su calibración y se valida en un experimento con cinco cultivos agrícolas en el Valle del Yaqui, Sonora, México, usando diferentes configuraciones de la geometría sol-sensor. Los resultados de los ajustes experimentales resultaron buenos ($R^2 > 0.98$ en la mayoría de las pruebas), permitiendo el uso del modelo propuesto para el albedo y la temperatura radiativa en las estimaciones de la radiación neta.

Palabras clave: cierre balance de energía, Modelo uni-paramétrico de la geometría sol-sensor, temperatura aerodinámica, Eddy Covariance, temperatura radiativa, albedo, balance de energía, función de distribución bidireccional de la reflectancia, Función de distribución bidireccional de la emisividad.

DEVELOPMENT OF A SENSIBLE HEAT FLUX AND NET RADIATION FOOTPRINT MODEL IN THE VEGETATION

Ma. Isabel Marín Sosa, Dr.
Colegio de Postgraduados, 2013

The mass and energy exchanges between the biosphere and atmosphere control the water available on the planet, so it is important to know and model these processes. At the regional scale, as irrigation districts, the issue has been addressed using satellite remote sensing, where the scaling field measurements to influence areas or footprints of satellite observations should be intercomparable. At the field scale, the eddy covariance technique has been used to measure directly the energy and mass flows, however, there are problems in the energy balance closure, that are caused by using different footprints of the energy balance components. Thus, in this paper a net radiation footprint model is developed (which can be implemented in modeling the sensible heat flux footprint) from its basic components: radiative temperature and albedo. In this scheme, the footprints are conceptualized in terms of sun-sensor geometry measurements, since it allows to characterize the albedo and thermal emission bidirectional distribution function, and review the changes in the influence areas or footprints. In this perspective we introduce a uni-parametric model of the components of net radiation data which requires a single data for calibration. This model was validated with information from an experiment with five agricultural crops in the Yaqui Valley, Sonora, Mexico, using different configurations of sun-sensor geometry. The results of experimental settings were good ($R^2 > 0.98$ in most tests), allowing the use of the proposed model for the albedo and radiative temperature in estimates of net radiation.

Key Words: energy balance closure, sun-sensor uni-parametric model, aerodynamic temperature, Eddy covariance technique, radiative temperature, albedo, energy balance, bidireccional reflectance distribution function, bidireccional emissivity distribution function.

RECONOCIMIENTO

Agradezco ampliamente al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) la beca que me otorgó para realizar estudios de doctorado en el Postgrado de Hidrociencias del Colegio de Postgraduados, gracias a esto fue posible realizar el presente trabajo.

El más sincero reconocimiento a las instituciones: IRD-Francia, Colegio de Postgraduados, Universidad de Sonora e Instituto Tecnológico de Sonora, que financiaron el “Proyecto de Gestión del Agua Asistida por Satélite, Multiescala y Participativa en la Agricultura de Regadío (PLEIADeS) y experimento de heterogeneidad”, a partir del cual fue posible realizar la fase de campo de la presente investigación.

AGRADECIMIENTOS

Al Colegio de Postgraduados, por brindarme la oportunidad para realizar estudios de doctorado en el postgrado de Hidrociencias.

Al postgrado de Hidrociencias, por las facilidades que me otorgó durante mis estudios de doctorado y por los conocimientos que me aportó durante esta etapa.

Al Grupo de Gestión en Recursos Naturales Asistida por Sensores Remotos (GRENASER S.A DE C.V) por todo el apoyo que me otorgó durante la realización de estos estudios y sobre todo por las oportunidades para el desempeño profesional.

Al Dr. Fernando Paz Pellat, por la motivación, la confianza y todo el apoyo que me brindó para realizar el presente trabajo.

Al Dr. José Luis Oropeza Mota, por el apoyo invaluable en la etapa final de mis estudios, mi más sincero agradecimiento.

A los miembros de mi consejo particular y sinodal, Doctores: Enrique Rubiños, Christopher Watts, Jaime Garatuza, Martín Bolaños y Abel Quevedo, gracias por el apoyo invaluable en este proceso.

A todo el equipo administrativo que me apoyó de forma incondicional durante el largo peregrinar de trámites y por el aliento que recibí de ustedes en todo momento. Patricia Ibarra, Mariela Hernández, Diana Rivera, Rosario, Ma. Esther Bernal, mil gracias.

A todo el equipo de trabajo y grandes amigos en GRENASER S.A. de C.V, Edgardo Medrano, Maira Bazán, Vinisa Saynes, Julio Wong, Adán Villa, Luis Vargas, Ernesto Chávez y Ma. Esther Bernal, sus sonrisas y palabras de aliento han sido de gran apoyo en todo momento.

Dedico este trabajo con mucho cariño a...

A mi madre, por contagiarme todos los días las ganas de vivir, su ejemplo ha sido crucial en los momentos difíciles y su sonrisa un regalo invaluable.

A Nora Belmares y Alejandro Becerril, quienes han sido como mis segundos padres. Por las enseñanzas compartidas, mismas que han sido de gran fortaleza hasta el día de hoy.

A mis Hermanos, Rosario, Luis, Gabriel, Cándida y Felipe. Por los grandes momentos que hemos compartido, sin duda han sido un gran motivo para seguir adelante.

A mis sobrinos, en especial a Axel y Alexis, por apoyarme en esta etapa de mi vida con sus porras y sonrisas, que han sido de gran aliento todos los días.

A Gerardo Herrera Cortés, por los momentos que hemos compartido, por el apoyo incondicional, por el amor sincero, por darle un nuevo sentido a mi vida.

*Mi mayor agradecimiento al padre de toda ciencia,
creador de todo, dador de vida, inspirador diario, amigo
fiel, fuente inagotable de amor, Gracias Dios.*

CONTENIDO

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN GENERAL	1
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.2 DESCRIPCIÓN DE CAPÍTULOS DE LA TESIS	2
1.3 OBJETIVO GENERAL	4
1.3.1 Objetivos particulares	4
1.4 HIPÓTESIS	4
1.5 REVISIÓN DE LITERATURA	5
1.5.1 Balance de energía en la superficie.....	5
1.5.2. Técnicas para el estudio del balance de energía.....	24
1.5.3 El problema de cierre del balance de energía.....	29
1.5.4 Footprint de los componentes del balance de energía.....	31
1.5.5 Modelación del footprint de sensores pasivos	34
1.6 LITERATURA CITADA.....	38
CAPÍTULO 2. MODELACIÓN DE LA FUNCIÓN DE DISTRIBUCIÓN BIDIRECCIONAL DE LA TEMPERATURA RADIATIVA EN CULTIVOS AGRÍCOLAS	45
2.1 RESUMEN	45
2.2 INTRODUCCIÓN	45
2.2.1 Parametrización del flujo de calor sensible en función de la temperatura radiativa	47
2.2.2 Balances de energía y el problema de cierre	50
2.2.3 Modelo uni-paramétrico de la función de distribución bidireccional de la temperatura radiativa.....	53
2.3 MATERIALES Y MÉTODOS.....	56
2.3.1 Área de estudio	56
2.3.2 Equipo e Instrumentación	57
2.3.3 Estrategia de medición.....	59
2.3.4 Áreas de influencia (footprints) de las mediciones.....	61
2.4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	62
2.5 CONCLUSIONES	67
2.6 LITERATURA CITADA.....	67

CAPÍTULO 3. MODELACIÓN ANGULAR DE LAS COMPONENTES DE LA RADIACION NETA EN CULTIVOS AGRICOLAS.....	73
3.1 RESUMEN	73
3.2 INTRODUCCIÓN	74
3.2.1 Balance de energía y radiación neta	76
3.3 MATERIALES Y MÉTODOS.....	81
3.3.1 Modelo uni-paramétrico de la BRDF y BEDF	81
3.3.2 Área de estudio	83
3.3.3 Equipo e Instrumentación	84
3.3.4 Estrategia de medición.....	87
3.3.5 Áreas de influencia (footprints) de las mediciones	88
3.4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN	90
3.5 CONCLUSIONES	94
3.6 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	95
CAPÍTULO 4. DESARROLLO DE UN MODELO GENÉRICO DEL FOOTPRINT PARA SENSORES ESTATICOS EN EL SISTEMA SUELO-VEGETACION.....	99
4.1 INTRODUCCIÓN	99
4.2 MODELOS DEL FOOTPRINT DE SENSORES DINÁMICOS Y ESTÁTICOS	101
4.2.1 Modelo del footprint de flujos (sensores dinámicos)	101
4.2.2 Modelo del footprint de la radiación neta (sensores estáticos)	104
4.3 DESARROLLO DE UN MODELO GENERALIZADO DEL FOOTPRINT PARA SENSORES ESTÁTICOS.....	105
4.3.1 Geometría de visión y envolvente del footprint	106
4.3.2 Función del footprint del sensor	107
4.4 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	110
CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES GENERALES Y SIGUIENTES PASOS.....	112

LISTA DE FIGURAS

Figura 1-1. Representación esquemática de la variación diurna de los componentes del balance de energía.....	6
Figura 1-2. Magnitud de los términos de la ecuación del balance de energía (a) de día y sobre una superficie húmeda, (b) de día y sobre una superficie seca y (c) de noche y sobre una superficie húmeda.	6
Figura 1-3. Balance de energía de la tierra. Fuente: Chapin <i>et al.</i> (2002).....	8
Figura 1-4. Variación diurna del albedo en dos tipos de vegetación en el noroeste de México, medido durante 2004-2005.....	10
Figura 1-5. Componentes de la radiación	12
Figura 1-6. Temperatura de la superficie (T_s) medida sobre vegetación natural en el noroeste de México, con un termómetro infrarrojo (IRT) y un radiómetro neto modelo CNR1.....	14
Figura 1-7. Esquema del balance de agua en el suelo.....	16
Figura 1-8. Diagrama del proceso del modelo SEBAL	25
Figura 1-9. Instrumentación de un sistema de covarianza de vórtices y sensores adicionales.....	27
Figura 1-10. Instalación de sensores para la medición del flujo de calor del suelo.....	27
Figura 1-11. Cierre del balance de energía.....	30
Figura 1-12. Concepto del footprint de la Radiación neta, (a) perspectiva y (b) vista en planta.....	32
Figura 1-13. Concepto del footprint de los flujos de vapor de agua y calor, y su variación en función de la condición de la estabilidad atmosférica.....	33
Figura 1-14. Arreglo de sensores de placas de calor en el suelo para diferentes etapas del crecimiento de un cultivo.....	33
Figura 1-15. Ajuste del footprint de sensores estáticos a las dimensiones del footprint de sensores dinámicos.	34
Figura 1-16. Esquema de la geometría sol-sensor. Donde θ_s el ángulo cenital solar, θ_v es el ángulo cenital de visión del sensor, ϕ_s el ángulo acimutal solar, ϕ_v es el ángulo acimutal de visión	36
Figura 2-1. Concepto del footprint de los flujos de vapor de agua y calor, y su variación en función de la condición de la estabilidad atmosférica.....	52
Figura 2-2. Concepto del footprint de la Radiación neta, (a) perspectiva y (b) vista en planta.....	52
Figura 2-3. Ubicación del área de estudio.....	56
Figura 2-4. Geometría del sistema para la medición de la Tr	58
Figura 2-5. (a) Equipo para la medición de la temperatura radiativa, (b) ubicación del sitio de mediciones.	59
Figura 2-6. Áreas de influencia o footprints de las mediciones de temperatura radiativa.....	61

Figura 2-7. Medición de T_r en la PH1. (a) Mediciones del día juliano 58 y (b) mediciones en todo el periodo de estudio.	62
Figura 2-8. Ajustes de T_n para las diferentes parcelas de estudio (PH1, PH3, PH4, PH5 y PH6), con efecto de escala	63
Figura 2-9. Ajustes de g_{nt} para todas las PH, para el caso de no efecto de escala.....	64
Figura 3-1. Esquematización de los footprints asociados a R_n , flujos de energía y concentraciones	76
Figura 3-2. Geometría de distribución de las plantas en un cultivo agrícola sembrado en surcos y el problema de las diferencias de observación asociadas a footprints.	77
Figura 3-3. Arreglo de sensores de placas de calor en el suelo para diferentes etapas del crecimiento de un cultivo.	78
Figura 3-4. Footprint asociado a la geometría de visión de un sensor.	81
Figura 3-5. Ubicación del área de estudio.....	84
Figura 3-6. Geometría del sistema para la medición del <i>footprint</i> . (a) plano acimutal, (b) plano cenital. .	85
Figura 3-7. (a) Equipo para la medición de la temperatura radiativa, (b) ubicación del sitio de mediciones.	86
Figura 3-8. Áreas de influencia o footprints de las mediciones de reflectancias y temperaturas radiativas	88
Figura 3-9. Relación entre estimaciones del albedo usando todas las bandas espectrales del sensor ETM+ y solo las bandas B5 y B7.....	91
Figura 3-10. Variación temporal de la cobertura aérea de la PH4 (garbanzo).....	91
Figura 3-11. Variación de la temperatura radiativa y el albedo en la PH4 (garbanzo), para tres días de mediciones durante el crecimiento del cultivo.	92
Figura 3-12. Estimaciones de temperaturas radiativas y albedos normalizados para mediciones en todas las PH durante la campaña de medición, caso sin considerar efecto de escala.	93
Figura 3-13. Estimaciones de temperaturas radiativas y albedos normalizados para mediciones en todas las PH durante la campaña de medición, caso considerando el efecto de escala.	93
Figura 3-14. Estimaciones del parámetro g_n de temperaturas radiativas y albedos normalizados para mediciones en todas las PH durante la campaña de medición, caso considerando el efecto de escala....	94
Figura 4-1. Concepto de footprint y su variación en función de la condición de estabilidad atmosférica	101
Figura 4-2. Footprint de un radiómetro neto, con ángulo de semi-campo β	104
Figura 4-3. Geometría de visión de un sensor pasivo con ángulo de visión oblicuo y envolvente del footprint de las observaciones.	106
Figura 4-4. Efecto del parámetro de forma f_x en el footprint $f_L(x)$	108
Figura 4-5. Ajuste del modelo empírico con $f_x=4$ (footprint estimado) en relación al modelo teórico de la radiación neta (footprint modelo).	109

LISTA DE CUADROS

Cuadro 1-1. Proporción de los espectros de onda corta en la radiación emitida por el sol	7
Cuadro 1-2. Contribución de los componentes de la radiación de onda corta incidente en las diferentes regiones espectrales.....	9
Cuadro 1-3. Albedos y emisividades promedio en diferentes tipos de superficie.....	10
Cuadro 2-1. Condición inicial de las parcelas de estudio	57
Cuadro 2-2. Geometrías empleadas en un ciclo de medición de la Temperatura radiativa.....	59
Cuadro 2-3. Correspondencia entre ángulos acimutales del sistema y ángulos acimutales reales.....	60
Cuadro 2-4. Áreas de influencia para el sensor Apogee ^{MR} con un ángulo de visión de 18.4º a tres alturas.	61
Cuadro 3-1. Condición inicial de las parcelas de estudio	84
Cuadro 3-2. Geometrías empleadas en un ciclo de medición de la Temperatura radiativa y albedo.	87
Cuadro 3-3. Correspondencia entre ángulos acimutales del sistema y ángulos acimutales reales.....	87
Cuadro 3-4. Áreas de influencia para el sensor Apogee ^{MR} con un ángulo de visión de 18.4º a tres alturas.	89
Cuadro 3-5. Áreas de influencia para el sensor ASD ^{MR} con un ángulo de visión de 25º, a tres alturas.	89

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN GENERAL

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los intercambios de energía y masa (como la transferencia de calor y los flujos de vapor de agua, CO₂ y otros gases traza) entre la superficie de la tierra y la atmósfera, juegan un papel muy importante en la dinámica del sistema climático y proveen las condiciones necesarias para el soporte de la vida en la tierra (Chapin *et al.*, 2002; Dabberdt *et al.*, 1993). La energía para conducir estos intercambios se denomina radiación neta y su disponibilidad depende del balance entre la radiación de onda corta (proveniente del sol) y de onda larga, que inciden y se reflejan de la superficie terrestre (Chapin *et al.*, 2002; Allen *et al.*, 2006; Rodríguez, 2007). Con base en los principios de conservación de la materia y la energía, la radiación neta se distribuye principalmente en tres formas de energía: flujo de calor sensible (H), flujo de calor latente (λET) y flujo de calor en el suelo (G), Chapin *et al.* (2002). De éstas, el flujo de calor latente es muy importante, ya que ocupa alrededor del 76% de la radiación neta y se utiliza para la transferencia de vapor de agua desde la superficie hacia a la atmósfera, en un proceso conocido como evapotranspiración (Chapin *et al.*, 2002; Allen *et al.*, 2006). Actualmente, la evapotranspiración es uno de los temas de mayor interés en la comunidad científica, pues además de ser un componente clave del balance de energía (Chapin *et al.*, 2002), es una parte esencial del ciclo hidrológico que proporciona elementos importantes para determinar las necesidades hídricas de la vegetación y los requerimientos de riego de los cultivos (Sánchez *et al.*, 2005).

Se han desarrollado diferentes técnicas para el estudio del balance de energía, entre ellas, la de covarianza de vórtices, cuyas mediciones son representativas a la escala local (o del sitio de estudio en particular); y los métodos basados en percepción remota, con aplicación a la escala regional. Una métrica empleada para determinar la calidad de los datos es la revisión del cierre del balance de energía, que se evalúa como el cociente de la suma de los flujos aerodinámicos ($\lambda ET + H$) entre la energía disponible ($R_n - G$), donde un valor aproximado a 1 indica un cierre perfecto. Es importante mencionar que aún en los estudios con las técnicas más precisas, como la de covarianza de vórtices, se han encontrado errores que oscilan entre 10-30% al evaluar el cierre del balance. Este problema ha sido discutido por diversos autores, quienes han argumentado que

la falta de cierre se debe a causas como: diferencias en las áreas de influencia (footprints) de las mediciones (Baldocchi, 2008), a las condiciones de estabilidad de la atmósfera (Massman y Lee, 2002), así como a problemas de advección horizontal/vertical (Aubinet *et al.*, 2000 y Oncley *et al.*, 2007).

En el presente trabajo se considera que la falta de cierre se debe, principalmente, a las diferencias en los footprints de los componentes del balance (Rn , λET , H y G), por lo que para un análisis apropiado del cierre se deben ajustar estos componentes a un footprint común. Una estrategia para simplificar el problema es tomar como referencia el footprint dinámico de los flujos λET o H y convertir el footprint de los componentes G y Rn a esta referencia. Como una contribución a este esquema, se planteó en esta investigación el desarrollo de un modelo del footprint de Rn en función de sus componentes básicas: el albedo (α) y la temperatura radiativa de la superficie (Tr). Una contribución adicional de este planteamiento es que, de forma indirecta, permite modelar el footprint de H ya que, de argumentos planteados en desarrollos como el de Chehbouni *et al.* (1996), la Tr es la que captura la variabilidad espacial del footprint de H . Así, en la presente investigación el problema principal de estudio se centra en construir un modelo operativo para el escalamiento del footprint de Rn , como una aportación al estudio del cierre del balance de energía. Asimismo, se busca desarrollar un esquema para la estandarización del footprint H como una aportación a los esquemas basados en percepción remota. Los datos de campo para la construcción del modelo se tomaron durante el ciclo de crecimiento de cinco cultivos agrícolas establecidos en valle del yaquí, Sonora. Los resultados derivados de esta investigación se muestran a lo largo de este documento.

1.2 DESCRIPCIÓN DE CAPÍTULOS DE LA TESIS

El presente documento de tesis contiene los desarrollos derivados de la investigación doctoral intitulada: Desarrollo de un modelo de “footprint” de los flujos de calor sensible y radiación neta en la vegetación. El cuerpo del trabajo se encuentra escrito en forma de capítulos, donde cada capítulo contiene el desarrollo de un tema específico de la investigación con el formato denominado “manuscritos de artículos científicos”, por lo que en cada uno de éstos se integran elementos como: introducción, materiales y métodos, resultados obtenidos y conclusiones.

El Capítulo 1 contiene una introducción general del tema de investigación. En éste se plantea el problema de estudio, se describen los objetivos e hipótesis generales y se presenta una revisión bibliográfica de los conceptos relacionados con el tema de investigación.

En el Capítulo 2 se introduce un modelo uni-paramétrico de la función de distribución bidireccional de la temperatura radiativa (Tr), el cual permite caracterizar la variación de Tr en función de la geometría sol-sensor de las mediciones. Este planteamiento representa un paso importante en la construcción de un modelo del footprint de la radiación neta (Rn) que permita para generar valores de Rn comparables con los flujos turbulentos (calor latente y sensible) que se miden con los sistemas de covarianza de vórtices, lo cual es una aportación importante en términos de la revisión del problema del cierre del balance de energía. Dado que el modelo uni-paramétrico presenta buenos ajustes con datos de Tr y de forma intrínseca considera las áreas de origen de las mediciones (las cuales son una función del ángulo de visión del sensor y la altura de observación) se plantea como una opción para modelar el footprint de los cálculos de H en aplicaciones satelitales.

En el Capítulo 3 se presenta un esquema de modelación angular de las componentes de la radiación neta, para lo cual se valida el modelo uni-paramétrico con datos de albedo (α), donde α se calcula a partir de mediciones radiativas multi-angulares (en las regiones visible e infrarrojo cercano y medio; 350-2500 nm) levantadas en campo con un radiómetro hiperspectral (datos continuos con ancho de banda de 2 nm). Los datos experimentales de se levantaron en cinco cultivos agrícolas, empleando diferentes configuraciones de la geometría sol-sensor.

En el capítulo 4 se desarrolla un modelo genérico del footprint de sensores estáticos en el sistema suelo-vegetación. Este modelo caracteriza el footprint de Tr y α (y por ende de Rn) en función del ángulo de visión y altura de las observaciones, así como del campo de visión del sensor. El modelo se desarrolló para escalar o ajustar el footprint de sensores estáticos a un footprint conocido de sensores dinámicos (que se emplean para medir flujos turbulentos en los sistemas de covarianza de vórtices).

En el capítulo 5 se presentan las conclusiones generales de la investigación y una ruta de siguientes pasos para la aplicación de los modelos a los datos tomados con sistemas de covarianza de vórtices y la revisión del cierre del balance de energía.

1.3 OBJETIVO GENERAL

Desarrollar un modelo del footprint de sensores pasivos (radiómetros de onda corta o larga) asociados a la radiación neta y calor sensible, en función de sus componentes básicas: albedo y temperatura/emisividad de la superficie.

1.3.1 Objetivos particulares

- Desarrollar un modelo uni-paramétrico de la función de distribución bidireccional de la temperatura radiativa y el albedo.
- Desarrollar un modelo del footprint de la temperatura radiativa y el albedo en función de argumentos geométricos como altura y ángulo de visión del sensor, que pueda aplicarse al escalamiento de footprint de la radiación neta, así como a la estandarización del footprint del flujo de calor sensible en aplicaciones satelitales.

1.4 HIPÓTESIS

A partir de argumentos geométricos en mediciones de temperatura radiativa y albedo es posible construir un modelo del footprint de la radiación neta (Rn) y el flujo de calor sensible (H), que pueda ser aplicable al escalamiento del área de influencia de estas variables con fines de revisión del cierre del balance de energía.

Las mediciones de temperatura radiativa y albedo tienen un área de influencia (footprint) que puede ser modelada a partir de argumentos geométricos como el campo de visión del sensor y la altura y ángulo de visión de las observaciones.

Los efectos de la geometría sol-sensor en mediciones de temperatura radiativa y albedo se pueden estandarizar a partir de una función de distribución bidireccional de estas variables. Es posible construir un modelo simple (uni-paramétrico) de esta función, que pueda aplicarse para calcular el valor normalizado de temperatura radiativa y albedo al cambiar la geometría de visión del sensor (que tiene implícito un cambio en el footprint respectivo).

1.5 REVISIÓN DE LITERATURA

1.5.1 Balance de energía en la superficie

El balance de energía se define como la forma en la cual se distribuye la radiación neta en los distintos procesos biofísicos que ocurren en la superficie de la tierra. De acuerdo con la ley básica de conservación de la energía, este balance se expresa como (Carmona *et al.*, 2011):

$$Rn = G + H + Ph + \Delta S + D_h + \lambda ET \quad (1-1)$$

Donde Rn es la radiación neta, G el flujo de calor en el suelo, H el flujo de calor sensible, Ph el flujo neto de energía asociado al proceso de fotosíntesis, ΔS el almacenamiento de calor continuo al suelo-planta, D_h la advección de flujo horizontal y λET el flujo de calor latente, el cual está asociado al proceso de evapotranspiración y además es el término que liga los balances de energía y de agua (Brutsaert, 1982).

En la práctica los términos Ph , ΔS y D_h suelen despreciarse, con lo que Ecuación 1-1 se reduce a:

$$Rn = \lambda ET + H + G \quad (1-2)$$

Todos los términos de la Ecuación 1-2 se expresan en $W \cdot m^{-2}$ y pueden ser positivos o negativos. Cuando Rn es positiva proporciona energía a la superficie y cuando λET , H y G son positivos, retiran energía de la Superficie (Allen *et al.*, 2006). La variación diurna de los componentes de la Ecuación 1-2 se representa en la Figura 1-1.

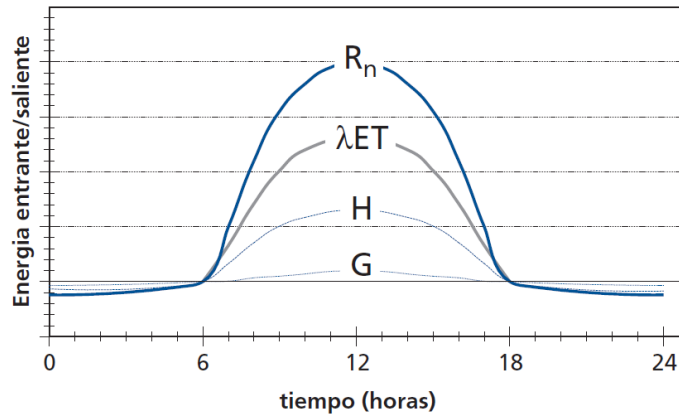


Figura 1-1. Representación esquemática de la variación diaria de los componentes del balance de energía. Fuente: Allen *et al.*, 2006.

Un esquema del comportamiento de los componentes del balance durante el día y la noche se muestra en la figura 1-2.

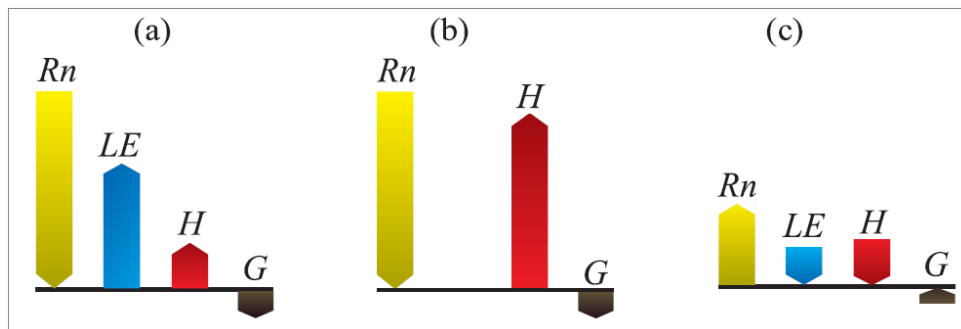


Figura 1-2. Magnitud de los términos de la ecuación del balance de energía (a) de día y sobre una superficie húmeda, (b) de día y sobre una superficie seca y (c) de noche y sobre una superficie húmeda. Adaptado de Carmona *et al.*, 2011.

La Ecuación 1-2 considera solamente los flujos verticales, por lo que se ignora la tasa neta de energía que se transfiere horizontalmente por advección. Además, no considera otros términos de energía como el calor almacenado y liberado por la planta, o la energía utilizada en procesos metabólicos pues estos últimos utilizan sólo una pequeña fracción de la energía comparados con los otros componentes del balance (Allen *et al.*, 2006).

A continuación se presenta una breve descripción de cada una de las componentes de la ecuación 1-2.

1.5.1.1 Radiación neta

La radiación neta es la energía disponible para conducir los intercambios entre la superficie de la tierra y la atmósfera. Esta energía es el término principal de la ecuación 1-2 y es producto del balance entre la radiación de onda corta y larga que incide y se refleja de la superficie terrestre (Chapin *et al.*, 2002; Carmona *et al.*, 2011; Foken, 2008), lo cual se expresa como:

$$Rn = R_s \downarrow - R_s \uparrow + R_l \downarrow - R_l \uparrow \quad (1-3)$$

Donde $R_s \downarrow$ es la radiación de onda corta incidente, $R_s \uparrow$ es la radiación de onda corta reflejada, $R_l \downarrow$ es la radiación de onda larga de la atmósfera hacia abajo, $R_l \uparrow$ es la radiación de onda larga emitida por la superficie.

Radiación de onda corta

El sol es la fuente de esta energía, por lo que también se conoce como **radiación solar** (Allen *et al.*, 2006). Las altas temperaturas del sol (6000 K) provocan emisiones de energía en forma de ondas electromagnéticas caracterizadas por longitudes de onda corta en el rango 300 - 3,000 nm, lo cual incluye los espectros visible, infrarrojo cercano y radiación ultravioleta en las proporciones que se indican en el Cuadro 1-1 (Allen *et al.*, 2006; Chapin *et al.*, 2002).

Cuadro 1-1. Proporción de los espectros de onda corta en la radiación emitida por el sol (Adaptado de Chapin *et al.*, 2002).

Espectro	Longitud de onda (μm)	Contribución
Ultravioleta	0.29 – 0.38	8%
Visible	0.38 – 0.71	39%
Infrarrojo cercano	0.71 – 3.0	53%

Fuera de la atmósfera terrestre, la radiación emitida por el sol se conoce como constante solar y es del orden de $1,367 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ($0.082 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$). Esta radiación atraviesa la atmósfera para llegar a la superficie terrestre y en el proceso una parte de ella se dispersa, se refleja o se absorbe por los gases, las nubes y el polvo que componen la atmósfera. La cantidad de radiación que llega

a un plano horizontal en la superficie terrestre se conoce como radiación solar o **radiación de onda corta incidente** (Allen *et al.*, 2006) o $R_s \downarrow$ de la Ecuación 1-3.

En promedio, 31% de la radiación proveniente del sol (radiación de onda corta) se regresa al espacio cuando choca con la atmósfera, principalmente por la reflexión de las nubes y de las moléculas de polvo y neblina (Chapin *et al.*, 2002). En otras palabras, menos del 70% de la energía de onda corta proveniente del sol sigue su curso hacia la superficie de la tierra, aunque Allen *et al.* (2006) reportan que en un día despejado esta puede representar hasta el 75%. Chapin *et al.* (2002) mencionan que 20% de esta radiación es absorbida por la atmósfera, especialmente por el ozono en la atmósfera superior, y por las nubes y vapor de agua en atmósfera inferior, de tal suerte que solo el 49% restante alcanza la superficie de la tierra y es absorbida por la misma. Esta radiación puede ser directa o difusa, según las proporciones que se indican en el Cuadro 1-2. Una representación esquemática de esto se muestra en la Figura 1-3.

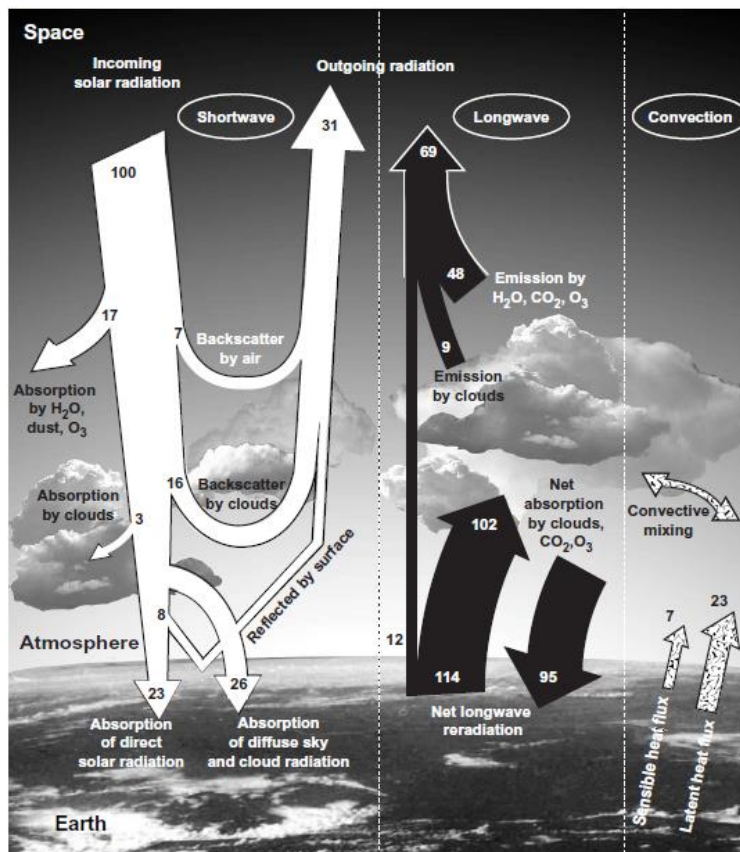


Figura 1-3. Balance de energía de la tierra. Fuente: Chapin *et al.* (2002).

Cuadro 1-2. Contribución de los componentes de la radiación de onda corta incidente en las diferentes regiones espectrales. Fuente: Rodríguez, 2007.

Tipo de radiación	Longitud de onda (μm)		
	UV (0.29-0.38)	Visible (0.38-0.71)	Infrarrojo cercano (0.71-4.0)
Directa	0.02	0.42	0.56
Difusa	0.10	0.65	0.25
Total	0.03	0.50	0.47

Una cantidad considerable de la radiación solar que llega a la superficie terrestre se refleja en ella, esto se conoce como **radiación de onda corta reflejada** ($R_s \uparrow$ en la Ecuación 1-3). El cociente entre la radiación de onda corta incidente y reflejada se conoce como **albedo de onda corta** (α) el cual varía en función del tipo de superficie y el ángulo de incidencia o la pendiente de la superficie terrestre, también presenta una variación estacional en áreas con vegetación natural por los cambios en la verdosidad del follaje, la humedad del suelo y la presencia de nieve, incendios, desmontes, etc. (Allen *et al.*, 2006; Rodríguez, 2007). El valor de α puede ser tan elevado como 0.95 para la nieve recientemente caída y tan bajo como 0.05 para un suelo desnudo y húmedo, una cubierta verde de vegetación tiene un albedo de entre 0.20 a 0.25 (Allen *et al.*, 2006). En el Cuadro 1-3 se presenta un listado de valores de α para distintos tipos de superficies.

El patrón diario del albedo se representa en forma de “U”, pues éste se incrementa en las bajas elevaciones solares, pero permanece estable en la mayor parte del día (Rosenberg *et al.*, 1983). En la Figura 1-4 se muestra la variación diaria del albedo en dos tipos de vegetación en el noroeste de México, el cual fue reportado por Rodríguez (2007) a partir de datos obtenidos por Watts *et al.* (2007).

La radiación neta solar (o radiación neta de onda corta), producto del balance entre $R_s \downarrow$ y $R_s \uparrow$, es la fracción de la radiación solar que no se refleja en la superficie (Allen *et al.*, 2006) y se expresa de la siguiente forma:

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s \downarrow \quad (1-4)$$

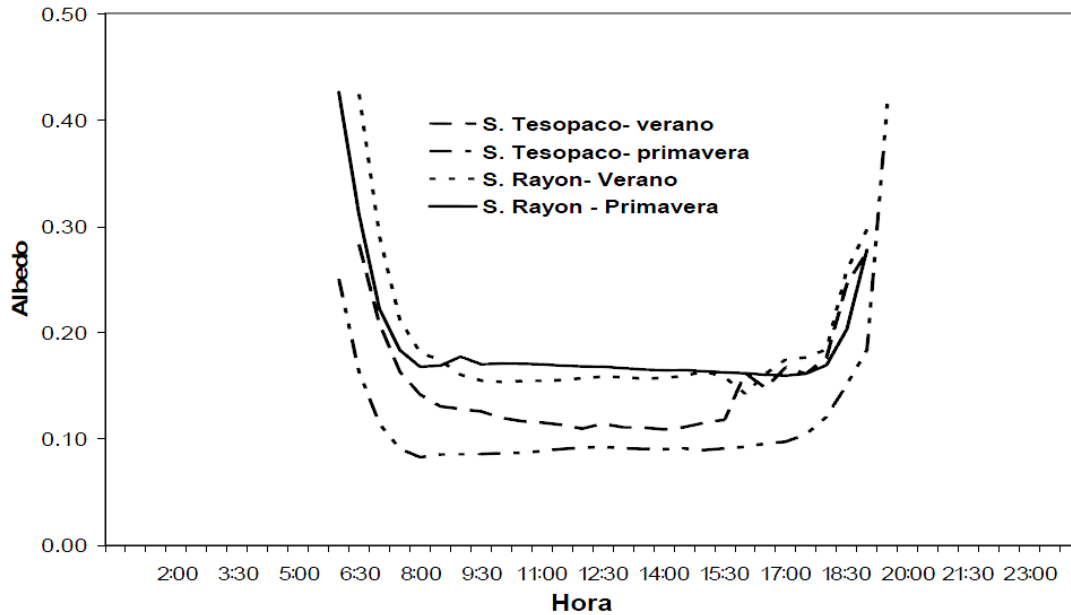


Figura 1-4. Variación diaria del albedo en dos tipos de vegetación en el noroeste de México, medido durante 2004-2005. Fuente: Rodríguez (2007).

Cuadro 1-3. Albedos y emisividades promedio en diferentes tipos de superficie (Tomado de Rodríguez, 2007).

Tipo de superficie	Características de la superficie	Albedo	Emisividad
Cuerpos de agua	Pequeños ángulos cenitales	0.03 – 0.10	0.92 – 0.97
	Grandes ángulos cenitales	0.10 – 0.50	0.92 – 0.97
Nieve	Fresca	0.40 – 0.70	0.82 – 0.89
	Vieja	0.45 – 0.95	0.90 – 0.99
Hielo	Mar	0.30 – 0.40	0.92 – 0.97
	Glacial	0.20 – 0.40	
Arenas desnudas	Secas	0.35 – 0.45	0.84 – 0.90
	Húmedas	0.20 – 0.30	0.91 – 0.95
Suelo desnudo	Arcillas secas	0.20 – 0.35	0.95
	Arcillas húmedas	0.10 – 0.20	0.97
	Campos húmedos barbechados	0.05 – 0.07	
Pavimento	Concreto	0.17 – 0.27	0.71 – 0.88
	Asfalto	0.05 – 0.10	0.88 – 0.95
Pastos	Altos (1 m)	0.16 – 0.26	0.90 – 0.95
	Cortos (0.02 m)	0.16 – 0.26	0.90 – 0.95
Agricultura	Trigos, arroz, etc.	0.10 – 0.25	0.90 – 0.99
	Frutales	0.15 – 0.20	0.90 – 0.95
Bosques	Caducifolios	0.10 – 0.20	0.97 – 0.98
	Coníferas	0.05 – 0.15	0.97 – 0.99

Radiación de onda larga

La radiación solar (directa o difusa) que es absorbida por la tierra se convierte en energía térmica. Esta energía se pierde por medio de varios procesos, entre los cuales se encuentra la emisión de la radiación (Allen *et al.*, 2006). De acuerdo con las leyes de radiación de cuerpo negro “cualquier objeto con temperatura superior al cero absoluto emite radiación” con un flujo proporcional a la cuarta potencia de su temperatura absoluta, según la ley de Stefan-Boltzman esto se expresa como:

$$R = \sigma T^4 \quad (1-5)$$

donde; R es la radiación emitida ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), σ la constante de Stefan-Boltzman ($5.6697 \times 10^{-8} \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\text{K}^{-4}$), T es la temperatura de la superficie del cuerpo radiante (K).

La tierra emite como **radiación de onda larga** (3,000 a 30,000 nm) aproximadamente 79% de la energía de onda corta que absorbe (Chapin *et al.*, 2002; Allen *et al.*, 2006). La radiación emitida, a su vez, puede ser absorbida por la atmósfera o perderse hacia el espacio. En el primer caso aumenta la temperatura de la atmósfera, por lo que ésta también irradia energía (Figura 1-5). Parte de la radiación que emite la atmósfera se dirige nuevamente hacia la superficie terrestre, de tal modo que la superficie tanto emite como recibe radiación de onda larga. La diferencia entre la radiación de onda larga entrante y saliente se llama radiación neta de onda larga (R_{nl}). Como la radiación saliente de onda larga casi siempre es mayor que la entrante, R_{nl} representa una pérdida de energía (Allen *et al.*, 2006).

En la Figura 1-5 se puede ver que la radiación de onda larga tiene dos componentes: a) la radiación de onda larga incidente, también conocida como radiación atmosférica y b) la radiación de onda larga reflejada o radiación terrestre (Gates, 1980).

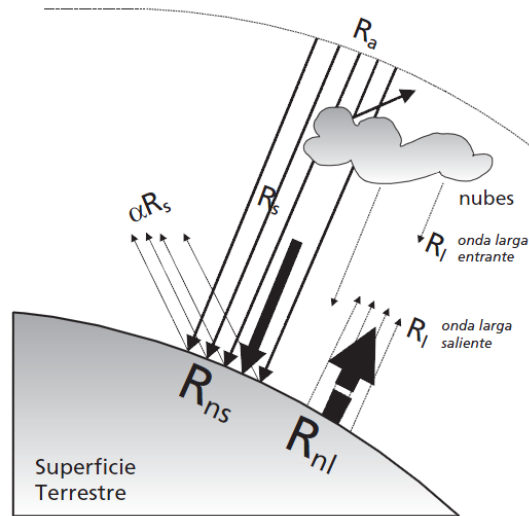


Figura 1-5. Componentes de la radiación. Fuente: Allen *et al.*, 2006.

Donde R_a es la radiación extraterrestre, R_s la radiación solar (o radiación de onda corta incidente), αR_s la radiación de onda corta reflejada, R_{ns} la radiación neta de onda corta, $R_l \downarrow$ la radiación de onda larga incidente, $R_l \uparrow$ la radiación de onda larga reflejada y R_{nl} la radiación neta de onda larga.

La **radiación atmosférica**, o $R_l \downarrow$, es aquella que al ser reflejada por la atmósfera alcanza la superficie terrestre. La nubosidad es el contribuyente más importante de esta radiación, por lo que en zonas áridas (donde a menudo los días son despejados) la radiación atmosférica puede estimarse de:

$$R_l \downarrow = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (1-6)$$

donde; $R_l \downarrow$ es la radiación atmosférica (o radiación incidente de onda larga), σ constante de Stefan-Boltzman ($5.6697 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), T_a es la temperatura del aire cerca de la superficie y ε_a la emisividad de la atmósfera en días despejados, que puede estimarse mediante la siguiente relación:

$$\varepsilon_a = 1.24 \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{1/7} \quad (1-7)$$

donde; e_a es la presión de vapor de agua en el aire y T_a la temperatura del aire.

La Ecuación 1-7 es muy sensible a cambios en la temperatura, no obstante, si la temperatura cercana a la superficie se considera constante (con $T_a=288$ K) se puede aproximar de:

$$\varepsilon_a = 0.552e_a^{1/7} \quad (1-8)$$

La **radiación terrestre** o $Rl \uparrow$ es compleja, debido a la variedad de formas en la superficie y la graduación de la temperatura en ellas, que hace que la emisividad de la superficie no sea uniforme (Rodríguez, 2007). Para conocer la cantidad de radiación de onda larga que puede ser recibida o emitida por cualquier objeto u organismo en la superficie de la tierra, se puede emplear la Ecuación 1-5 más la adición del efecto de la emisividad de la superficie, lo cual se expresa de la siguiente forma:

$$Rl \uparrow = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (1-9)$$

donde, $Rl \uparrow$ es la radiación terrestre ($W \cdot m^{-2}$), ε_s es la emisividad de la superficie, σ la constante de Stefan-Boltzman ($5.6697 \times 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$) y T_s la temperatura de la superficie (K).

Del balance entre la radiación entrante y saliente (de onda larga y corta) se obtiene la radiación neta (Rn), la cual se calcula de la expresión 1-10, con todas las variables definidas previamente.

$$Rn = (1 - \alpha)Rs + \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 - (1 - \varepsilon_s) \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (1-10)$$

De la Ecuación 1-10, $(1 - \alpha)Rs$ es el término que integra el balance entre $Rs \downarrow$ y $Rs \uparrow$, el término $\varepsilon_a \sigma T_a^4$ corresponde a la radiación de onda larga de entrada ($Rl \downarrow$) y el término $\varepsilon_s \sigma T_s^4 - (1 - \varepsilon_s) \varepsilon_a \sigma T_a^4$ cuantifica la radiación de onda larga de salida ($Rl \uparrow$), este último considera tanto la radiación de onda larga emitida por la superficie como la radiación de onda que incide desde la atmósfera y se refleja en la superficie.

De la Ecuación 1-10 es importante considerar que la temperatura de superficie (T_s) se puede obtener de mediciones en la región espectral del infrarrojo térmico (6-14 μm) ya sea con sensores remotos de campo o con imágenes de satélite. Rodríguez (2007) realizó una comparación entre mediciones de T_s tomadas sobre vegetación natural con un termómetro infrarrojo (IRT) y con un

radiómetro neto modelo CNR1, este autor obtuvo buen ajuste de los datos ($R^2=0.99$) con una diferencia media absoluta de 0.23 K y diferencia máxima absoluta de 3.5 K, Figura 1-6. Con relación a la emisividad de la superficie (ϵ_s) en el Cuadro 1-3 se presentan un listado de valores promedio de ésta, para distintos tipos de superficies.

Como se puede notar de la Ecuación 1-10, la radiación neta es producto del balance entre la radiación de onda corta y onda larga que incide y se refleja de la superficie terrestre. La ecuación 1-2 indica que esta energía se utiliza en tres procesos de flujo calor, a saber, flujo de calor latente (λET), flujo de calor sensible (H), y flujo de calor del suelo (G). Chapin *et al.* (2002) refieren que λET es el flujo que emplea la mayor parte de Rn (alrededor del 70%), por lo que es un proceso clave del balance de energía de la superficie. G , por otro lado, es generalmente menor que λET y H , por lo que es el término que utiliza la menor proporción de Rn (Rodríguez, 2007).

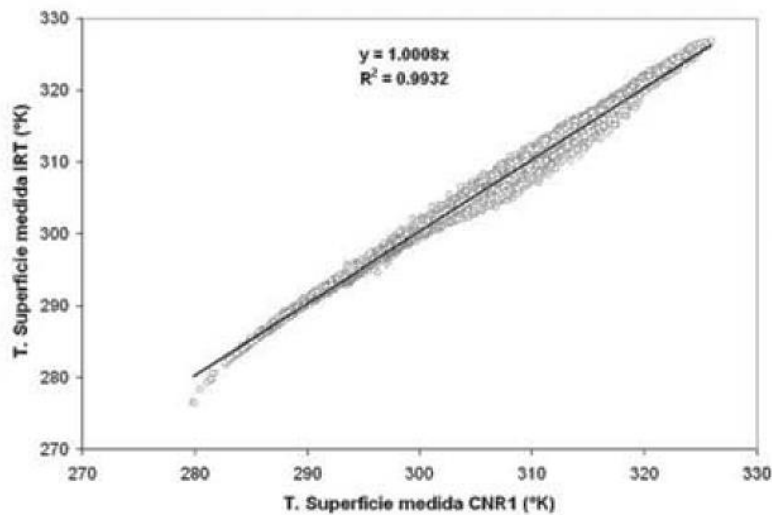


Figura 1-6. Temperatura de la superficie (T_s) medida sobre vegetación natural en el noroeste de México, con un termómetro infrarrojo (IRT) y un radiómetro neto modelo CNR1. Fuente: Rodríguez, 2007.

Sensores para medir la radiación neta

Para estimar Rn a la escala local existen básicamente dos tipos de sensores:

1. Sensores integrados, que dan un valor directo (o proporcional en mV) de Rn .

-
2. Sensores discriminados, que permiten obtener los diferentes términos de Rn por separado. Estos se componen por cuatro sensores, dos de ellos miden la radiación de onda corta y los otros dos la radiación de onda larga (entrante y saliente en ambos casos), para calcular Rn a partir de la Ecuación 1-3.

1.5.1.2 Flujo de calor latente

El flujo de calor latente (λET) es una de las tres formas de energía en las que se divide la radiación neta. Esta energía se emplea para la transferencia vertical de agua de la superficie hacia la atmósfera mediante el proceso conocido como **evapotranspiración** (suma de la evaporación de la superficie y la transpiración de las plantas (Allen *et al.*, 2006; Chapin *et al.*, 2002). El vapor de agua que se transporta verticalmente como producto de la evapotranspiración, libera calor en la atmósfera cuando se condensa para formar gotas de nube. El rocío también representa un pequeño flujo de calor latente de la atmósfera hacia el ecosistema, este ocurre durante la noche bajo condiciones de alta humedad relativa y con superficies frías del suelo o de las hojas (Chapin *et al.*, 2002).

La evapotranspiración o λET es uno de los temas de mayor interés en la comunidad científica, ya que además de ser un componente clave del balance de energía, también vincula a éste con el ciclo hidrológico a partir del balance de agua en el suelo, como se puede ver de la expresión 1-11 (Allen *et al.*, 2006; Chapin *et al.*, 2002).

$$ET = R + P - ES - D + C \pm \Delta FS \pm \Delta SW \quad (1-11)$$

donde ET es la evapotranspiración, R el riego, P la precipitación, ES el escurrimiento superficial, D la percolación profunda, C es el transporte de agua hacia la superficie mediante capilaridad, ΔFS el flujo sub-superficial hacia dentro o fuera de la zona radicular y ΔSW el cambio en el contenido de agua en el suelo a lo largo de un periodo de tiempo.

El balance de agua en el suelo consiste en evaluar los flujos de agua que entran y salen de la zona radicular dentro de un periodo de tiempo determinado (Figura 1-7), por lo que si se determinan los diferentes componentes de la ecuación 1-11 es posible estimar la evapotranspiración.

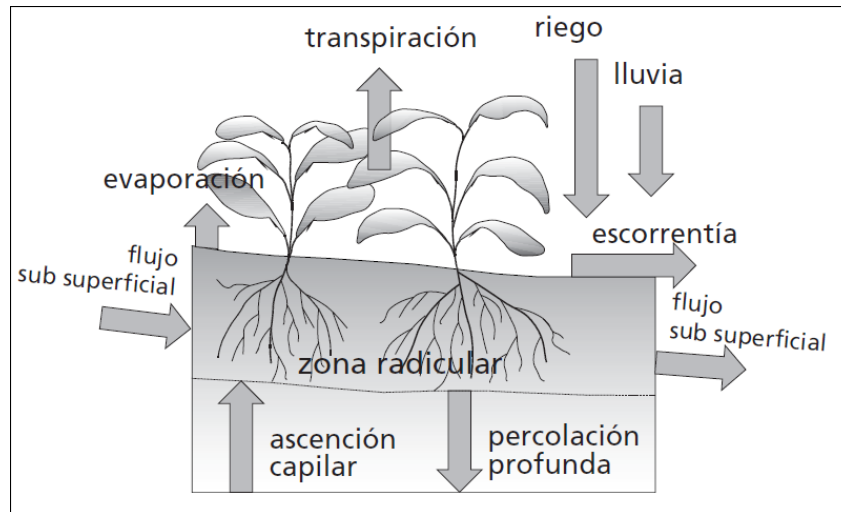


Figura 1-7. Esquema del balance de agua en el suelo. Fuente: Allen *et al.*, 2006.

La evapotranspiración también se calcula como término residual del balance de energía (Carmona *et al.*, 2011), como se puede ver en la siguiente expresión, con todos los términos definidos previamente en la relación 1-2.

$$\lambda ET = R_n - H - G \quad (1-12)$$

Se han desarrollado diversos métodos para medir o estimar la evapotranspiración con diferente escala espacial, ya sea a partir del balance de energía o por medio del balance de agua en el suelo. En aplicaciones a la escala regional (cuyas estimaciones son espacialmente explícitas), se ha empleado la tecnología de los sensores remotos a bordo de plataformas satelitales, junto con modelos hidrológicos o modelos del balance de energía para estimar la evapotranspiración, estos métodos se pueden clasificar de la siguiente manera:

- *Métodos directos empíricos.* Estos métodos se basan en la relación entre λET , R_n y $(T_{as} - T_a)$ observada en campo (Jackson *et al.*, 1977) y operacionalizada por Seguin y Itler

-
- (1983). El esquema del trapecioide entre los índices de vegetación y $(Tas - Ta)$ introducido por Moran *et al.* (1994) cae dentro de estos métodos.
- *Métodos residuales del balance de energía.* Éstos se basan en la estimación de Rn , G y H usando relaciones empíricas o semi-empíricas entre estas componentes y la información espectral de los sensores remotos. Se han desarrollado diferentes algoritmos para aplicar estos métodos, entre los cuales se encuentran el SEBAL (Bastiaansen *et al.*, 1998a y b), el SEBI (Menenti y Choudhury, 1993), el cual fue mejorado con mejores parametrizaciones para generar el modelo SEBS (Su, 2002) y el modelo S-SEBI (Roerink *et al.*, 2000), que es una versión simplificada del SEBI.
 - *Métodos indirectos.* Estos están basados en una parametrización de modelos de las componentes del balance de energía, acoplados a formulaciones semi-empíricas con parámetros accesibles por los sensores remotos. Los modelos de dos o más fuentes (Shuttleworth y Wallace, 1985, Kustas y Norman, 1997) del balance de energía, son acoplados a modelos biofísicos del crecimiento de los cultivos, de tal forma que las estimaciones de los sensores remotos son asimiladas a las predicciones de éstos modelo y usadas para actualizarlos (Oliosio *et al.*, 1999).
 - *Métodos indirectos.* Con estos métodos la evapotranspiración se calcula en dos pasos. Primero, se estima la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o), para lo cual se puede usar el método estándar FAO-Penman-Monteith (Allen *et al.*, 2006) el cual emplea datos meteorológicos. El segundo paso consiste en determinar valores de coeficientes de cultivos (Kc) a partir de índices espectrales de la vegetación (IV's) derivados de imágenes de satélite (Bausch, 1995), los Kc multiplican a ET_o para obtener la evapotranspiración actual (Allen *et al.*, 2006). El problema de este enfoque, además de los requerimientos de información y de su representatividad espacial, es que es necesario realizar ajustes adicionales, nuevos factores multiplicativos, para tomar en cuenta condiciones no idealizadas en el crecimiento de los cultivos.

Para estudios con representatividad local o de sitio de estudio, se han desarrollado técnicas o métodos más precisos para determinar la evapotranspiración, éstos se pueden clasificar de la siguiente manera:

-
- *Técnicas micrometeorológicas y métodos basados en el balance de energía.* Las técnicas micrometeorológicas se desarrollaron para calcular la evapotranspiración como producto del intercambio de energía entre la superficie de la tierra y la atmósfera. De éstas técnicas, la de covarianza de vórtices se considera más precisa, por lo que ha tenido gran aceptación a nivel internacional (Baldocchi, 2008; Burba y Anderson, 2010). Los sistemas de covarianza de vórtices requieren de instrumentación de alta complejidad y costo, que mide la velocidad del viento y el contenido de agua para calcular el flujo de calor latente o λET (Carmona *et al.*, 2011). La ecuación para calcular este flujo se presenta en el apartado 1.5.2. En estudios con este método suelen determinarse todos los componentes del balance de energía, por lo que la evapotranspiración también se puede calcular como término residual.
 - *Métodos basados en el balance hidrológico.* Con estos métodos se miden los diferentes componentes del balance de agua en el suelo (Ecuación 1-11) para determinar la evapotranspiración. Allen *et al.* (2006) reportan el uso del lisímetro como un método directo para llevar a cabo estas mediciones. El Lisímetro los componentes del balance de agua con apreciable exactitud, éstos consisten de tanques aislados que se llenan con suelo disturbado o no disturbado en los que el cultivo crece y se desarrolla. En lisímetros de pesaje de precisión, la evapotranspiración se mide por el cambio de masa en un periodo dado, se pueden considerar periodos pequeños tales como una hora. En lisímetros de drenaje la evapotranspiración se mide, para un periodo dado, restando la cantidad de agua de drenaje que se recoge en el fondo de los lisímetros, de la cantidad total de agua ingresada. Un requerimiento de los lisímetros es que la vegetación dentro e inmediatamente fuera de éste sea idéntica (la misma altura e índice de área foliar). Los lisímetros son difíciles de manejar y caros de construir, además de que su operación y mantenimiento requiere de especial cuidado, por lo que su uso es restringido a trabajos de investigación.

1.5.1.2 Flujo de calor sensible

El flujo de calor sensible (H) es el calor que se transfiere por conducción de la superficie a la atmósfera cercana y después, por convección, a la atmósfera mayor. Este flujo es controlado la diferencia de temperaturas entre la superficie y el aire. En principio, el aire cercano a la superficie se calienta y se vuelve más ligero por lo que se eleva en un proceso denominado turbulencia convectiva. Posteriormente, el paso del viento a través de una superficie rugosa genera remolinos que transportan aire húmedo y caliente de la superficie hacia la atmósfera y regresan aire más seco y frío de la atmósfera hacia la superficie, este proceso se denomina turbulencia mecánica. La turbulencia superficial es el principal proceso que conduce la transferencia del calor sensible entre la superficie y la atmósfera (Chapin *et al.*, 2002).

El flujo de calor sensible es el componente del balance de energía más difícil de estimar (Allen *et al.*, 2006; Carmona *et al.*, 2011; Rodríguez, 2007), por lo que se han desarrollado diversos métodos o técnicas para su determinación, entre los cuales se encuentran: a) scintilometría; b) correlación turbulenta y c) perfiles y varianza de temperatura, Rodríguez (2007). Estos y otros métodos emplean diversas aproximaciones para el cálculo de H , entre ellas, las propuestas por Chehbouni *et al.* (1996) y Lhomme *et al.* (1997), así como aproximaciones con base en sensores remotos que usan las bandas térmicas de éstos (Watts *et al.*, 2000).

A partir de la analogía existente entre la ley de Ohm de la conducción eléctrica y la ecuación de transporte de calor Monteith (1973) desarrolló una ecuación simple para el cálculo del flujo de calor sensible entre dos niveles, siendo H proporcional a la diferencia de temperatura e inversamente proporcional a la resistencia aerodinámica entre dichos niveles. Este razonamiento constituyó el punto de partida para los llamados *modelos de resistencia de una y dos capas* (Carmona *et al.*, 2011).

Para el caso de un cultivo con cobertura vegetal completa, H se puede calcular con el *modelo de una capa* de la siguiente forma:

$$H = \rho C_p \left(\frac{T_o - T_a}{Ra} \right) \quad (1-13)$$

donde ρ es la densidad media del aire (kg m^{-3}), C_p es el calor específico del aire a presión constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), T_a es la temperatura del aire (K), T_o es la temperatura aerodinámica de superficie (K) y R_a es la resistencia aerodinámica de la superficie (s m^{-1}).

De la ecuación 1-13, R_a se estima con ecuaciones clásicas de correcciones de estabilidad por viento y temperatura (Brutsaert, 1982), donde pueden usarse las funciones de estabilidad de Paulson (1970), así como las parametrizaciones de la longitud de rugosidad (Z_o) y altura del plano de desplazamiento cero (d) de Choudhury y Monteith (1988). La temperatura aerodinámica (T_o) no se mide directamente, sino que se obtiene de extrapolar el perfil logarítmico de la temperatura del aire a la longitud de rugosidad para el transporte de calor (Z_{oh}) o, más precisamente, a $d+Z_{oh}$ (Norman y Becker, 1995). Debido a esto, es difícil usar T_o en la parametrización de la relación (1-13), por lo que se han desarrollado aproximaciones para utilizar datos de temperatura radiativa (Tr) en lugar de T_o , ya que Tr puede obtenerse fácilmente de mediciones con sensores remotos en la región del infrarrojo térmico.

Para estimar el flujo de calor sensible empleando datos de Tr es necesario añadir una resistencia de exceso (Re) a la resistencia aerodinámica. Esta resistencia se expresa comúnmente como una función del parámetro kB^{-1} . En este sentido, Stewart *et al.* (1994) y Lhomme *et al.* (1997) han propuesto la siguiente relación:

$$H = \rho C_p \left(\frac{Tr(\Psi) - T_a}{R_a + Re} \right) \quad (1-14)$$

$$Re = \frac{kB^{-1}}{ku_*} = \frac{B^{-1}}{u_*}$$

donde $\Psi=f(\theta_v, \phi_v, \theta_s, \phi_s)$ define la geometría sol-sensor, con θ para ángulos cenitales y ϕ para acimutales, donde v es para visión y s para iluminación solar. B^{-1} es un parámetro relacionado con la altura de rugosidad para el calor, k es la constante de von Karman y u_* es la velocidad de fricción.

El parámetro kB^{-1} varía como una función de las características estructurales de la vegetación, el nivel de estrés hídrico y las condiciones climáticas. Éste fue definido por por Garrat y Hicks (1973) de la siguiente forma:

$$kB^{-1} = \ln\left(\frac{Zom}{Zoh}\right) \quad (1-15)$$

donde Zom es la longitud de rugosidad para el momento y Zoh la longitud de rugosidad para el transporte de calor.

Lhomme *et al.* (2000) desarrollaron una formulación del parámetro B^{-1} que está dada por:

$$B^{-1} = a_6 IAF^6 + a_5 IAF^5 + a_4 IAF^4 + a_3 IAF^3 + a_2 IAF^2 + a_1 IAF + a_0 \quad (1-16)$$

donde IAF es el índice de área foliar y a_0, a_2, \dots, a_6 son constantes empíricas.

Chehbouni *et al.* (1996) también desarrollaron una relación entre To y Tr para el cálculo de H . De esta relación derivaron el parámetro β , el cual es función de las características estructurales de la vegetación (como el índice de área foliar, la altura y distribución angular de los fitoelementos y las dimensiones de los fitoelementos), de las condiciones climáticas (estabilidad atmosférica y radiación solar), del nivel de estrés hídrico y humedad del suelo, y de la geometría sol-sensor, generalmente representada solamente por θ_v (Lhomme *et al.*, 2000; Mahrt y Vickers, 2004; Kustas *et al.*, 2007; Boulet *et al.*, 2012). Los resultados de mediciones y simulaciones han mostrado que el IAF es el mejor predictor de este parámetro. El cálculo de H con el uso de Tr y β se expresa de la siguiente forma:

$$H = \rho C_p \left(\frac{Tr(\Psi) - Ta}{Ra} \right) \beta \quad (1-17)$$

Donde el parámetro β está dada por (Boulet *et al.*, 2012):

$$\beta = 1 - \frac{a}{b IAF \sqrt{2\pi}} \exp\left\{ -\frac{[\ln(IAF) - c]^2}{2b^2} \right\} \quad (1-18)$$

donde; a, b y c son constantes empíricas.

Las aproximaciones anteriores se han empleado con métodos para estimaciones a la escala regional que utilizan información satelital para derivar resultados espacialmente explícitos (como el método SEBAL, por ejemplo). Para estimaciones más precisas pero con representatividad espacial reducida (local o de sitio de estudio) se utiliza la técnica de covarianza de vórtices, con ésta se estima H a partir de la medición de la covarianza de las fluctuaciones de la velocidad vertical del viento y la temperatura del aire. La ecuación empleada por ésta técnica se presenta en el apartado 1.5.2.

1.5.1.2 Flujo de calor del suelo

El flujo de calor en el suelo (G) se puede definir como la tasa de intercambio de calor o flujo de calor en una dirección dada, es decir, el flujo de calor en la dirección z , principalmente por conducción y en menor grado por convección y radiación (Rodríguez, 2007). La magnitud de G es relativamente pequeña con relación al resto de los flujos y depende del gradiente térmico en el perfil del suelo, así como de la conductividad térmica de éste, que es mayor en suelos húmedos y con alta densidad aparente (Chapin *et al.*, 2002; Carmona *et al.*, 2011). Dado la complejidad de su medición, se han propuesto diversas aproximaciones para el cálculo de G (Rodríguez, 2007), algunas de éstas se basan en el comportamiento sinusoidal de la radiación (Santanello y Friedl, 2003), en índices de vegetación (IV) obtenidos con sensores remotos (Moran *et al.*, 1989) o en información de la cobertura de la vegetación (Su, 2002).

Para estimar el flujo de calor del suelo con métodos basados en percepción remota, se han desarrollado relaciones que aproximan G en función de la radiación neta, la temperatura de la superficie, la cobertura de la vegetación e índices espectrales de la vegetación (Bastiaanssen, 2000; Bastiaanssen *et al.*, 1998a; Moran *et al.*, 1989; Su, 2002).

La ecuación empírica propuesta por Bastiaanssen (2000) para calcular G para cualquier condición de cobertura de la vegetación y tipo de suelo es:

$$\frac{G}{R_n} = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2)(1 - 0.98 NDVI^4) \right] \quad (1-19)$$

donde G es el flujo de calor del suelo, Rn la radiación neta α el albedo de la superficie, Ts la temperatura de la superficie ($^{\circ}\text{C}$) y $NDVI$ el índice de vegetación de diferencias normalizado, el cual se calcula con información de sensores remotos.

En el caso del satélite Landsat, $NDVI$ se calcula con las bandas 4 y 3 (ρ_4 y ρ_3 , respectivamente) de la siguiente forma:

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad (1-20)$$

Los valores de $NDVI$ oscilan en el rango de 0 a 1. Un valor de $NDVI$ mayor a 0.7 representa condiciones de cobertura completa para la mayoría de los cultivos.

La relación que propuso Bastiaanssen *et al.* (1998a) para obtener G considera la temperatura de la superficie (Ts), el albedo (α) y la verdosidad de la superficie que se expresa a través de índices espectrales de la vegetación ($NDVI$ en este caso).

$$G = \frac{T_s - 273.15}{\alpha} (0.32\alpha + 0.62\alpha^2)(1 - 0.978NDVI^2) \quad (1-21)$$

Moran *et al.* (1989) también propuso una aproximación basada en la verdosidad de la vegetación y la radiación neta, mediante la siguiente relación:

$$G = 0.583EXP(-2.13 NDVI)Rn \quad (1-22)$$

La aproximación de Su (2002) para el cálculo de G considera la cobertura vegetal, la cual puede ser medida en campo o estimada a través de imágenes de satélite, y se expresa de la siguiente forma:

$$G = Rn[P_{veg} + (1 - f_v)(P_b - P_{veg})] \quad (1-23)$$

Donde Rn es la radiación neta, f_v es la fracción de la cobertura vegetal, $P_{veg} = 0.05$ para cobertura de dosel completa, $P_b = 0.315$ para suelo desnudo.

El flujo de calor del suelo también se puede obtener de mediciones con placas de calor que se distribuyen en el área con una configuración geométrica definida. Las placas se colocan en el suelo en la dirección del flujo de calor y se mide la conducción de calor a través de éstas (Rodríguez, 2007).

G también se puede deducir de mediciones de temperatura y contenido de humedad. Una de las ecuaciones que se puede emplear en este sentido es:

$$G = k(\partial T / \partial z) \quad (1-24)$$

donde k es la conductividad térmica del sustrato ($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), ∂T el cambio de la temperatura con respecto de la profundidad y ∂z el cambio en la profundidad (m).

1.5.2. Técnicas para el estudio del balance de energía

Se han desarrollado diferentes métodos o técnicas para el estudio del balance de energía, según la escala espacial y temporal de interés.

Estudio del balance de energía a escala regional

Para aplicaciones a gran escala (regional, cuenca, entre otros) se han desarrollado métodos que combinan relaciones empíricas y módulos físicos, y utilizan datos de sensores remotos para estimar los parámetros de entrada (Courault *et al.*, 2005), entre los más comunes se encuentran los modelos: METRIC (Allen *et al.*, 2007a y 2007b), SEBAL (Bastiaansen *et al.*, 1998a y 1998b), SEBS (Su, 2002) SEBI (Menent y Choudhury, 1993) y S-SEBI (Roerink *et al.*, 2000). Estos métodos consisten de algoritmos que permiten calcular los parámetros físicos de la superficie del suelo tales como el albedo, la emisividad, la temperatura, la cobertura de la vegetación (mediante índices espectrales de la vegetación), entre otros, a partir de mediciones de radianza y reflectancia obtenidas con sensores remotos (imágenes de satélite en las regiones visible, infrarrojo cercano e infrarrojo térmico), así como de información terrestre medida en

estaciones meteorológicas (Su, 2002; Trezza, 2006). De estos parámetros físicos se calculan los componentes del balance de energía (R_n , H y G). Una aplicación común de estos modelos es calcular la evapotranspiración sobre grandes áreas, como término residual del balance de energía (Kustas *et al.*, 1990; Bastiaanssen, 2000; Granger, 2000). Estos métodos integran relaciones como las que ya se han descrito anteriormente. A manera de ejemplo, en la Figura 1-8 se muestra un diagrama simple del proceso que sigue el modelo SEBAL para determinar los componentes del balance de energía y la construcción de indicadores de humedad.

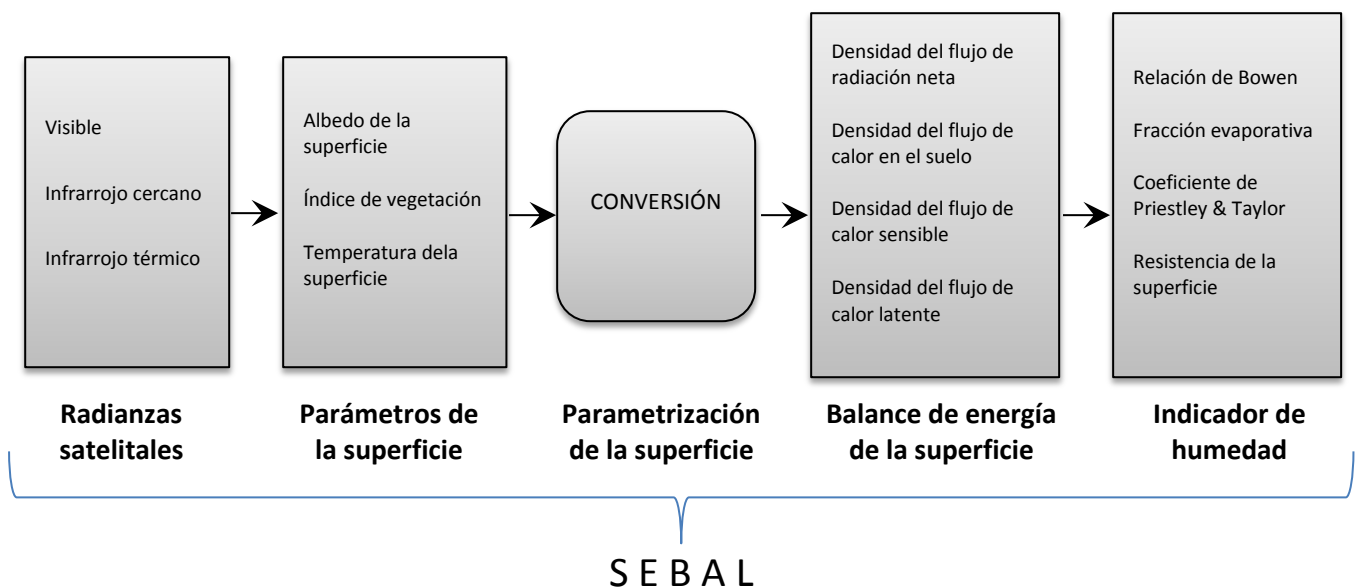


Figura 1-8. Diagrama del proceso del modelo SEBAL. Fuente: Bastiaanssen (1998a).

Estudio del balance de energía a escala local

Para estudios del balance de energía más precisos, pero con representatividad espacial reducida (escala local o de sitio de estudio), se ha utilizado la técnica de **covarianza de vórtices** (Eddy covariance o EC, por sus siglas en inglés) la cual está diseñada para medir la densidad de los flujos de calor y vapor de agua que se producen en la porción más baja de la tropósfera, en la región conocida como capa límite atmosférica (Baldocchi, 2008; Rodríguez, 2007). La capa límite atmosférica posee un espesor que va desde la superficie hasta los 3,000 m de altura, no

obstante, los primeros 50 m de ésta son de gran interés para las mediciones micrometeorológicas, ya que es en esta región donde el aire se mezcla por turbulencia convectiva (producida del calentamiento de la superficie) y por turbulencia mecánica (asociada con la fricción del movimiento del aire a lo largo de la superficie), produciendo un movimiento vertical de las masas de aire que transportan calor, vapor de agua y otros gases (Baldocchi, 2008; Chapin *et al.*, 2002; Rodríguez, 2007).

La medición del flujo turbulento vertical cerca de la superficie es la aproximación más directa para determinar los intercambios de vapor de agua y calor (Dabberdt *et al.*, 1993), de ahí que la técnica de covarianza de vórtices se cuenta como las más precisas en su tipo. En la realidad, las fluctuaciones turbulentas ocurren muy rápido y los cambios en la concentración, la densidad o la temperatura son muy pequeños, por lo que su medición requiere de instrumentación muy sofisticada, con capacidad para hacer mediciones muy rápidas y con gran precisión (Burba y Anderson, 2010). Los sistemas de covarianza de vórtices integran este tipo de instrumentación, no obstante, para poder aplicar esta técnica se requiere que el sitio de estudio satisfaga las siguientes consideraciones (Foken y Wichura 1996; Baldocchi 2003; Finnigan *et al.*, 2003):

1. El terreno es plano y el *fetch* de la vegetación, en la zona de influencia del viento, es homogéneo y suficiente.
2. Las condiciones atmosféricas son estacionarias.
3. El flujo es completamente turbulento y la mayoría de las transferencias verticales son provocadas por los remolinos de viento.
4. Los sensores y el sistema de almacenamiento de datos son capaces de captar y almacenar aún las fluctuaciones más rápidas y más pequeñas.

Junto con los sistemas de covarianza de vórtices se instalan sensores *Ad Hoc* para medir Rn y G , usualmente éstos consisten de radiómetros y placas de flujo de calor (Carmona *et al.*, 2011; Rodríguez, 2007). En las figuras 1-9 y 1-10 se muestra la instrumentación completa de una torre de covarianza de vórtices más sensores adicionales para Rn y G .

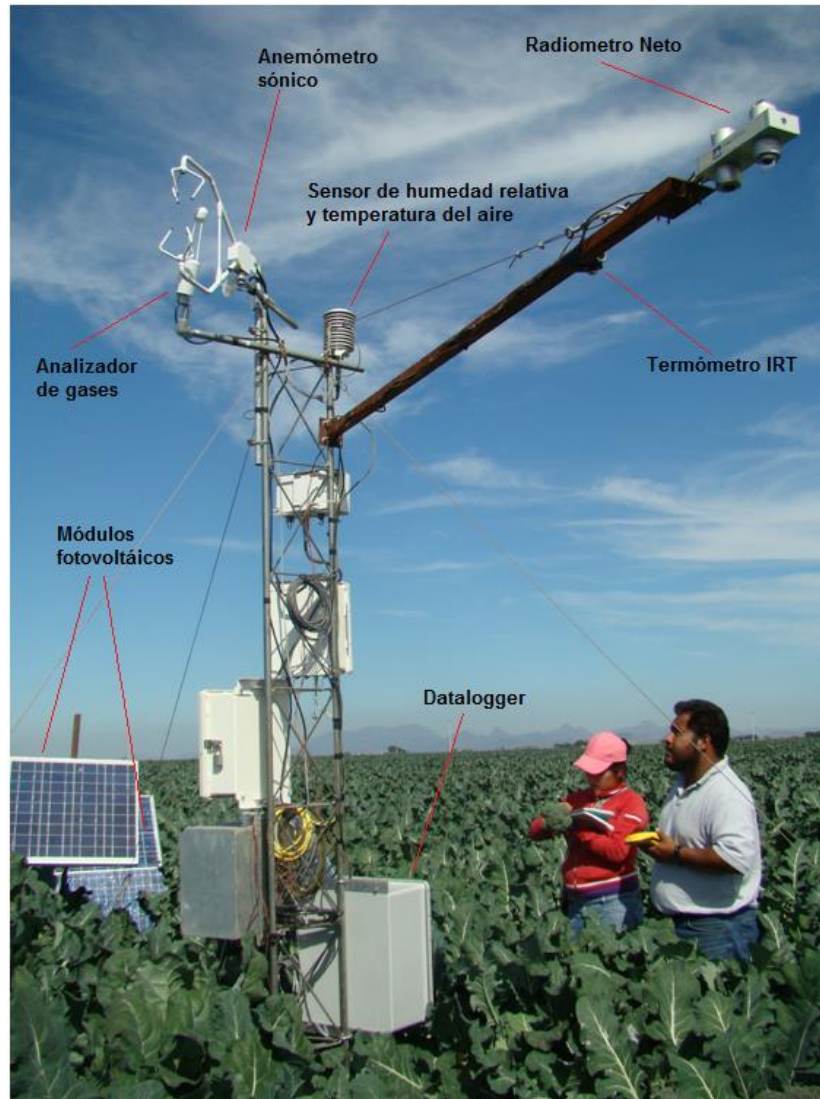


Figura 1-9. Instrumentación de un sistema de covarianza de vórtices y sensores adicionales.



Figura 1-10. Instalación de sensores para la medición del flujo de calor del suelo.

Los sistemas de covarianza de vórtices están diseñados para realizar mediciones muy rápidas de los flujos instantáneos (10 Hz usualmente), lo que hace que se produzca una enorme cantidad de datos que posteriormente deben ser preparados para su análisis. El procesamiento de los datos es complejo, pues involucra la ejecución de algoritmos para llevar a cabo correcciones, generar series completas de información y calcular flujos integrados a un intervalo de tiempo definido (30 min, por ejemplo), Baldocchi, 2008; Maseroni *et al.*, 2011.

Con esta técnica, el flujo de calor latente (λET) y sensible (H) se representa como una covarianza entre la velocidad vertical del viento y la concentración de la entidad de interés (vapor de agua o calor), Baldocchi, 2008; Burba y Anderson, 2010. Así, λET se calcula de la de la covarianza de la velocidad vertical del viento y la densidad de vapor de agua, mientras que H de la covarianza de la velocidad vertical del viento y la temperatura (Baldocchi *et al.*, 1988; Verma, 1990). Esto se expresa de la siguiente manera:

$$\lambda ET = \lambda \cdot \overline{w' \rho_v'} \quad (1-25)$$

$$H = C_p \cdot \rho_a \cdot \overline{w' T'} \quad (1-26)$$

De la primera expresión (1-25) λET es el flujo de calor latente ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$); λ el calor latente de vaporización ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$); w' la variación instantánea de la velocidad vertical del viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); ρ_v' la variación instantánea de la densidad de vapor de agua ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), el término $\overline{w' \rho_v'}$ denota la covarianza de la velocidad vertical del viento y la densidad de vapor de agua. De la segunda expresión (1-26) H es el flujo de calor sensible ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$); C_p el calor específico del aire húmedo ($1013 \text{ kJ}\cdot\text{kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$); ρ_a la densidad del aire (kg mm^{-3}); y T' la variación de la temperatura del aire ($^\circ\text{C}$), el término $\overline{w' T'}$ denota la covarianza de la velocidad vertical del viento y la temperatura.

Los flujos son procesos complejos y su estimación es resultado de muchas mediciones y cálculos, así como numerosas suposiciones explícitas e implícitas (Maseroni *et al.*, 2012). Así, una tarea importante es cuantificar la incertidumbre de las mediciones, una métrica simple para determinar la consistencia interna de los datos es revisar el cierre del balance de energía, el cual se describe en la siguiente sección.

1.5.3 El problema de cierre del balance de energía

El cierre del balance de energía es una métrica que se emplea para determinar la calidad de los datos que se obtienen con la técnica de covarianza de vórtices (Aubinet *et al.*, 2000; Burba y Anderson, 2010). Este cierre se expresa como la relación entre la suma de los flujos aerodinámicos ($\lambda ET + H$) y la energía disponible ($Rn - G$), de la siguiente forma:

$$\text{cierre} = \frac{\lambda ET + H}{Rn - G} \quad (1-27)$$

Un valor de 1 en la ecuación 1-27 implica un cierre perfecto. Sin embargo, la evidencia experimental ha indicado que los valores del cierre son significativamente menores que 1 (Wilson *et al.*, 2002). Es decir, los flujos turbulentos son más bajos que la energía disponible ($\lambda ET + H < Rn - G$), ya sea porque dichos flujos se subestimen o porque se sobreestime la energía disponible (Leuning *et al.*, 2012; Shao *et al.*, 2011). En general, los flujos de energía de la superficie ($\lambda ET + H$) son subestimados en alrededor de 10-30% con relación a las estimaciones de energía disponible ($Rn - G$) (Aubinet *et al.*, 2000; Wilson *et al.*, 2002), estos errores se han encontrado en mediciones realizadas sobre diferentes tipos de superficies, desde suelo desnudo hasta bosques (Oncley *et al.*, 2007) e incluso sobre superficie planas, homogéneas y con vegetación corta que representan condiciones ideales para la utilización de la técnica de covarianza de vórtices (Wilson *et al.*, 2002).

El cierre del balance también se puede evaluar mediante la regresión estadística de los flujos turbulentos de energía ($\lambda ET + H$) contra la energía disponible ($Rn - G$). En la Figura 1-11 se muestran los resultados obtenidos por dos autores.

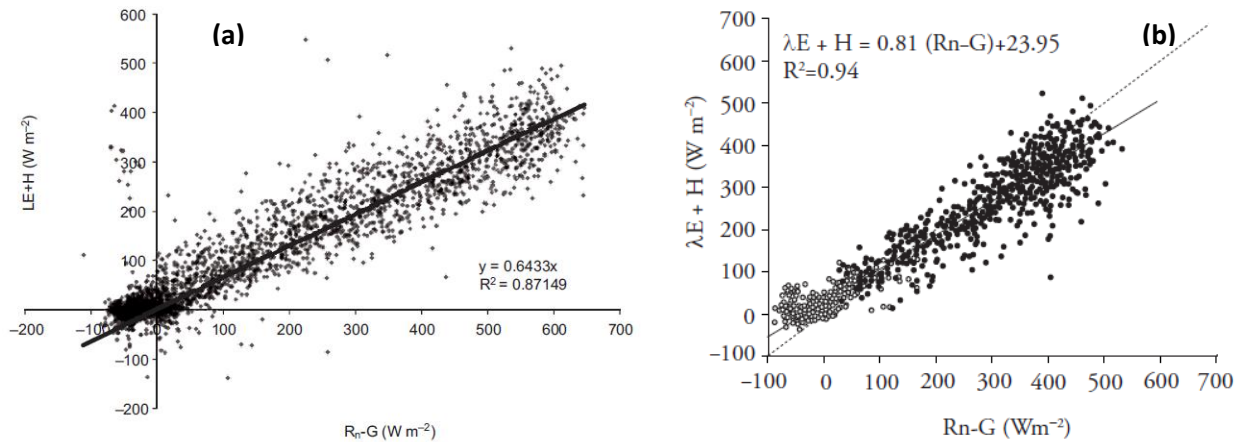


Figura 1-11. Cierre del balance de energía obtenido por: a) Masseroni *et al.* (2012), b) Balbotín-Nesvara *et al.* (2010).

La falta de cierre del balance viola la ley de conservación de la energía, por lo que su estudio es de gran interés en micrometeorología (Leuning *et al.*, 2012). En este sentido, se han realizado esfuerzos específicos para revisar el cierre del balance e intentar explicar sus posibles causas, tal es el caso del experimento EBEX (Energy Balance Experiment, por sus siglas en inglés), Oncley *et al.*, 2007, así como la revisión del cierre del balance con datos tomados en 22 sitios integrados a la red internacional de medición de flujos FLUXNET (Wilson *et al.*, 2002), entre otros.

No existe un consenso general sobre las causas de la falta del cierre del balance, pero se han planteado diferentes hipótesis para dar una explicación a este problema, entre las causas principales a las que se atribuye este desbalance se encuentran:

- a) Errores de medición (Foken *et al.*, 2006)
- b) Diferencias en las áreas de influencia (footprints) de las mediciones (Baldocchi, 2008; Foken *et al.*, 2004; Masseroni *et al.*, 2012; Wilson *et al.*, 2002)
- c) Condiciones de estabilidad de la atmósfera (Massman y Lee, 2002)
- d) Problemas de advección horizontal/vertical (Aubinet *et al.*, 2000 y Oncley *et al.*, 2007).

Resolver el problema del cierre del balance de energía es de suma importancia, ya que los datos de las estaciones de flujo alrededor del mundo están siendo usados para probar, parametrizar y restringir salidas en modelos climáticos, así como para desarrollar mapas empíricos globales de

los flujos de vapor de agua, por lo que los errores sistemáticos en las mediciones de los flujos se propagarán directamente a los productos derivados de los datos (Leuning *et al.*, 2012).

En el presente trabajo de investigación se considera que la falta de cierre se debe a diferencias en los footprints de los componentes del balance de energía (inciso b de las causas enlistadas). Ya que las áreas de origen (footprint) de las mediciones de covarianza de vórtices ($\lambda ET + H$) no coinciden con el área de origen de la instrumentación que se emplea para la medición de R_n y G (Wilson *et al.*, 2002), esto se describe con mayor detalle en el siguiente apartado.

1.5.4 Footprint de los componentes del balance de energía

El footprint de una medición define su contexto espacial, es decir, el área de origen o área de influencia de la misma (Schmid, 2002). La señal captada por un sensor depende de la parte de la superficie subyacente que tuvo mayor influencia en la medición y, por consiguiente, de la ubicación y tamaño de su footprint (Schmid, 2002; Masseroni *et al.*, 2012).

Como ya se ha mencionado, en el presente trabajo se discute la falta de cierre con relación a los footprints de los componentes del balance de energía. Esta consideración se basa en lo siguiente, Por un lado, el área de origen de la radiación neta (R_n) está representada por una superficie circular (Figura 1-12) que es constante el tiempo y cuyo radio es función de la altura del radiómetro (Masseroni *et al.*, 2011; Wilson *et al.*, 2002). En la Figura 1-9 se puede apreciar que el radiómetro sobresale de la torre de medición de flujos. Por lo general estos sensores se colocan a nadir, así, el footprint queda centrado justo debajo del instrumento.

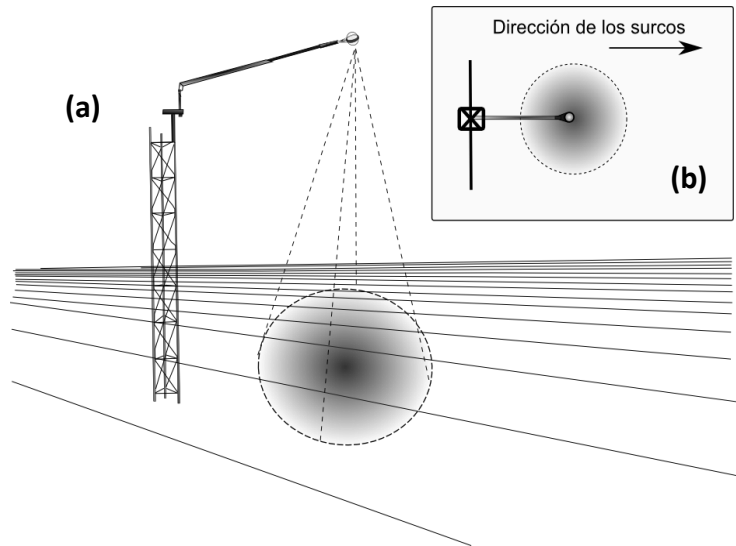


Figura 1-12. Concepto del footprint de la Radiación neta, (a) perspectiva y (b) vista en planta.

Por otro lado, el footprint de los flujos (H y λET) no se encuentra fijo en el espacio ni en el tiempo. La dimensión de este footprint se representa idealmente mediante una elipse dinámica que cambia en orientación y superficie en la dirección media de donde proviene el viento (Wilson *et al.*, 2002), Figura 1-13. Así, este footprint es una función de las condiciones atmosféricas y aproxima de la altura del sensor, la longitud de rugosidad de la superficie, la velocidad y dirección del viento y la estabilidad atmosférica (Leclerc y Thurtell, 1990; Schmid, 2002).

Finalmente, el footprint del flujo de calor del suelo (G) está representado por el área del terreno que tiene influencia en las placas de calor instaladas en el sitio (Wilson *et al.*, 2002). Esta área, a su vez, es una función del arreglo geométrico o distribución de las placas de calor, de la geometría del sensor y del crecimiento del cultivo. La superficie iluminada y sombreada del suelo es también un factor importante que incide en los valores de G y que varía durante el día y durante el ciclo de crecimiento de la vegetación, como se muestra en la Figura 1-14 para el caso de cultivos.

De lo anterior, es claro que los footprints de los componentes del balance (R_n , H , ET y G) nunca coinciden (Wilson *et al.*, 2002), de ahí que en el presente trabajo se considere la causa principal de la falta del cierre. Se han desarrollado diferentes enfoques para modelar los footprints de estos componentes, sin embargo no existe un consenso general de la precisión y la aplicabilidad de éstos métodos (Masseroni *et al.*, 2012).

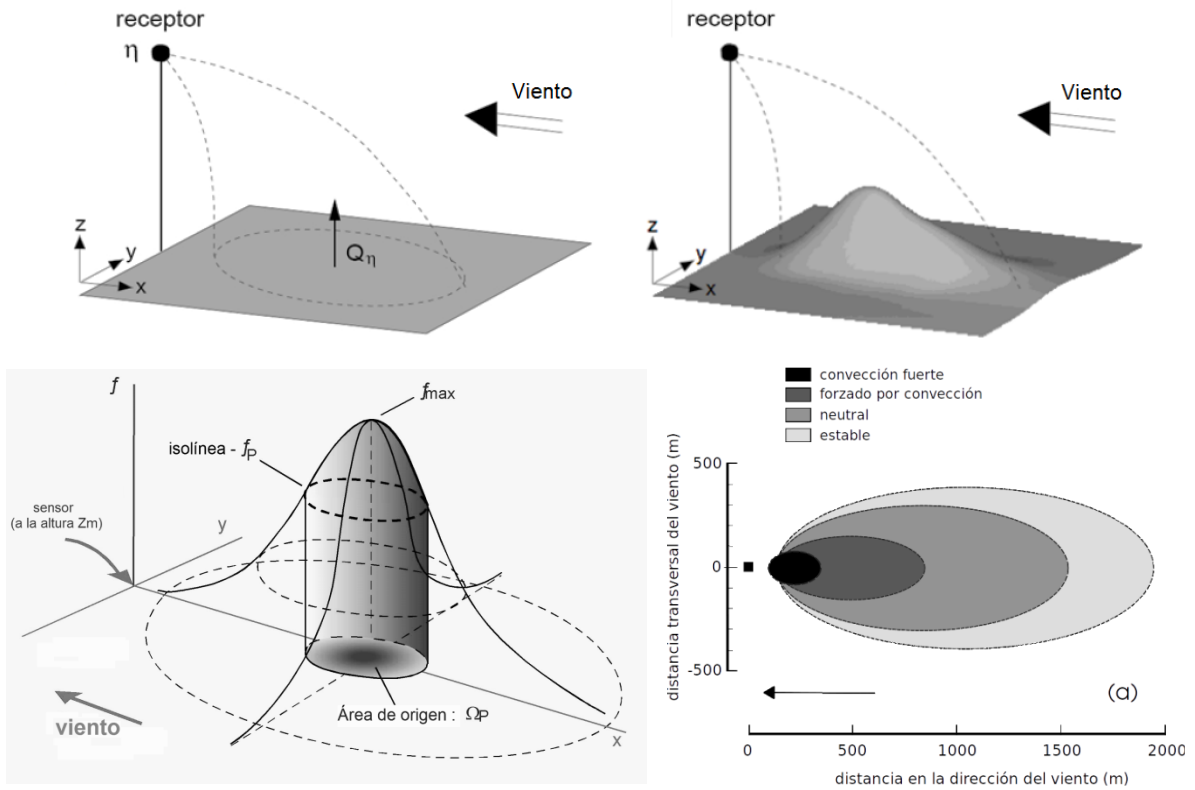


Figura 1-13. Concepto del footprint de los flujos de vapor de agua y calor, y su variación en función de la condición de la estabilidad atmosférica. Adaptado de: Kljun, 2002 y Schmid, 2002, donde: x, y, z = coordenadas de posición espacial, η = señal o valor medido en la ubicación r del sensor, Q_η = tasa de emisión del origen (o fuerza del sumidero) en $r+r'$, r' = separación entre la medición y el forzado, f = función de transferencia (función de footprint), P = el área más pequeña posible responsable de una contribución relativa.

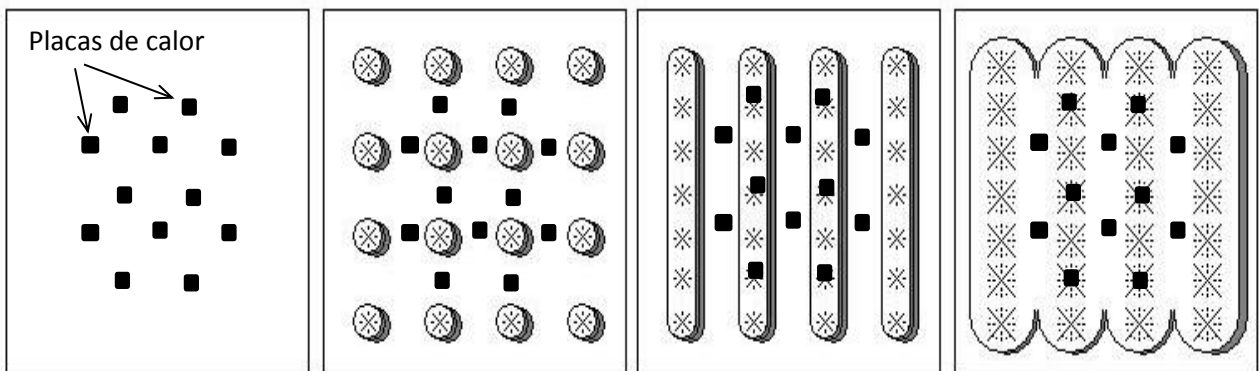


Figura 1-14. Arreglo de sensores de placas de calor en el suelo para diferentes etapas del crecimiento de un cultivo.

1.5.5 Modelación del footprint de sensores pasivos

Una forma apropiada para analizar el cierre del balance de energía (según se considera en el presente trabajo) es ajustar los componentes Rn , H , λET y G a un footprint común, para que las mediciones sean interoperables. Para esto se tienen dos caminos:

- Escalar las mediciones de Rn y G (sensores estáticos) para que tengan el mismo footprint que las mediciones de λET y H (sensores dinámicos), Figura 1-15.
- Cambiar el footprint de los sensores dinámicos para hacerlos comparables con los estáticos, sin embargo esta opción no es viable, ya que cambiar las dimensiones y forma de los footprints de los flujos (λET y H) implicaría un cambio en las condiciones de estabilidad atmosférica y generaría flujos diferentes a los reales.

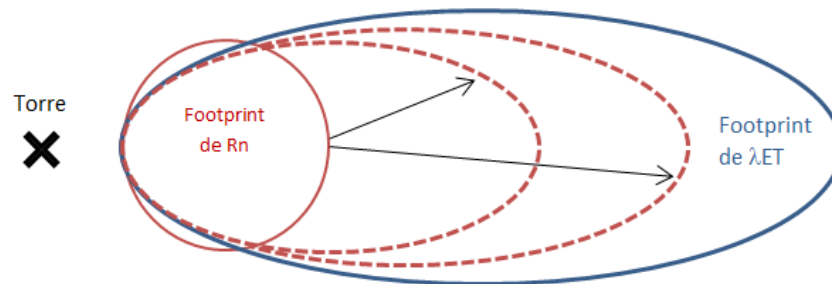


Figura 1-15. Ajuste del footprint de sensores estáticos a las dimensiones del footprint de sensores dinámicos.

De lo anterior, se plantea como primer paso construir un modelo del footprint de Rn (sensor pasivo), que permita escalar las mediciones de esta variable para hacerlas comparables con las mediciones de los flujos turbulentos λET y H (sensores dinámicos) que se obtienen con la técnica de covarianza de vórtices. Hacer un escalamiento del footprint de Rn (es decir, pasar de una superficie circular a una elipse dada) implicaría un cambio en el ángulo de visión del sensor (lo que produce que el círculo se transforme en una elipse) y un ajuste de la altura de medición (para ajustar las dimensiones de la elipse). Sin embargo, en la práctica Rn se mide con radiómetros netos que se instalan a nadir en las torres de flujo, por lo que el footprint es circular y permanece constante en el tiempo. Así, el modelo a construir deberá ser capaz de generar valores de Rn

ajustados a la geometría y dimensiones (y en la misma dirección de origen) del footprint de los flujos turbulentos, es decir, como si la medición de Rn se hubiese tomado con un ángulo de visión diferente a nadir y con ajuste en la altura del sensor.

Una forma indirecta de abordar este problema es usar la Ecuación 1-10 de la radiación neta, donde el albedo (α) y la temperatura radiativa de la superficie (Tr) son las componentes que capturan la variabilidad espacial del footprint de Rn . Así, el modelo se construye a partir de estas componentes. Aquí dos consideraciones son importantes:

- Tr y α son una función de la geometría sol-sensor, es decir, su valor varía en función del ángulo de visión del sensor y del ángulo de incidencia de la fuente de iluminación (Jackson *et al.*, 1977; Kimes, 1980; Sobrino y Caselles, 1990; Lagourde *et al.*, 1995).
- El *footprint* de Tr y α es una función del ángulo de visión y el campo de visión del sensor empleado, así como de la altura de mediciones (Cano, 2008). Así, este footprint se puede modelar de sólo consideraciones geométricas.

La ventaja de aproximar el footprint de Rn a partir de Tr y α es que estos componentes se pueden medir fácilmente en campo, por lo que es relativamente fácil obtener información para construir el modelo. De las consideraciones arriba mencionadas se puede notar que la modelación involucra dos pasos, primero, ajustar las dimensiones del footprint (lo cual se presenta con mayor detalle en el capítulo 4 de este trabajo); segundo, calcular el valor correspondiente al nuevo footprint, lo cual se aborda de consideraciones de la geometría sol-sensor de las observaciones.

Para estandarizar la geometría sol-sensor de las mediciones se introduce un modelo Uni-Paramétrico (MUP) de la función de distribución bidireccional de la Tr o α , el cual fue originalmente planteado por Bolaños y Paz (2010) para el caso de reflectancias de onda corta (cualquier banda espectral). La geometría de este modelo se define en la Figura 1-16

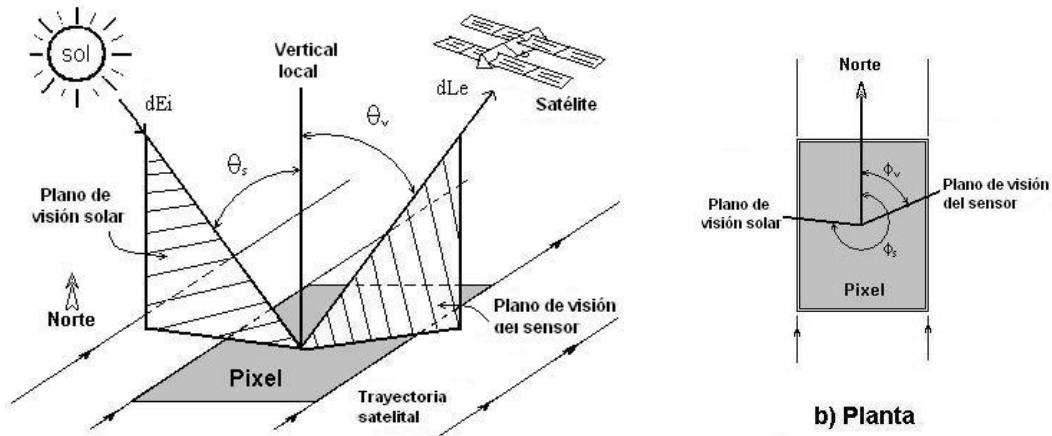


Figura 1-16. Esquema de la geometría sol-sensor. Donde θ_s el ángulo cenital solar, θ_v es el ángulo cenital de visión del sensor, ϕ_s el ángulo acimutal solar, ϕ_v es el ángulo acimutal de visión. Fuente: Paz (2008).

El modelo de la Figura 1-16 utiliza el plano de simetría genérico: $\chi = 90 - \theta_v + \theta_s$. Donde θ_v no tiene signo. Así, los valores normalizados de la variable medida (Tr o α , en este caso) se definen de la siguiente forma:

$$\begin{aligned}
 \chi &= 90 - \theta_v + \theta_s \\
 Rn &= f(R) \cos(\chi) \\
 \chi &= a - gRn
 \end{aligned}
 \tag{1-28}$$

donde θ_v es el ángulo cenital de visión del sensor y θ_s el ángulo cenital de iluminación solar (Figura 1); R puede estar representado por datos del albedo (α), la reflectancia de cualquier banda del espectro electromagnético de onda corta, o la temperatura radiativa de cualquier banda térmica (Tr); Rn indica el valor normalizado (sin efecto de los ángulos cenitales de visión e iluminación) de la reflectancia, albedo o temperatura; g es el parámetro de la función de distribución bidireccional; a es una constante con valor igual a 90° ; χ en conjunto con Rn determinan el espacio de análisis propuesto por este esquema de modelación.

El uso de un valor $a=90$ en la Relación 1-28 permite obtener un punto adicional y poder estimar b . El uso de la función $\cos(\chi)$ como factor multiplicativo de R permite definir un punto del patrón $Rn - \chi$, ya que $\cos(90^\circ) = 0$, por lo que $Rn = 0$ en $\chi=90^\circ$ ($\theta_v = \theta_s$; es decir, el plano del hot spot).

De las relaciones 1-28, la función $f(R)$ es igual a $\ln(R)$ para el caso de considerar efecto de escala de las mediciones (el área cambia en función del ángulo cenital de visión) o igual a R para no efecto de escala. Por otro lado, el parámetro g también puede estimarse con un solo dato de R de la siguiente forma:

$$g = \frac{90 - \chi}{Rn} \quad (1-29)$$

El modelo de la relación (1-28) se puede extender al caso de ángulos acimutales de visión e iluminación como:

$$\begin{aligned} d\phi &= \phi_v - \phi_s \\ \text{Si } d\phi \leq 180, d\phi_p &= d\phi \\ \text{Si } d\phi > 180, d\phi_p &= 360 - d\phi \\ \\ \text{Si } d\phi_p \leq 90, \xi &= d\phi_p + \theta_s \\ \text{Si } d\phi_p > 90, \xi &= d\phi_p - \theta_s \end{aligned} \quad (1-30)$$

$$\begin{aligned} gn &= g \cos(\xi) \\ \xi &= A - G(gn) \end{aligned}$$

donde ϕ_s el ángulo acimutal solar, ϕ_v es el ángulo acimutal de visión, G es el parámetro del modelo y A una constante con valor de 90° . El modelo de las relaciones 1-30 sigue un esquema parecido al de las relaciones 1-28, donde ξ es una variable de posición que hace simétricos los patrones de g . Al igual que en el caso del parámetro g , G puede estimarse de:

$$G = \frac{\xi - 90}{gn} \quad (1-31)$$

1.6 LITERATURA CITADA

- Allen R.G., M. Tasumi and R. Trezza R. 2007a. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Model. *ASCEJ. Irrigation and Drainage Engineering* 133(4): 380-394.
- Allen R.G., M. Tasumi, A. T. Morse, R. Trezza, W. Kramber, I. Lorite and C.W. Robison. 2007b. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)- Applications. *ASCE J. Irrigation and Drainage Engineering* 133(4): 395-406.
- Allen R.G., L.S. Pereira, D. Raes y M. Smith. 2006. Evapotranspiración del cultivo. Guía para la determinación de los requerimientos de agua de los Cultivos. United Nations Food and Agriculture Organisation, Rome, Italy. 227 p.
- Aubinet, M., A. Grelle, A. Ibron, Ü. Rannik, J. Moncrieff, T. Foken, A.S. Kowalski, P.H. Martin, P. Berbigier, C. Bernhofer, R. Clement, J. Elbers, A. Granier, T. Grünwald, K. Mogenstern, K. Pilegaard, C. Rebmann, W. Snijders, R. Valentini and T. Vesala. 2000. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research* 30: 113-175.
- Balbontín-Nesvara C., A. Calera-Belmonte, J. González-Piqueras, I. Campos-Rodríguez, M. López-González y E. Torres-Prieto. 2011. Comparación de los sistemas de covarianza y relación de Bowen en la evapotranspiración de un viñedo bajo clima semi-árido. *Agrociencia* 45: 87-103.
- Baldocchi D. 2008. 'Breathing' of the terrestrial biosphere: lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurements systems. *Australian Journal of Botany* 56:1-26.
- Baldocchi D. 2003. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchanges rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology* 9: 479-492.
- Baldocchi D.D., B.B. Hicks and T.P. Meyers. 1988. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology* 69: 331-1340.
- Bastiaanssen W.G.M. 2000. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology* 229: 87-100.

-
- Bastiaanssen W.G.M., M. Menenti, R.A. Feddes and A.A.M. Holtslag. 1998a. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). Part 1: Formulation. *Journal of Hydrology* 198-212.
- Bausch W.C. 1995. Remote sensing of crop coefficients for improving the irrigation scheduling of corn. *Agricultural Water Management* 27: 55-68.
- Bastiaanssen W.G.M., H. Pelgrum, J. Wang, Y.J.F. Moreno, G.J. Roerink, R.A. Roebeling and T. van der Wal. 1998b. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). Part 2: Validation. *Journal of Hydrology* 212-213.
- Bolaños-González, M. y F. Paz-Pellat. 2010. Modelación general de los efectos de la geometría iluminación-visión en la reflectancia de pastizales. *Revista Mexicana de Ciencias Pecuarias* 1: 349-361.
- Boulet, G., A. Olioso, E. Ceschia, O. Marloie, B. Coudert, V. Rivallano, J. Chirouze and G. Chehbouni. 2012. An empirical expression to relate aerodynamic and surface temperatures for use within single-source energy balance models. *Agricultural and Forest Meteorology* 161: 148-155.
- Brutsaert, W. 1982. *Evaporation into the Atmosphere*. Reidel. Dordrecht 299 pp.
- Burba G. and D. Anderson. 2010. "A Brief Practical Guide to Eddy Covariance Flux Measurements: Principles and Workflow Examples for Scientific and Industrial Applications". Version 1.0.1. LI-COR Biosciences. 214 p.
- Cano G. A.J. 2008. Alcances y limitaciones de la información espectral multi-angular para la clasificación de la vegetación. Tesis doctoral. Colegio de Postgraduados.
- Carmona F., R. Rivas, D. Ocampo, J. Schirmbeck y M. Holzman. 2011. Sensores para la medición y validación de variables hidrológicas a escalas local y regional a partir del balance de energía. *Aqua-LAC* 3: 26-36.
- Chapin F.S., A.P. Matson and A.H. Mooney. 2002. *Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology*. Ed. Springer. 445 p.

-
- Chehbouni, A., D. Lo Seen, E.G. Njoku and B. Monteny. 1996. Examination of the difference between radiometric and aerodynamic surface temperatures over sparsely vegetated surfaces. *Remote Sensing of Environment* 58: 177-186.
- Choudhury, B.J. and J.L. Monteith. 1988. A four-layer model for the heat budget of homogenous land surfaces. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* 114: 373-398.
- Courault D., B. Seguin and A. Olioso. 2005. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: from empirical to numerical modeling approaches. *Irrigation and Drainage Systems* 19: 223-249.
- Dabberdt W.F., D.H. Lenschow, T.W. Horst, P.R. Zimmerman, S.P. Oncley and A.C. Delany. 1993. Atmosphere-Surface Exchange Measurements. *Science* 260: 1472-1481.
- Finnigan J.J., R. Clement, Y. Malhi, R. Leuning and H.A. Cleugh. 2003. A reevaluation of long-term flux measurement techniques part i: averaging and coordinate rotation. *Boundary-Layer Meteorology* 107: 1-48.
- Foken T. 2008. *Micrometeorology*. Springer.
- Foken T and B. Wichura. 1996. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology* 78: 83-105.
- Foken T., F. Wimmer, M. Mauder, C. Thomas and C. Liebenthal. 2006. Some aspects of the energy balance closure problem. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 6: 3381-3402.
- Foken T., M. Göckede, M. Mauder, L. Mahrt, B.D. Amiro, J.W. Munger. 2004. Post-field data quality control. In: Lee X, Massman WJ, Law B (eds.), *Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp 181-208.
- Garrat, J. R. and B.B. Hicks. 1973. Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* 99: 680-687.
- Gates D.M. 1980. *Biophysical Ecology*, Spring-Verlag, Nueva York, US. 611 pp.
- Granger R.J. 2000. Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz Basin. *Journal of Hydrology* 229: 70-76.

-
- Jackson, R.D., R.J. Reginato and S.B. Idso. 1977. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Management* 13: 651-656.
- Kimes D.S. 1980. Effect of vegetation canopy structure on remotely sensed canopy temperatures. *Remote Sensing of Environment* 10: 165-174.
- Kljun N. 2002. Footprint modelling in the planetary boundary layer. Dissertation for the degree of doctor of natural sciences. Swiss Federal institute of technology Zurich. 96 p.
- Kustas, W.P., M.C. Anderson, J.M. Norman and F. Li. 2007. Utility of radiometric-aerodynamic temperature relations for heat flux estimation. *Boundary-Layer Meteorology* 122: 167-187.
- Kustas W.P., M.S. Moran, R.D. Jackson, L.F. Duell. 1990. Instantaneous and daily values of the surface energy balance over agricultural fields using remote sensing and a reference field in an arid environment. *Remote Sensing of Environment* 32: 125-141.
- Kustas W.P. y J.M. Norman. 1997. A two-source approach for estimating turbulent fluxes using multiple angle thermal infrared observations. *Water Resources Research* 33: 1495-1508.
- Lagourde, J.P., Y.H. Kerr and Y. Brunet. 1995. An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils. *Agric. For. Meteorol.* 77: 167-190.
- Leclerc M.Y. and G.W. Thurtell. 1990. Footprint prediction of scalar fluxes using a Markovian analysis, *Boundary-Layer Meteorol.* 52: 247-258.
- Leuning R., E. Gorsel, W. J. Massman and P. R. Isaac. 2012. Reflections on the surface energy imbalance problem. *Agricultural an forest meteorology* 156: 65-74.
- Lhomme, J.P., A. Chehbouni and B. Monteny. 2000. Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship over sparse vegetation: parameterizing B^{-1} . *Boundary-Layer Meteorology* 97: 431-457.
- Lhomme, J.P., D. Troufleau, B.A. Monteny, A. Chehbouni and S. Banduin. 1997. Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse Sahelian vegetation. II: a model for the kB^{-1} parameter. *J. Hydrol.* 188-189: 839-854.
- Mahrt, L. and D. Vickers. 2004. Bulk formulation of the surface heat flux. *Boundary-Layer Meteorology* 110: 357-379.

-
- Masseroni D., G. Ravazzani, C. Corbari and M. Mancini. 2012. Turbulence integral length and footprint dimension with reference to experimental data measured over maize cultivation in Po Valley, Italy. *Atmósfera* 25(2): 183-198.
- Masseroni D., C. Corbari and M. Mancini. 2011. Effect of the representative source area for eddy covariance measurements on energy balance closure for maize fields in the Po Valley, Italy. *International Journal of Agriculture and Forestry* 1(1): 1-8.
- Massman, W. and X. Lee. 2002. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. *Agric. For. Meteorol.* 113: 121-144.
- Menenti M. and B.J. Choudhury. 1993. Parametrization of land surface evapotranspiration using a location dependent potential evapotranspiration and surface temperature range. In: Bolle H.J. et al. (Eds.), *Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales*, IAHS Publication. vol. 212, pp. 561–568.
- Monteith, J.L. 1973. *Principles of environmental physics*. American Elsevier Publ. Co., N.Y., 205-234.
- Monteith J.L., 1975, *Vegetation and the Atmosphere I*. Academy Press, London UK. 278 pp.
- Moran M.S., R.D. Jackson, L.H. Raymond, L.W. Gay y P.N. Slater. 1989. Mapping surface energy balance components by combining Landsat thermal mapper and groundbased meteorological data. *Rem. Sens. Environ.* 30:77-87.
- Moran S.M., T.R. Clarke, Y. Inoue and A. Vidal. 1994. Estimating crop water deficit using the relationship between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sens. Environ.* 49: 246-263.
- Norman, J.M. and F. Becker. 1995. Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. *Agric. For. Meteorol.* 77: 153-166.
- Olioso A., H. Chauki, D. Courault and J.P. Wigneron. 1999. Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. *Remote Sensing of Environment* 68: 341-356.
- Oncley S.P., T. Foken, R. Vogt, W. Kohsiek, H.A.R. DeBruin, C. Bernhofer, A. Christen, E. van Gorsel, D. Grantz, C. Feigenwinter, I. Lehner, C. Liebenthal, H. Liu, M. Mauder, A. Pitacco,

-
- L. Ribeiro, T. Weidinger. 2007. The energy balance experiment EBEX-2000. Part I: overview and energy balance. *Boundary-Layer Meteorol.* 123: 1–28.
- Paz P. F. 2008. Desarrollo de un seguro paramétrico satelital para pastizales cultivados. Reporte final 2008. Grupo de Gestión de Riesgos y Recursos Naturales Asistida por sensores remotos. Colegio de Postgraduados. México. 41 p.
- Rodríguez, J.C. 2007. Medición y modelación de la evapotranspiración y componentes de rendimiento de cultivos en áreas agrícolas en Sonora, México. Tesis doctoral. Colegio de Postgraduados. México.
- Roerink G.J., B. Su and M. Menenti. 2000. S-SEBI A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics Chim Earth* 25(2): 147–157.
- Rosenberg N.J., B.L. Blad y S.B. Verma. 1983. Microclimate: biological environment. Wiley&Sons, New York, 2da. Edition, 494 pp.
- Sánchez T. J.M., V. Caselles, R. Niclós, E. Valor y C. Coll Company. 2005. Cálculo de la evapotranspiración real diaria en la zona norte de Finlandia empleando técnicas de teledetección. *Revista Internacional de Ciencia y Tecnología de la Información Geográfica* (5):1578-5157.
- Santanello J.A. y M.A. Friedl. 2003. Diurnal Covariation in soil heat flux and net radiation. *J. Applied Meteorol.* 42:851-862.
- Schmid, H.P. 2002. Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective. *Agric. For. Meteorol.* 113: 159-183.
- Shao C., J. Chen, L. Li., G. Tenney, W. Xu, and J. Xu. 2011. Role of net radiation on energy balance closure in heterogeneous grasslands. *Biogeosciences Discussions* 8: 2001-2033.
- Shuttleworth W.J. y Wallace J.S. 1985. Evaporation from sparse crops – an energy combination theory, *Q. J. R. Metreol. Soc.* 111: 839-855.
- Sobrino, J.A. and V. Caselles. 1990. Thermal infrared radiance model for interpreting the bidirectional radiometric temperature of vegetative surface. *Remote Sens. Environ.* 33: 193-199.

-
- Stewart, J. B., W.P. Kustas, K.S. Humes, W.D. Nichols, M.S. Moran and A.A.R. de Bruin. 1994. Heat flux – radiometric surface temperature relationship for eight semiarid areas. *J. Appl. Met.* 33: 1110-1117.
- Su Z. 2002. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hidrology and Earth System Sciences* 6: 85-99.
- Trezza R. 2006. Evapotranspiration from a remote sensing model for water management in an irrigation system in Venezuela. *Interciencia* 31(6): 417-423.
- Verma, S.B. 1990. Micrometeorological methods for measuring surface fluxes of mass and energy. *Remote Sensing Reviews* 69: 1331-1340
- Watts C.J., R.L. Scott, J. Garatuza-Payan, J.C. Rodríguez, J. Prueger, W. Kustas and M. Douglas. 2007. Changes in vegetation conditions and surface fluxes during NAME 2004. *J. Climate* 20:1810-1820.
- Watts C.J., A. Chehbouni, J.C. Rodriguez, Y.H. Kerr, O Hartogensis y H.A.R. de Bruin. 2000. Comparison of sensible heat flux estimates using AVHRR with scintillometer measurements over semi-arid grassland in northwest Mexico. *Agric. For. Meteorol.* 105:81-89.
- Wilson, K., A. Goldstein, E. Falge, M. Aubinet, D. Baldocchi, P. Berbigier, C. Bernhofer, R. Cenlemans, H. Dolman, C. Field, A. Grelle, A. Ibrom, B.E. Law, A. Kowalski, T. Meyers, J. Moncrieff, R. Monson, W. Decker, J. Tenhunen, R. Valentini and S. Verma. 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology* 113: 223-243.

CAPÍTULO 2. MODELACIÓN DE LA FUNCIÓN DE DISTRIBUCIÓN BIDIRECCIONAL DE LA TEMPERATURA RADIATIVA EN CULTIVOS AGRÍCOLAS

2.1 RESUMEN

Los intercambios de energía y masa entre la superficie de la tierra y la atmósfera controlan la disposición de agua en el planeta, por lo que su conocimiento y modelación es importante. La temperatura de la superficie, medida por la temperatura radiativa (Tr), es uno de los factores críticos en la estimación de los flujos de energía. Tr varía en función de la geometría sol-sensor, por lo que usar esta temperatura en lugar de la temperatura aerodinámica (To) introduce un factor adicional de incertidumbre en el cálculo de los flujos de calor sensible. Aunque la técnica de Covarianza de Vórtices ha sido usada para medir directamente los flujos de energía y masa, la falta de cierre de los balances de energía no ha tenido una explicación satisfactoria. Considerando que la modelación de la geometría sol-sensor tiene implícitos los cambios de áreas de influencia o footprints de las mediciones, se discute la necesidad de usar un footprint común para analizar el cierre de los balances de energía sobre la superficie. Así, se introduce un modelo uni-paramétrico de la Tr (MUPT), desarrollado originalmente para reflectancias, y se valida con datos de un experimento realizado en el Valle del Yaqui, Sonora, México en cinco cultivos y diferentes configuraciones de la geometría sol-sensor y footprints asociados. Los resultados muestran un buen ajuste del MUPT, por lo que puede ser usado en forma operativa.

Palabras clave: calor sensible, cierre balance de energía, MUPT, footprint, temperatura aerodinámica, EC

2.2 INTRODUCCIÓN

La disponibilidad de agua en el planeta es el principal factor para el crecimiento de la vegetación en alrededor de dos terceras partes de la superficie terrestre (Nemani *et al.*, 2003). Esta disponibilidad

es producto de los intercambios de energía y masa entre la superficie de la tierra y la atmósfera. Un proceso crítico en estos intercambios es la evapotranspiración o ET (Sellers *et al.*, 1996), ya que ocupa alrededor del 76% de la energía neta disponible (Chapin *et al.*, 2002) la cual puede estar en forma de calor sensible o de energía radiante (Allen *et al.*, 2006). En lo que concierne al calor sensible (H), se han desarrollado diferentes métodos para su aproximación, algunos requieren datos de la temperatura aerodinámica de la superficie (To), cuya medición es complicada, por lo que se dificulta su aplicación. En contraparte, Chehbouni *et al.* (1996) plantearon una propuesta que utiliza datos de temperatura radiativa de la superficie (Tr) en lugar de To . Este esquema facilita el cálculo de H , ya que la Tr puede ser obtenida con instrumentos de campo o con sensores remotos a bordo de satélites, a partir de mediciones en la región espectral del infrarrojo térmico (8-14 μm).

Las mediciones de Tr no solo arrojan información esencial para el cálculo H , sino también para el cálculo de la radiación neta (Rn), por lo que su modelación en forma simple y operativa es indispensable. Es importante considerar que la evidencia experimental indica que el valor de la Tr de un objeto en la superficie varía en función del ángulo de visión del sensor y del ángulo de incidencia de la fuente de iluminación, es decir, es dependiente de la geometría sol-sensor (Jackson *et al.*, 1977; Kimes, 1980; Sobrino y Caselles, 1990; Lagourde *et al.*, 1995). Se han desarrollado diferentes modelos para caracterizar Tr en función de la geometría sol-sensor (Kimes, 1983; Mathias *et al.*, 1987; McGuire *et al.*, 1989; Smith y Ballard, 2001), no obstante, son poco útiles en la práctica ya que dependen de un conjunto más o menos grande de parámetros.

Un modelo simple (dependiente de un solo parámetro) de la geometría sol-sensor fue desarrollado por Bolaños y Paz (2010) con aplicación a mediciones de reflectancia en cualquier banda espectral de onda corta. Los autores obtuvieron buenos ajustes del modelo, por lo que en el presente trabajo se evalúa su desempeño con mediciones radiativas de onda larga (temperatura radiativa). Así, este modelo presenta una aproximación a la función de distribución bidireccional de la Tr , que además tiene la ventaja de capturar de forma intrínseca la variación de las áreas de influencia o footprints de las mediciones, ya que de argumentos geométricos estos footprints son una función solamente del ángulo de visión y de la altura del sensor.

En este punto, vale la pena mencionar que la modelación del footprint ha cobrado gran importancia, en especial en estudios micrometeorológicos que abordan el problema del cierre del balance de energía (Masseroni *et al.*, 2012). Como se verá más adelante, algunos autores han atribuido este problema a diferencias en los footprints de los componentes del balance de energía (radiación neta, calor sensible, calor latente y calor en el suelo), por lo que es necesario desarrollar esquemas que permitan re-escalar los footprints de estos componentes y obtener mediciones interoperables.

En propuestas como la de Chehbouni *et al.* (1996) para cálculo del flujo de calor sensible, la Tr es el componente que captura la variabilidad espacial (footprint) de las mediciones, lo que confirma la importancia de modelar esta variable.

Con base en los elementos antes mencionados, se planteó como objetivo principal de este trabajo modelar la función de distribución bidireccional de la temperatura radiativa de superficies agrícolas, a partir del modelo uni-paramétrico introducido por Bolaños y Paz (2010), a fin de obtener elementos básicos que incidan en el cálculo de H y en la modelación del footprint asociado.

2.2.1 Parametrización del flujo de calor sensible en función de la temperatura radiativa

El flujo de calor sensible (H) sobre la vegetación está definido, para el caso de esquemas de una sola fuente (medios “turbios” en términos radiativos o de “gran hoja” para ET), por:

$$H = \rho C_p \left(\frac{T_o - T_a}{Ra} \right) \quad (2-1)$$

donde; ρ es la densidad del aire (kg m^{-3}), C_p es el calor específico del aire a presión constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), T_a es la temperatura del aire (K), T_o es la temperatura aerodinámica de superficie (K) y Ra es la resistencia aerodinámica de la superficie (s m^{-1}).

Ra se estima con ecuaciones clásicas de correcciones de estabilidad por viento y temperatura (Brutsaert, 1982), donde pueden usarse las funciones de estabilidad de Paulson (1970), así como las

parametrizaciones de la longitud de rugosidad (Z_o) y altura del plano de desplazamiento cero (d) de Choudhury y Monteith (1988). La temperatura aerodinámica (T_o) no se mide directamente, sino que se obtiene de extrapolar el perfil logarítmico de la temperatura del aire a la longitud de rugosidad para el transporte de calor (Z_{oh}) o, más precisamente, a $d+Z_{oh}$ (Norman y Becker, 1995). Debido a lo anterior, es difícil usar T_o en la parametrización de la relación (2-1). Por otro lado, el uso de Tr en lugar de T_o puede generar diferencias importantes en el cálculo de H en función de la condición de estabilidad de la atmósfera (Choudhury *et al.*, 1986 o de las características estructurales de la vegetación (Chehbouni *et al.*, 1996). Kustas *et al.* (1989) encontraron diferencias de hasta 10 °C entre ambas temperaturas. Para poder considerar el uso de Tr en la relación (2-1) Stewart *et al.* (1994) y Lhomme *et al.* (1997) han propuesto el uso de una resistencia de exceso (Re), para compensar las diferencias:

$$H = \rho C_p \left(\frac{Tr(\Psi) - Ta}{Ra + Re} \right) \quad (2-2)$$

$$Re = \frac{kB^{-1}}{ku_*} = \frac{B^{-1}}{u_*}$$

donde $\Psi=f(\theta_v, \phi_v, \theta_s, \phi_s)$ define la geometría sol-sensor, con θ para ángulos cenitales y ϕ para acimutales, donde v es para visión y s para iluminación solar. B^{-1} es un parámetro relacionado con la altura de rugosidad para el calor, k es la constante de von Karman y u_* es la velocidad de fricción.

El parámetro kB^{-1} fue definido por Garrat y Hicks (1973):

$$kB^{-1} = \ln \left(\frac{Z_{om}}{Z_{oh}} \right) \quad (2-3)$$

donde Z_{om} es la longitud de rugosidad para el momento. Matsushima (2005) revisó diferentes formulaciones para la relación T_o y Tr , diferenciando el uso de parámetros aerodinámicos, de los radiativos, por lo que la resistencia en exceso al usar temperaturas radiativas debe establecerse, para evitar confusión, como:

$$\text{Re} = \frac{kB_r^{-1}}{ku_*} \quad (2-4)$$

$$Z_{or} = \frac{Z_{om}}{\exp(kB_r^{-1})}$$

donde el subíndice r se refiere a mediciones de temperaturas radiativas.

La longitud de rugosidad en términos radiativos (Z_{or}) depende de la geometría sol-sensor (Vining y Blad, 1992; Matsushima y Kondo, 1997). Para relacionar T_o y T_r se han utilizado tres enfoques: usar nuevas funciones de estabilidad o definir nuevo coeficiente de intercambio radiométrico / altura de rugosidad radiométrica (Sun y Mahrt, 1995); usar la Re y parametrizarla empíricamente (Kustas *et al.*, 1989); o, desarrollar una relación entre ambas temperaturas y parametrizarla empíricamente (Chehbouni *et al.*, 1996; Troufleau *et al.*, 1997). En el primer enfoque, el uso de la temperatura radiativa en la teoría de similaridad de Monin-Obukov no se aplica, por lo que es necesario realizar mediciones adicionales para hacer correcciones (Sun y Mahrt, 1995), lo que resulta poco práctico. Para el tercer caso, su planteamiento utiliza el parámetro β (Chehbouni *et al.*, 1996):

$$H = \rho C_p \left(\frac{Tr(\Psi) - T_a}{Ra} \right) \beta \quad (2-5)$$

Los parámetros B^{-1} y β son función de las características estructurales de la vegetación (índice de área foliar o IAF, altura y distribución angular de los fitoelementos y sus dimensiones, principalmente), de las condiciones climáticas (estabilidad atmosférica y radiación solar), del nivel de estrés hídrico y humedad del suelo y de la geometría sol-sensor, generalmente representada solamente por θ_v (Lhomme *et al.*, 2000; Mahrt y Vickers, 2004; Kustas *et al.*, 2007; Boulet *et al.*, 2012). Los resultados de mediciones y simulaciones han mostrado que el IAF es el mejor predictor de estos parámetros.

La formulación del parámetro β desarrollado por Boulet *et al.* (2012) está dada por:

$$\beta = 1 - \frac{a}{bIAF\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{[\ln(IAF) - c]^2}{2b^2}\right\} \quad (2-6)$$

donde; a , b y c son constantes empíricas.

La formulación del parámetro B^{-1} desarrollado por Lhomme *et al.* (2000) está dada por:

$$B^{-1} = a_6 IAF^6 + a_5 IAF^5 + a_4 IAF^4 + a_3 IAF^3 + a_2 IAF^2 + a_1 IAF + a_0 \quad (2-7)$$

Donde; a_0, a_2, \dots, a_6 son constantes empíricas.

En las relaciones mostradas, las constantes empíricas muestran un fuerte nivel de dependencia de la geometría sol-sensor, más marcado en el caso de las constantes de B^{-1} , por lo que es necesario separar estos efectos de medición y de iluminación, de los estructurales de la vegetación y clima, para el desarrollo de relaciones genéricas. El punto de cómo varía la geometría sol-sensor en las mediciones por la técnica de covarianza de vórtices se discute enseguida, poniendo en perspectiva la necesidad de modelar la función de distribución bidireccional de la temperatura radiativa (FDBT).

2.2.2 Balances de energía y el problema de cierre

Las técnicas micrometeorológicas, en especial la de covarianza de vórtices, son de las pocas que miden los flujos de energía y masa en forma directa (Baldocchi *et al.*, 1988; Verma, 1990). Empleando la formulación del balance de energía en una superficie, se puede establecer el cierre como:

$$\begin{aligned} Rn &= \lambda E + H + G \\ \text{cierre} &= \frac{\lambda E + H}{Rn - G} \end{aligned} \quad (2-8)$$

donde Rn es la radiación neta, λE es el flujo de calor latente, H es el flujo de calor sensible, G el flujo de calor de suelo y λ es el calor latente de vaporización; con todos los flujos en $W m^{-2}$.

Los errores asociados al cierre de flujos de energía usando técnicas de EC oscilan entre 10 al 30 % (Aubinet *et al.*, 2000; Wilson *et al.*, 2002), aunque pueden ser mayores en algunos casos, lo que cuestiona la utilidad de las mediciones de flujos turbulentos en forma sesgada, ya que el uso de la técnica EC está basada en hipótesis de que ciertas condiciones son satisfechas para su aplicación (*e.g.* homogeneidad horizontal, estado estacionario, advección cero, etc.) (Gökede *et al.*, 2004).

Dejando aparte los problemas de homogeneidad de la superficie, coordenadas de referencia, correcciones y control de calidad de datos e instrumentos, se ha argumentado que la falta de cierre del balance de energía se debe a diferencias en las áreas de influencia de las mediciones, a las condiciones de estabilidad de la atmósfera (Massman y Lee, 2002), así como a problemas de advección horizontal/vertical (Aubinet *et al.*, 2000 y Oncley *et al.*, 2007).

Los flujos de vapor de agua y calor ($\lambda E, H$), numerador del cierre en la relación (8), tienen áreas de influencia (*footprints* en inglés) que varían dinámicamente. La orientación y dimensión de los footprints de estos flujos dependen de la altura del sensor, la longitud de rugosidad de la superficie, la velocidad y dirección del viento y la estabilidad atmosférica (Leclerc y Thurtell, 1990; Schmid, 2002). La Figura 2-1 muestra una esquematización de este tipo de footprints.

Ahora bien, del denominador del cierre en la relación (8), R_n es representativo de una superficie circular fija (footprint constante). Aunque esta superficie es teóricamente infinita, al usar un ángulo de visión e iluminación semi-hemisférico el área de influencia se vuelve finita (Figura 2-2). Así, las dimensiones del footprint de R_n dependen del ángulo de visión del sensor y de la altura de medición (Masseroni *et al.*, 2011).

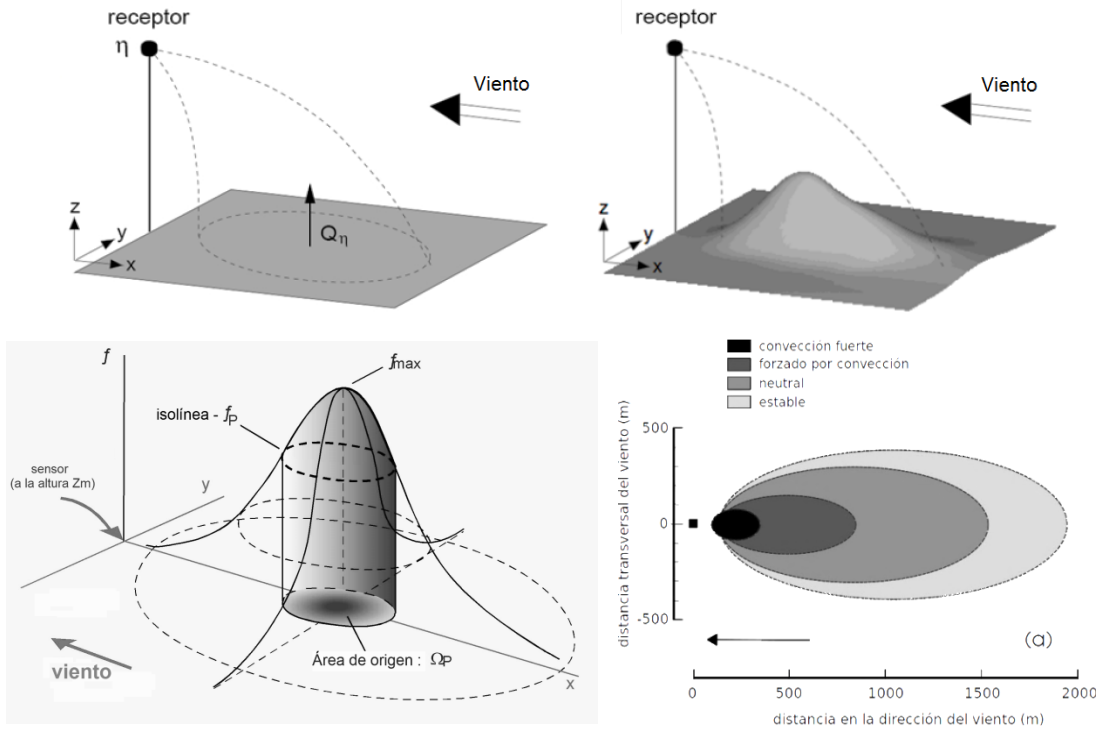


Figura 2-1. Concepto del footprint de los flujos de vapor de agua y calor, y su variación en función de la condición de la estabilidad atmosférica. Adaptado de: Kljun, 2002 y Schmid, 2002, donde: x, y, z = coordenadas de posición espacial, η = señal o valor medido en la ubicación r del sensor, Q_η = tasa de emisión del origen (o fuerza del sumidero) en $r+r'$, r' = separación entre la medición y el forzado, f = función de transferencia (función de footprint), P = el área más pequeña posible responsable de una contribución relativa.

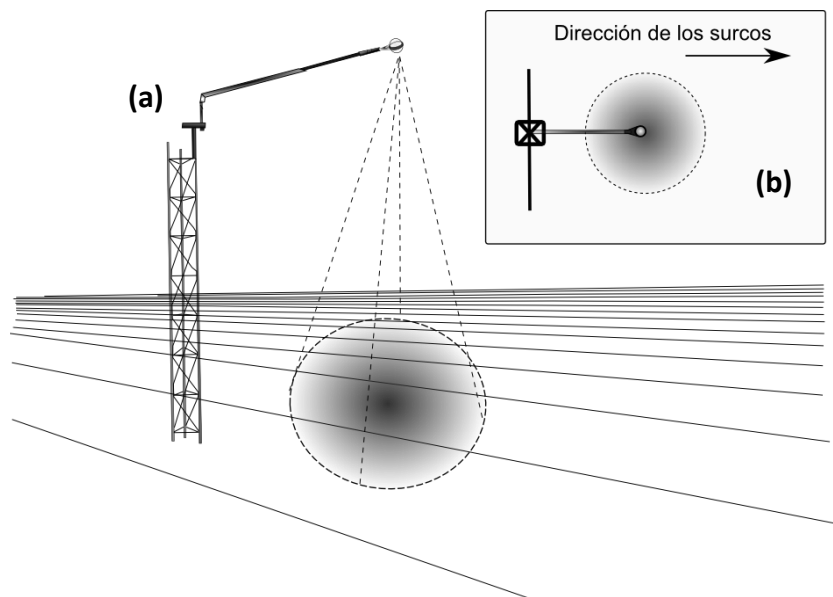


Figura 2-2. Concepto del footprint de la Radiación neta, (a) perspectiva y (b) vista en planta.

Los intentos de incluir los footprints en el análisis del cierre del balance de energía solo han considerado aquellas mediciones cuyos footprints caen dentro de las parcelas homogéneas de medición, resultando en una leve mejoría del cierre (Masseroni *et al.*, 2011 y 2012). Este enfoque supone una homogeneidad fuerte del área de estudio y considera que bajo esta situación no hay efecto de escala al combinar footprints con diferentes dimensiones.

Para analizar en forma apropiada el cierre del balance de energía, es necesario que los componentes de éste sean representativos de un mismo footprint, particularmente para el caso de cultivos en hileras o surcos, donde la componente geométrica-direccional es importante. De esta forma, si se toma como referencia el footprint (dinámico) de λE , se debe convertir el footprint de los otros componentes (H , G y Rn) a esta referencia. En la actualidad no existen modelos, o son muy complicados de parametrizar, para realizar estos escalamientos, por lo que se requiere explorar esquemas simples que proporcionen elementos para el desarrollo de este tipo de modelos.

Considerando que la temperatura radiativa captura la variabilidad espacial del footprint de H (como se plantea en las relaciones 2-2 y 2-5), se definió como objetivo de este trabajo desarrollar un esquema para modelar el footprint de la Tr , a fin de obtener elementos suficientes para el posterior desarrollo de modelos de escalamiento del footprint de H . Para lograr este objetivo, se introduce un modelo uni-paramétrico de la función de distribución bidireccional de la Tr (MUPT), el cual considera de forma intrínseca el footprint de la Tr según la geometría sol-sensor de las observaciones. Como se verá más adelante, este modelo es genérico (considera en forma implícita la geometría y propiedades ópticas del cultivo y suelo) y puede ser parametrizado en forma simple.

2.2.3 Modelo uni-paramétrico de la función de distribución bidireccional de la temperatura radiativa

Este modelo (en lo siguiente referido como MUPT) se plantea como un esquema con simetría especial (Hot Spot o coincidencia de ángulos cenitales del sol y visión) que simplifica la modelación de la función de distribución bidireccional de la Tr a un solo parámetro. Así, sólo se necesita un dato y se puede aplicar a nivel de pixel (para el caso de una imagen satelital) o a una medición única de campo, y para una fecha cualquiera. El MUPT fue desarrollado inicialmente

para el caso de reflectancias y con una simetría diferente para cada banda espectral (Bolaños *et al.*, 2007), no obstante, Bolaños y Paz (2010) generalizaron el modelo a una simetría única para todas las bandas, en este trabajo se extiende la aplicación del MUPT al caso de temperaturas radiativas, de la siguiente forma:

$$\begin{aligned}\chi &= 90 - \theta_v + \theta_s \\ T_n &= f(Tr) \cos(\chi) \\ \chi &= a - gtT_n\end{aligned}\tag{2-9}$$

donde, θ_v es el ángulo cenital de visión y θ_s el ángulo cenital solar (ambos en grados), Tr es la temperatura radiativa de cualquier banda térmica (°C), T_n es la temperatura normalizada (°C, sin efecto de escala), gt es el parámetro de la función de distribución bidireccional de la temperatura radiativa y a es una constante con valor igual a 90°. χ en conjunto con R_n determinan el espacio de análisis propuesto por este esquema de modelación. La función $f(Tr)$ es igual a $\ln(Tr)$, $\ln(°C)$, para el caso de considerar efecto de escala de las mediciones (el área cambia en función del ángulo cenital de visión) o igual a Tr para no efecto de escala.

El MUPT definido por las relaciones (9) se puede extender al caso de los ángulos acimutales, bajo los mismos argumentos, como:

$$\begin{aligned}d\phi &= |\phi_v - \phi_s| \\ \text{Si } d\phi \leq 180, d\phi_p &= d\phi \\ \text{Si } d\phi > 180, d\phi_p &= 360 - d\phi \\ \\ \text{Si } d\phi_p \leq 90, \xi &= d\phi_p + \theta_s \\ \text{Si } d\phi_p > 90, \xi &= d\phi_p - \theta_s \\ \\ gnt &= gt \cos(\xi) \\ \xi &= A - GT(gnt)\end{aligned}\tag{2-10}$$

donde ϕ_v es el ángulo acimutal de visión, ϕ_s es el ángulo acimutal solar, GT es el parámetro de la función de distribución bidireccional que captura las variaciones angulares cenitales y acimutales, y A es una constante con valor igual a 90°.

El MUPT se parametriza con un solo parámetro: gt para el caso de considerar sólo ángulos cenitales (visión a nadir) o GT para el caso general (considerando ángulos cenitales y acimutales). Las constantes a y A son iguales a 90° , producto de la simetría introducida por las variables de posición χ y ξ .

El sistema de ecuaciones (2-9) y (2-10) puede replantearse como ($a = 90, A = 90$):

$$f(Tr) = GT \left(\frac{90 - \chi}{90 - \zeta} \right) \left[\left(\frac{\cos(\xi)}{\cos(\chi)} \right) \right] \quad (2-11)$$

Una definición generalizada de temperaturas radiativas normalizadas (Tn), a ser usada en lo siguiente, se expresa como:

$$\begin{aligned} Tn &= GT(90 - \chi) \cos(\xi) \\ Tn &= f(Tr) \cos(\chi)(90 - \xi) \end{aligned} \quad (2-12)$$

Para evaluar el ajuste empírico del MUPT a los datos de campo, se empleó la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RECM) y el error relativo medio (ERM):

$$\begin{aligned} RECM &= \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Tn, med - Tn, est)^2 \right\}^{0.5} \\ ERM &= \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{Tn, med - Tn, est}{Tn, med} \right| \right\} \times 100 \end{aligned} \quad (2-13)$$

donde Tn, med corresponde a los valores medidos de Tn , en tanto que los valores estimados se representan como Tn, est .

Adicionalmente, se realizó una regresión lineal simple entre los valores de Tn, med y Tn, est de la siguiente forma:

$$Tn, est = c + d \cdot Tn, med \quad (2-14)$$

Los parámetros c y d , además del R^2 del ajuste, fueron calculados para todos las fechas de medición de la Tr bajo diferentes geometrías sol-sensor.

2.3 MATERIALES Y MÉTODOS

2.3.1 Área de estudio

La fase experimental del presente trabajo se llevó a cabo en el estado de Sonora, en un bloque agrícola ubicado en el distrito de riego 041-Río Yaqui, entre las coordenadas: 27°14'24" y 27°16'48" latitud Norte y 109°52'12" y 109°54'36" longitud Oeste (Figura 2-3).

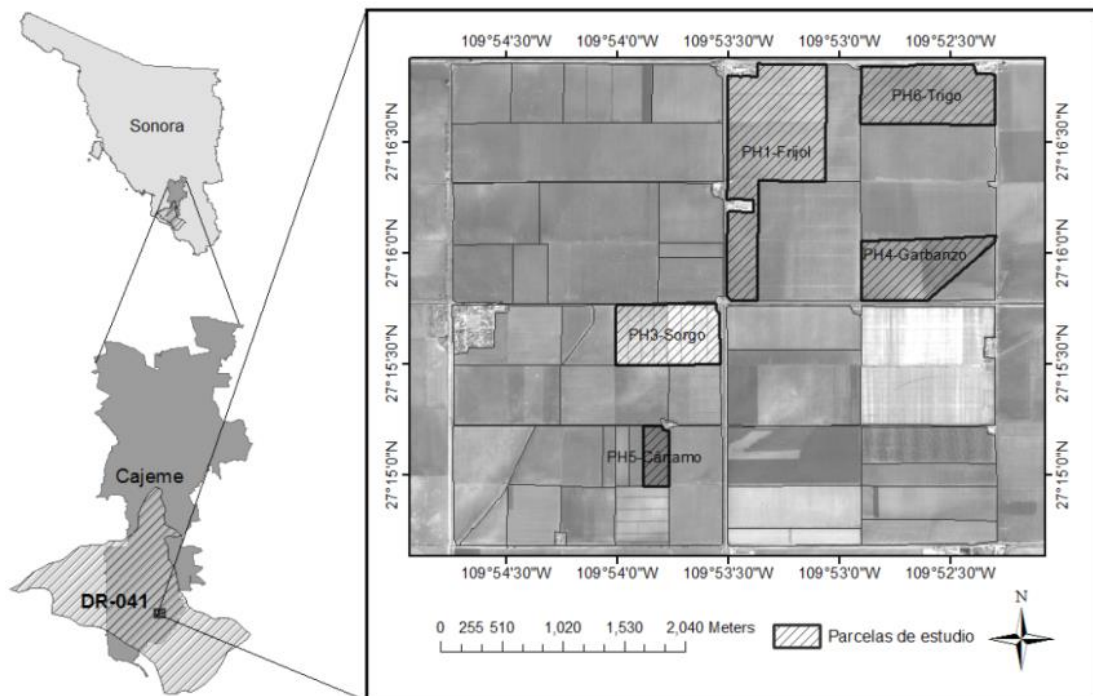


Figura 2-3. Ubicación del área de estudio.

Se seleccionaron cinco parcelas homogéneas (PH) para llevar a cabo las mediciones. La condición de “homogeneidad” indica que en la parcela se estableció un solo cultivo, con una sola densidad de siembra, un mismo espaciamiento y dirección de los surcos y una misma fecha de siembra. La condición inicial de cada parcela de estudio se describe en el Cuadro 2-1.

Cuadro 2-1. Condición inicial de las parcelas de estudio

Parcela	Superficie	Cultivo	Orientación De surcos	Ancho del surco	Altura de la planta al inicio de mediciones
	ha			cm	cm
PH1	89.9	Frijol	Norte-Sur	160	0
PH3	38.75	Sorgo	Este-Oeste	80	0
PH4	38.86	Garbanzo	Norte-Sur	80	30
PH5	9.59	Cártamo	Norte-Sur	80	6
PH6	47.97	Trigo	Norte-Sur	100	70

2.3.2 Equipo e Instrumentación

Para poder medir la Tr empleando diferentes configuraciones de la geometría sol-sensor, se diseñó un sistema que consta de las siguientes partes:

- a. Una estructura de fierro (mástil extensible) para el posicionamiento de la altura de los sensores, con mecanismos de sujeción a 2.5 m, 4.0 m y 5.5 m.
- b. Una estructura de policarbono con base plana (para sostener al sensor de Tr). Esta estructura posee un mecanismo electrónico con servomotores que permiten posicionar el sensor de 0° a 90° en el plano cenital (Figura 2-4a) y de 0° a 180° en el plano acimutal (Figura 2-4b).
- c. Tarjeta de control y *software* para la operación de la estructura de policarbono.
- d. Un sensor de la temperatura radiativa del cultivo. Se utilizó un termómetro infrarrojo modelo IRTS de la marca Apogee^{MR} con ángulo de visión de 18.4° (3:1).
- e. Computadora portátil para la operación del sistema y el almacenamiento de datos.

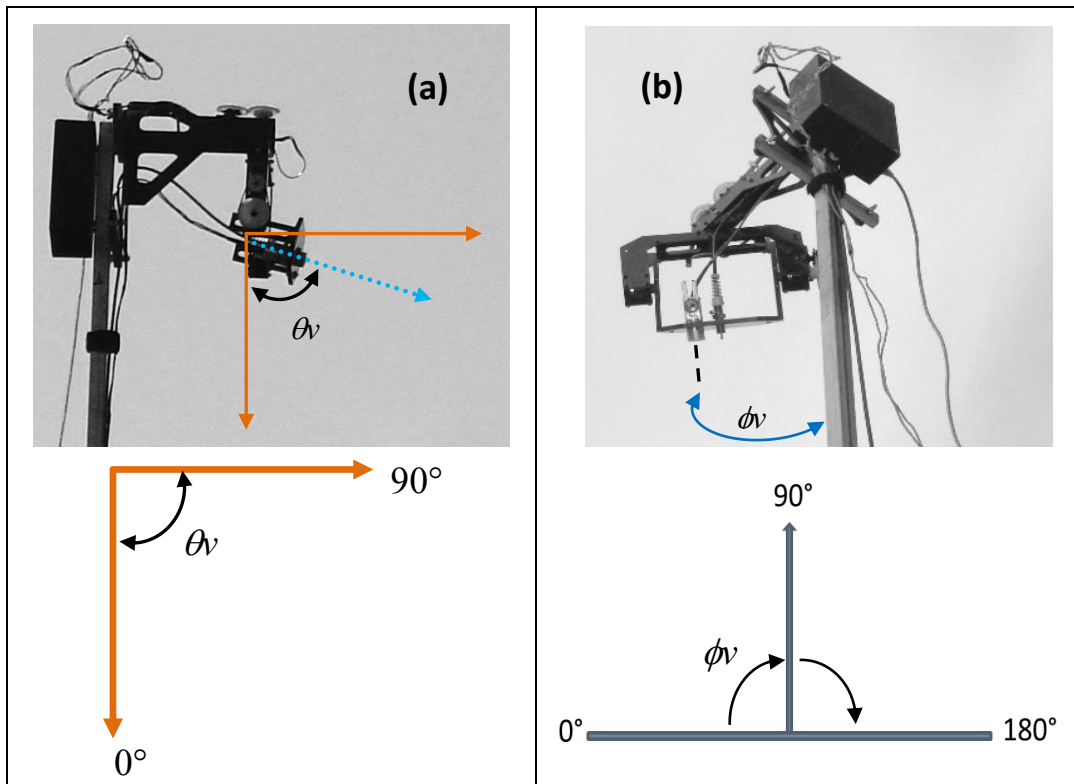


Figura 2-4. Geometría del sistema para la medición de la *Tr*. (a) plano cenital de visión, (b) plano acimutal de visión.

En la Figura 2-5a se muestra la forma de ensamblar el equipo, éste se montó sobre un trípode adaptado con un soporte central para mantener la estabilidad del sistema. Para asegurar que el trípode estuviera nivelado se empleó un nivel de burbuja, lo que garantizó que en el día de medición la posición vertical estuviera asegurada (al terminar el día de medición se desmontó el equipo y al siguiente día se volvía a montar). En la Figura 2-5b se muestra la ubicación del sitio de mediciones, en este sitio se montó el sistema orientando el ángulo acimutal 90° (del equipo) de forma paralela a la dirección de los surcos. Se buscó que el sitio de mediciones fuera representativo de la condición predominante del cultivo y que no presentara rasgos de perturbación, sin embargo para fines prácticos (traslado, montaje y desmontaje continuo de equipo), se ubicó hacia un extremo (varios metros adentro) de la parcela, dejando un margen de cultivo suficiente para evitar que las mediciones fueran afectadas por la superficie contigua de suelo desnudo (en el caso de sensores pasivos el efecto de borde no es importante si se está a varios metros de las orillas). En cada parcela se dejó una marca para ubicar fácilmente este sitio

en las visitas semanales subsecuentes. La condición inicial de las parcelas de estudio se muestra en el Cuadro 2-1.

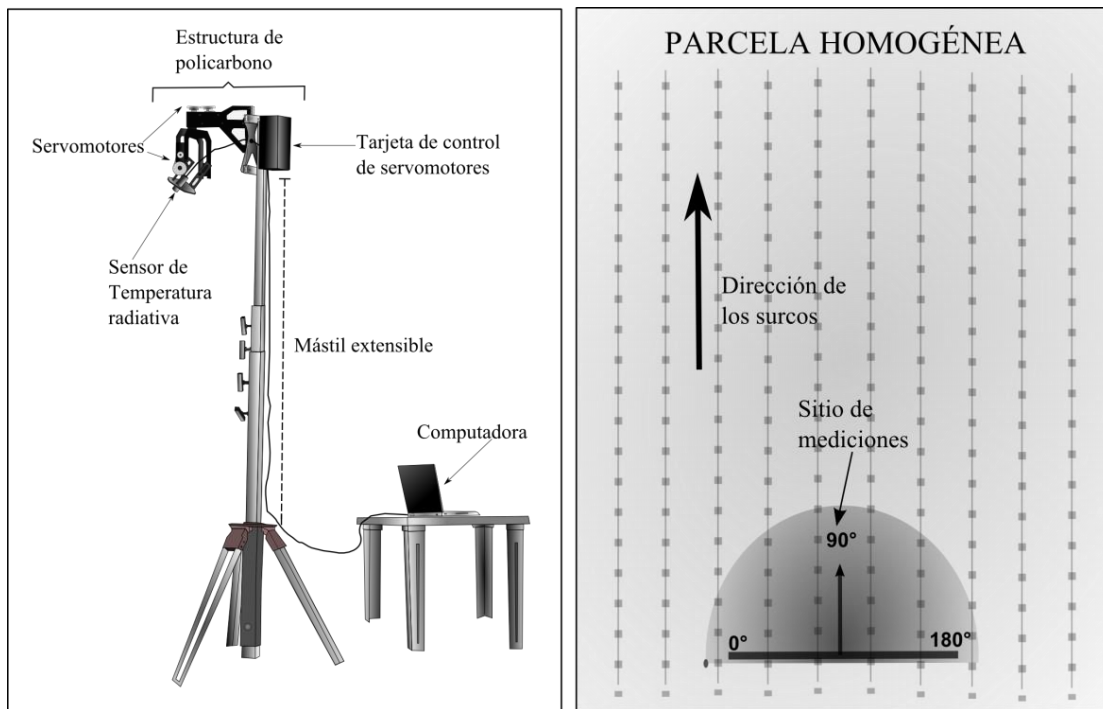


Figura 2-5. (a) Equipo para la medición de la temperatura radiativa, (b) ubicación del sitio de mediciones.

2.3.3 Estrategia de medición

Las mediciones se realizaron a lo largo del ciclo de crecimiento de los cultivos (entre los meses de febrero a mayo). Cada parcela se visitó una vez por semana y en cada visita se ejecutaron tres ciclos de mediciones de la Tr . Las mediciones de cada ciclo se realizaron empleando las alturas y los ángulos de visión (ϕ , θ) que se especifican en el Cuadro 2-2.

Cuadro 2-2. Geometrías empleadas en un ciclo de medición de la Temperatura radiativa.

Altura del sensor (m)	Ángulos acimutales (ϕ)	Ángulos cenitales (θ)	No. de lecturas
2.5	15°, 45°, 90°, 135° y 165°	40°, 60°, 70°, 75°	20
4.0	15°, 45°, 90°, 135° y 165°	20°, 40°, 60°, 70°, 75°	25
5.0	15°, 45°, 90°, 135° y 165°	20°, 40°, 60°, 70°, 75°	25

El Cuadro 2-2 indica que para una misma altura y posición acimutal del sensor, se tomaron diferentes mediciones de la Tr (diferente posición cenital del sensor). Así, por ejemplo, con el sensor a 2.5m de altura y posición acimutal en 15° se tomaron 4 lecturas de Tr (según las inclinaciones cenitales: 40° , 60° , 70° y 75°). En total, por cada ciclo de mediciones se obtuvieron 70 lecturas.

Es importante considerar que el plano acimutal del sistema (Figura 2-4b) difiere de la convención normal de los acimut (positivos en la dirección de la manecillas del reloj a partir del N). La correspondencia entre los acimut del sistema y los acimut reales depende de la ubicación del sitio de mediciones en cada PH. En el Cuadro 2-3 se indican las correspondencias en todos los casos.

Cuadro 2-3. Correspondencia entre ángulos acimutales del sistema y ángulos acimutales reales.

ϕ_v del sistema de mediciones	ϕ_v real (parcelas PH1, PH4, PH5 y PH6)	ϕ_v real (parcela PH3)
15°	285°	195°
45°	315°	225°
90°	0°	270°
135°	45°	315°
165°	75°	345°

ϕ_v = ángulo acimutal de visión

Los ciclos de mediciones se realizaron a diferente hora del día para obtener datos con diferente ángulo solar (cenital y acimutal). El primer ciclo se realizó cerca del amanecer, el segundo alrededor del mediodía solar y el tercero cercano a la puesta de sol. La programación del horario para la ejecución de cada ciclo se hizo previamente, considerando dos aspectos importantes: 1) horarios representativos de tres ángulos cenitales solares distintos y 2) que entre los ángulos seleccionados existiera una diferencia de al menos 10° .

2.3.4 Áreas de influencia (footprints) de las mediciones

En la Figura 2-6 se muestra un esquema de las áreas de influencia o footprints de las mediciones de T_r , según la altura y el ángulo cenital de visión del sensor. Las dimensiones de las elipses representativas de estos footprints se resumen en el Cuadro 2-4.

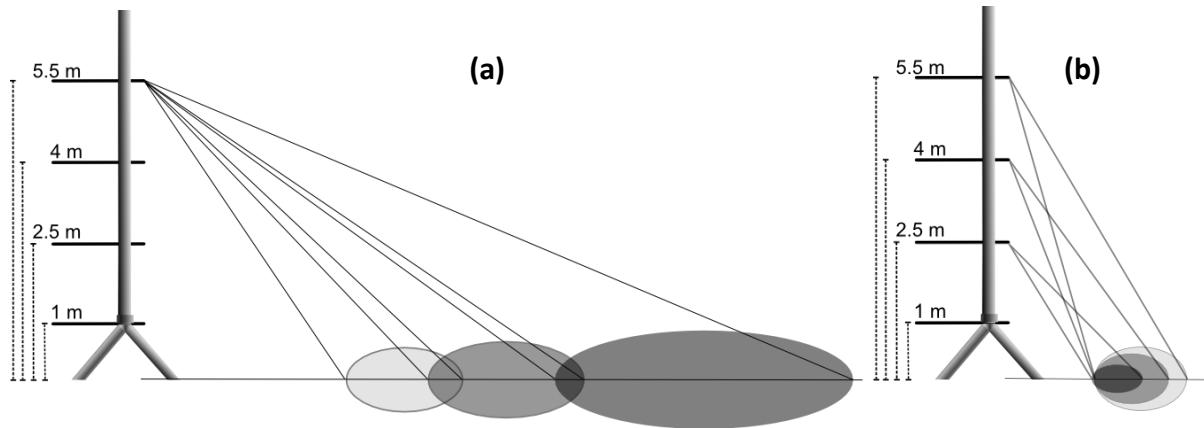


Figura 2-6. Áreas de influencia o footprints de las mediciones de temperatura radiativa, (a) para una altura fija y cambiando el ángulo cenital de visión, (b) para mismo ángulo cenital de visión y diferentes alturas.

Cuadro 2-4. Áreas de influencia para el sensor Apogee^{MR} con un ángulo de visión de 18.4° a tres alturas.

Altura	θ_v	2a	2b	area
m		m	m	m ²
2.5	40	1.45	1.11	1.26
2.5	60	3.63	1.82	5.18
2.5	70	9.00	3.09	21.80
2.5	75	20.23	5.26	83.64
4.0	20	1.51	1.42	1.69
4.0	40	2.31	1.77	3.22
4.0	60	5.81	2.91	13.27
4.0	70	14.39	4.94	55.81
4.0	75	32.37	8.42	214.11
5.5	20	2.08	1.96	3.20
5.5	40	3.18	2.44	6.09
5.5	60	7.99	4.00	25.08
5.5	70	19.79	6.79	105.52
5.5	75	44.51	11.58	404.81

2a = eje mayor de la elipse y 2b = eje menor de la elipse

2.4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En el presente trabajo se evalúa el desempeño de un modelo uni-paramétrico de la función de distribución bidireccional de la temperatura radiativa (MUPT). En principio, el modelo asume que la temperatura radiativa de un objeto en la superficie (un cultivo en este caso) no se refleja de igual forma en todas las direcciones, de tal forma que la Tr de dicho objeto varía en función de la geometría sol-sensor de las mediciones. Para revisar esta variación, se muestra un ejemplo con datos levantados en campo en la PH1. En la Figura 2-7a se muestran los datos de Tr del primer día de mediciones (día juliano 58) y con los tres tiempos de condiciones de iluminación solar. En la Figura 2-7b se muestra la variación de Tr para todo el periodo de mediciones.

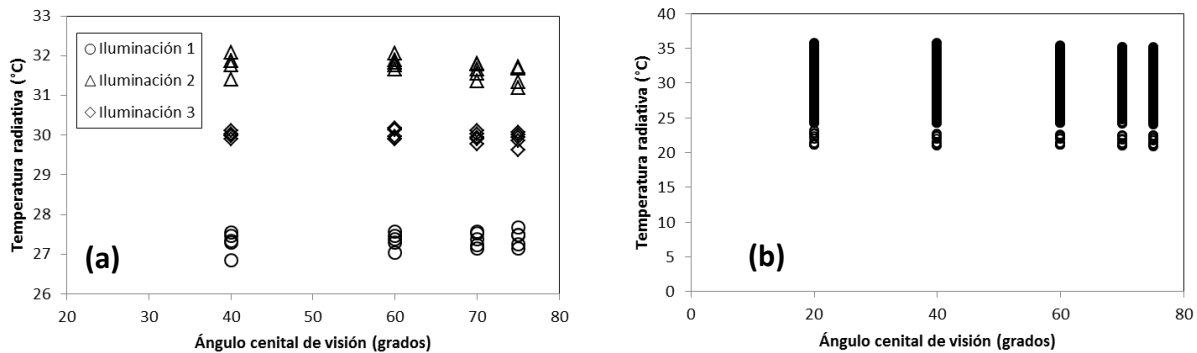


Figura 2-7. Medición de Tr en la PH1. (a) Mediciones del día juliano 58 y (b) mediciones en todo el periodo de estudio.

Los efectos introducidos por la geometría sol-sensor de las mediciones deben ser corregidos para poder emplear los datos de Tr en otros procesos como el cálculo del flujo de calor sensible (Chehbouni *et al.*, 1996) y de la radiación neta (Monteith y Unsworth, 1990). En este trabajo se evaluó el uso del MUPT como una herramienta para llevar a cabo estas correcciones. Así, se revisó el ajuste del modelo obteniendo los resultados que se muestran en la Figura 2-8.

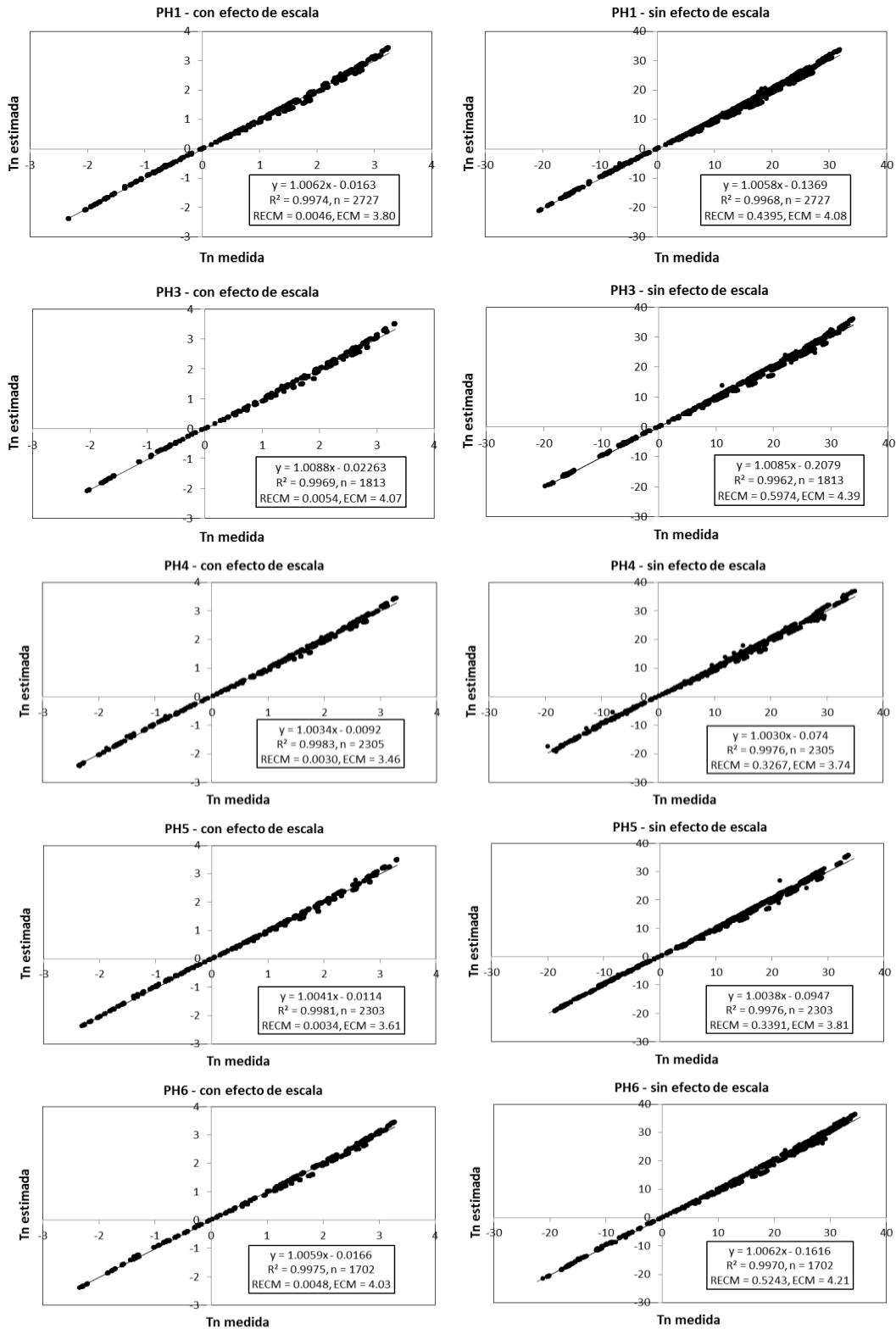


Figura 2-8. Ajustes de T_n para las diferentes parcelas de estudio (PH1, PH3, PH4, PH5 y PH6), con efecto de escala (transformación logarítmica) donde T_n está en $\ln(^{\circ}\text{C})$, y sin éste (con T_n en $^{\circ}\text{C}$).

Los cálculos de la temperatura radiativa normalizada (T_n) que se muestran en la Figura 2-8 sólo consideran la geometría cenital de las observaciones (relaciones 2-9). Las gráficas del lado izquierdo muestran los ajustes del MUPT considerando el efecto de escala (transformación logarítmica de la Tr en la Ecuación 2-9) y las gráficas del lado derecho no consideran este efecto en los cálculos de T_n . Se puede ver que los ajustes del MUPT con y sin efecto de escala son muy similares, por lo que en la estimación de gnt (reflectancia normalizada por efecto de ángulos cenitales y acimutales) de las relaciones (2-10) sólo se consideraron los resultados de la no transformación logarítmica de T_n . Los ajustes del MUPT en los cálculos de gnt se muestran en la Figura 2-9.

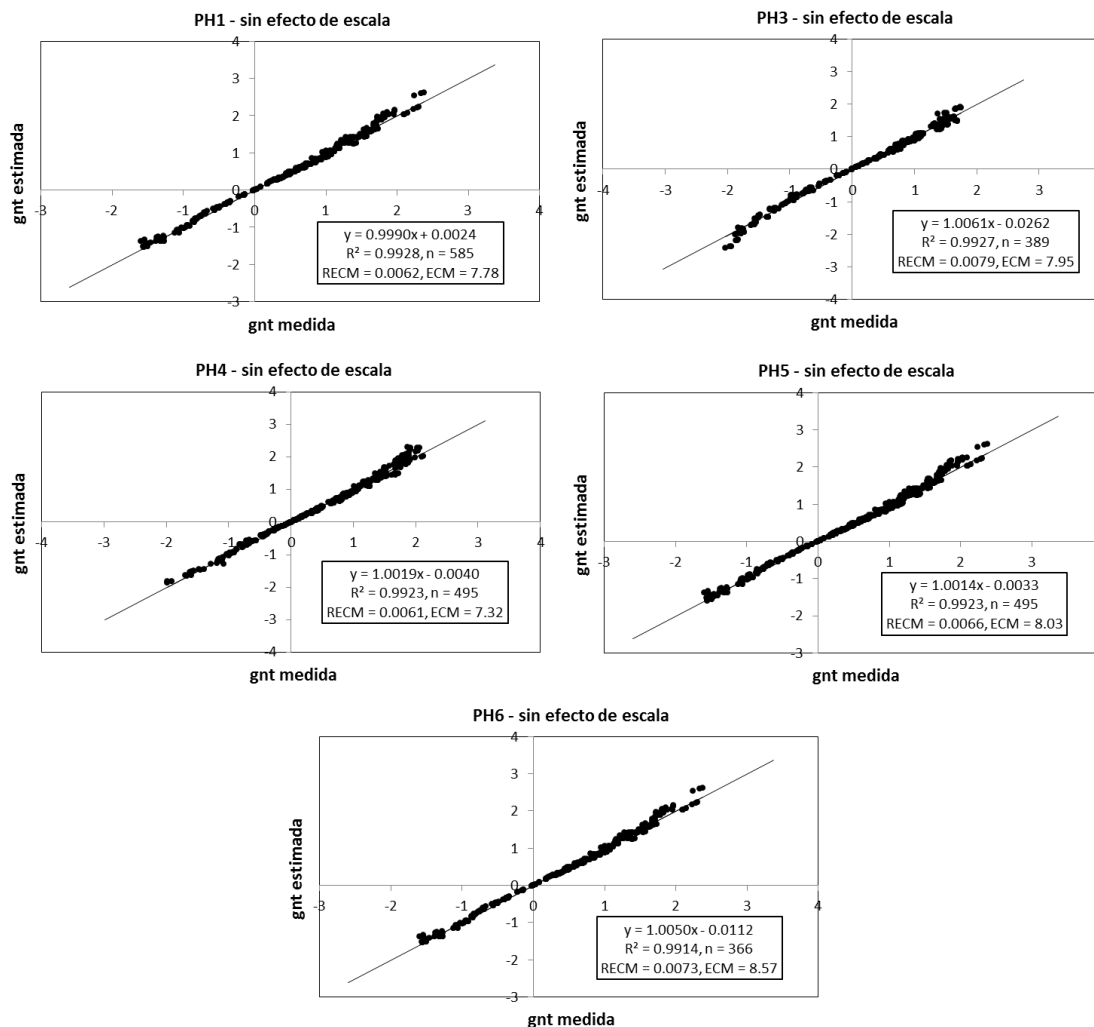


Figura 2-9. Ajustes de gnt para todas las PH, para el caso de no efecto de escala.

De las figuras anteriores se puede ver que el MUPT presenta buenos ajustes ($R^2 > 0.99$), ya sea considerando sólo la geometría cenital de las observaciones (Figura 2-8) o evaluando el caso general que considera tanto la geometría cenital y como la acimutal (Figura 2-9), por lo que puede usarse de forma confiable para estandarizar los efectos de la geometría sol-sensor en mediciones de Tr . El modelo planteado implica que la curva de las figuras discutidas debe pasar por origen, no obstante, para el análisis estadístico se revisó el sesgo (constante aditiva) introducido en los datos experimentales. Aun así, los resultados muestran que este sesgo es despreciable.

La principal ventaja del modelo aquí propuesto es que se puede usar en términos operacionales, ya que sólo requiere información conocida, ésta es: la geometría sol-sensor de las mediciones (ángulos cenitales y acimutales de visión e iluminación) y el valor de Tr del sitio muestreado. En mediciones satelitales el sitio muestreado corresponde a un píxel de la imagen, mientras que en mediciones de campo cada observación tiene una área de influencia asociada (también conocida como *footprint*).

Una limitante del MUPT es que los resultados se generan en un espacio normalizado (como se puede apreciar en las Figuras 2-8 y 2-9), de tal forma que para poder usar los datos de Tn en cálculos como el flujo de calor latente o la radiación neta, se requiere reformular las ecuaciones correspondientes para su uso en este nuevo espacio. Aun así, a diferencia de otros modelos que se han desarrollado para caracterizar la Tr en función de la geometría sol-sensor y que dependen de diferentes parámetros (Kimes, 1983; Mathias *et al.*, 1987; McGuire *et al.*, 1989; Smith y Ballard, 2001), generalmente no accesibles en las aplicaciones, el MUPT tiene la ventaja de que depende de un solo parámetro (el parámetro gt si se usa el caso simple o GT si se usa el caso general) el cual se calcula con la información conocida de las mediciones. En relación a los ajustes empíricos del MUPT a datos experimentales, aun con el requerimiento de usar un solo dato, el modelo introducido se comporta mejor en términos estadísticos.

Para el caso del albedo, es práctica común el uso de modelos semi-empíricos basados en funciones matemáticas con bases físicas (*kernels*) (Wanner *et al.*, 1995), donde estos modelos requieren de estimar al menos tres parámetros. La evaluación de la precisión que podría ser

alcanzada en las estimaciones de albedo y reflectancias a partir del muestreo angular ofrecido por los sensores MODIS y MISR considerando condiciones ideales de observación (ausencia de nubes, atmósfera y ruido) fue realizada por Lucht (1998). Puesto que las estimaciones de albedo son obtenidas mediante la integración de la BRDF, tanto en el hemisferio de observación como en ambos hemisferios, un factor importante evaluado fue la capacidad del modelo para reproducir el comportamiento de la reflectancia en geometrías donde no se realizaron mediciones, principalmente en el hemisferio de iluminación. Los resultados obtenidos fueron satisfactorios (Lucht, 1998), pero bajo los requerimientos de contar con información multitemporal para parametrizar los modelos de kernels. Por otro lado, Hu *et al.* (1997) realizaron una validación de las expresiones matemáticas (kernels) contenidas en los modelos semi-empíricos a partir de datos obtenidos con sensores remotos aéreos multi-angulares. La información fue colectada con diferentes instrumentos bajo distintas configuraciones de la geometría sol-sensor. Los resultados obtenidos muestran niveles de concordancia entre los valores de reflectancia medidos y estimados superiores al 90%. En el caso de estimaciones de la temperatura radiativa también se han empleado los modelos de kernels con resultados aceptables (Snyder y Wan, 1998).

No obstante los resultados aceptables relacionados con el uso de los modelos de kernels, una crítica a este paradigma de modelación procede de los requerimientos para su calibración; es necesario contar con información capturada con diferente geometría sol-sensor, lo cual demanda utilizar periodos de composición entre 10 y 16 días (Huete *et al.* 1999) y suponer condiciones de homogeneidad en el sistema suelo-vegetación-atmósfera.

Si bien los modelos de kernels aproximan razonablemente la temperatura radiativa y albedo en su dependencia angular de los objetos terrestres, su uso demanda información no disponible en mediciones uni-temporales, tal como las discutidas en este trabajo. En un trabajo en proceso de publicación del grupo de investigación (Medrano *et al.* 2013. Evaluación de un modelo de la BRDF a partir de simulación con modelos semi-empíricos lineales (SEL), aceptado para su publicación en Terra Latinoamericana) se demuestra que el modelo introducido genera resultados similares al uso de modelos de kernels, sin la necesidad de contar con información multitemporal, que bajo el principio de parsimonia permite utilizar el modelo uni-paramétrico como un sustituto de modelos más complejos y con necesidad de mayores datos para su parametrización.

Finalmente, una vez que se ha evaluado el desempeño del MUPT para modelar la función de distribución bidireccional de la temperatura radiativa y el albedo, la contribución más importante del esquema es que provee elementos para modelar el footprint de las mediciones a partir de argumentos geométricos como la altura de observación y el ángulo de visión del sensor (Figura 8). El desarrollo de un modelo que acople las variaciones de la temperatura radiativa y albedo, y los footprints, es importante en el contexto del cierre del balance de energía, pues para poder revisar el cierre se requiere ajustar los componentes del balance a un mismo footprint.

2.5 CONCLUSIONES

La necesidad de modelar en forma simple y operativa la temperatura radiativa (Tr) de la superficie se justifica desde la perspectiva de estimar los flujos de calor sensible y la radiación neta en la vegetación y desde la necesidad de explicar las diferencias en los cierres del balance de energía, principalmente, en mediciones con la técnica de covarianza de vórtices, donde se comparan flujos con diferentes áreas de influencia o footprint.

Para modelar las variaciones de Tr con relación a la geometría sol-sensor, y los footprints implicados, se introdujo un modelo uni-paramétrico de la función de distribución bidireccional de las temperaturas radiativas (MUPT), el cual fue originalmente desarrollado para el caso de reflectancias. El MUPT fue validado con mediciones de campo, para un conjunto grande de mediciones de diferentes geometrías sol-sensor, diferentes cultivos y diferentes estados del crecimiento de éstos. Los resultados obtenidos permiten la utilización del MUPT, en un formato de normalización, en forma operativa.

2.6 LITERATURA CITADA

Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., y Smith M. 2006. Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. FAO-56. 323 p.

-
- Aubinet, M., A. Grelle, A. Ibron, Ü. Rannik, J. Moncrieff, T. Foken, A.S. Kowalski, P.H. Martin, P. Berbigier, C. Bernhofer, R. Clement, J. Elbers, A. Granier, T. Grünwald, K. Mogenstern, K. Pilegaard, C. Rebmann, W. Snijders, R. Valentini and T. Vesala. 2000. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.* 30: 113-175.
- Baldocchi, D.D., B. B. Hicks and T.P. Meyers. 1988. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology* 69: 331-1340.
- Bolaños-González, M., F. Paz-Pellat, E. Palacios-Vélez, E. Mejía-Sáenz y A. Huete. 2007. Modelación de los efectos de la geometría sol-sensor en la reflectancia de la vegetación. *Agrociencia* 41: 527-537.
- Bolaños-González, M. y F. Paz-Pellat. 2010. Modelación general de los efectos de la geometría iluminación-visión en la reflectancia de pastizales. *Rev. Mex. Cienc. Pec.* 1: 349-361.
- Boulet, G., A. Olioso, E. Ceschia, O. Marloie, B. Coudert, V. Rivallano, J. Chirouze and G. Chehbouni. 2012. An empirical expression to relate aerodynamic and surface temperatures for use within single-source energy balance models. *Agric. For. Meteorol.* 161: 148-155.
- Brutsaert, W. 1982. *Evaporation into the Atmosphere*. Reidel. Dordrecht 299 pp.
- Chapin F. S., A.P. Matson, and A.H Mooney. 2002. *Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology*. Ed. Springer. 445 p.
- Chebouni, A., D. Lo Seen, E. G. Njoku and B. Monteny. 1996. Examination of the difference between radiometric and aerodynamic surface temperatures over sparsely vegetated surfaces. *Rem. Sens. Environ.* 58: 177-186.
- Choudhury, B.J., R. J. Reginato and S.B. Idso. 1986. An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. *Agric. For. Meteorol.* 37: 75-88.
- Choudhury, B.J. and J.L. Monteith. 1988. A four-layer model for the heat budget of homogenous land surfaces. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* 114: 373-398.
- Garrat, J. R. and B.B. Hicks. 1973. Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* 99: 680-687.
- Gökede, M., C. Rebmann and T. Foken. 2004. A combination of quality assessment tools for eddy covariance measurements with footprint modeling for the characterization of complex sites. *Agric. For, Meteorol.* 127: 175-188.

-
- Hu, B., W. Lucht, X. Li and A.H. Strahler. 1997. Validation of kernel-driven semiempirical models for the surface bidirectional reflectance distribution function of land surfaces. *Remote Sensing of Environment* 62: 201-214.
- Huete, A., C. Justice and W. van Leeuwen. 1999. MODIS Vegetation Index (MOD 13) Algorithm Theoretical Basis Document Version 3. Arizona, USA. 120 p.
- Jackson, R.D., R.J. Reginato and S.B. Idso. 1977. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Management* 13: 651-656.
- Kimes, D.S. 1980. Effect of vegetation canopy structure on remotely sensed canopy temperatures. *Rem. Sens. Environ.* 10: 165-174.
- Kimes, D.S. 1983. Remote sensing of row crop structure and component temperatures using directional radiometric temperatures and inversion techniques. *Remote Sens. Environ.* 13: 33-55.
- Kljun N. 2002. Footprint modelling in the planetary boundary layer. Dissertation for the degree of doctor of natural sciences. Swiss Federal institute of technology Zurich. 96 p.
- Kustas, W.P., B.J. Choudhury, M.S. Moran, R.J. Reginato, R.D. Jackson, L.W. Gay and H.L. Weaver. 1989. Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data. *Agric. For. Meteorol.* 44: 197-216.
- Kustas, W.P., M.C. Anderson, J.M. Norman and F. Li. 2007. Utility of radiometric-aerodynamic temperature relations for heat flux estimation. *Boundary-Layer Meteorol.* 122: 167-187.
- Lagourde, J.P., Y.H. Kerr and Y. Brunet. 1995. An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils. *Agric. For. Meteorol.* 77: 167-190.
- Leclerc, M.Y. and G.W. Thurtell. 1990. Footprint prediction of scalar fluxes using a Markovian analysis, *Boundary-Layer Meteorol.* 52: 247-258.
- Lhomme, J.P., D. Troufleau, B.A. Monteny, A. Chehbouni and S. Banduin. 1997. Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse Sahelian vegetation. II: a model for the kB^{-1} parameter. *J. Hydrol.* 188-189: 839-854.
- Lhomme, J.P., A. Chehbouni and B. Monteny. 2000. Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship over sparse vegetation: parameterizing B^{-1} . *Boundary-Layer Meteorol.* 97: 431-457.
- Lucht, W. 1998. Expected retrieval accuracies of bidirectional reflectance and albedo from EOS-MODIS and MISR angular sampling. *Journal of Geophysical Research* 103: 8763-8778.

-
- Mahrt, L. and D. Vickers. 2004. Bulk formulation of the surface heat flux. *Boundary-Layer Meteorol.* 110: 357-379.
- Masseroni, D., C. Corbari and M. Mancini. 2011. Effect of the representative source area for eddy covariance measurements on energy balance closure for maize fields in the Po Valley, Italy. *International Journal of Agriculture and Forestry* 1(1): 1-8.
- Masseroni, D., G. Ravazzani, C. Corbari and M. Mancini. 2012. Turbulence integral length and footprint dimension with reference to experimental data measured over maize cultivation in Po Valley, Italy. *Atmósfera* 25: 183-198.
- Massman, W. and X. Lee. 2002. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. *Agric. For. Meteorol.* 113: 121-144.
- Mathias, A.D., S.R. Yates, R. Zhang and A.W. Warrick. 1987. Radiant temperatures of sparse plant canopies and soil using IR thermometry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 25: 516-519.
- Matsushima, D. and J. Kondo. 1997. A proper method for estimating sensible heat flux above horizontal-homogenous vegetation canopy using radiometric surface observations. *J. Appl. Meteorol.* 36: 1696-1711.
- Matsushima, D. 2005. Relations between aerodynamic parameters of heat transfer and thermal-infrared thermometry in the bulk surface formulation. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 83: 373-389.
- McGuire, M.J., L.G. Balick, J.A. Smith and B.A. Huttchinson. 1989. Modeling directional thermal radiance from forest canopy. *Remote Sens. Environ.* 27: 169-186.
- Monteith, J.I. and M.H. Unsworth. 1990. *Principles of Environmental Physics.* Eduard Arnold. London 21 pp.
- Nemani, R., C. Keeling, H. Hashimoto, W. Jolly, S. Piper, C. Tucker, R. Myneni and S. Running. 2003. Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. *Science* 300: 1560-1563.
- Norman, J.M. and F. Becker. 1995. Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. *Agric. For. Meteorol.* 77: 153-166.
- Oncley, S.P., T. Foken, R. Vogt, W. Koshiek, H.A.R. de Bruin, C. Bernhofer, A. Christen, I. Lehner, C. Lienenthal, H. Liu, M. Mander, A. Pitacco, L.Ribeiro and T. Weidinger. 2007. The energy balance experiment EBEX-2000. Part I: overview and energy balance. *Boundary-Layer Meteorol.* 123: 1-28.

-
- Paulson, C.A. 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteorol.* 9: 857-861.
- Schaepman-Strub, G., M.E. Schaepman, T.H. Painter, S. Dangel and J.V. Martonchik. 2006. Reflectance quantities in optical remote sensing – definitions and case studies. *Remote Sens. Environ.* 103: 27-42.
- Schmid, H.P. 2002. Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective. *Agric. For. Meteorol.* 113: 159-183.
- Sellers, P.J., D.A. Randall, G.J. Collatz, J.A. Berry, C.B. Field, D.A. Dazlich, C. Zhang, G.D. Collelo and L. Nounoua. 1996. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs: part 1. Model formulation. *J. Climate* 9: 676-705.
- Smith, J.A. and J.R. Ballard. 2001. Thermal infrared hot spot and dependence on canopy geometry. *Opt. Eng.* 40: 1435-1437.
- Snyder, W.C. and Z. Wan. 1998. BRDF models to predict spectral reflectance and emissivity in the thermal infrared. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36: 214-225
- Sobrino, J.A. and V. Caselles. 1990. Thermal infrared radiance model for interpreting the bidirectional radiometric temperature of vegetative surface. *Remote Sens. Environ.* 33: 193-199.
- Stewart, J. B., W.P. Kustas, K.S. Humes, W.D. Nichols, M.S. Moran and A.A.R. de Bruin. 1994. Heat flux – radiometric surface temperature relationship for eight semiarid areas. *J. Appl. Met.* 33: 1110-1117.
- Sun, J.L. and L. Mahrt. 1995. Determination of surface fluxes from the surface radiative temperature. *J. Atm. Sci.* 52: 1096-1106.
- Troufleau, D., J.P. Lhomme, B. Monteny and A. Vidal. 1997. Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse Sahelian vegetation. I. an experimental analysis of the kB^{-1} parameter. *J. Hydrol.* 188-189: 815-838.
- Verma, S.B. 1990. Micrometeorological methods for measuring surface fluxes of mass and energy. *Remote Sensing Reviews* 69: 1331-1340.
- Vining, R.C. and B.L. Blad. 1992. Estimation of sensible heat flux from remotely sensed canopy temperatures. *J. Geophys. Res.* 97: 18951-18954.
- Wanner, W., X. Li and A. H. Strahler. 1995. On the derivation of kernels for kernel-driven models of bidirectional reflectance. *Journal of Geophysical Research* 100(10): 21077-21089.

Wilson, K., A. Goldstein, E. Falge, M. Aubinet, D. Baldocchi, P. Berbigier, C. Bernhofer, R. Cenlemans, H. Dolman, C. Field, A. Grelle, A. Ibrom, B.E. Law, A. Kowalski, T. Meyers, J. Moncrieff, R. Monson, W. Decker, J. Tenhunen, R. Valentini and S. Verma. 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agric. For. Meteorol.* 113: 223-243.

CAPÍTULO 3. MODELACIÓN ANGULAR DE LAS COMPONENTES DE LA RADIACION NETA EN CULTIVOS AGRICOLAS.

3.1 RESUMEN

La distribución geográfica y disponibilidad del agua en el planeta condiciona el crecimiento de la vegetación en más de dos terceras partes de la superficie terrestre, donde su escasez es particularmente crítica en zonas áridas y semiáridas del noroeste del país. En los cultivos agrícolas, el manejo eficiente de agua es necesario, sobre todo para adaptarse al cambio climático. Para conocer los requerimientos de agua de los cultivos y programar riegos en forma eficiente es necesario conocer la evapotranspiración (ET) de éstos. A escalas regionales, como los distritos de riego, esto es una tarea difícil que ha sido abordada usando sensores remotos en satélites, donde el escalamiento de las mediciones de campo a las áreas de influencia o footprints de las observaciones satelitales deben ser intercomparables. En campo, las mediciones de flujos de energía y masa por la técnica de covarianza de vórtices presentan problemas de su cierre de balances que se argumenta son producto de uso de diferentes footprints de las componentes del balance de energía. Los footprints son planteados en términos de la geometría sol-sensor para caracterizar las funciones de distribución bidireccional del albedo y las emisiones térmicas. En esta perspectiva se introduce un modelo uni-paramétrico de las componentes de la radiación neta que requiere un solo dato para su calibración y se valida en un experimento con cinco cultivos agrícolas en el Valle del Yaqui, Sonora, México, usando diferentes configuraciones de la geometría sol-sensor. Los resultados de los ajustes experimentales resultaron buenos, permitiendo el uso del modelo propuesto para el albedo y la temperatura radiativa en las estimaciones de la radiación neta.

Palabras clave: temperatura radiativa, albedo, balance de energía, MUP, footprint, EC, BRDF, BEDF

3.2 INTRODUCCIÓN

La evapotranspiración de la superficie (evaporación del agua en el suelo y transpiración de las plantas) es uno de los procesos claves en el intercambio de energía y masa entre la atmósfera y biosfera, donde su contribución al forzamiento radiativo (generación de vapor de agua y formación de nubes) en el cambio climático puede ser igual de importante que la liberación directa de bióxido de carbono por procesos de cambio de uso del suelo (Bala *et al.*, 1997). La distribución geográfica y disponibilidad de agua en el planeta es el principal factor limitante para el crecimiento de la vegetación en alrededor de dos terceras parte de la superficie terrestre (Nemani *et al.*, 2003). En las zonas desérticas y semidesérticas, tal como el noroeste de México, la evapotranspiración (ET) puede ser mayor de tres cuartas partes del agua disponible, lo que se vuelve un factor muy importante en el riego de cultivos agrícolas. A pesar de la escasez del recurso agua, las zonas agrícolas del noroeste del país tienen una eficiencia de uso que pocas veces sobrepasa el 50 %, implicando un fuerte desperdicio de agua. Esta situación de baja eficiencia de uso y escasez de agua en las zonas desérticas y semidesérticas plantea un panorama de alta vulnerabilidad ante el cambio climático, particularmente cuando los pronósticos asociados a escenarios futuros de corto y medio plazo en el noroeste del país plantean un incremento en las temperaturas y una reducción en las precipitaciones (Seagel *et al.*, 2007).

La gestión de los recursos hídricos en zonas de riego plantea retos importantes para el monitoreo de los requerimientos de agua de los cultivos agrícolas. Aunque en el caso de parcelas agrícolas individuales es posible realizar estimaciones de necesidades de agua usando técnicas más o menos simples (Allen *et al.*, 1998), en la escala regional (*e.g.* distritos de riego), la tarea no es simple.

La tecnología de los sensores remotos ha sido explorada, junto con modelos de balances de energía, para el desarrollo de esquemas de estimación de la ET usando imágenes satelitales (Bastiaanssen *et al.*, 1998; Roerink *et al.*, 2000; Allen *et al.*, 2007). Una revisión de los diferentes esquemas de estimación de ET usando sensores remotos puede encontrarse en varias publicaciones (Couralt *et al.*, 2005; Kalma *et al.*, 2008; Gowda *et al.*, 2008), donde algunos de los factores de error más grandes en las estimaciones es el uso de temperatura radiativa (T_r), en el

rango de 8-14 μm , en lugar de la aerodinámica en el flujo de calor sensible (T_o), la relación entre la radiación neta (R_n) y los flujos de calor del suelo (G) y los problemas de escalamiento temporales y espaciales de los flujos.

Las mediciones de flujos de energía y masa en forma directa han sido realizadas usando la técnica de Covarianza de Flujos (*EC*, por sus siglas en inglés) (Baldocchi *et al.*, 1988; Verma, 1990). Con esta técnica, las mediciones de flujos y de masa se realiza a través de la covarianza de la velocidad del viento y la temperatura (calor sensible o H) o vapor de agua (calor latente o λT , donde λ es el calor de vaporización del aire), cuyas observaciones 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 atmosfera (Leclerc y Thurtell, 1990; Schmid, 2002). Por otro lado R_n 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. La diferencia de footprints de las componentes del balance de energía pueden explicar el problema de su falta de cierre observado rutinariamente y que oscila entre un 10 al 30 % (Wilson *et al.*, 2002). 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 (Chehnouni *et al.*, 2000; Anderson *et al.*, 2008), con resultados aceptables; pero difíciles de reproducir en forma operativa por la complejidad de sus parametrizaciones.

En este trabajo se discute el problema de cierre de los balances de energía como consecuencia de diferencias en los footprints y se plantea un esquema de caracterización de éstos para R_n en función de sus componentes básicas: albedo y temperatura/emisividad de la superficie. El desarrollo, estático, de los footprints de estas componentes es discutido en función de la modelación de la geometría sol-sensor. El modelo introducido es validado con información de campo de un experimento con cinco cultivos agrícolas en el Valle del Yaqui, Sonora, México.

3.2.1 Balance de energía y radiación neta

El balance de los flujos de energía (todas las componentes en W m^{-2}) en una superficie está dado por:

$$Rn = \lambda ET + H + G \quad (3-1)$$

Bajo ciertas consideraciones, λET puede estimarse directamente de Rn usando el coeficiente de Priestley y Taylor (1972) (Garatuza-Payan, 1998).

El cierre del balance está planteado como:

$$\text{cierre} = \frac{\lambda E + H}{Rn - G} \quad (3-2)$$

donde un valor de 1.0 implica un cierre perfecto. El análisis del cierre de los balances de energía forma parte del control de calidad de las mediciones con la técnica de EC (Aubinet *et al.*, 2000).

Para poner en perspectiva la diferencia de los footprints de las componentes del balance de energía, la Figura 3-1 presenta en forma esquemática éstos para una dirección del viento dada, sensores de Rn , H y λET en la misma posición, para una parcela agrícola homogénea (PH).

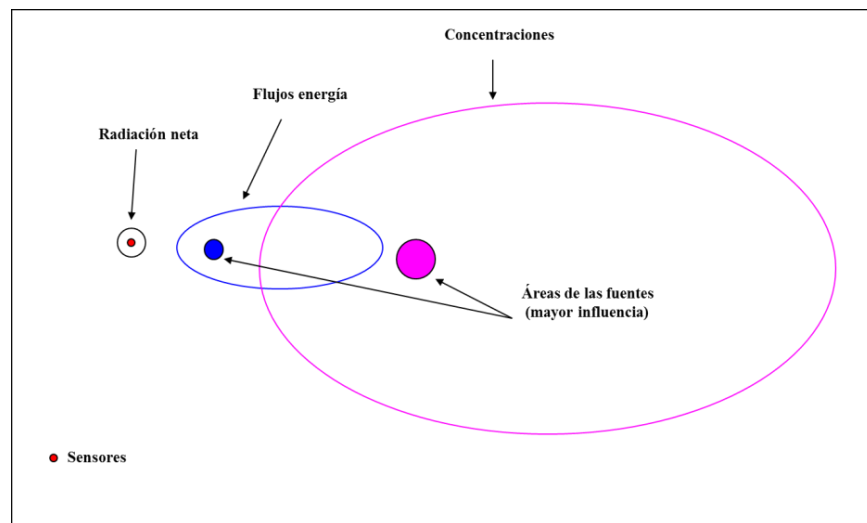


Figura 3-1. Esquemática de los footprints asociados a Rn , flujos de energía y concentraciones (e.g. CO_2) para una parcela homogénea (PH), representada por el recuadro exterior.

Los footprints de la Figura 3-1 muestran claramente que el intercomparar las componentes del balance de energía con mediciones de footprints es solo válida para el caso de vegetación uniforme y densa. Esto resulta más claro en la Figura 3-2, donde se muestra la configuración geométrica de plantas en una parcela agrícola, con cultivo en surcos, que va desde suelo desnudo a cobertura total por el cultivo. La configuración geométrica de las plantas y la geometría de observación (footprints) plantea una situación de heterogeneidad (los footprints observan diferentes porciones de vegetación y suelo) en una parcela “homogénea” que induce diferencias importantes en las mediciones previas a la situación densa y uniforme, cubriendo toda la parcela.

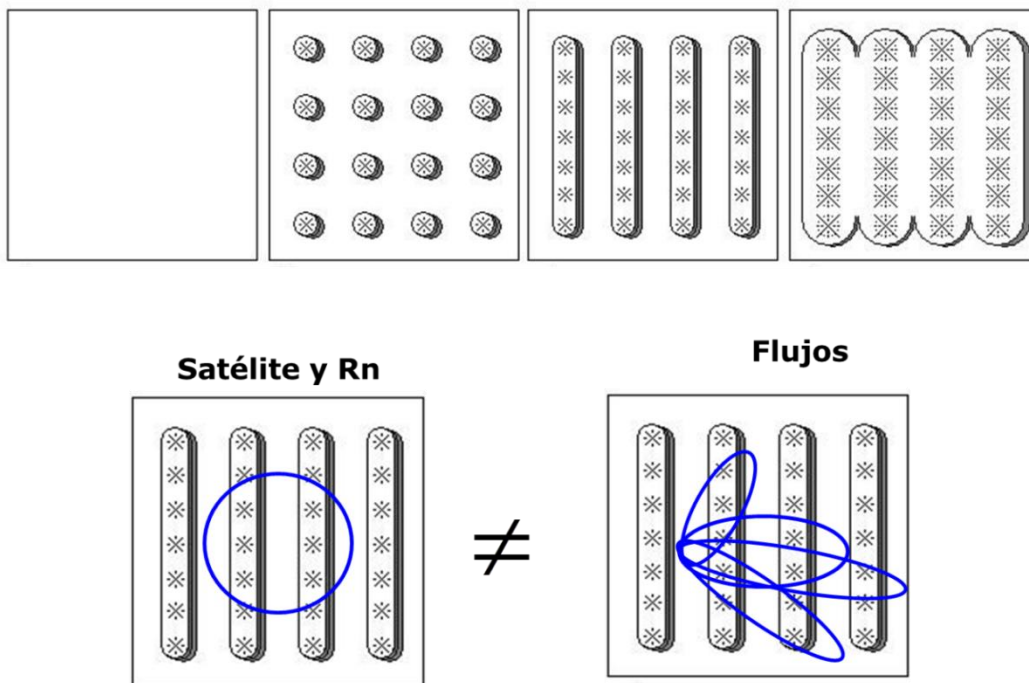


Figura 3-2. Geometría de distribución de las plantas en un cultivo agrícola sembrado en surcos y el problema de las diferencias de observación asociadas a footprints.

G se mide usando placas de calor que se colocan en un arreglo geométrico fijo, Figura 3-3, representando un footprint constante, que en función del crecimiento del cultivo y geometría sol-sensor, la superficie iluminada y sombreada del suelo y de la vegetación varía durante el día y el ciclo de crecimiento, por lo que no es válido tener pesos iguales para los diferentes sensores de placas de calor en la estimación de G .

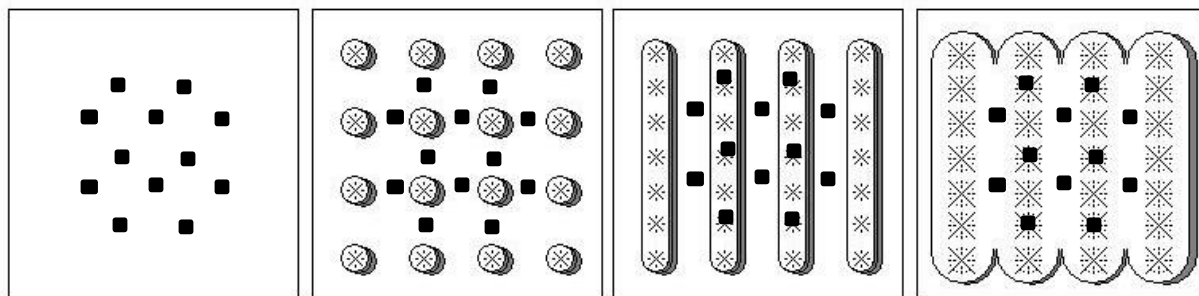


Figura 3-3. Arreglo de sensores de placas de calor en el suelo para diferentes etapas del crecimiento de un cultivo.

En el caso de la estimación de G , dada una configuración geométrica de sensores de placas de calor, es relativamente simple modelar el crecimiento de las plantas de un cultivo en función de la forma que se adopte de ellas, de su distribución geométrica en la parcela y de la geometría sol-sensor, de tal forma que para la orientación y dimensión de un footprint cualquiera se obtenga el G correspondiente:

$$G_{\text{footprint}} = \frac{(PMvi)(Avi) + (PMvs)(Avs) + (PMsi)(Asi) + (PMss)(Ass)}{Avi + Avs + Asi + Ass} \quad (3-3)$$

donde PM son promedios de medición en la condición de iluminación-sombra, A son áreas de la condición de iluminación-sombra en el footprint definido, vi = vegetación iluminada, vs= vegetación sombreada, si=suelo iluminado y ss=suelo sombreado.

Las componentes de la radiación neta están dadas por:

$$Rn = Rs \downarrow - \alpha Rs \downarrow + Rt \downarrow - Rt \uparrow - (1 - \epsilon_s) Rt \downarrow \quad (3-4)$$

donde R_s es la radiación solar de onda corta ($W m^{-2}$), α es el albedo de la superficie, R_t es la radiación de onda larga (región térmica) ($W m^{-2}$) y ϵ_s es la emisividad de la superficie. Las flechas definen si la radiación es entrante (hacia abajo) o saliente (hacia arriba).

La relación (3-4) puede ser reformulada usando la ecuación de Stefan-Boltzmann (Monteith y Unsworth, 1990) como (eliminado las flechas):

$$Rn = (1 - \alpha)Rs + \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 - (1 - \varepsilon_s) \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (3-5)$$

donde σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($= 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), ε_a es la emisividad del aire, T_s (K) es la temperatura de superficie y T_a (K) es la temperatura del aire. T_s es igual la temperatura radiativa de la superficie.

La emisividad del aire puede estimarse (Brutsaert, 1982) de:

$$\varepsilon_a = 1.24 \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{1/7} \quad (3-6)$$

donde e_a es la presión de vapor del aire (hPa).

La radiación solar puede obtenerse de estaciones meteorológicas o estimarse usando sensores remotos (Garatuza-Payan, 2001).

En el caso de sensores remotos en plataformas espaciales, lo que se mide es la radianza (L) en longitudes de bandas térmicas, por lo que la temperatura se obtiene de la ecuación de Planck:

$$Lcn = \frac{C_1}{\lambda^5 \pi \left[\exp\left(\frac{C_2}{\lambda Tb}\right) - 1 \right]} \quad (3-7)$$

donde Lcn ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) es la radianza de cuerpo negro ($\varepsilon = 1$), λ es la longitud de onda (μm) y Tb (K) es la temperatura de brillantez, $C_1 = 3.74151 \times 10^{-16}$ (W m^{-2}) y $C_2 = 0.0143879$ (m K).

La emisividad de superficie está definida por la relación entre la radianza de superficie (L_s) y la del cuerpo negro:

$$\varepsilon_s = \frac{L_s}{Lcn} \quad (3-8)$$

En las discusiones anteriores, con fines de claridad, se han omitido los argumentos espectrales (λ), y angulares, por lo se supone que las mediciones de T, L o ε son realizadas en relación a un

ancho de banda similar al de onda larga o, usando anchos de banda pequeños se puede estimar el de onda larga. En el caso del albedo, el ancho de banda es el de onda corta (0.25-3 μm).

De mediciones de campo (Kimes, 1980; Mathias et al. 1987), la Tr de superficie cambia en función de la geometría sol-sensor $\Psi = (\theta_v, \phi_v, \theta_s, \phi_s)$, con θ para ángulos cenitales y ϕ para acimutales, donde v es para visión y s para iluminación solar. En forma similar, la emisividad de superficie tiene efectos angulares similares a Tr (o L_s) (Salisbury *et al.*, 1992; Cuenca y Sobrino, 1994). Considerando ambas variables (Tr y ϵ), es necesario conocer la función de distribución bidireccional de emisión térmica (*BEDF*, por sus siglas en inglés) (Jupp, 1998) para modelar los efectos angulares de la geometría sol-sensor. Aunque existen diferentes esquemas de modelación (Snyder y Wan, 1998; Smith y Ballard, 2001; Sobrino *et al.*, 2005), los cuales resultan complejos de parametrizar, particularmente con un solo dato. Las variaciones angulares de la *BEDF* pueden ser usadas para realizar estimaciones de calor sensible usando modelos de dos fuentes (Chehbouni *et al.*, 2001).

En el caso del albedo de superficie, las mediciones de campo muestran efectos angulares importantes (Ranson *et al.*, 1991), por lo que es necesario el desarrollo de modelos de la función de distribución bidireccional de la reflectancia o albedo (*BRDF*, por sus siglas en inglés). Los modelos de la *BRDF* (Wanner *et al.*, 1995) son también difíciles de parametrizar.

Finalmente, en relación a los footprints de las mediciones de campo, es necesario establecer su relación con la geometría sol-sensor. Para esto, la Figura 3-4 muestra como el área (elipses para ángulos cenitales oblicuos y círculo para visión a nadir) de medición de un sensor cambia en función del ángulo cenital de visión (la dirección del eje mayor de la elipse es función del ángulo acimutal de visión), para una condición de iluminación solar dada.

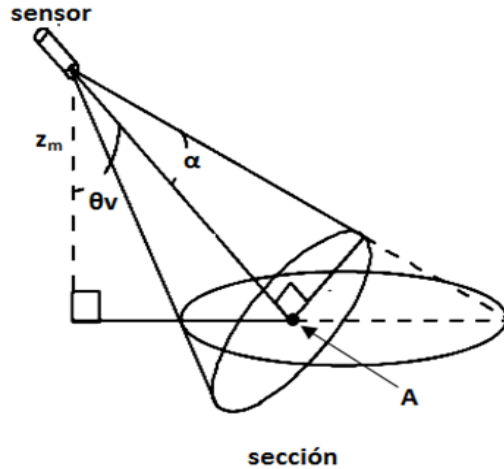


Figura 3-4. Footprint asociado a la geometría de visión de un sensor.

3.3 MATERIALES Y MÉTODOS

3.3.1 Modelo uni-paramétrico de la BRDF y BEDF

El modelo uni-paramétrico de la BRDF y BEDF (MUP para nombrarlo de forma general) plantea un esquema de modelación diferente al usado actualmente en las aplicaciones operacionales de los sensores remotos, ya que considera una simetría especial (Hot Spot) que simplifica la modelación de la BRDF y BEDF a un solo parámetro, por lo que sólo se necesita un dato y es aplicable a nivel de pixel por pixel (o medición única en campo) para el caso de una imagen satelital y para una fecha cualquiera. El MUP fue inicialmente desarrollado para reflectancias y planteado con una simetría diferente para las bandas espectrales (Bolaños *et al.*, 2007) y después generalizado a una simetría única para todas las bandas (Bolaños y Paz, 2010):

$$\begin{aligned}
 \chi &= 90 - \theta_v + \theta_s \\
 Rn &= f(R) \cos(\chi) \\
 \chi &= a - gRn
 \end{aligned}
 \tag{3-9}$$

donde R puede ser albedo, emisividad o la reflectancia de cualquier banda del espectro electromagnético de onda corta o la temperatura radiativa de cualquier banda térmica, g es el parámetro de la BEDF o BRDF y $a = 90^\circ$. La función $f(R)$ es igual a $\ln(R)$ para el caso de

considerar efecto de escala de las mediciones (el área cambia en función del ángulo cenital de visión) o igual a R para no efecto de escala.

El modelo de la BRDF o BEDF definido por la ecuación (3-9) puede ser extendido al caso de ángulos acimutales, bajo los mismos argumentos, como:

$$d\phi = \phi_v - \phi_s$$

$$\text{Si } d\phi \leq 180, d\phi_p = d\phi$$

$$\text{Si } d\phi > 180, d\phi_p = 360 - d\phi$$

$$\text{Si } d\phi_p \leq 90, \xi = d\phi_p + \theta_s$$

$$\text{Si } d\phi_p > 90, \xi = d\phi_p - \theta_s$$

$$gn = g \cos(\xi)$$

$$\xi = A - G(gn) \quad (3-10)$$

donde G es el parámetro de la BRDF o BEDF y A = 90°.

El MUP permite parametrizar la BRDF y BEDF con un solo parámetro: g para el caso de sólo ángulos cenitales (visión a nadir) o G para el caso general. Las constantes a y A son iguales a 90°, producto de la simetría introducida por las variables de posición χ y ξ .

El sistema de ecuaciones (3-9) y (3-10) puede replantearse como (a=90, A=90):

$$f(R) = G \left(\frac{90 - \chi}{90 - \zeta} \right) \left[\left(\frac{\cos(\xi)}{\cos(\chi)} \right) \right] \quad (3-11)$$

que para el caso una definición generalizada de temperaturas radiativas normalizadas, a ser usada en lo siguiente, queda como:

$$Rn = G(90 - \chi) \cos(\xi)$$

$$Rn = f(R) \cos(\chi) (90 - \xi) \quad (3-12)$$

Los estadísticos usados para evaluar el ajuste empírico del modelo MUP a los datos de campo es la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RECM) y el error relativo medio (ERM):

$$\begin{aligned}
 RECM &= \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Tn,med - Tn,est)^2 \right\}^{0.5} \\
 ERM &= \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{Tn,med - Tn,est}{Tn,med} \right| \right\} \times 100
 \end{aligned}
 \tag{3-13}$$

Adicionalmente, se realizó una regresión lineal simple estadística entre los valores de R_n medidos (med) y los estimados (est) de los ajustes del MUP:

$$Rn,est = c + dRn,med \tag{3-14}$$

Los parámetros c y d , además del R^2 del ajuste, fueron calculados para todos las fechas de medición del albedo y temperatura radiativa bajo diferentes geometrías sol-sensor.

3.3.2 Área de estudio

El presente trabajo se llevó a cabo en el estado de Sonora durante el 2008, en un bloque agrícola ubicado en el distrito de riego 041-Río Yaqui, entre las coordenadas: 27°14'24" y 27°16'48" latitud Norte y 109°52'12" y 109°54'36" longitud Oeste (Figura 3-5).

La información generada en el experimento esta publicada en varios trabajos: estimación de biomasa aérea y rendimientos de los cultivos (Pascual *et al.*, 2012), modelación del estrés en los cultivos (Reyes *et al.*, 2011), escalamiento biofísico y espectral (Casiano *et al.*, 2012) y modelos de balances de energía usando satélites (Chirouze *et al.*, 2013), entre otros.

En el área de estudio, se seleccionaron cinco parcelas homogéneas (PH) para caracterizar el footprint de α y Tr . La condición de homogeneidad indica que en la superficie total de cada parcela se estableció un solo cultivo, con una sola densidad de siembra, un mismo espaciamiento y dirección de los surcos y una misma fecha de siembra. La condición inicial de las parcelas seleccionadas se describe en el Cuadro 3-1.

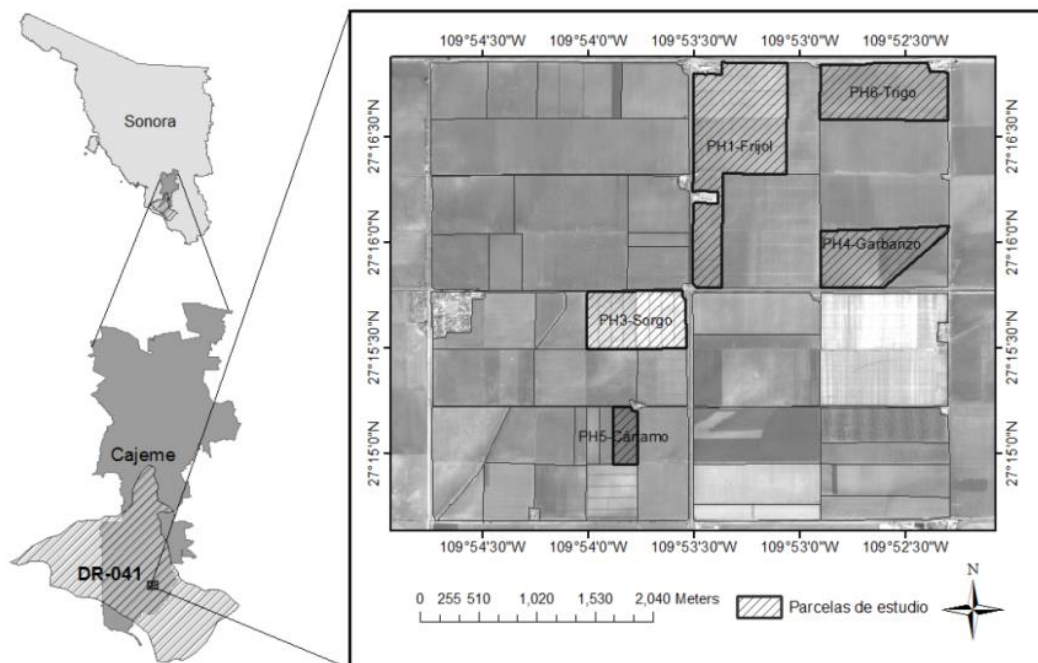


Figura 3-5. Ubicación del área de estudio.

Cuadro 3-1. Condición inicial de las parcelas de estudio

Parcela	Superficie (ha)	Cultivo	Orientación de surcos	Ancho del surco (cm)	del	Altura de la planta al inicio de mediciones (cm)
PH1	89.9	Frijol	Norte-Sur	160		0
PH3	38.75	Sorgo	Este-Oeste	80		0
PH4	38.86	Garbanzo	Norte-Sur	80		30
PH5	9.59	Cártamo	Norte-Sur	80		6
PH6	47.97	Trigo	Norte-Sur	100		70

3.3.3 Equipo e Instrumentación

En cada parcela se ejecutaron dos protocolos de mediciones. El primero se realizó para caracterizar el *footprint* de α y T_r , y consistió en levantar (de forma simultánea) datos de la reflectancia y temperatura radiativa del cultivo empleando varias configuraciones de la geometría sol-sensor. Para llevar a cabo estas mediciones se diseñó un sistema que consta de las siguientes partes:

- a. Una estructura de hierro para el posicionamiento de la altura de los sensores, que consta de un mástil extensible con mecanismos de sujeción a 2.5 m, 4.0 m y 5.5 m.
- b. Una estructura de policarbonato con base plana (para sostener al sensor de Tr). Esta estructura posee un mecanismo electrónico con servomotores que permiten posicionar el sensor de 0° a 90° en el plano cenital (Figura 3-6a) y de 0° a 180° en el plano acimutal (Figura 3-6b).

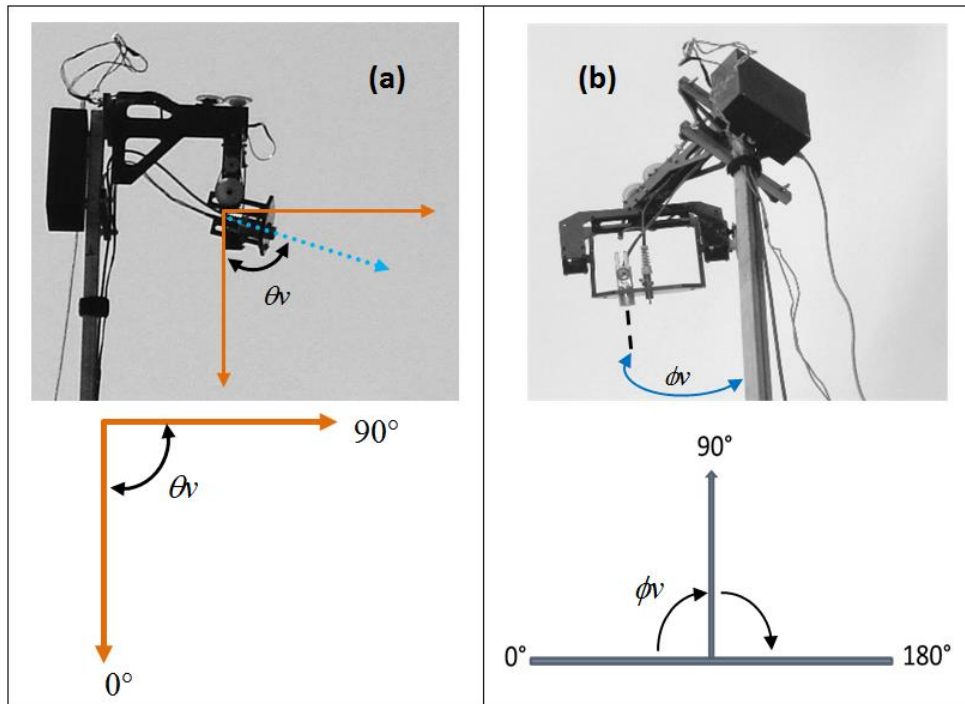


Figura 3-6. Geometría del sistema para la medición del *footprint*. (a) plano acimutal, (b) plano cenital.

- c. Tarjeta de control y *software* para la operación de la estructura de policarbonato.
- d. Un sensor de la reflectancia del cultivo. Se empleó un radiómetro hiperspectral (datos continuos con ancho de banda de 2 nm en la región 350 a 2,500 nm) modelo FieldSpecFR Jr de ASD^{MR}, de fibra óptica y con ángulo de visión de 25° .
- e. Un sensor de la temperatura radiativa del cultivo. Se utilizó un termómetro infrarrojo modelo IRTS de la marca Apogee^{MR} con ángulo de visión 18.4° (3:1)..
- f. Computadora portátil para la operación del sistema y almacenamiento de datos.

En la Figura 3-7a se muestra la forma de ensamblar el equipo, éste se montó sobre un trípode adaptado con un soporte central para mantener la estabilidad del sistema. Para asegurar que el trípode estuviera nivelado se empleó un nivel de burbuja, lo que garantizó que en el día de medición la posición vertical estuviera asegurada (al terminar el día de medición se desmontó el equipo y al siguiente día se volvía a montar). En la Figura 3-7b se muestra la ubicación del sitio de mediciones, en este sitio se montó el sistema orientando el ángulo acimutal 90° (del equipo) de forma paralela a la dirección de los surcos. Se buscó que el sitio de mediciones fuera representativo de la condición predominante del cultivo y que no presentara rasgos de perturbación, sin embargo para fines prácticos (traslado, montaje y desmontaje continuo de equipo), se ubicó hacia un extremo (varios metros adentro) de la parcela, dejando un margen de cultivo suficiente para evitar que las mediciones fueran afectadas por la superficie contigua de suelo desnudo (en el caso de sensores pasivos el efecto de borde no es importante si se está a varios metros de las orillas). En cada parcela se dejó una marca para ubicar fácilmente este sitio en las visitas semanales subsecuentes. La condición inicial de las parcelas de estudio se muestra en el Cuadro 3-1.

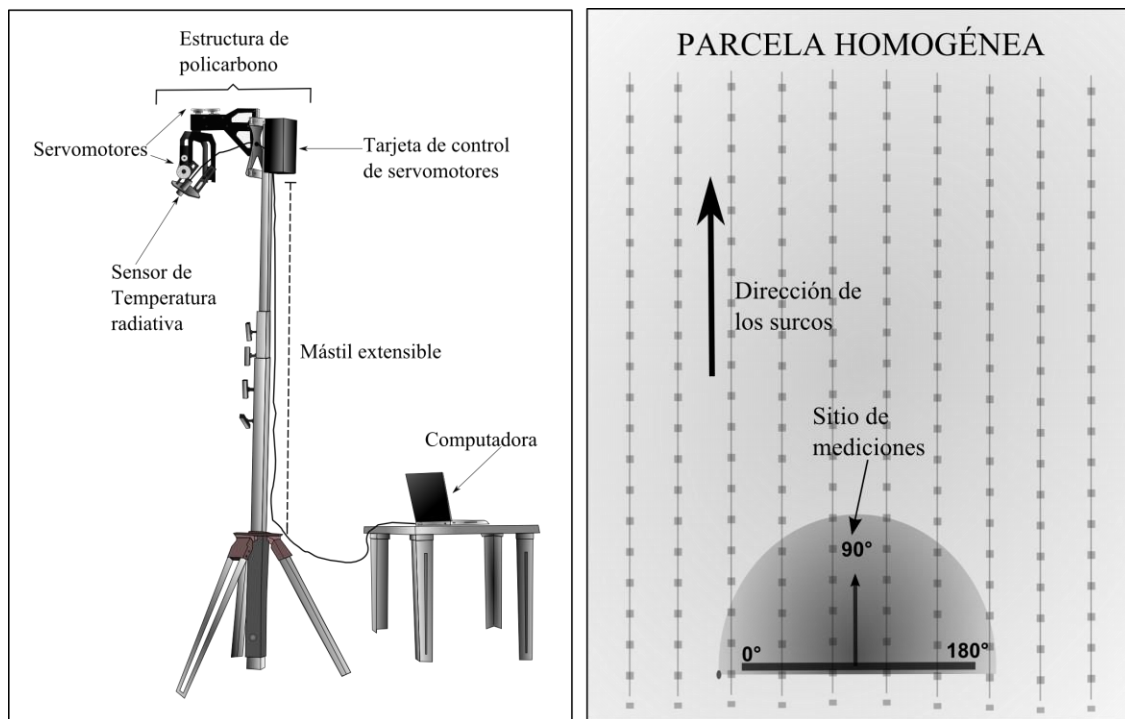


Figura 3-7. (a) Equipo para la medición de la temperatura radiativa, (b) ubicación del sitio de mediciones.

3.3.4 Estrategia de medición

La campaña experimental se realizó durante el ciclo de crecimiento de los cultivos, entre los meses de febrero a mayo. Cada parcela se visitó una vez por semana y en cada visita se ejecutaron tres ciclos de mediciones de la reflectancia y la temperatura radiativa del cultivo. Las mediciones de cada ciclo se realizaron empleando las alturas y los ángulos de visión (ϕ_v, θ_v) que se especifican en el Cuadro 3-2.

Cuadro 3-2. Geometrías empleadas en un ciclo de medición de la Temperatura radiativa y albedo.

Altura del sensor (m)	Ángulos acimutales (ϕ_v)	Ángulos cenitales (θ_v)	No. de lecturas
2.5	15°, 45°, 90°, 135° y 165°	40°, 60°, 70°, 75°	20
4.0	15°, 45°, 90°, 135° y 165°	20°, 40°, 60°, 70°, 75°	25
5.0	15°, 45°, 90°, 135° y 165°	20°, 40°, 60°, 70°, 75°	25

El Cuadro 3-2 indica que para una misma altura y posición acimutal del sensor, se tomaron diferentes mediciones de reflectancia y temperatura radiativa (diferente posición cenital del sensor). Así, por ejemplo, con el sensor a 2.5m de altura y posición acimutal en 15° se tomaron 4 lecturas de reflectancia y Tr (según las inclinaciones cenitales: 40°, 60°, 70° y 75°). En total, por cada ciclo de mediciones se obtuvieron 70 lecturas.

Es importante considerar que el plano acimutal del sistema (Figura 3-6b) difiere de la convención normal de los acimut (positivos en la dirección de la manecillas del reloj a partir del N). La correspondencia entre los acimut del sistema y los acimut reales depende de la ubicación del sitio de mediciones en cada PH. En el Cuadro 3-3 se indican las correspondencias en todos los casos.

Cuadro 3-3. Correspondencia entre ángulos acimutales del sistema y ángulos acimutales reales.

ϕ_v del sistema de mediciones	ϕ_v real (parcelas PH1, PH4, PH5 y PH6)	ϕ_v real (parcela PH3)
15°	285°	195°
45°	315°	225°
90°	0°	270°
135°	45°	315°
165°	75°	345°

ϕ_v = ángulo acimutal de visión

Los ciclos de mediciones se realizaron a diferente hora del día para obtener datos con diferente ángulo solar (cenital y acimutal). El primer ciclo se realizó cerca del amanecer, el segundo alrededor del mediodía solar y el tercero cercano a la puesta de sol. La programación del horario para la ejecución de cada ciclo se hizo previamente, considerando dos aspectos importantes: 1) horarios representativos de tres ángulos cenitales solares distintos y 2) que entre los ángulos seleccionados existiera una diferencia de al menos 10° .

3.3.5 Áreas de influencia (footprints) de las mediciones

La Figura 3-8 muestra un esquema de las áreas de influencia (footprints) de las mediciones de reflectancia y temperaturas radiativa, según la altura y el ángulo cenital de visión del sensor. Las dimensiones de las elipses representativas de los footprints se resumen en los cuadros 3-4 y 3-5.

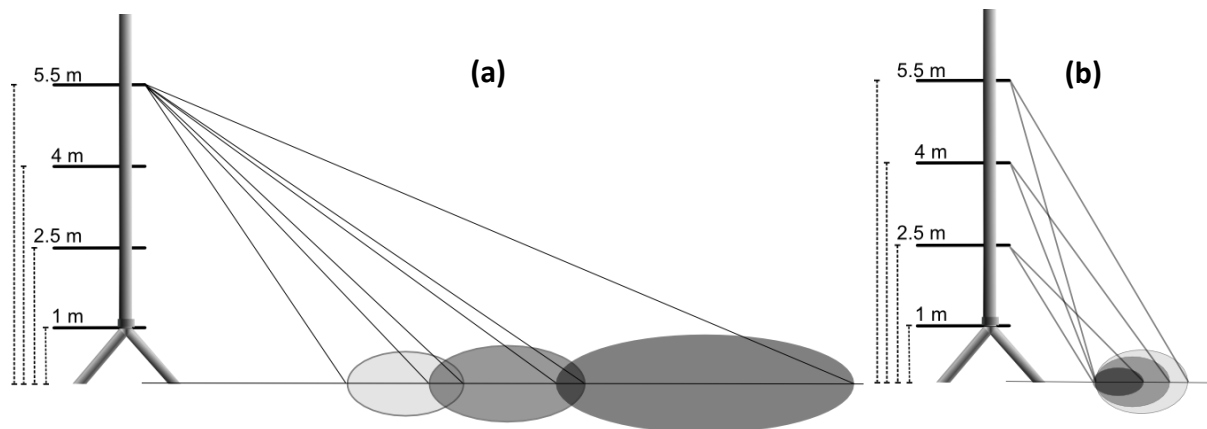


Figura 3-8. Áreas de influencia o footprints de las mediciones de reflectancias y temperaturas radiativas, (a) para una altura fija y cambiando el ángulo cenital de visión, (b) para un mismo ángulo cenital de visión y diferentes alturas.

En el Cuadro 3-4 se muestran las dimensiones de las elipses representativas de las áreas de influencia de las mediciones de temperatura radiativa y en el Cuadro 3-5 de las mediciones de reflectancias, donde en todos los casos éstas se realizaron dentro de las áreas de las parcelas homogéneas.

Cuadro 3-4. Áreas de influencia para el sensor Apogee^{MR} con un ángulo de visión de 18.4° a tres alturas.

Altura	θ_v	2a	2b	area
m		m	m	m ²
2.5	40	1.45	1.11	1.26
2.5	60	3.63	1.82	5.18
2.5	70	9.00	3.09	21.80
2.5	75	20.23	5.26	83.64
4.0	20	1.51	1.42	1.69
4.0	40	2.31	1.77	3.22
4.0	60	5.81	2.91	13.27
4.0	70	14.39	4.94	55.81
4.0	75	32.37	8.42	214.11
5.5	20	2.08	1.96	3.20
5.5	40	3.18	2.44	6.09
5.5	60	7.99	4.00	25.08
5.5	70	19.79	6.79	105.52
5.5	75	44.51	11.58	404.81

2a = eje mayor de la elipse y 2b = eje menor de la elipse

Cuadro 3-5. Áreas de influencia para el sensor ASD^{MR} con un ángulo de visión de 25°, a tres alturas.

Altura	θ_v	2a	2b	area
m		m	m	m ²
2.5	40	1.96	1.50	2.31
2.5	60	5.20	2.61	10.66
2.5	70	15.07	5.20	61.52
2.5	75	52.46	13.80	568.79
4.0	20	2.02	1.90	3.02
4.0	40	3.13	2.40	5.90
4.0	60	8.32	4.18	27.29
4.0	70	24.11	8.32	157.50
4.0	75	83.94	22.09	1456.10
5.5	20	2.78	2.61	5.70
5.5	40	4.30	3.30	11.16
5.5	60	11.44	5.74	51.60
5.5	70	33.14	11.44	297.77
5.5	75	115.42	30.37	2752.94

2a = eje mayor de la elipse y 2b = eje menor de la elipse

Las mediciones del albedo de la vegetación fueron estimadas usando una relación entre éste y las bandas espectrales del sensor ETM+ de Landsat (Liang, 2000 y Liang *et al.*, 2002) (proporciones):

$$\alpha = 0.356B1 + 0.130B3 + 0.373B4 + 0.085B5 + 0.072B7 - 0.0018 \quad (3-15)$$

De las mediciones espectrales, las reflectancias de cada banda para el sensor ETM+ y MODIS fueron estimadas usando las funciones de respuesta espectral de cada banda de estos sensores. En el caso de *Tr* se usa la función de respuesta definida por el fabricante.

3.4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Debido a un problema de la fibra óptica del sensor ASDMR, varias semanas del inicio de las mediciones, no fue posible realizar mediciones de reflectancias debajo de 1,000 nm, por lo que de la base de mediciones completas ($n = 2912$) se desarrolló una regresión múltiple para estimar una nueva relación entre el albedo y las bandas B5 y B7 del sensor ETM+, las únicas que pudieron ser estimadas al presentarse la falla de la fibra óptica. La nueva relación utilizada fue ($R^2 = 0.954$) (en %):

$$\alpha = 2.754 + 1.754B5 - 1.503B7 - 0.0140B5 \times B7 + 0.0202B7^2 \quad (3-16)$$

La Figura 3-9 muestra la comparación entre el uso de la relación (3-15) y la (3-16).

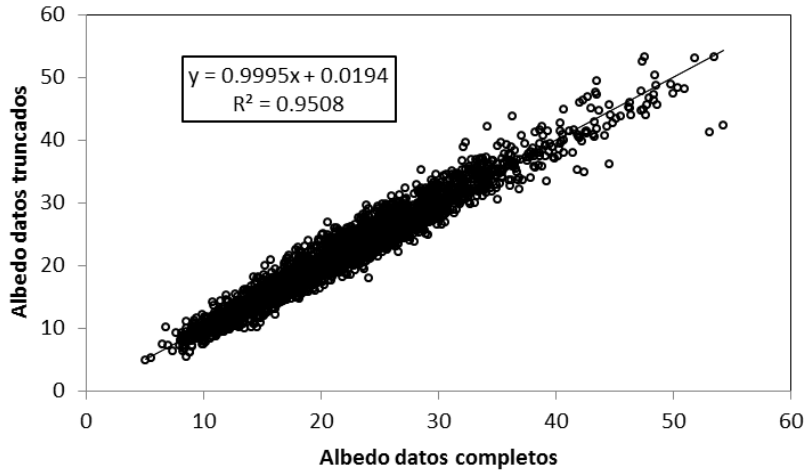


Figura 3-9. Relación entre estimaciones del albedo usando todas las bandas espectrales del sensor ETM+ y solo las bandas B5 y B7.

Para visualizar las variaciones de la Tr y α con la geometría sol-sensor medida, la Figura 3-10 muestra las mediciones de la cobertura aérea o COB de la PH4 (garbanzo), iniciando el día juliano 59 y terminando el día juliano 129, con el pico de la cobertura el día juliano 80. Las variaciones de Tr y α para el inicio y final de las mediciones y el pico de COB están mostradas en la Figura 3-11, solo para la altura de observación de 5.5 m.

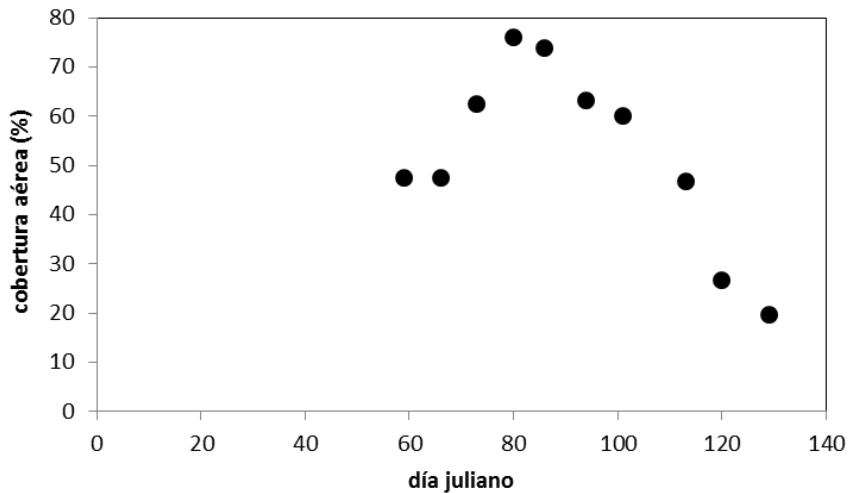


Figura 3-10. Variación temporal de la cobertura aérea de la PH4 (garbanzo)

Los datos de la Figura 3-11 reflejan tres condiciones de iluminación (mañana, mediodía y tarde), con varios ángulos acimutales y cenitales de visión (Cuadro 3-2). Se observa de la Figura 3-11 que a mayor ángulo cenital las temperaturas radiativas se reducen (ven menos suelo) y los albedos aumentan (ven más vegetación). Por otro lado, a mayor cobertura de la vegetación menor variación asociada a la geometría sol-sensor.

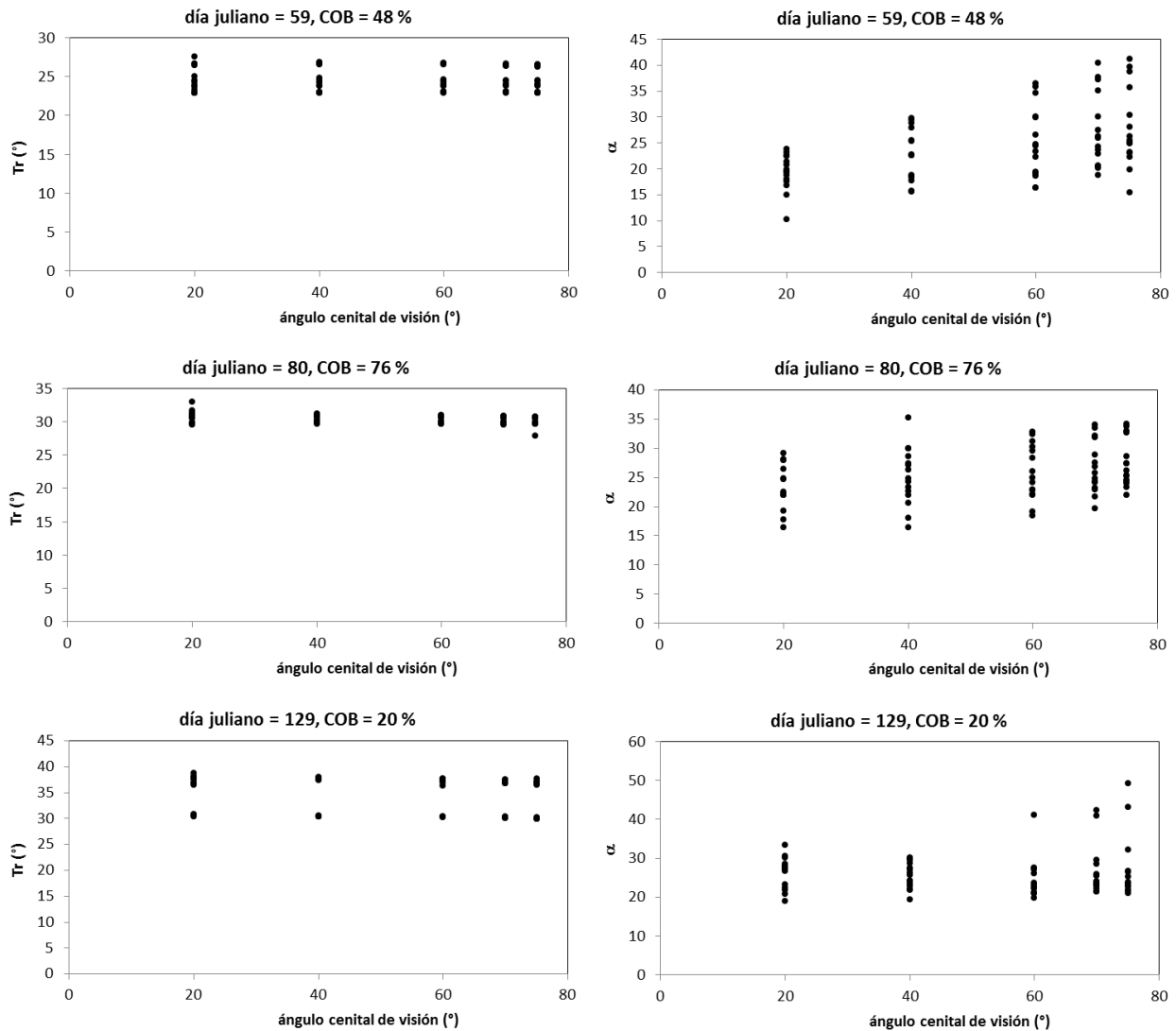


Figura 3-11. Variación de la temperatura radiativa y el albedo en la PH4 (garbanzo), para tres días de mediciones durante el crecimiento del cultivo.

En la Figura 3-11 se observan variaciones de la temperatura radiativa de hasta de 10°C y variaciones de entre 10 y 40 % en los valores del albedo, poniendo en perspectiva los errores que se pueden producir al no considerar estandarizar las mediciones a una misma geometría sol-sensor, para no inducir grandes errores en las estimaciones de flujos de energía.

La Figura 3-12 muestra las estimaciones de la temperatura y albedo, en formato normalizado (n) de acuerdo a las relaciones (3-12), para el caso de no efecto de escala y la Figura 3-13 para efecto de escala. Se observa de estas figuras que en el caso de la temperatura radiativa, la inclusión o no del efecto de escala da resultados similares, no siendo así para el albedo, donde la inclusión del efecto de escala genera mejores ajustes experimentales, similar a otras mediciones de campo (Bolaños y Paz, 2010).

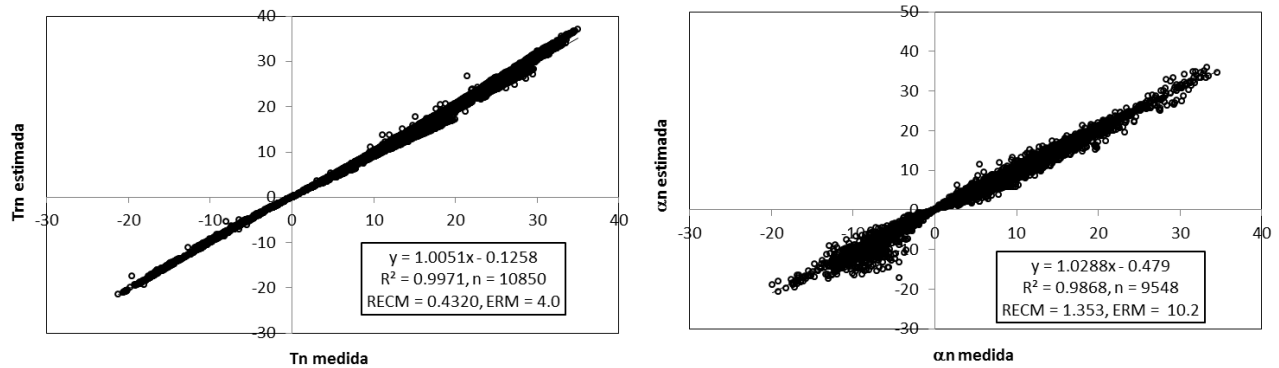


Figura 3-12. Estimaciones de temperaturas radiativas y albedos normalizados para mediciones en todas las PH durante la campaña de medición, caso sin considerar efecto de escala.

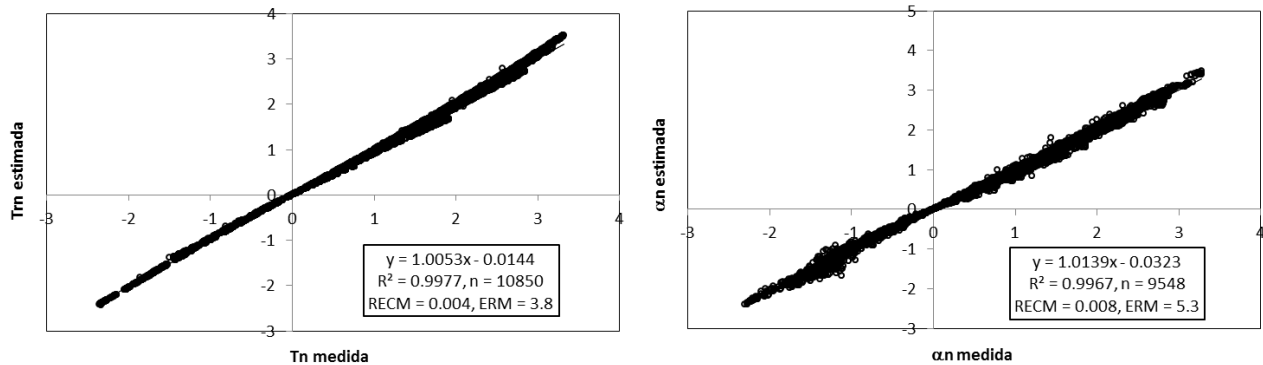


Figura 3-13. Estimaciones de temperaturas radiativas y albedos normalizados para mediciones en todas las PH durante la campaña de medición, caso considerando el efecto de escala.

En el caso de la estimación del parámetro g_n usando información acimutal, la Figura 3-14 muestra las estimaciones considerando el efecto de escala, donde se observa que los resultados son buenos, con algunos problemas en los límites (ángulo cenital de observación cercano al de iluminación y ángulos cenitales altos).

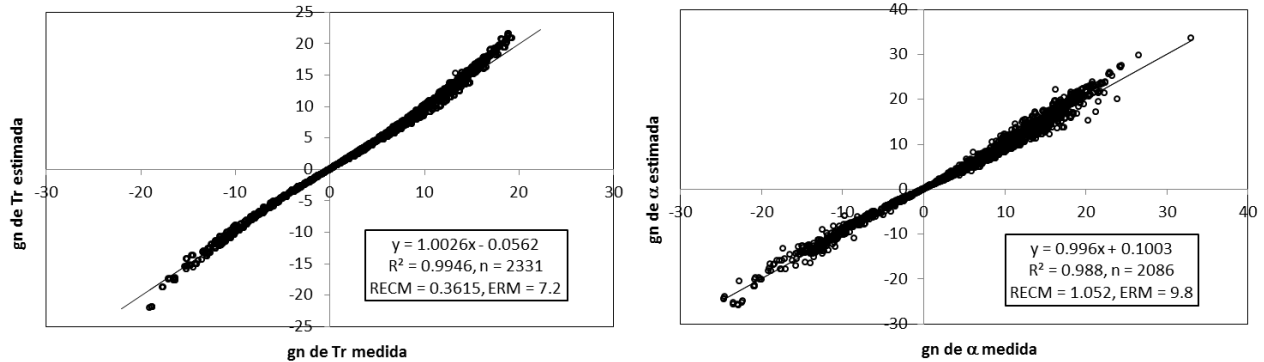


Figura 3-14. Estimaciones del parámetro g_n de temperaturas radiativas y albedos normalizados para mediciones en todas las PH durante la campaña de medición, caso considerando el efecto de escala.

En lo general, el ajuste del modelo MUP para la BRDF y BEDF usando datos de cinco cultivos agrícolas, diferentes configuraciones de la geometría sol-sensor y diferentes estados del crecimiento resulto bueno, permitiendo su uso en forma operativa con un solo dato de medición (campo o satelital).

3.5 CONCLUSIONES

La dependencia de las componentes de la radiación neta, temperatura radiativa y albedo en la geometría sol-sensor, requiere de su modelación en forma simple, particularmente con solo una observación para el uso de sensores remotos en plataformas espaciales. La relación entre la geometría sol-sensor y los footprints de las mediciones con la técnica de Covarianzas de Vórtices permite generalizar el modelo de geometría sol-sensor para estandarizar los footprints del balance de energía y explicar el problema de no cierre de estos balances.

Aunque los ajustes experimentales a datos de campo en cultivos agrícolas del modelo uniparametrico (MUP) resultaron buenos, permanece el problema de solo considerar estimaciones

normalizadas, ya que la propagación del modelo simple al caso de estimaciones normales genera errores grandes (Bolaños et al., 2007), precio a pagar por la parametrización introducida.

3.6 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, R.G., M. Tasumi, and R. Trezza. 2007. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – model. *J. Irr. Drainage Engineering ASCE* 133: 380-394
- 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. pp. 300
- 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
- Aubinet, M., A. Grelle, A. Ibron, Ü. Rannik, J. Moncrieff, T. Foken, A.S. Kowalski, P.H. Martin, P. Berbigier, C. Bernhofer, R. Clement, J. Elbers, A. Granier, T. Grünwald, K. Mogenstern, K. Pilegaard, C. Rebmann, W. Snijders, R. Valentini, and T. Vesala. 2000. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.* 30: 113-175
- Bala, G., K. Caldeira, M. Wickert, T.J. Phillips, D.B. Lobell, C. Delire, and A. Mirin. 2007. Combined climate and carbon-cycle effects of large-scale deforestation. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 104: 6550-6555
- Baldocchi, D.D., B.B. Hicks, and T.P. Meyers. 1988. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology* 69: 331-1340
- 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, *Journal of Hydrology* 212-213: 198–212
- Bolaños, M., F. Paz, E. Palacios, E. Mejía, y A. Huete. 2007. Modelación de los efectos de la geometría sol-sensor en la reflectancia de la vegetación. *Agrociencia* 41: 527-537.
- Bolaños, M., y F. Paz. 2010. Modelación general de los efectos de la geometría iluminación-visión en la reflectancia de pastizales. *Rev. Mex. Cienc. Pecu.* 1: 349-361

-
- Brutsaerth, W. 1982. *Evaporation into the Atmosphere*. Reidel. Dordrecht 299 pp.
- Casiano, M., F. Paz, A. Zarco, M. Bolaños, y E. Palacios. 2012. Escalamiento espacial de medios heterogéneos espectrales usando invarianzas temporales. *Terra Latinoamericana* 30: 315-326
- Chhbouni, 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 heterogenous surfaces: application to SALSA data set in Mexico. *Agric. For. Meteorol.* 105: 133-144
- Chebouni, A., Y. Nouvellou, J.P. Lhomme, C. Watts, G. Boulet, Y.H. Kerr, M.S. Moran, and D.C. Goodrich. 2001. Estimation of surface sensible heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature. *Agric. For. Meteorol.* 108: 35-65
- 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
- Chirouze, J., G. Boulet, L. Jarian, R. Fieuzal, J.C. Rodriguez, J. Exxahar, S.Er-Raki, G. Bigeard, O. Merlin, J. Garatuza-Payan, C. Watts, and G. Chehbouni. 2013. Inter-comparison of four remote sensing based surface energy balance methods to retrieve surface evapotranspiration and water stress of irrigated fields in semi-arid climate. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 10: 895-963.
- Courault, D., B. Seguin, and A. Olioso. 2005. Review on estimation evapotranspiration from remote sensing data: from empirical to numerical modeling approaches. *Irrigation Drain. Syst.* 19: 223-249.
- Cuenca, J., and J.A. Sobrino. 2004. Experimental measurements for studying angular and spectral variation of termal infrared emissivity. *Applied Optics* 43: 4598-4602
- Garatuza-Payan J., R. Pinker, W.J. Shuttleworth, and C.J. Watts. 2001. Solar radiation and evapotranspiration in northern Mexico estimated from remotely sensed measurements of cloudiness. *Hydrol. Sci. J.* 46: 465-478
- Garatuza-Payan J., W.J. Shuttleworth, D. Encinas, D. McNeil, J.B. Stewart, H. de Bruin, and C. Watts. 1998. Measurement and modelling evaporation for irrigated crops in north-west Mexico. *Hydrol. Process.* 12: 1397-1418
- Gowda, P.H., J.L. Chavex, P.D. Colaizzi, S.R. Evett, T.A. Howell, and J.A. Tolk. 2008. ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrig. Sci.* 26: 223-237

-
- Jupp, D.L.B. 1998. Directional radiance and emissivity measurement model for remote sensing of the surface energy balance. *Environ. Modell. Software* 13: 341-351
- Kalma, J.D., T.R. McVicar, and M.F. McCabe. 2008. Estimating land surface evaporation: a review of methods using remotely sensed surface temperature data. *Surv. Geophys.* 29 : 421-429
- Kimes, D.S. 1980. Effect of vegetation canopy structure on remotely sensed canopy temperatures. *Remote Sens. Environ.* 10: 165-174
- Lecrlerc, M.Y., and G.W. Thurtell. 1990. Footprint prediction of scalar fluxes using a Markovian analysis, *Boundary-Layer Meteorol.* 52: 247-258
- Liang, S. 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo. I Algorithms. *Remote Sens. Environ.* 76: 213-238
- Liang, S., C.J. Shuey, A.L. Russ, H. Fang, M. Chen, C.L. Walthall, C.S.T. Daughtry, and R. Hunt. 2002. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo. II Validation. *Remote Sens. Environ.* 84: 25-41
- Mathias, A.D., S.R. Yates, R. Zhang, and A.W. Warrick. 1987. Radiant temperatures of sparse plant canopies and soil using IR thermometry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 25: 516-519
- Monteith, J.I. and M.H. Unsworth. 1990. *Principles of Environmental Physics.* Edward Arnold. London 21 pp.
- Nemani, R., C. Keeling, H. Hashimoto, W. Jolly, S. Piper, C. Tucker, R. Myneni, and S. Running. 2003. Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. *Science* 300: 1560-1563
- Nemani,R., and S. Running. 1997. Land cover characterization using multitemporal red, near-ir, and thermal-ir data from NOAA/AVHRR. *Ecol. Applications* 7: 79-90
- Pascual, F., F. Paz, y M. Bolaños. 2012. Estimación de biomasa aérea en cultivos con sensores remotos. *Terra Latinoamericana* 30: 17-28
- Priestley, C.H.B., and R.J. Taylor. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Montly Weather Review* 100: 81-92.
- Ranson, K.J. J.R. Irons, and C.S.T. Daughtry. 1991. Surface albedo from bidirectional reflectance. *Remote Sens. Environ* 35: 201-211

-
- Reyes, M., F. Paz, M. Casiano, F. Pascual, M.I. Marín, y E. Rubiños. 2011. Caracterización del efecto de estrés usando índices espectrales de la vegetación para la estimación de variables relacionadas con la biomasa aérea. *Agrociencia* 45: 221-233
- Roerink, G.J., B. 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.
- Salisbury, J.W., and D.M. d'Aria. 1992. Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μ m atmospheric window. *Remote Sens. Environ.* 42: 83-101
- Schmid, H.P. 2002. Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective. *Agric. For. Meteorol.* 113: 159-183
- Seigel, R., M. Ting, I. Held, Y. Kushnir, J. Lu, G. Vecchi, H.P. Huang, A. Leetma, 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
- Smith, J.A., and J.R. Ballard. 2001. Thermal infrared hot spot and dependence on canopy geometry. *Opt. Eng.* 40: 1435-1437
- Snyder, W.C., and Z. Wan. 1998. BRDF models to predict spectral reflectance and emissivity in the thermal infrared. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 36: 214-225
- Sobrino, J.A., J.C. Jimenez, and W. Verhoef. 2005. Canopy directional emissivity: comparison between models. *Remote Sens. Environ.* 99: 304-314
- Verma, S.B. 1990. Micrometeorological methods for measuring surface fluxes of mass and energy. *Remote Sensing Reviews* 69: 1331-1340
- Wanner W., X. Li., and A.H. Strahler. 1995. On the derivation of kernels for kernel-driven models of bidirectional reflectance. *Journal of Geophysics Research* 100: 21077-21089.
- Wilson, K., A. Goldstein, E. Falge, M. Aubinet, D. Baldocchi, P. Berbigier, C. Bernhofer, R. Cenlemans, H. Dolman, C. Field, A. Grelle, A. Ibrom, B.E. Law, A. Kowalski, T. Meyers, J. Moncrieff, R. Monson, W. Decker, J. Tenhunen, R. Valentini, and S. Verma. 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agric. For. Meteorol.* 113: 223-243.

CAPÍTULO 4. DESARROLLO DE UN MODELO GENÉRICO DEL FOOTPRINT PARA SENSORES ESTATICOS EN EL SISTEMA SUELO-VEGETACION

4.1 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 (Seagel *et al.*, 2007), por lo que es necesario de 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 cultivo, en espacio y tiempo, para permitir que los agricultores hagan un uso racional del recurso en función de las necesidades de los plantas.

Las estimaciones de requerimientos de agua, evapotranspiración o ET de los cultivos, ha sido planteada bajo esquemas operativos simples como el de la 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 usando 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 usando estimaciones directas de los flujos de energía y masa a través de lisímetros (solo ET) o técnicas micrometeorológicas.

Las técnicas micrometeorológicas permiten la medición de flujos de energía y masa en forma directa a través de la técnica de Covarianza de Flujos (*EC*, por sus siglas en inglés) (Verma, 1990). Con esta técnica, las mediciones de flujos y de masa se realiza a través de la covarianza de

la velocidad del viento (medida con un anemómetro sónico) y la temperatura (para el cálculo del calor sensible o H) o vapor de agua (para calcular el calor latente o λET , donde λ es el calor de vaporización del aire). La radiación neta (R_n) y el flujo de calor del suelo (G) son medidas con instrumentación relacionada y estas mediciones 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 ($R_n - G = \lambda ET + H$) muestra errores que oscilan entre un 10 al 30 % (Wilson *et al.*, 2002); aunque hay muchas situaciones donde los errores son mucho más grandes. Una posible explicación del no cierre del balance de energía puede ser 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 R_n 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 atmosfera (Leclerc y Thurtell, 1990; Schmid, 2002). Por otro lado R_n 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 (Chehnouni *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 masa es necesario hacer que las mediciones tengan un mismo footprint. Al respecto, es posible desarrollar dos enfoques: hacer que las mediciones de R_n 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 R_n (sus

componentes), este trabajo presenta 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 es validado parcialmente con información de campo de un experimento con cinco cultivos agrícolas en el Valle del Yaqui, Sonora, México.

4.2 MODELOS DEL FOOTPRINT DE SENSORES DINÁMICOS Y ESTÁTICOS

4.2.1 Modelo del footprint de flujos (sensores dinámicos)

La Figura 4-1 muestra el concepto del footprint de flujos (Q_η) medidos por un sensor a la altura z_m , donde estos son promediados usando la función f que define la proporción de un flujo individual del medio en relación al total medido por el instrumento (η).

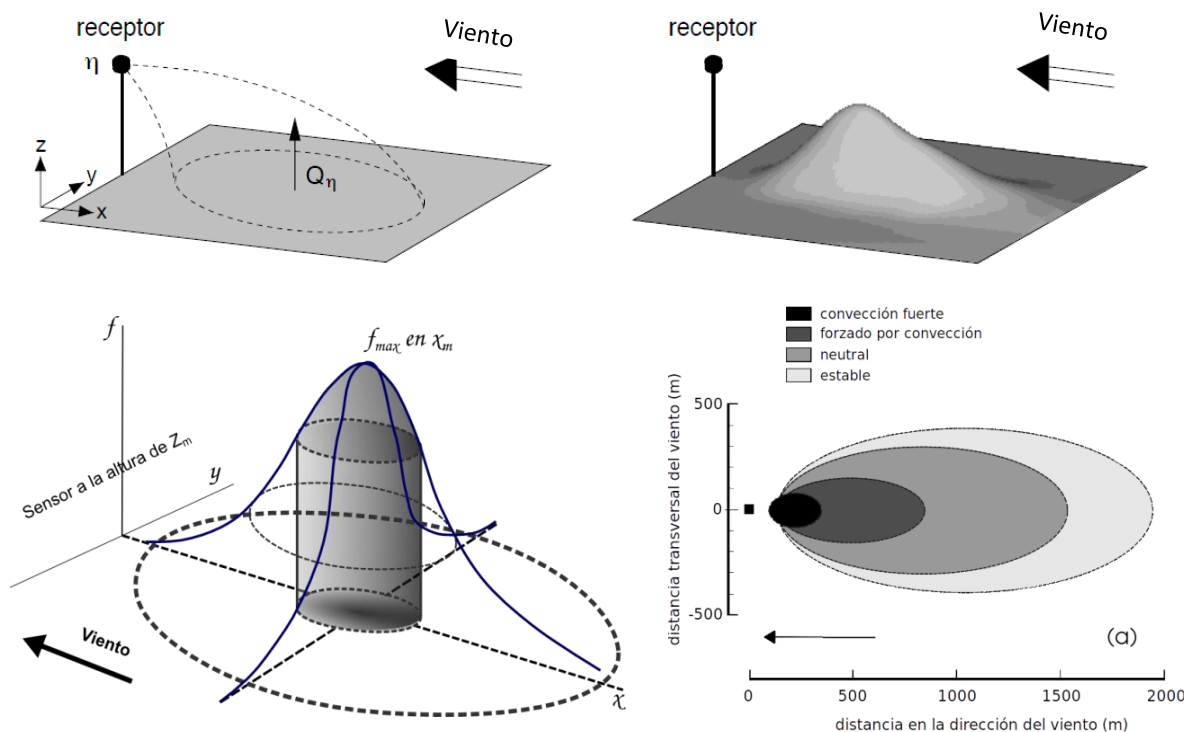


Figura 4-1. Concepto de footprint y su variación en función de la condición de estabilidad atmosférica

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

Usando 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 4-1), 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 $f^y(x,z_m)$, en m^{-1} , (Pasquill y Smith, 1983, van Ulden, 1978):

$$f(x, y, z_m) = D_y(x, y) f^y(x, z_m) \quad (4-1)$$

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

$$D_y(x, y) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_y} \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \quad (4-2)$$

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:

$$\sigma_y \approx \frac{\sigma_v x}{u_p(x)} \quad (4-3)$$

donde $\bar{u}_p(x)$ es la velocidad efectiva de la pluma de dispersión y σ_v es la desviación estándar de la fluctuaciones laterales del viento.

Usando perfiles potenciales de la velocidad del viento y de la difusividad de los vórtices (K):

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

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

$$\begin{aligned} \bar{u}_p(x) &= \frac{\Gamma[(1+m)/r]}{\Gamma(1/r)} \left(\frac{r^2 k_0}{u_0} \right)^{m/r} u_0 x^{m/r} \\ r &= 2 + m - n \end{aligned} \quad (4-5)$$

donde $\Gamma(\)$ es la función gama.

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

$$f^y(x, z_m) = \frac{1}{x \Gamma[(1+m)/r]} \left(\frac{u_0 z_m^r}{r^2 k_0 x} \right) \exp \left[- \frac{u_0 z_m^r}{r^2 k_0 x} \right] \quad (4-6)$$

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 (4-4).

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

Considerando 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 el área de la fuente al nivel P (peso relativo) caracterizada por la isopleta $f(x',y',z_m) = f_p$ (Schmid, 1994):

$$P = \frac{\Psi_P}{\Psi_{tot}} = \frac{\iint_{\Omega_P} f(x',y',z_m) dx' dy'}{\iint_{-\infty-\infty}^{+\infty+\infty} f(x',y',z_m) dx' dy'} \quad (4-7)$$

donde Ψ_P es la integral del footprint sobre el área de la fuente Ω_P .

4.2.2 Modelo del footprint de la radiación neta (sensores estáticos)

La Figura 4-2 muestra en forma esquemática el footprint de un radiómetro neto, con radio r sobre la superficie a partir del punto a nadir, para un ángulo cenital β y R mide la distancia del radiómetro a la superficie observada.

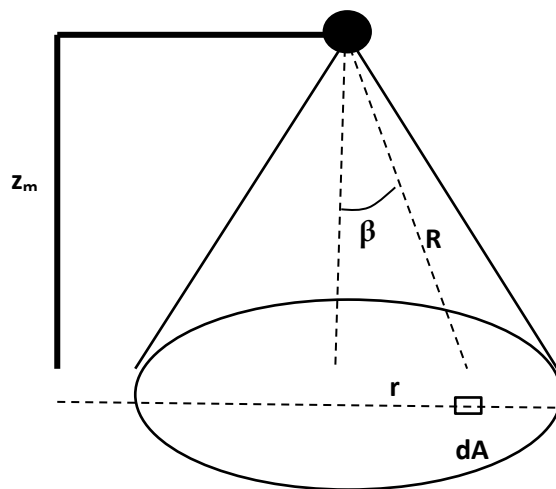


Figura 4-2. Footprint de un radiómetro neto, con ángulo de semi-campo β .

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.

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

$$f_R = \frac{r^2}{\left(z_m + \frac{r^2}{z_m}\right)^{-2}} \quad (4-8)$$

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

$$P_R = \frac{r^2}{r^2 + z_m^2} \quad (4-9)$$

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.

4.3 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 las componentes de la mezcla suelo-vegetación observadas.

4.3.1 Geometría de visión y envolvente del footprint

De consideraciones solo de geometría de visión de un sensor pasivo, el área de influencia de las observaciones puede definirse de acuerdo con la Figura 4-3, donde θ_v es el ángulo de visión del sensor y α = ángulo de semi-campo. Así, la geometría de la envolvente del footprint puede ser estimada de:

$$\begin{aligned}
 x_{mx} &= z_m \tan(\theta_v) \\
 x_c &= \{z_m [\tan(\theta_v + \alpha) - \tan(\theta_v)] + x_{mx}\} - a \\
 a &= \left(\frac{z_m}{2}\right) [\tan(\theta_v + \alpha) - \tan(\theta_v - \alpha)] \\
 b &= [(z_m^2 + x_c^2)^{1/2} \tan(\alpha)] \\
 x_i &= x_c - a \\
 x_f &= x_c + a \\
 \text{Area} &= \pi(ab)
 \end{aligned}
 \tag{4-10}$$

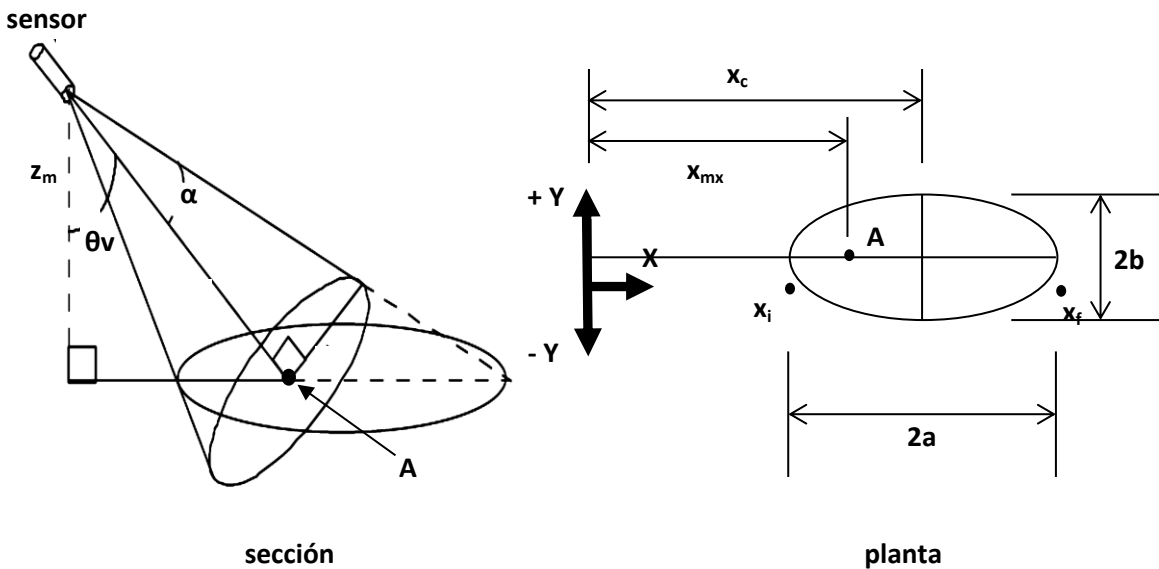


Figura 4-3. Geometría de visión de un sensor pasivo con ángulo de visión oblicuo y envolvente del footprint de las observaciones.

4.3.2 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). Usando 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):

$$f(x, y, z_m, \theta, \alpha) = f_L(x)f_L(y) \quad (4-11)$$

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

$$f(x, y, \theta = 0, \alpha) = \frac{1}{(2\pi)a_x b_y} \exp\left(-\frac{x^2}{2a_x^2}\right) \exp\left(-\frac{y^2}{2a_y^2}\right) \quad (4-12)$$

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

El modelo bi-Gausiano 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 del apartado anterior. En general, el modelo de la Figura 4-3 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.

En el caso del modelo de la Figura 4-3 es necesario considerar que el footprint es distorsionado en relación a su proyección sobre una superficie plana, por lo que si consideramos rayos de visión del sensor dependientes de intervalos fijos de $d\theta$, entonces tendremos áreas con rayos más densos y áreas con rayos más dispersos (ver sección en Figura 4-3). Una forma empírica de aproximar esta situación es el uso de la función (parámetros definidos en la Figura 4-3):

$$f_L(x, z_m, \theta, \alpha) = \left\{ \left[\frac{x_f - x}{x_f - x_{mx}} \right] \left[\frac{x - x_i}{x_{mx} - x_i} \right] \left[\frac{x_{mx} - x_i}{x_f - x_i} \right] \right\}^{fx} \quad (4-13)$$

donde fx es un parámetro que define la forma de la curva. La función de la ecuación (4-13) 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 4-4 muestra el efecto del parámetro de forma fx , el cual al reducirse asigna mayores pesos a los límites inferior y superior del footprint.

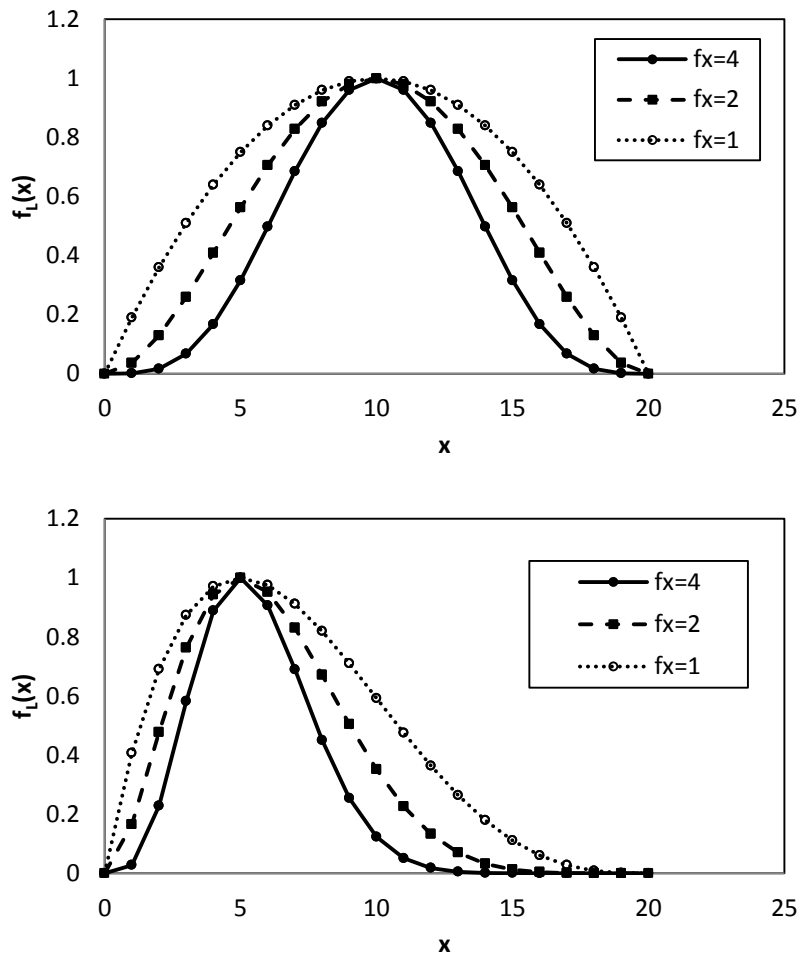


Figura 4-4. Efecto del parámetro de forma fx en el footprint $f_L(x)$.

Usando el modelo de footprint para la radiación neta, ecuación (4-8), como referencia para calibrar f_x , se parametrizo $f_x = 4$. Los resultados del modelo de la ecuación (4-8) en relación al modelo de la ecuación (13) con $f_x = 4$ están mostrados en la Figura 4-5.

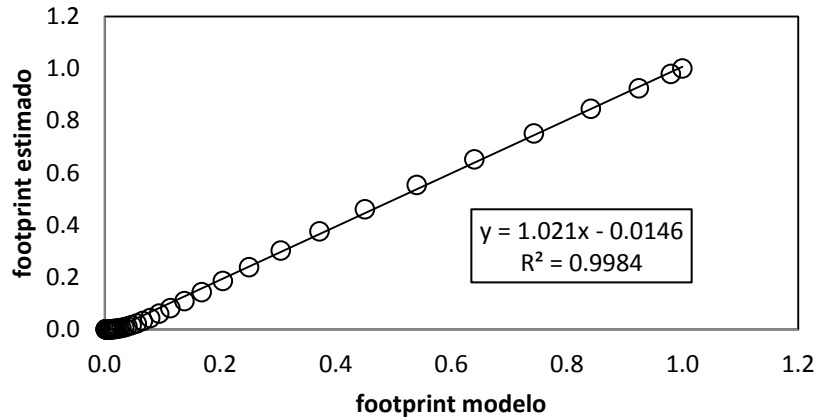


Figura 4-5. Ajuste del modelo empírico con $f_x=4$ (footprint estimado) en relación al modelo teórico de la radiación neta (footprint modelo).

De la relación (4-11), el modelo propuesta del footprint de un sensor estático esa dado por:

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

donde de acuerdo al 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:

$$y = \pm \left\{ b^2 \left[1 - \frac{(x - x_c)^2}{a^2} \right] \right\}^{1/2} \quad (4-15)$$

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

4.4 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, R.G., M. Tasumi, and R. Trezza. 2007. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – model. *J. Irr. Drainage Engineering ASCE* 133: 380-394.
- 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. pp. 300.
- 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.
- 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, *Journal of Hydrology* 212-213: 198–212.
- Chebouni, 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 heterogenous surfaces: application to SALSA 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 Sensing* 19: 2025-2047.
- Horst, T.W. 1979. Lagrangian similarity modeling of vertical diffusion from a ground level source. *J. Appl. Meteorol.* 18: 733-740.
- Korman, R., and F.X. Meixner. 2001. An analytical footprint model for non-neutral stratification. *Boundary-Layer Meteorol.* 99: 207-224.
- Leclerc, M.Y., and G.W. Thurtell. 1990. Footprint prediction of scalar fluxes using a Markovian analysis, *Boundary-Layer Meteorol.* 52: 247-258.
- Pasquill, F., and F.B. Smith. 1983. Atmospheric Diffusion. 3rd edn. Wiley, New York 439 pp.

-
- Reifsnyder, W.E. 1967. Radiation geometry in the measurement and interpretation of radiation balance. *Agric. Meteorol.* 4: 255-265.
- Roerink, G.J., B. 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.
- Schowengerdt, R.A. 1997. *Remote Sensing: Models and Methods for Image Processing*. Chapter 3 Sensor Models. Academic Press. San Diego, CA. pp. 78-90.
- Seigel, R., M. Ting, I. Held, Y. Kushnir, J. Lu, G. Vecchi, H.P. Huang, A. Leetma, 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.
- 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* 69: 1331-1340.
- Wilson, K., A. Goldstein, E. Falge, M. Aubinet, D. Baldocchi, P. Berbigier, C. Bernhofer, R. Cenlemans, H. Dolman, C. Field, A. Grelle, A. Ibrom, B.E. Law, A. Kowalski, T. Meyers, J. Moncrieff, R. Monson, W. Decker, J. Tenhunen, R. Valentini, and S. Verma. 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agric. For. Meteorol.* 113: 223-243.

CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES GENERALES Y SIGUIENTES PASOS

Los modelos que se introducen en este trabajo, Modelo Uni-Paramétrico (MUP) y modelo de footprint de sensores estáticos, presentaron buenos ajustes ($R^2 > 0.99$) en la mayoría de las pruebas realizadas, por lo que se concluye que se pueden usar de forma confiable en un esquema operacional para escalamiento del footprint de la radiación neta.

La temperatura radiativa (Tr) arroja información importante para el cálculo del flujo de calor sensible (H), según los desarrollos introducidos por Chehbouni *et al.* (1996), además es el componente que captura la variabilidad espacial del *footprint* de este flujo. Así, los modelos planteados en este trabajo se pueden emplear para ajustar el footprint de H a partir del tratamiento de los valores de Tr , lo cual es una aportación importante, sobre todo en aplicaciones de gran escala o regionales, que involucran el uso de la tecnología de los sensores remotos (imágenes de satélite en la banda del infrarrojo térmico) para el cálculo de H .

Con relación al MUP, los ajustes que se obtuvieron de este modelo indican que la curva debe pasar por origen, no obstante, para el análisis estadístico se revisó el sesgo (constante aditiva) introducido en los datos experimentales. Aun así, los resultados muestran que este sesgo es despreciable. La principal ventaja del MUP es que se puede usar en términos operacionales, ya que sólo requiere información conocida, ésta es: la geometría sol-sensor de las mediciones (ángulos cenitales y acimutales de visión e iluminación) y el valor de la medición (de Tr o α , en este caso) representativa del sitio muestreado. En mediciones satelitales el sitio muestreado corresponde a un píxel de la imagen, mientras que en mediciones de campo cada observación tiene una área de influencia asociada (también conocida como *footprint*).

Una limitante del MUP es que los resultados se generan en un espacio normalizado, Así, para poder usar los datos generados, cálculos como el flujo de calor latente o la radiación neta, se requiere reformular las ecuaciones correspondientes para su uso en este nuevo espacio. Aun así, el MUP sigue teniendo la ventaja de que depende de un solo parámetro (el parámetro gt si se usa el caso simple o GT si se usa el caso general) el cual se calcula con la información conocida de

las mediciones, a diferencia de otros modelos que se han desarrollado para estandarizar la geometría sol-sensor de Tr o α en función y que dependen de diferentes parámetros que generalmente no son accesibles en las aplicaciones (Kimes, 1983; Mathias *et al.*, 1987; McGuire *et al.*, 1989; Smith y Ballard, 2001).

La contribución más importante del MUP es que provee elementos para modelar el footprint de las mediciones a partir de argumentos geométricos como la altura de observación y el ángulo de visión del sensor. El desarrollo de un modelo que acople las variaciones de la temperatura radiativa y albedo, y los footprints, es importante en el contexto del cierre del balance de energía.

En esquemas satelitales para el cálculo de la radiación neta (Rn), el albedo (α) y la temperatura radiativa (Tr) son los componentes que capturan la variabilidad del footprint de Rn . Tanto α como Tr son dependientes de la geometría sol-sensor de las observaciones, por lo que el desarrollo de un modelo simple (dependiente de un solo parámetros) como el MUP, para estandarizar los efectos asociados, es de gran utilidad.

Aunque los ajustes experimentales del modelo uni-paramétrico (MUP) a datos de campo en cultivos agrícolas resultaron buenos, permanece el problema de solo considerar estimaciones normalizadas, ya que la propagación del modelo simple al caso de estimaciones normales genera errores grandes (Bolaños *et al.*, 2007), precio a pagar por la parametrización introducida.

Para dar continuidad a la presente investigación se requiere llevar a cabo los siguientes pasos:

1. Parametrizar los modelos del footprint de los flujos de calor latente (λET) y calor sensible (H) medidos con sistemas de covarianza de vórtices, por otros grupos de trabajo en el área de estudio de la presente investigación.
2. Escalar los footprint de la Radiación neta (Rn) medida desde las torres de covarianza de vórtices, para hacer las mediciones comparables con los flujos turbulentos cuyo footprint es dinámico.

-
3. Probar los desarrollos para generar valores equivalentes de Rn a partir de la modelación de los footprints de Tr y α . Generar una prueba con información satelital.
 4. Desarrollar es un modelo para el juste del footprint del flujo de calor en el suelo (G), el cual depende de un mayor número de parámetros (configuración de las placas de calor en el suelo, de las condiciones de sombreado-iluminación de las plantas conforme avanza su crecimiento y la geometría sol-sensor de las mediciones), por lo que se requiere de mayor tiempo para su desarrollo y no es parte de los alcances de la presente tesis doctoral.
 5. Aplicar el modelo desarrollado a los datos medidos con la técnica de EC y revisar el cierre del balance de energía.

Anexo 1. Ejemplo de selección de ángulos solares para la medición de footprints.

DJ	Hora (formato decimal)	Ángulo cenital solar (°)	Ángulo acimutal solar (°)
72	10.10	46.051425	125.614717
72	10.20	44.978753	127.076421
72	10.30	43.926968	128.595573
72	10.40	42.897651	130.175293
72	10.50	41.892501	131.818729
72	10.60	40.913342	133.529025
72	10.70	39.962123	135.309270
72	10.80	39.040925	137.162439
72	10.90	38.151960	139.091322
72	11.00	37.297569	141.098436
72	11.10	36.480212	143.185930
72	11.20	35.702467	145.355465
72	11.30	34.967005	147.608094
72	11.40	34.276577	149.944126
72	11.50	33.633982	152.362984
72	11.60	33.042036	154.863072
72	11.70	32.503526	157.441643
72	11.80	32.021169	160.094695
72	11.90	31.597555	162.816896
72	12.00	31.235089	165.601557
72	12.10	30.935933	168.440647
72	12.20	30.701948	171.324888
72	12.30	30.534643	174.243901
72	12.40	30.435121	177.186416
72	12.50	30.404052	180.140549
72	12.60	30.441647	183.094099
72	12.70	30.547651	186.034883
72	12.80	30.721351	188.951062
72	12.90	30.961604	191.831440
72	13.00	31.266866	194.665735
72	13.10	31.635245	197.444780
72	13.20	32.064552	200.160673
72	13.30	32.552362	202.806850
72	13.40	33.096072	205.378109
72	13.50	33.692956	207.870571
72	13.60	34.340221	210.281604
72	13.70	35.035052	212.609715
72	13.80	35.774652	214.854416
72	13.90	36.556278	217.016093
72	15.10	48.360124	237.274862
72	15.20	49.488595	238.577750
72	15.30	50.632579	239.835122
72	15.40	51.791000	241.049621
72	15.50	52.962859	242.223766
72	15.60	54.147231	243.359959
72	15.70	55.343260	244.460481

Anexo 2. Ángulos solares durante la campaña de muestreo

Geometría solar de las mediciones del footprint en la PH1

Ángulo	Día Juliano	Parcela	Cultivo	Hora de Inicio (local)	Hora de Terminación (local)	Ángulo Cenital inicial	Ángulo Acimutal inicial	Ángulo Cenital final	Ángulo Acimutal final
001	58	PH1	Frijol	09:59	10:22	51.692	128.426	47.879	133.853
002	58	PH1	Frijol	12:25	12:48	35.919	176.565	36.054	186.402
003	58	PH1	Frijol	15:58	16:20	61.128	241.558	65.534	245.209
001	65	PH1	Frijol	10:15	10:55	46.739	130.077	40.524	141.342
002	65	PH1	Frijol	12:21	12:46	33.262	175.267	33.352	186.584
003	65	PH1	Frijol	15:44	16:07	57.069	241.863	61.652	245.830
001	72	PH1	Frijol	10:26	10:57	42.593	130.661	37.720	140.085
002	72	PH1	Frijol	12:16	12:40	30.593	173.073	30.497	184.861
003	72	PH1	Frijol	15:14	15:43	49.830	238.960	55.463	244.569
001	85	PH1	Frijol	10:01	10:28	42.907	119.747	37.890	126.701
002	85	PH1	Frijol	12:09	12:40	46.437	244.192	25.459	188.025
003	85	PH1	Frijol	15:29	16:06	50.456	248.037	58.269	254.219
001	92	PH1	Frijol	10:33	11:11	34.628	125.621	28.410	139.206
002	92	PH1	Frijol	12:25	12:51	22.520	180.660	23.445	197.372
003	92	PH1	Frijol	15:30	15:55	49.673	251.623	54.912	255.631
001	100	PH1	Frijol	10:05	10:35	37.658	114.771	31.818	122.841
002	100	PH1	Frijol	12:13	12:42	19.606	173.689	20.116	195.160
003	100	PH1	Frijol	15:21	15:48	46.714	253.946	52.531	258.264
001	107	PH1	Frijol	10:18	10:46	33.164	114.930	27.803	123.150
002	107	PH1	Frijol	12:04	12:29	17.377	167.031	17.132	187.996
003	107	PH1	Frijol	15:15	15:52	44.593	256.313	52.569	261.868
001	114	PH1	Frijol	10:32	11:00	28.720	115.314	23.299	124.998
002	114	PH1	Frijol	12:20	12:57	14.618	182.058	17.262	214.116
003	114	PH1	Frijol	15:25	15:55	45.939	261.047	52.548	265.175
001	122	PH1	Frijol	10:32	10:59	27.104	111.179	21.692	119.984
002	122	PH1	Frijol	12:07	12:36	12.319	168.893	12.937	201.611
003	122	PH1	Frijol	15:22	15:50	44.515	264.003	50.757	267.651
001	127	PH1	Frijol	10:19	10:52	29.094	105.401	22.199	114.383
002	127	PH1	Frijol	12:10	12:45	10.775	171.946	12.623	213.728
003	127	PH1	Frijol	15:35	16:12	46.992	267.630	55.247	271.923
001	133	PH1	Frijol	10:04	10:35	31.631	99.683	24.879	106.142
002	133	PH1	Frijol	12:04	12:34	9.518	162.526	10.006	205.383
003	133	PH1	Frijol	15:52	16:19	50.210	271.557	56.194	274.418
001	142	PH1	Frijol	10:36	11:07	23.852	101.908	17.323	110.462
002	142	PH1	Frijol	12:26	12:56	7.452	198.304	11.559	234.264
003	142	PH1	Frijol	15:35	16:02	45.745	272.270	51.725	275.030
001	146	PH1	Frijol	10:21	10:54	26.945	97.309	19.748	104.274
002	146	PH1	Frijol	12:20	12:43	6.397	187.589	8.742	224.904
003	146	PH1	Frijol	15:27	15:52	43.700	272.428	49.149	274.914

Geometría solar de las mediciones del footprint en la PH3

Ángulo	Día Juliano	Parcela	Cultivo	Hora de Inicio (local)	Hora de Terminación (local)	Ángulo Cenital inicial	Ángulo Acimutal inicial	Ángulo Cenital final	Ángulo Acimutal final
001	74	PH3	Sorgo	10:24	10:54	42.223	129.521	37.427	138.513
002	74	PH3	Sorgo	12:17	12:47	29.758	173.778	29.912	188.852
003	74	PH3	Sorgo	15:10	15:39	48.623	238.984	54.380	244.799
001	87	PH3	Sorgo	10:37	11:07	35.639	128.630	30.829	139.121
002	87	PH3	Sorgo	12:14	12:47	24.610	173.174	24.999	192.851
003	87	PH3	Sorgo	-----	-----	-----	-----	-----	-----
001	93	PH3	Sorgo	10:14	10:54	37.901	119.879	30.667	132.209
002	93	PH3	Sorgo	12:07	12:44	22.487	169.105	22.667	193.353
003	93	PH3	Sorgo	15:45	16:11	52.726	254.591	58.295	258.464
001	102	PH3	Sorgo	10:12	10:41	35.671	115.651	30.116	123.862
002	102	PH3	Sorgo	12:14	12:43	18.837	174.813	19.477	196.518
003	102	PH3	Sorgo	15:25	15:57	47.241	255.519	54.274	260.456
001	108	PH3	Sorgo	10:27	10:56	31.115	116.883	25.664	126.396
002	108	PH3	Sorgo	11:59	12:30	17.299	163.109	16.835	189.364
003	108	PH3	Sorgo	15:19	15:48	45.259	257.383	51.676	261.797
001	115	PH3	Sorgo	10:35	11:22	27.895	115.680	19.347	134.827
002	115	PH3	Sorgo	12:06	12:35	14.533	168.806	14.846	196.672
003	115	PH3	Sorgo	15:09	15:42	42.427	259.096	49.670	263.923
001	128	PH3	Sorgo	10:20	10:56	28.700	105.176	21.192	115.249
002	128	PH3	Sorgo	12:14	12:44	10.415	177.354	12.250	213.301
003	128	PH3	Sorgo	15:34	16:05	46.640	267.839	53.563	271.452
001	134	PH3	Sorgo	10:32	11:17	25.413	104.903	16.152	120.195
002	134	PH3	Sorgo	12:26	12:57	9.171	195.366	13.005	229.198
003	134	PH3	Sorgo	15:26	15:52	44.401	268.936	50.126	271.857
001	141	PH3	Sorgo	10:17	11:08	28.105	98.595	17.156	111.535
002	141	PH3	Sorgo	12:13	12:39	7.335	174.153	9.025	217.262
003	141	PH3	Sorgo	15:31	15:59	44.894	271.558	51.143	274.493

Geometría solar de las mediciones del footprint en la PH4

Ángulo	Día Juliano	Parcela	Cultivo	Hora de Inicio (local)	Hora de Terminación (local)	Ángulo Cenital inicial	Ángulo Acimutal inicial	Ángulo Cenital final	Ángulo Acimutal final
001	52	PH4	Garbanzo	10:03	10:28	52.708	131.165	48.786	137.090
002	52	PH4	Garbanzo	12:36	12:48	38.101	181.001	38.258	185.756
003	52	PH4	Garbanzo	16:07	16:33	64.105	240.973	69.329	245.139
001	59	PH4	Garbanzo	09:58	10:22	51.605	127.852	47.565	133.559
002	59	PH4	Garbanzo	12:27	12:52	35.511	177.617	35.781	188.048
003	59	PH4	Garbanzo	16:09	16:33	63.179	243.846	68.035	247.588
001	66	PH4	Garbanzo	10:24	10:48	44.905	132.071	41.167	138.890
002	66	PH4	Garbanzo	12:37	13:00	32.804	182.651	33.503	193.038
003	66	PH4	Garbanzo	15:43	16:11	56.676	242.091	62.286	246.877
001	73	PH4	Garbanzo	10:19	10:49	43.490	128.421	38.593	137.055
002	73	PH4	Garbanzo	12:21	13:00	30.075	175.796	30.896	194.970
003	73	PH4	Garbanzo	15:18	15:49	50.432	240.289	56.495	246.067
001	80	PH4	Garbanzo	10:27	10:55	39.674	128.316	35.159	136.904
002	80	PH4	Garbanzo	12:25	12:54	27.231	178.482	27.962	194.292
003	80	PH4	Garbanzo	15:01	15:25	45.707	239.895	50.428	244.863
001	86	PH4	Garbanzo	10:09	10:38	40.988	121.389	35.771	129.366
002	86	PH4	Garbanzo	12:15	12:43	24.978	173.790	25.186	190.071
003	86	PH4	Garbanzo	15:34	16:00	51.295	249.379	56.853	253.746
001	94	PH4	Garbanzo	10:08	10:37	38.768	117.975	33.339	125.926
002	94	PH4	Garbanzo	12:06	12:34	22.123	168.747	21.899	187.109
003	94	PH4	Garbanzo	15:20	15:47	47.252	250.785	52.985	255.338
001	101	PH4	Garbanzo	10:03	10:34	37.753	113.928	31.749	122.033
002	101	PH4	Garbanzo	12:10	12:40	19.318	171.562	19.640	193.906
003	101	PH4	Garbanzo	15:18	16:02	45.950	253.914	55.433	260.693
001	113	PH4	Garbanzo	10:26	10:58	30.155	114.138	23.992	124.561
002	113	PH4	Garbanzo	12:05	12:31	15.249	167.791	15.233	191.899
003	113	PH4	Garbanzo	15:16	15:50	44.072	259.226	51.582	264.143
001	120	PH4	Garbanzo	10:23	10:59	29.337	109.870	22.111	121.156
002	120	PH4	Garbanzo	12:10	12:40	12.816	172.304	13.786	203.936
003	120	PH4	Garbanzo	15:09	16:06	41.929	261.340	54.528	268.861
001	129	PH4	Garbanzo	10:24	10:55	27.669	105.623	21.278	114.221
002	129	PH4	Garbanzo	12:21	12:47	10.208	187.100	12.413	216.867
003	129	PH4	Garbanzo	15:36	16:05	47.086	268.479	53.477	271.769

Geometría solar de las mediciones del footprint en la PH5

Ángulo	Día Juliano	Parcela	Cultivo	Hora de Inicio (local)	Hora de Terminación (local)	Ángulo Cenital inicial	Ángulo Acimutal inicial	Ángulo Cenital final	Ángulo Acimutal final
001	50	PH5	Cartamo	09:41	10:09	57.072	127.029	52.280	133.115
002	50	PH5	Cartamo	12:20	12:51	38.963	174.615	39.046	186.755
003	50	PH5	Cartamo	16:01	16:26	63.368	239.302	68.276	243.391
001	57	PH5	Cartamo	10:09	10:33	50.250	131.070	46.421	137.118
002	57	PH5	Cartamo	12:25	12:46	36.299	176.538	36.373	185.284
003	57	PH5	Cartamo	15:57	16:21	61.215	241.088	65.964	245.035
001	64	PH5	Cartamo	10:19	10:42	46.390	131.392	42.747	137.663
002	64	PH5	Cartamo	12:29	12:53	33.562	178.805	33.950	189.513
003	64	PH5	Cartamo	15:57	16:20	59.831	243.758	64.481	247.504
001	71	PH5	Cartamo	10:17	10:44	44.467	128.615	40.036	136.159
002	71	PH5	Cartamo	12:07	12:31	31.312	168.733	30.801	180.300
003	71	PH5	Cartamo	15:33	16:02	53.744	242.356	59.533	247.442
001	78	PH5	Cartamo	10:46	11:12	37.272	134.554	33.436	143.837
002	78	PH5	Cartamo	12:21	12:46	28.068	176.288	28.335	189.295
003	78	PH5	Cartamo	15:06	15:31	47.136	240.104	51.984	245.065
001	84	PH5	Cartamo	10:08	10:35	41.849	121.838	36.966	129.171
002	84	PH5	Cartamo	12:28	12:51	25.641	180.848	26.321	194.115
003	84	PH5	Cartamo	15:46	16:14	54.096	250.511	60.073	254.946
001	99	PH5	Cartamo	10:16	10:46	35.788	117.857	30.154	126.791
002	99	PH5	Cartamo	12:23	12:50	19.874	180.993	20.976	199.973
003	99	PH5	Cartamo	15:33	16:00	49.406	255.471	55.257	259.565
001	106	PH5	Cartamo	10:36	11:13	29.887	120.487	23.418	134.569
002	106	PH5	Cartamo	12:04	12:27	17.734	167.064	17.425	186.175
003	106	PH5	Cartamo	15:12	15:40	44.063	255.319	50.044	259.714
001	121	PH5	Cartamo	10:47	11:25	24.242	116.224	17.301	133.200
002	121	PH5	Cartamo	12:04	12:34	12.765	165.766	13.028	198.614
003	121	PH5	Cartamo	15:49	16:18	50.580	267.132	57.103	270.597
001	126	PH5	Cartamo	10:10	10:48	31.166	103.977	23.093	113.772
002	126	PH5	Cartamo	12:06	12:39	11.194	167.621	12.183	207.131
003	126	PH5	Cartamo	15:28	16:01	45.484	266.360	52.804	270.327
001	140	PH5	Cartamo	10:20	10:49	27.510	99.563	21.274	105.984
002	140	PH5	Cartamo	12:04	12:29	8.002	159.089	8.081	202.424
003	140	PH5	Cartamo	15:38	16:10	46.572	272.065	53.614	275.330

Geometría solar de las mediciones del footprint en la PH6

Ángulo	Día Juliano	Parcela	Cultivo	Hora de Inicio (local)	Hora de Terminación (local)	Ángulo Cenital inicial	Ángulo Acimutal inicial	Ángulo Cenital final	Ángulo Acimutal final
001	56	PH6	Trigo	10:13	10:38	49.953	132.223	46.027	138.701
002	56	PH6	Trigo	12:45	13:11	36.733	184.929	37.742	195.310
003	56	PH6	Trigo	16:04	16:28	62.705	241.855	67.484	245.696
001	63	PH6	Trigo	10:14	10:39	47.549	130.450	43.539	137.082
002	63	PH6	Trigo	12:21	12:42	34.047	175.183	34.033	184.493
003	63	PH6	Trigo	15:55	16:39	59.626	243.017	68.583	249.959
001	77	PH6	Trigo	10:27	11:05	40.692	129.343	34.781	141.409
002	77	PH6	Trigo	-----	-----	-----	-----	-----	-----
003	77	PH6	Trigo	-----	-----	-----	-----	-----	-----
001	91	PH6	Trigo	10:20	10:57	37.377	122.253	30.868	134.062
002	91	PH6	Trigo	12:16	12:43	22.989	174.702	23.333	191.826
003	91	PH6	Trigo	15:30	15:57	49.813	251.141	55.554	255.544
001	98	PH6	Trigo	10:10	10:41	37.255	116.769	31.324	125.610
002	98	PH6	Trigo	12:14	12:37	20.330	174.333	20.548	190.550
003	98	PH6	Trigo	16:23	16:46	60.362	262.251	65.392	265.147
001	112	PH6	Trigo	10:32	11:29	29.182	116.315	19.141	140.521
002	112	PH6	Trigo	12:15	12:43	15.288	177.146	16.316	201.802
003	112	PH6	Trigo	15:11	15:46	43.133	257.992	50.752	263.165
001	119	PH6	Trigo	11:02	11:42	21.767	122.955	15.331	146.376
002	119	PH6	Trigo	12:09	12:49	13.143	171.680	14.976	211.220
003	119	PH6	Trigo	14:56	15:34	39.142	258.786	47.441	264.424
001	130	PH6	Trigo	10:44	11:21	23.353	110.194	16.010	125.226
002	130	PH6	Trigo	12:18	12:49	9.887	183.209	12.451	219.249
003	130	PH6	Trigo	15:37	16:01	47.134	268.892	52.460	271.622
001	135	PH6	Trigo	10:34	11:12	24.925	104.817	16.950	117.233
002	135	PH6	Trigo	12:01	12:34	9.287	157.471	9.566	206.567
003	135	PH6	Trigo	15:36	16:11	46.581	270.432	54.298	274.167