



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**CAMBIOS EN EL BALANCE DE ENERGÍA Y PARÁMETROS
DE SUPERFICIE ASOCIADOS A LA CONVERSIÓN DE
PLANTACIÓN DE CAFETAL A PLANTACIÓN DE CAÑA DE
AZÚCAR EN EL CENTRO DE VERACRUZ.**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A:

DIEGO SALAZAR MARTÍNEZ

DIRECTOR DE TESIS:

DR. FRISO HOLWERDA

2015





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Resumen.

El área del centro de Veracruz presenta un mosaico muy variado de tipo de suelo debido a su clima resulta apto para diversos cultivos. Esta situación ha generado que el bosque mesófilo de montaña que dominaba esta área se haya reducido considerablemente, dejando a los cultivos de café dominando el paisaje. Sin embargo, los cafetales empiezan a ser desplazadas por plantaciones de caña de azúcar, cuyo cuidado resulta más económico. Para entender los efectos que dicha práctica podría generar sobre la atmósfera, se realizaron mediciones micrometeorológicas (Eddy covarianza, balance de radiación, flujo de calor en suelo), durante la temporada húmeda (julio 2014), en una plantación de caña de azúcar ubicada en la localidad de La Orduña, y se determinó tanto el balance de energía como los parámetros de superficie. Los resultados fueron comparados con los datos de un cafetal ubicado en la misma localidad, los cuales fueron obtenidos por otro grupo de trabajo como parte del mismo proyecto. Debido a que las plantaciones se encontraban una junto a la otra, la entrada de radiación solar fue prácticamente la misma. Sin embargo, la energía disponible en la plantación de caña de azúcar fue menor comparada con la del cafetal (605 [W m⁻²] y 684 [W m⁻²] en promedio, respectivamente) debido a que, en la plantación de caña, tanto el flujo de calor al suelo como la radiación de onda corta entrante y la radiación neta de onda larga fueron mayores. La mayor radiación neta de onda larga en la plantación de caña probablemente se debe a que la altura de la vegetación era menor, y así, la resistencia aerodinámica fue mayor (20 [s m⁻¹] en la caña y 8 [s m⁻¹] en el cafetal). Esto se relacionó con el calentamiento de la superficie y de la capa vegetal, que a su vez pudo haber contribuido a los valores más altos de flujo de calor al suelo. Sin embargo, este último se relacionó también con factores como el 70% de cobertura vegetal, así como la orientación vertical que presentaban las hojas en el cultivo de caña. Por otro lado, mientras la plantación de caña registró menos energía disponible, la mayor parte de ella fue utilizada para flujos de calor de latente (evapotranspiración), resultando en una razón de Bowen de 0.5, mientras que en el cafetal fue de 0.7, teniendo como consecuencia que: (i) los valores de calor latente en ambos sitios fueran muy similar (414 [W m⁻²] en caña y 409 [W m⁻²] en cafetal); y (ii) que el flujo de calor sensible fue casi 100 [W m⁻²] menor en la caña (192 [W m⁻²] en la caña y 275 [W m⁻²] en el cafetal). El análisis de todos los resultados anteriores sugiere que, a pesar de que la superficie de la plantación de caña está más caliente, la conversión de cafetal a esta última resulta en un enfriamiento de la atmósfera; por lo menos en la temporada húmeda. Para poder conocer en su totalidad los efectos de esta conversión, se requieren datos de todo el año, además del empleo de un modelo climático.

Palabras clave: *balance de energía, parámetros de superficie, cambio de uso de suelo, razón de Bowen, eddy covarianza, energía disponible, resistencia aerodinámica, flujos turbulentos, radiación neta.*

Índice.

1. Introducción	1
2. Preguntas de Investigación	4
3. Objetivos	5
3.1 Generales.	5
3.2 Particulares.	5
4. Marco Teórico	6
4.1 Conceptos de Balance de Energía y Parámetros de Superficie.	6
4.2 Método Eddy Covarianza.	8
5. Métodos	10
5.1 Trabajo de Campo.	10
5.1.1 Selección de sitio.	10
5.1.2 Medición de parámetros turbulentos.	12
5.1.3 Medición de parámetros meteorológicos.	14
*Radiación de Onda Corta/Larga Entrante/Saliente.	14
*Temperatura y Humedad Relativa.	15
5.1.4 Medición de flujo de calor al suelo.	15
5.2 Análisis de datos.	16
5.2.1 Revisión visual de datos duros de turbulencia.	16
5.2.2 Doble rotación del viento.	17
5.2.3 Calibración de Higrómetro de Criptón.	19
5.2.4 Cálculo de flujos preliminares de calor y vapor de agua.	22
5.2.5 Correcciones a flujos.	23
5.2.6 Cálculo de parámetros de superficie.	26

*Energía disponible.	26
*Albedo.	27
*Resistencia aerodinámica.	28
*Razón de Bowen.	28
5.2.7 Cierre de balance de energía.	29
6. Resultados _____	30
6.1 Condiciones meteorológicas.	30
6.2 Cierre de balance de energía.	31
6.3 Balance de radiación.	33
6.4 Componentes del balance de energía y parámetros de superficie.	35
7. Discusión _____	39
7.1 Cierre incompleto de balance de energía.	39
7.2 Razón de Bowen.	39
7.3 Efectos de la conversión de cafetal bajo sombra a plantación de caña de azúcar.	40
8. Conclusiones _____	43
9. Referencias _____	45

Tablas y Figuras.

Figura 1. Balance de energía de una superficie horizontal con cubierta vegetal.	6
Figura 2. Flujo atmosférico turbulento.	8
Figura 3. (Google Earth) a) Imagen satelital de la localidad de La Orduña tomada durante la época de cosecha en abril de 2014.	11
Tabla 1. Parámetros turbulentos medidos a altas frecuencias en la estación micrometeorológica.	13
Figura 4. Arreglo de sensores para la medición de flujo de calor al suelo.	16
Figura 5. Ejemplo de las series de tiempo de parámetros medidos a alta frecuencia.	17
Figura 6. Orientación ideal del sistema de referencia del anemómetro sónico.	18
Figura 7. Gráfica de señal recuperada contra densidad de vapor.	21
Figura 8. Temperatura y cantidad de precipitación en la temporada húmeda.	30
Figura 9. Cierre de balance de energía en OSU y OCO.	32
Figura 10. Curvas promedio diarias de los componentes del balance de radiación de OSU y OCO.	34
Figura 11. Curvas promedio diarias de los componentes del balance de energía de la plantación de caña de azúcar y el cafetal.	36
Tabla 2. Promedios de medio día (11:00 hrs – 14:00 hrs) de parámetros de superficie y componentes de balances radiativo y de energía de OSU y OCO.	37
Figura 12. Variación de la razón de Bowen observada en OSU.	38

1. Introducción.

Sin duda alguna el cambio climático es uno de los fenómenos más importantes a los que la sociedad moderna se está enfrentando. Los efectos ya conocidos como el incremento en la temperatura del planeta, el aumento del nivel del mar debido al derretimiento de masas de hielo, los cambios en los patrones de la circulación tanto atmosférica como oceánica (entre muchos otros), continúan reflejándose en las actividades diarias del hombre, generando importantes consecuencias económicas, y por lo tanto sociales. Día a día estos efectos parecen ser más evidentes y esto está generando que los tomadores de decisiones tengan que responder las crecientes atenciones y amenazas que este fenómeno implica (IPCC Fifth Assessment Report, 2013). Considerando lo anterior se puede entender el por qué el cambio climático se ha vuelto una de las principales líneas de investigación entre la comunidad científica; simplemente es una respuesta ante la creciente necesidad de entender el fenómeno (SEMARNAT, 2009).

El estudio del cambio climático, centrado muchos años en el debate sobre su naturaleza antropogénica o no, cada día se vuelve más especializado y puntual, es decir, cada vez es necesario considerar más variables que en principio no llamaban la atención por no tener impactos climáticos tan evidentes (Pielke, 2009). Uno de los fenómenos que comienza a cobrar importancia en la modelación climática es el cambio de uso de suelo. Si se tiene un área con cierta cobertura vegetal y esta es modificada drásticamente (cambio de tipo de cultivo, deforestación, construcción de zonas urbanas), los procesos que ocurren en el sistema suelo-vegetación-atmósfera se verán alterados. Esto se entiende considerando que las superficies terrestres ejercen una gran influencia sobre la atmósfera inmediata (y viceversa) mediante el intercambio de agua y energía (Shuttleworth, 2012). Estas alteraciones se pueden reflejar en cambios en la temperatura de la región, cambios en la frecuencia y cantidad de precipitación (que probablemente implicaría variaciones en la humedad atmosférica y del suelo), y cambios en la flora y fauna (Bonan, 2008). Si este tipo de prácticas se vuelven regulares, los cambios ya mencionados se podrían traducir en un cambio climático regional. Considerando todo lo anterior resulta evidente que es necesario entender cuantitativamente los intercambios de agua y energía en regiones que han sufrido cambios en el uso del suelo. Este entendimiento cuantitativo se refiere más bien a tener valores reales de los parámetros de superficie que son aquellos que reflejan las características de la superficie del sistema (albedo α , razón de Bowen β , resistencia aerodinámica r_a y energía disponible E_a). Integrando estos parámetros de superficie a los modelos climáticos se logra mejorar los escenarios generados por estos, pues en vez de alimentarlos con valores teóricos obtenidos de tablas se utilizan valores reales. Claramente esto resulta de gran relevancia en el estudio del cambio climático.

Debido a esto, diversos estudios han sido realizados en diferentes regiones, como en el caso de Brasil, donde se observó que la sustitución de la vegetación natural por pastizales en la

región del Cerrado, ha generado un incremento local de temperatura de aproximadamente 1.5°C. (Pielke et al., 2011).

Otro ejemplo relevante es la Amazonia, donde los pastizales que han reemplazado al bosque tropical, tienen un sistema de raíces menos profundo; por tanto, menos acceso a la humedad en suelo durante la época seca y, en consecuencia, menor transpiración. Debido a que la disminución de la transpiración fue más fuerte que la reducción en energía disponible asociado al aumento de albedo, los flujos de calor sensible fueron más altos en el pastizal comparados con los del bosque, y esto resultó en una capa límite más profunda en las regiones dominadas por pastizales (Gash y Nobre, 1997; Von Randow et al., 2004).

En Veracruz, México, el cambio de uso de suelo es también muy común debido a que las condiciones climáticas son propicias para diversos cultivos. En la zona central de Veracruz, grandes porciones de bosque mesófilo de montaña fueron convertidos en cafetales. Sin embargo, en los últimos años los cafetales han sido convertidos en plantaciones de caña de azúcar debido a que resultan considerablemente más económicos y a que requieren menor mantenimiento y mano de obra. Esta situación genera una importante necesidad de entendimiento sobre flujos de agua y energía en Veracruz, particularmente en la región de bosque de montaña. Es necesario recalcar que, a pesar de que existen algunos estudios realizados en tierras bajas del trópico (ej. Brasil), prácticamente no existen estudios observacionales en las regiones tropicales de montaña, como la del centro de Veracruz, donde las condiciones climáticas y del suelo son muy peculiares. En respuesta a esta necesidad, se decidió realizar un estudio en la localidad La Orduña, Veracruz, como parte del proyecto “El efecto del cambio en el uso de suelo sobre el clima en la región tropical de montaña del centro de Veracruz, México” a cargo del Dr. Friso Holwerda, del Centro de Ciencias de la Atmósfera (UNAM). Se trabajó con datos de 2 sitios ubicados dentro de la misma localidad: un parche que fue convertido de cafetal a plantación de caña de azúcar y una zona donde se continúa sembrando café, ambos medidos durante la temporada húmeda (8 días en el mes de julio 2014). Se trabajó directamente en la plantación de caña de azúcar (denominado en lo sucesivo OSU), donde se instaló una estación micrometeorológica cuyos datos se calcularán los flujos de calor latente y calor sensible con el método Eddy Covarianza; se midió también la radiación neta, el flujo de calor hacia el suelo y se calculó el almacenamiento de energía; todo lo anterior para realizar un balance de energía. Se realizó también el balance de energía del cafetal (denominado en lo sucesivo OCO); sin embargo para ello se utilizaron parámetros ya calculados por otros participantes del proyecto, obtenidos a partir de datos recolectados simultáneamente en una segunda estación micrometeorológica instalada en OCO. Los datos de la plantación de caña se utilizarán posteriormente para calcular los parámetros de superficie, como los ya mencionados: albedo, razón de Bowen, así como resistencia aerodinámica y energía disponible.

Comparando tanto los balances de energía como los parámetros de superficie de OSU y OCO es posible evaluar si existe algún indicador de que la situación que atraviesa

actualmente la región montañosa del centro de Veracruz provocará un cambio climático local o regional. Sin embargo, el análisis de los resultados de este trabajo no puede interpretarse más que como una tendencia, pues para tener una idea más exacta de cuál será el comportamiento del clima de la región a futuro es necesario llevar a cabo un estudio empleando los modelos climáticos alimentados por los parámetros calculados para tener obtener escenarios climáticos a futuro.

2. Preguntas de Investigación.

*¿Cómo varían el balance de energía y los parámetros de superficie (albedo, razón de Bowen, resistencia aerodinámica y energía disponible) entre plantaciones de café y caña de azúcar en la zona del bosque mesófilo de montaña del centro Veracruz?

*¿Qué posibles implicaciones climáticas regionales genera la conversión de cafetales a plantaciones de caña de azúcar en esta zona?

3. Objetivo

3.1 General.

Evaluar si la conversión de los cafetales a plantaciones de caña de azúcar en el centro de Veracruz muestra indicios de poder provocar un cambio climático regional.

3.2 Particulares.

- I. Medir los flujos de calor sensible (H) y calor latente (λE) mediante el método Eddy Covarianza para calcular la razón de Bowen (β) en la plantación de caña de azúcar.
- II. Medir la radiación de onda corta y larga, entrante y saliente, para determinar la radiación neta (R_n) y el albedo (α).
- III. Medir el flujo de calor hacia el subsuelo (G) y el almacenamiento de energía en la atmósfera y la biomasa (S) bajo el nivel de referencia para calcular la energía disponible ($E_a = R_n - G - S$).
- IV. Utilizar las mediciones de los componentes horizontales y verticales del viento con un anemómetro sónico para determinar la resistencia aerodinámica (r_a) de la plantación de caña de azúcar.
- V. Evaluar el cierre de balance de energía en la plantación de caña de azúcar y del cafetal.
- VI. Utilizar los datos del cafetal obtenidos en la campaña de medición del proyecto “El efecto del cambio en el uso de suelo sobre el clima en la región tropical de montaña del centro de Veracruz, México” a cargo del Dr. Friso Holwerda para calcular los parámetros de superficie y los componentes del balance de energía del cafetal.
- VII. Comparar los balances de energía y los parámetros de superficie de ambos cultivos.

4. Marco teórico.

4.1 Conceptos de balance de energía y parámetros de superficie.

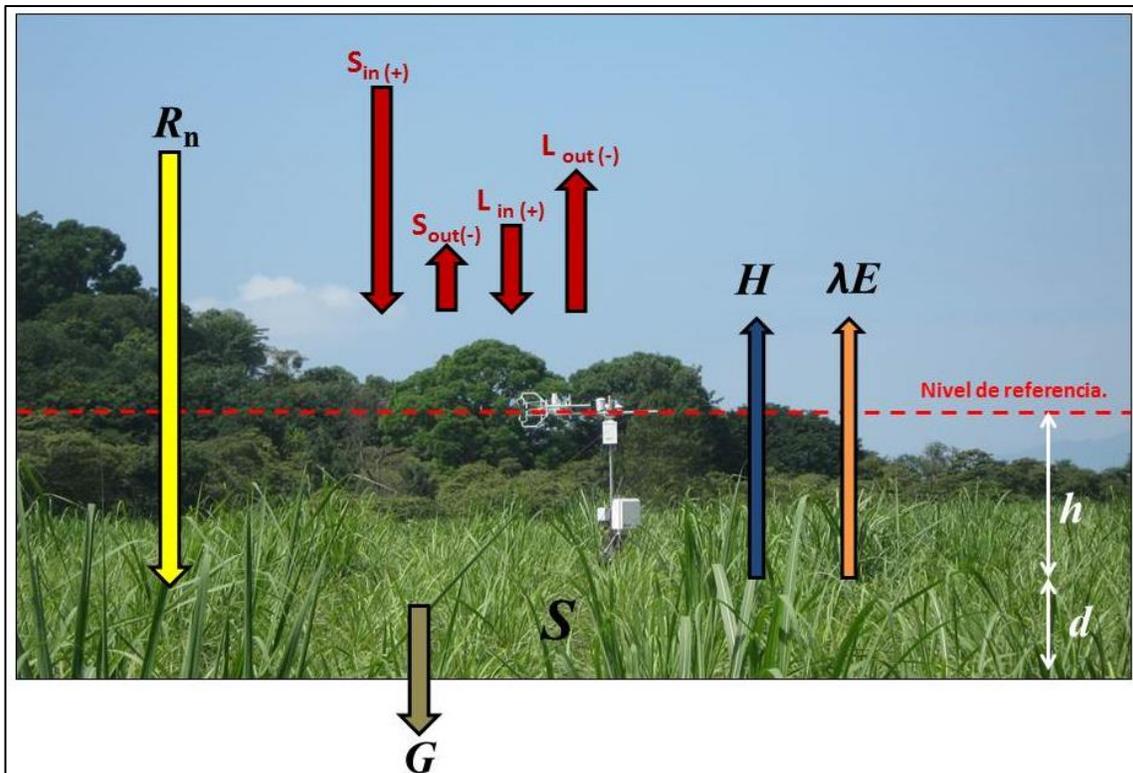


Figura 1. Balance de energía de una superficie horizontal con cubierta vegetal. La radiación que ingresa al sistema se considera positiva, mientras que la que sale es negativa. Todos los otros flujos de energía serán positivos en dirección de salida del sistema, y negativos en dirección contraria. Para la radiación de onda larga resulta conveniente el cálculo de L_{net} , que es la radiación neta de onda larga. Esta normalmente será negativa, pues la radiación emitida por la superficie es mayor que aquella emitida por la atmósfera. El nivel de referencia es la altura a la cual se realizan las mediciones, y debe ser sobre la altura de desplazamiento del plano 0 (d). La altura h es un parámetro que se utiliza para calcular el área mínima que debe tener el sitio de estudio en la dirección promedio del viento (sección 5.1.1).

El balance de energía de un sistema no es más que la comparación entre las entradas y salidas de energía de un sistema. Esto proporciona información sobre la distribución de energía a través del sistema, ya sea en procesos, almacenamiento, emisión, etc. A su vez, el balance de energía resulta de gran importancia en el entendimiento de los intercambios de agua y energía entre la superficie y la atmósfera, ya que, básicamente, se cuantifica la energía disponible para que ocurran dichos intercambios.

En el caso de los procesos de superficie, es bien sabido que la energía que los rige es la energía solar, la cual puede ser directa o difusa (S_m , radiación de onda corta). Esta energía puede ser reflejada, utilizada en procesos dentro del sistema superficie-vegetación-atmósfera, re-emitada por la superficie, almacenada, o puede continuar fluyendo hacia el subsuelo.

Considerando lo anterior, los parámetros registrados para realizar el balance de energía realizado tanto en la plantación de caña de azúcar como en el cafetal fueron:

- Radiación neta (R_n). Es la cantidad de energía neta que ingresa al sistema. Es el resultado de considerar la energía entrante del Sol (S_m), la radiación solar reflejada (S_{out}), la radiación de onda larga emitida por la atmósfera y nubes hacia la superficie (L_{in}), y la radiación de onda larga emitida (L_{out}) por la superficie. La de los signos establece que las entradas de radiación se considerarán valores positivos, mientras que las salidas se consideran negativas.
- Flujo de calor al suelo (G). Es la cantidad de energía que fluye desde la superficie hacia el subsuelo, guiado por el gradiente de temperatura presente en el sistema. Para su medición es necesario considerar parámetros como la humedad del suelo, etc.
- Almacenamiento de energía (S). El almacenamiento de energía se descompone en la cantidad de energía calorífica almacenada en forma de calor sensible (S_s) y en forma de calor latente (S_l). Esto significa que una porción de la energía que ingresa al sistema queda almacenada calentando el aire, y otra porción se almacena en forma de “energía potencial” en el vapor de agua.
- Flujo de calor sensible (H). Es la cantidad de energía que fluye desde la superficie hacia la atmósfera, calentando a esta última (durante el día). Se llama calor sensible debido a que el efecto de calentamiento que tiene sobre la atmósfera se siente de forma directa como un aire más cálido.
- Flujo de calor latente (λE). Es el flujo de vapor de agua en unidades de energía cuyo origen se encuentra en el proceso de evapotranspiración. Cuando ocurre el cambio de fase (condensación), esta energía es liberada hacia la atmósfera.

Una forma de interpretar las mediciones realizadas es mediante el cálculo de parámetros de superficie. Estos parámetros nos permiten obtener información sobre el tipo de cultivo y su influencia sobre la atmósfera, ya que describen las características de la superficie en base a la distribución de energía a través del sistema. Como el caso de la energía disponible (E_a), el cual es un parámetro que nos indica la energía utilizable para el intercambio entre la superficie y la atmósfera a través de los flujos de calor sensible y latente. En un sistema ideal, la energía disponible es aquella que ingresa al sistema, y que no fluye al subsuelo ni se almacena en la atmósfera; es decir:

$$E_a = R_n - G - S = H + \lambda E \quad \text{Ecuación 1.}$$

Calculando la razón entre la cantidad de radiación solar de onda corta que refleja (S_{out}) y la que ingresa (S_m) el sistema, se obtiene el albedo (α). Este parámetro es un indicador de gran relevancia en estudios de cambio de uso de suelo, pues la cantidad de energía que refleja un cultivo a su vez determina la cantidad de energía que llega desde el Sol y que es utilizada en el sistema.

Otro parámetro de gran importancia es la Razón de Bowen (β), que no es más que la razón entre los flujos de calor sensible y calor latente (Ecuación 28). Este parámetro sirve para determinar si la energía disponible se está utilizando principalmente para el proceso de evapotranspiración o para el calentamiento de la atmósfera.

El último parámetro de superficie calculado fue la resistencia aerodinámica (r_s). Este parámetro más bien refleja las características de la rugosidad del terreno, pues es una medida de la resistencia al transporte turbulento de calor y vapor de agua entre la vegetación y la atmósfera. La resistencia que opone la superficie al flujo del viento se traduce en la cantidad de turbulencia generada debido a la fricción. Entre mayor sea la altura de la vegetación, más turbulencia se genera por fricción, y menor será el valor de resistencia aerodinámica (se refiere a menor resistencia al transporte turbulento).

La importancia de los parámetros de superficie radica en que, con solo conocer sus valores, podemos tener una idea de cómo se distribuye la energía en el sistema, que tipo de procesos de superficie tienen mayor peso, y sobre todo, de los intercambios de agua y energía que ocurren entre la atmósfera y la superficie.

4.2 Método eddy covarianza.

Para el estudiar los intercambios de agua y energía entre la superficie y la atmósfera se utilizó un método micrometeorológico conocido como Eddy Covarianza. Este método se basa en las fluctuaciones rápidas tanto de la componente vertical del viento y como de los parámetros de interés (en este caso temperatura y densidad de vapor de agua) para calcular estadísticamente los flujos turbulentos verticales. Las fluctuaciones rápidas registradas se asocian con los remolinos turbulentos o eddies que se encuentran inmersos dentro el flujo atmosférico (Figura 2). Estos remolinos son el mecanismo a través del cual la energía cedida por la vegetación hacia la atmósfera es transportada verticalmente; debido a lo anterior, este transporte es conocido como flujo turbulento vertical, y es la base de fenómenos meteorológicos de gran relevancia como la convección.

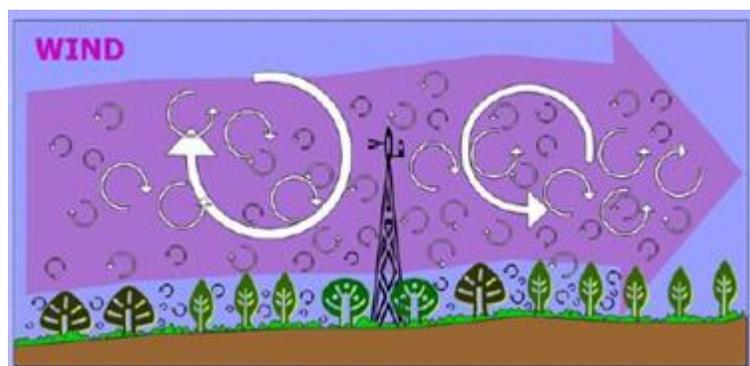


Figura 2. Flujo atmosférico turbulento. Los remolinos turbulentos se encuentran embebidos dentro del flujo horizontal de aire.

El método Eddy Covarianza proporciona mediciones directas de los flujos turbulentos verticales. Sin embargo, es importante mencionar que los flujos observados representan promedios del área sobre la cual se mide, en este caso, sobre el cafetal y caña de azúcar. Para ello es necesario que el terreno del área de estudio sea lo suficientemente extenso para lograr registrar el efecto de los eddies de todos los tamaños que ocurren únicamente en la superficie de interés, y así evitar registrar efectos de terrenos aledaños. Otro requerimiento para la aplicación de este método es que el terreno sea plano y uniforme para asegurar que el promedio de la componente w (para cada periodo de 30 minutos) sea 0, y así poder desprestigiar el término de advección en la ecuación de flujo.

En términos de la frecuencia de los registros, las mediciones relacionadas con los flujos turbulentos (temperatura, densidad de vapor y las componentes del viento) se realizaron a 20 y 10 Hz. Esto debido a la necesidad de poder registrar variaciones muy rápidas de los parámetros. Estos registros, a su vez, se utilizaron para calcular los flujos en promedios de 30 minutos. Se decidió generar promedios de 30 minutos debido a que investigaciones anteriores han demostrado que los eddies de mayor tamaño pueden tardar ese tiempo en completar su movimiento, y la intención fue poder captar el transporte generado por los remolinos de todos los tamaños.

A pesar de que la derivación del método Eddy Covarianza es algo compleja (se puede derivar a partir de conservación), el cálculo de los flujos resulta simple. Para poder identificar las fluctuaciones rápidas es necesario restar el promedio de la serie de tiempo, o del periodo de tiempo con el que se esté trabajando (en el presente utilizaron periodos de 30 minutos) al valor de cada uno de los registros (ecuaciones 10, 11). Calculando la covarianza (relación entre la variación de 2 variables) entre dichas variaciones rápidas de los parámetros (temperatura y densidad de vapor) y las fluctuaciones de la componente vertical de viento (ecuaciones 12,13), se obtiene la densidad de flujo vertical de los parámetros. Los pasos para el cálculo de los flujos turbulentos se detallan más en la sección 5.2.5.

5. Métodos.

5.1 Trabajo de campo.

Como ya se mencionó, se llevó a cabo un estudio micrometeorológico con la intención de medir el balance de energía y de obtener los parámetros de superficie en una de las regiones de Veracruz que están experimentando cambio de uso de suelo. El proyecto “El efecto del cambio en el uso de suelo sobre el clima en la región tropical de montaña del centro de Veracruz, México” del CCA se llevó a cabo a través de 3 campañas de medición (dic 2013-ene 2014; mar-abr 2014; jun-jul 2014), abarcando cada una de las estaciones que caracterizan el clima de esta región (seca-templada, seca-cálida, lluviosa, respectivamente); sin embargo, en la presente tesis solo se trabajó una porción de dicho proyecto, participando únicamente en la campaña de medición de la temporada húmeda. Por consiguiente sólo se obtuvieron y analizaron datos de dicha temporada. Dicha campaña fue llevada a cabo en julio de 2014, y consistió en 3 semanas de trabajo, con un total de 8 días de mediciones. También es importante recalcar que solo se trabajó directamente en la plantación de caña de azúcar; los datos del cafetal utilizados en este trabajo fueron obtenidos en la misma campaña de medición, bajo el mismo proyecto, pero fueron recolectados y tratados por otros miembros del equipo y proporcionados para el análisis de resultados de esta tesis. Es por esto que todo el trabajo de campo y análisis de datos descritos a continuación se refieren al sitio OSU; aunque las mismas actividades, consideraciones, y análisis fueron realizados y aplicados en el cafetal (OCO) por las personas encargadas de ese estudio.

5.1.1 Selección de sitio de estudio.

El proyecto fue llevado a cabo en la localidad La Orduña, situada en el municipio de Coatepec en el estado de Veracruz, México, a una altura de 1205 m.s.n.m. La importancia de La Orduña es que se encuentra en la región de bosque mesófilo de montaña (también conocido como bosque de niebla) de Veracruz, donde la conversión de cafetales a plantaciones de caña de azúcar podría estar alterando el clima tropical de montaña. Dentro de La Orduña, se seleccionaron 2 sitios, uno con cultivo de caña de azúcar y otro con cultivo de café bajo sombra, para instalar una estación micrometeorológica en cada una y así poder identificar las diferencias entre las condiciones de dos sitios con características diferentes dentro de un área relativamente pequeña.

La plantación de caña de azúcar elegida tiene una longitud de aproximadamente 300 metros en la dirección dominante del viento (sureste). La altura promedio de la vegetación en julio era de 1.45 metros, y debido a que los sensores deben estar ubicados por arriba del dosel, la estación micrometeorológica se montó sobre un tripie a una altura de 2.7 metros; la intención simplemente es que las mediciones sean representativas de toda la vegetación. Como ya se explicó, debido al empleo del método Eddy Covarianza, los sitios elegidos para

las mediciones deben cumplir que la longitud L sea 100 veces mayor a la altura h ($L \geq h \cdot 100$) sobre el desplazamiento del plano cero (d), que es el nivel medio en el cual el momento es absorbido por la vegetación; su valor se toma generalmente como el 75% de la altura de la vegetación (Shuttleworth, 2012). Por tanto, lo anterior se verificó en OSU, pues la estación se instaló a una altura aproximada de 1.6 metros (nivel de referencia) por arriba de d , por lo que se requería un mínimo de 160 metros de longitud en la dirección dominante del viento (Figura 3). En cuanto a las características de la vegetación, el Índice de Área Foliar fue de $1.0 \text{ [m}^2 \text{ m}^{-2}]$ (S. Alvarado Barrientos, datos no publicados) y la cubierta vegetal fue de 70%. Este último fue medido con un método sencillo a través de un transecto; dejando caer una vara en cada punto se observó si esta tenía contacto con la vegetación o si caía directo al suelo.

La plantación de café en la que se trabajó se encuentra a una distancia lineal aproximada de 600 metros de OSU, y posee dimensiones considerablemente mayores (~ 100 ha en total). De hecho, analizando las imágenes de satélite se puede observar que OSU se encuentra prácticamente rodeada por el cafetal. Debido a que en OCO existe una altura de vegetación variable debido a la presencia de árboles para proporcionar sombra a los arbustos de café, fue necesario colocar la estación micrometeorológica a 16.5 m sobre el suelo en una torre de 18 metros de altura; esto igualmente fue necesario para que las mediciones reflejaran la influencia de toda la vegetación. A pesar de que la altura h es grande, en OCO también se cumple que $L \geq h \cdot 100$, pues el cafetal se extiende por casi un kilómetro hacia el sureste. El Índice de Área Foliar en este sitio fue de $2.1 \text{ [m}^2 \text{ m}^{-2}]$ (S. Alvarado Barrientos, datos no publicados).

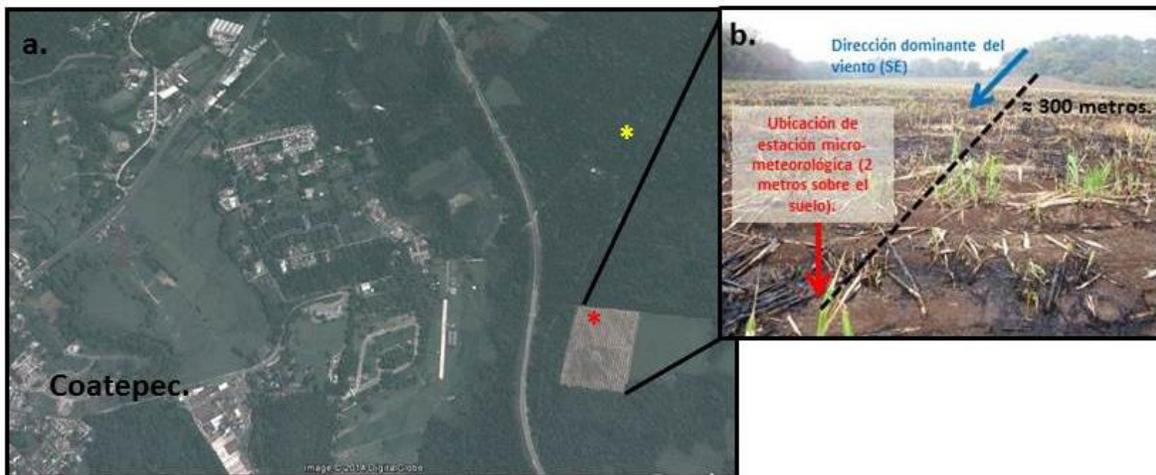


Figura 3. (Google Earth) a) Imagen satelital de la localidad de La Orduña tomada durante la época de cosecha en abril de 2014 donde se muestra la ubicación de los sitios de estudio: el asterisco rojo muestra la ubicación de la estación meteorológica en OSU y el asterisco amarillo la ubicación de la torre de flujos turbulentos en OCO, con una distancia lineal entre ellos de ~ 600 m; b) OSU tiene una longitud (L) de ~ 300 metros en la dirección dominante del viento (SE).

5.1.2 Medición de parámetros turbulentos.

Se denominaron parámetros turbulentos aquellos que se utilizarían para el posterior cálculo de flujos turbulentos (Tabla 1). La principal característica que diferencia a los parámetros turbulentos de los meteorológicos es que sus registros fueron a altas frecuencias (20 Hz en OSU y 10 Hz en OCO). Las mediciones de dichos parámetros se llevaron a cabo durante la campaña de medición de julio de 2014. Para ello se emplearon diversos sensores y aparatos que integraron a la ya mencionada estación micrometeorológica. Debido a que la época del año en que se realizaron las mediciones coincidió con la época de crecimiento del cultivo, la altura promedio de la caña de azúcar no era tan alta (se midió en ~1.45 metros), por lo que el nivel de referencia (altura sobre el suelo a la cual se realizan las mediciones micrometeorológicas de tal forma que los registros reflejen la influencia de toda la vegetación) se ubicó a 2.7 metros. A comparación del cafetal, donde el nivel de referencia se ubicó a 16.5 metros y por tanto se tuvo que montar la estación sobre una torre meteorológica, en OSU bastó con montar la estación sobre un tripie.

A pesar de que la campaña de medición duró 3 semanas, no todos los días fue posible realizar mediciones. Debido a cuestiones de seguridad, la estación micrometeorológica en OSU no estuvo montada permanentemente. Cada día de mediciones la estación era montada por la mañana (8:30 hrs.) y desmontada por la tarde (después de las 16:00 hrs). Adicionalmente, debido a que la campaña fue realizada en verano, coincidiendo con la época húmeda, la precipitación representaba un importante impedimento para realizar el trabajo de campo. En principio porque es difícil maniobrar con sensores delicados como el anemómetro sónico bajo la lluvia; pero principalmente debido a que los flujos turbulentos que se pretendían medir podía verse altamente influenciados por la lluvia, es decir, los registros se verían “contaminados” con el efecto de la precipitación, impidiendo así concretar los objetivos de las mediciones. Adicionalmente, los días soleados resultan de mayor interés debido a un mayor calentamiento de la superficie traducido en mayor turbulencia. Otro factor que resultó relevante en la selección de los días de medición, fue la presencia de viento. Considerando el hecho de que la turbulencia es esencial en este trabajo, los vientos con mayores velocidades se traducen una mejor oportunidad de medir e identificar los fenómenos que se pretenden describir; por lo menos en términos de los flujos turbulentos de calor sensible y latente. Tomando en cuenta lo anterior, solo se llevaron a cabo mediciones en días sin precipitación, teniendo un total de 8 días de registros (10, 11, 14, 19, 21, 22, 25, 26 de julio). En cambio, las mediciones en OCO fueron continuas ya que la estación fue instalada permanentemente en la torre.

Parámetro turbulento	Variable	Unidades	Sensor	Modelo y marca	Principio de funcionamiento	Frecuencia de registros
Componentes horizontales (u, v) y vertical (w) del viento.	u, v, w	m s^{-1}	Anemómetro Sónico de 3 dimensiones	CSAT3 Campbell Scientific	Basado en la medición del tiempo de vuelo de los pulsos ultrasónicos que envía de uno de sus transductores a otro y viceversa. Al momento de la instalación debe estar orientado en la dirección dominante del viento; también debe verificarse que esté perfectamente nivelado, ya que cualquier inclinación se traduciría como un error en las mediciones.	20 Hz
Densidad de vapor de agua.	ρ_v	g m^{-3}	Higrómetro de criptón.	KH20 Campbell Scientific	El higrómetro emite 2 rayos de radiación UV con distinta longitud de onda, los cuales son absorbidos por el vapor de agua. Basado en la ley de Beer-Lambert, calcula la cantidad de vapor de agua presente entre la lámpara y el receptor.	20 Hz
Temperatura virtual	T_s	$^{\circ}\text{C}$	Anemómetro Sónico	CSAT3 Campbell Scientific	Es calculada por el anemómetro sónico basándose en que la velocidad del viento en el aire húmedo es una función de la temperatura y la humedad.	20 Hz
Temperatura del aire	T_d	$^{\circ}\text{C}$	Termopar de bulbo seco de respuesta rápida (tipo E)		Es un ensamblaje de dos alambres de diferente composición soldados en un extremo, la diferencia de potencial se genera cuando hay una diferencia en temperatura entre el punto de unión y el otro extremo del termopar por el efecto Seebeck. La diferencia de potencial es proporcional a la temperatura.	20 Hz

Tabla 1. Parámetros turbulentos medidos a altas frecuencias en la estación micrometeorológica.

Como ya se mencionó, solo se llevaron a cabo mediciones durante el día debido a cuestiones de seguridad, aunque el principal motivo es que, debido a que al medio día el sistema suelo-vegetación-atmósfera cuenta con la mayor cantidad de energía disponible para llevar a cabo procesos de interés (evapotranspiración, flujo de calor al suelo, calentamiento de la atmósfera por contacto) que al final se ven reflejados en su balance de energía, las mediciones nocturnas pueden ser despreciadas para los propósitos de este trabajo. Además de que la técnica de eddy covarianza no funciona bien durante la noche debido a la falta de turbulencia.

Para el almacenamiento se utilizó un data logger (CR1000 Campbell Scientific). Independientemente de las 20 mediciones por segundo realizadas, la información, incluyendo los parámetros meteorológicos (véase sección 5.1.3) se archivó y analizó en periodos de 30 minutos. Debido a que periodos de 30 minutos incluyen efectos tanto de eddies turbulentos pequeños y rápidos, como de eddies de mayores dimensiones que rayan en procesos convectivos, se trabajó en este esquema temporal. De hecho, el resto de las mediciones, resultados y análisis de resultados se presentan en promedios de 30 minutos. A pesar de tener un aproximado de 504000 datos diarios de cada variable turbulenta, estos solo representaron un total de 112 periodos de 30 minutos para los 8 días de mediciones.

5.1.3 Medición de parámetros meteorológicos.

A pesar de que estrictamente todos los parámetros registrados en la campaña son considerados meteorológicos, para fines de este proyecto se decidió dar esta clasificación únicamente a aquellas mediciones que no se utilizarán de forma directa para el cálculo de flujos turbulentos, y por ende, sus registros no fueron realizados a altas frecuencias.

Los sensores que realizaron estas mediciones también fueron montados sobre el tripie como parte de la estación. Para el almacenamiento de estos parámetros se utilizó un segundo data logger (mismo modelo y marca), que midió las señales cada 30 segundos, y calculó promedios de 5 minutos. Posteriormente durante el análisis de datos, los archivos se pasaron de carpetas diarias y promedios de 5 minutos, a un solo archivo con todos los datos acomodados en promedios de 30 minutos.

Radiación de onda corta/larga entrante/saliente.

Debido a que toda la energía empleada en los procesos que ocurren en nuestro sistema de interés (suelo-vegetación-atmósfera) proviene del Sol, resulta absolutamente imperante tener una medición de esta entrada de energía. A su vez, es necesario saber cuánta energía está siendo re-emitida y reflejada por la superficie, pues, entre otras cosas, es un primer gran indicador de la cantidad de energía con la que el sistema contará para realizar los procesos de interés. Para llevar este registro se utilizó un sensor de radiación neta de 4 componentes (NR01, Hukseflux, Campbell Scientific), que precisamente mide la radiación de onda corta (S_n [$W m^{-2}$]) y larga (L_n [$W m^{-2}$]), que llega desde el Sol y la atmósfera; así

como la radiación de onda corta reflejada por la superficie (S_{out} [$W m^{-2}$]), y la radiación de onda larga emitida por la misma (L_{out} [$W m^{-2}$]).

La instalación del sensor se realizó con una orientación tal que el recorrido del Sol a través del cielo no generó sombra de algún otro sensor o de la misma estructura que soporta la estación. Al igual que el anemómetro sónico, el sensor de radiación debe nivelarse cada vez que es montado.

Temperatura y humedad relativa.

A pesar de que se realizaron mediciones rápidas de temperatura y relacionadas con la humedad, fue necesario realizar también mediciones cada 30 segundos con una sonda de temperatura y humedad relativa (HC2S3, Campbell Scientific); los registros tanto de humedad relativa (RH, [%]) como de temperatura (T , [$^{\circ}C$]) fueron necesarios para la posterior re-calibración del higrómetro de criptón (ver abajo).

La sonda igualmente se montó sobre en la estación micrometeorológica, dentro de una protección que evita la alteración de los registros debido a la radiación pero que a su vez permite la ventilación del sensor.

5.1.4. Medición de flujo de calor al suelo.

Para cerrar el balance de energía fue necesario llevar un registro de la cantidad de energía que se pierde debido al flujo calor hacia el subsuelo (G , [$W m^{-2}$]). Esto se logró mediante la instalación de placas de flujo de calor (HFP01, Campbell Scientific). Las placas se entierran 8 centímetros bajo la superficie del suelo, donde registran la cantidad de energía calorífica que fluye a través de ellas (+ hacia el subsuelo), basándose en el gradiente de temperatura existente en el suelo. Adicionalmente es necesario colocar un sensor de temperatura y un sensor de humedad entre las placas y la superficie (~4 cm bajo la superficie), para determinar la cantidad de energía almacenada en esos 8 cm superficiales de suelo (Figura 4).

Debido a que el flujo de calor al suelo puede variar dependiendo que tan directo se encuentre expuesto el suelo a la radiación, se instalaron un total de 4 juegos de placa de flujo de calor-sensor de temperatura-sensor de humedad alrededor de la estación micrometeorológica, en 4 puntos de diferente exposición al Sol: 2 dentro de la fila de cultivo y 2 entre filas. Teniendo los valores de flujo de calor al suelo de zonas donde la radiación incidente es variable se puede tener una descripción más real de este proceso.

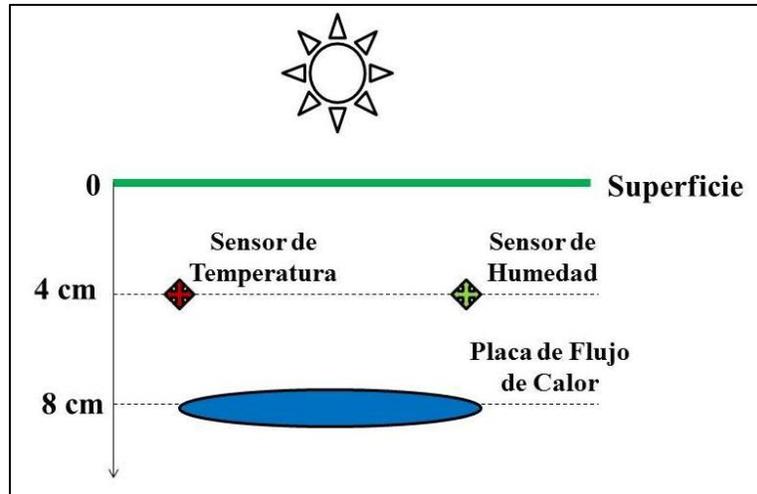


Figura 4. Arreglo de sensores para la medición de flujo de calor al suelo.

5.2 Análisis de datos.

El análisis de datos se llevó a cabo en los meses posteriores a la campaña de medición. El tratamiento de datos descrito a continuación, a excepción de la calibración del higrómetro y el cálculo de los parámetros de superficie, flujo de calor al suelo y resistencia aerodinámica, se realizó a partir de un programa en Matlab desarrollado por el Dr. Friso Holwerda, y actualizado por la Dra. Susana Alvarado (investigadora posdoctoral).

5.2.1 Revisión visual de datos duros de turbulencia.

Debido a la gran cantidad de datos obtenidos por las mediciones de parámetros turbulentos, el primer paso de su análisis fue una revisión visual de las series de tiempo completas de las 6 variables registradas (u , v , w , ρ , T_a , T_s). Esto nos permite identificar de manera inmediata algún malfuncionamiento de los sensores, fallas técnicas, pérdida de datos, o cualquier otra situación que pudo no haber sido identificada al momento de hacer las mediciones y que afectara las mediciones de forma directa. Los principales factores que se tomaron en cuenta para esta revisión visual fueron: continuidad de las series de tiempo y registros dentro de los rangos de valores comunes.

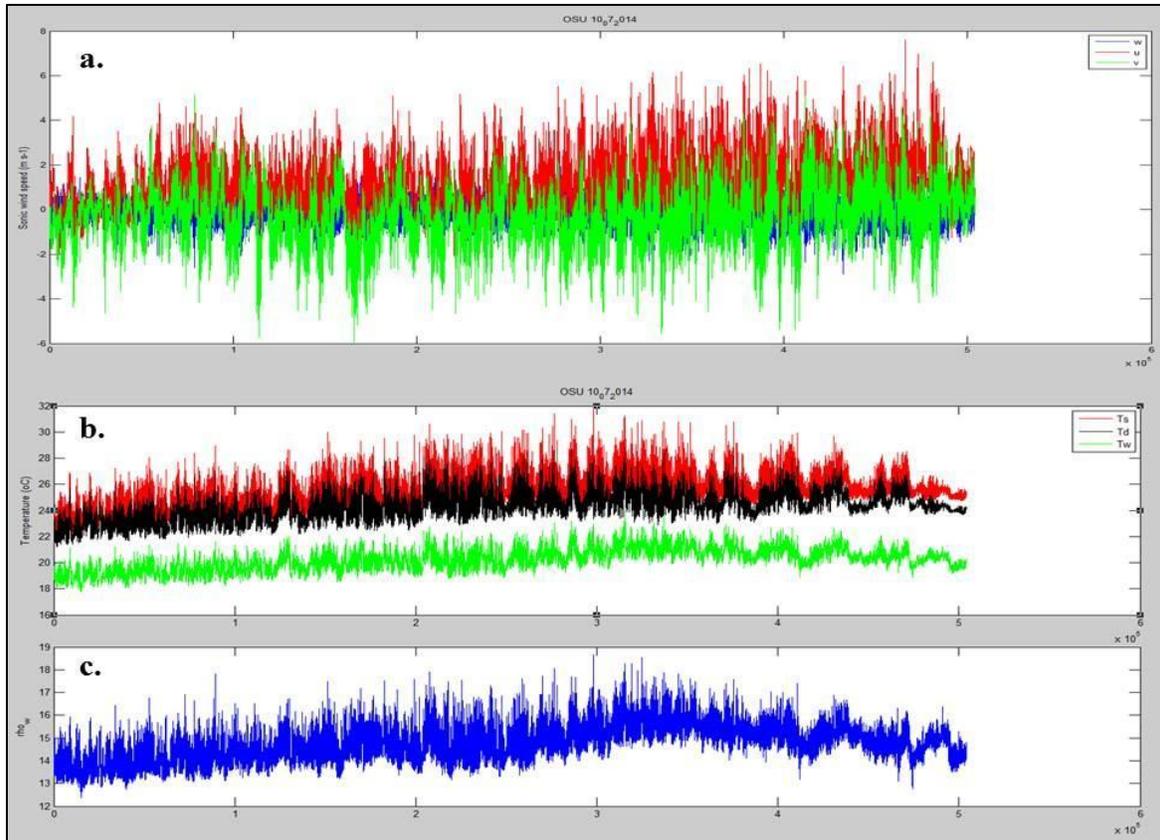


Figura 5. Ejemplo de las series de tiempo de un día desplegada para la revisión visual de: a) las 3 componentes del viento u (rojo), v (verde), w (azul); b) temperatura registrada por el anemómetro sónico T_s (rojo) y por el termopar de respuesta rápida T_r (negro); c) densidad de vapor de agua ρ_w , registrada por el higrómetro de criptón.

5.2.2 Doble rotación del viento.

Un vector de viento se puede descomponer en 3 componentes u , v , w , que representan los ejes de un sistema cartesiano de referencia, y precisamente estos componentes son los que mide el anemómetro sónico. El registro de estas componentes son sumamente sensible, pues la mínima inclinación de la estación o del anemómetro sónico afectaría la orientación del sistema de referencia en el cual se mide (Figura 6a), generando cierto error en los valores de viento, y a la larga, en los flujos calculados. Como se puede observar en la Figura 6, lo ideal es que el anemómetro sónico se oriente en dirección del viento dominante, de tal forma que quede alineado paralelamente con su eje Z perpendicular al viento promedio; este último debido a que es necesario que el promedio de w de cada media hora sea 0. También debe considerarse que esta alineación ayuda a evitar la perturbación del flujo de viento por la estructura de montaje. Sin embargo, como en todo trabajo de campo, resulta muy complicado lograr las condiciones ideales, lo que genera la necesidad de realizar una corrección a los datos de viento.

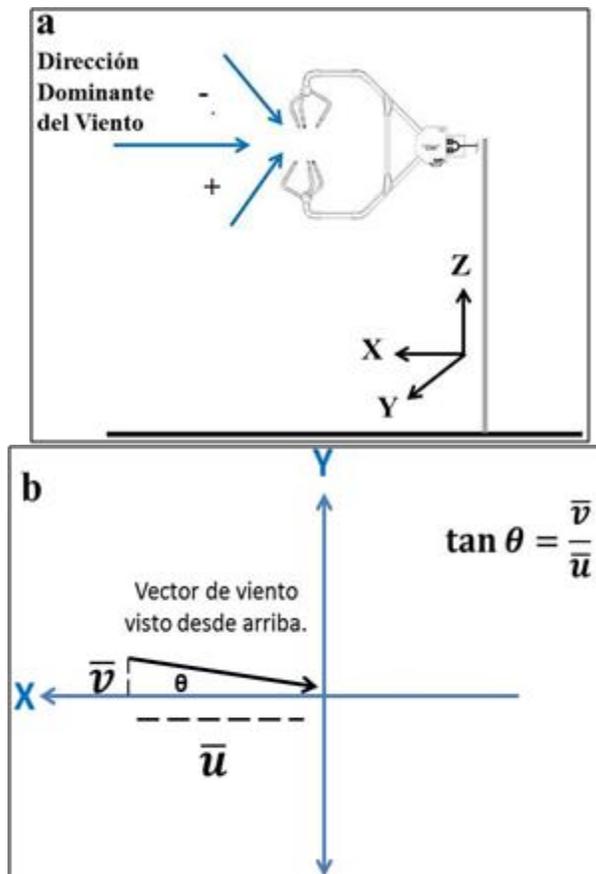


Figura 6a. Orientación ideal del sistema de referencia del anemómetro sónico. El anemómetro sónico se orienta en dirección del viento dominante; el eje X del sistema de referencia de fábrica del anemómetro también debe quedar en esta dirección. El eje Z debe estar perfectamente nivelado de tal forma que sea perpendicular al viento horizontal promedio. El viento que viene desde arriba se define como negativo (w^-); el viento que viene de abajo se considera positivo (w^+). 4b. Antes de realizar la primera rotación, el sistema de referencia puede no estar alineado paralelamente al viento promedio, presentando un desfase (θ).

La corrección aplicada consiste en realizar 2 rotaciones a los componentes del viento observados. Con la primera de ellas se alinea el eje X en la dirección del viento promedio para cada media hora. Para ello se calculan los promedios u y v , ya que es necesario calcular el ángulo de rotación que es igual al desfase presentado en la Figura 6b:

$$\theta = \text{atan} \frac{\bar{v}}{\bar{u}} \quad \text{Ecuación 2.}$$

Posteriormente, este ángulo se utiliza en la siguiente matriz de rotación:

$$\begin{vmatrix} \cos \theta & \sin \theta & 0 \\ -\sin \theta & \cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} \quad \text{Ecuación 3.}$$

que alineará el eje X paralelamente con u . Este paso se realiza para cada periodo de 30 minutos.

La segunda rotación pretende alinear el eje Z ortogonalmente con el vector de viento promedio de cada 30 minutos, que tras la primera rotación solo tiene componente horizontal u . Para ello, se repiten los procedimientos descritos en la primera rotación por las ecuaciones 2 y 3, solo que ahora se calcula a partir de los promedios de u y w :

$$\theta 2 = \text{atan} \frac{\bar{w}}{\bar{u}} \quad \text{Ecuación 4.}$$

y la matriz de rotación gira el sistema alrededor del eje Y :

$$\begin{vmatrix} \cos \theta 2 & 0 & \sin \theta 2 \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \theta 2 & 0 & \cos \theta 2 \end{vmatrix} \quad \text{Ecuación 5.}$$

Esta rotación también se realiza para cada periodo de 30 minutos.

Bajo el nuevo sistema de referencia tras aplicar la doble rotación, los valores tanto de w como de v serán 0.

Finalmente, el último paso para asegurar que solo estamos considerando el viento que ha pasado sobre la superficie de interés (caña), se hace una discriminación de datos, en la cual cualquier valor de dirección de viento que no entre en el rango de N90E a N200E es omitido.

5.2.3 Calibración de Higrómetro.

A pesar de que el higrómetro de criptón tiene una calibración de fábrica que garantiza la calidad de los registros, cuando se realizan este tipo de estudios es recomendable verificar esta calibración. Esto es porque estudios anteriores han encontrado que la calibración del higrómetro puede cambiar un poco con el tiempo o variar dependiendo de las condiciones de humedad del sitio (Mauder et al., 2007). Esta segunda calibración pretende ajustar el equipo al ambiente y condiciones en las que se trabaja, sobre todo en términos de la

cantidad de humedad, ya que este es un factor que influye en el funcionamiento del aparato. También se conoce como calibración en sitio/campo debido a que se utilizan las mismas mediciones para realizarla; es decir, primero se realizan las mediciones y después la calibración. Para ello es necesario recuperar la señal original (voltaje). La teoría de medición del higrómetro está basada en la ley de Beer Lambert, con la cual se obtiene una expresión que sirve para interpretar la señal como valores de densidad de vapor. Partiendo de dicha ecuación, simplemente se despeja el logaritmo de la señal para obtener:

$$\ln V = k_w x \rho_v + \ln V_0 \quad \text{Ecuación 6.}$$

Es evidente que la Ecuación 6 representa una relación lineal, en la cual ρ_v es conocida, pues son los valores de densidad de vapor registrados por el higrómetro (utilizando calibración de fábrica), $\ln V_0$ es la intersección con el eje X , y el producto entre el coeficiente de absorción para vapor de agua (k_w) y la distancia entre el receptor y la lámpara (x , [cm]) actúa como la pendiente de la recta. Gracias a el hecho de que las variables anteriores son valores conocidos ($k_w x = -0.196$, $\ln V_0 = 8.243$, proporcionados en el manual del higrómetro), se pueden simplemente sustituir en la Ecuación 6 y así tener una señal recuperada ($\ln V$).

Una vez teniendo la señal original recuperada, se necesitan valores medidos de densidad de vapor del sitio de estudio. Para ello, se utilizaron los datos de temperatura y humedad relativa obtenidos con el sensor HC2S3. Primeramente, los registros de temperatura T [°C] de dicha sonda se utilizaron para calcular la presión de saturación:

$$e_{sat} = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27 T}{237.3+T}\right) \quad \text{Ecuación 7.}$$

Luego se utilizaron estos valores de e_{sat} [kPa], junto con los registros de humedad relativa RH [%] de la sonda, para obtener la presión de vapor de agua:

$$e_v = \frac{RH}{100} * e_{sat} \quad \text{Ecuación 8.}$$

Finalmente, los valores reales de densidad de vapor ρ_v se calculan con la expresión:

$$\rho_v = \frac{e_v}{R_v T} \quad \text{Ecuación 9.}$$

donde e_v está dada en [Pa], T [K] es la temperatura registrada por la sonda y R_v es la constante específica de gas para vapor de agua ($R_v = 462 \text{ [J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}\text{]}$).

Una vez teniendo la señal recuperada y los valores de densidad de vapor, estos se pueden graficar (Figura 7) y obtener la ecuación de la recta desplegada.

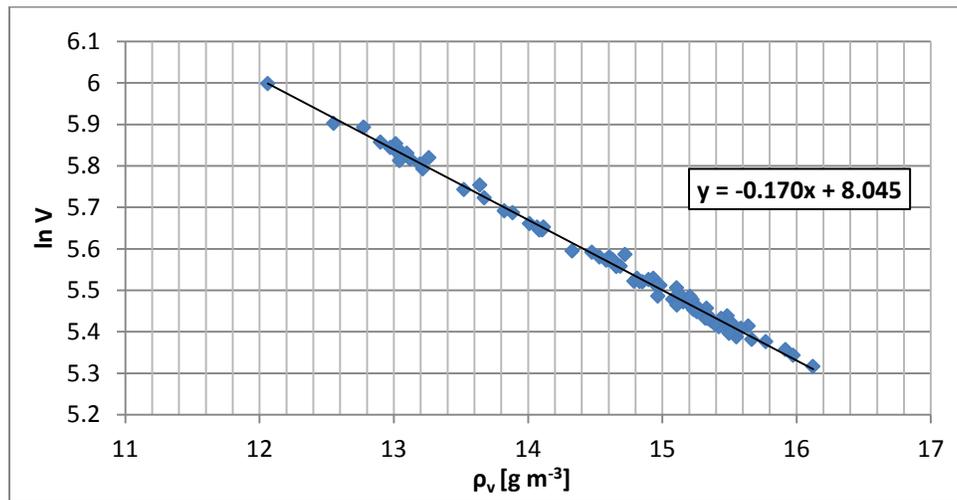


Figura 7. Gráfica de señal recuperada contra densidad de vapor. Como ya se había observado, la relación entre ambas variables es lineal. Obteniendo la ecuación de la recta es posible conocer los valores de calibración del higrometro (intersección con el eje X y pendiente de la recta).

La pendiente (-0.170) y la intersección con el eje X (8.045) de esta nueva ecuación de recta se consideran los valores de calibración. Recordando que el producto entre el coeficiente de absorción para agua vapor de agua (k_w) y la distancia entre los sensores (x) actúa como la pendiente de la recta, y que $\ln V_0$ es la intersección con el eje X, podemos sustituir tanto los nuevos valores de calibración como la señal recuperada en la Ecuación 6, y despejar la densidad de vapor de agua:

$$\rho_v = \frac{1}{-k_w x} (\ln V - \ln V_0) \quad \text{Ecuación 10.}$$

De esta manera, la señal recuperada es re-interpretada como valores de densidad de vapor de agua (ρ_v), utilizando los valores de calibración obtenidos en base a mediciones directas

en el sitio de estudio. Con este procedimiento aseguramos que el higrómetro de criptón se encuentra calibrado en base a las condiciones reales en las que realizó las mediciones.

5.2.4 Cálculo de flujos preliminares de calor y vapor de agua.

Para estudiar el balance de energía de cualquier sistema (en este caso OCO y OSU), es importante cuantificar los intercambios de agua y energía que ocurren en el sistema suelo-vegetación-atmósfera. La forma más directa de estudiar estos intercambios es medir los flujos turbulentos de calor sensible (H) y latente (λE) con el método Eddy covarianza (ver sección 4.2). Estos flujos se originan de manera natural, principalmente debido al gradiente de temperatura y vapor de agua entre la superficie y la atmósfera y la presencia de turbulencia; por esta razón se denominan flujos turbulentos. Debido a la importancia que tienen los flujos de calor latente y sensible en un balance de energía, así como la cantidad de información hidrometeorológica que otorga la Razón de Bowen (parámetro de superficie calculado en base a λE y H ; ver sección 5.2.8) sobre un sistema, se podría decir que el cálculo de los flujos turbulentos es el esencia de este estudio.

El cálculo de los flujos preliminares de λE y H se puede resumir en 3 pasos:

- i. Obtener promedios de temperatura ($\overline{T_d}$) y densidad de vapor ($\overline{\rho_v}$) para cada periodo de 30 minutos.
- ii. Calcular las fluctuaciones turbulentas (T_d' , ρ_v') restando, para cada media hora, el valor promedio a cada uno de los registros:

$$T'_d = T_d - \overline{T_d} \quad \text{Ecuación 11.}$$

$$\rho'_v = \rho_v - \overline{\rho_v} \quad \text{Ecuación 12.}$$

*Es importante recordar que tras la doble rotación aplicada anteriormente, el promedio de w de cada media hora tiene un valor de 0, por lo que los registros ya representan las fluctuaciones turbulentas. Debido a esto, no es necesario aplicar los pasos i y ii a dicho parámetro.

- iii. Calculando la covarianza entre las variaciones de la componente w del viento y las de temperatura T_d y densidad de vapor ρ_v , obtenemos los flujos cinemáticos de calor y vapor de agua respectivamente:

$$H_c = \overline{w'T'_d} \text{ [}^\circ\text{C m s}^{-1}\text{]} \quad \text{Ecuación 13.}$$

$$E_c = \overline{w'\rho'_v} \text{ [g m}^{-2} \text{ s}^{-1}] \quad \text{Ecuación 14.}$$

5.2.5 Correcciones a los flujos.

Los primeros flujos turbulentos calculados (ecuaciones 13-14) deben ser considerados preliminares, pues se tienen que someter a una serie de correcciones para minimizar los efectos de algunos fenómenos presentes durante las mediciones, los cuales pueden llegar a generar sub/sobre estimaciones de los valores calculados.

Corrección al flujo de calor sensible basado en el termopar ($\overline{w'T'_d}$)

a) Pérdida de Frecuencia.

El termopar de respuesta rápida utilizado para medir las variaciones rápidas de temperatura (T_a) se compone de 2 alambres muy delgados de diferente material. Particularmente en el caso de las mediciones rápidas, los alambres deben ser lo más delgado posible ya que existe una relación entre el tiempo de respuesta del termopar y el diámetro transversal del alambre. Lo anterior genera un efecto de pérdida de registros de temperaturas a altas frecuencias, es decir, las variaciones de temperatura muy rápidas pueden no ser detectadas por el termopar. Debido a que la pérdida de altas frecuencias resultaría en una subestimación de las covarianzas calculadas ($\overline{w'T'_d}$), es necesario evitar o minimizar dicho error. Una opción es la utilización de termopares con alambres sumamente delgados (~0.01 mm); sin embargo, para el trabajo de campo realizado resultó complicado ya que el termopar queda expuesto a insectos y aves que fácilmente pueden romper los alambres. Por tanto se utilizó un termopar de 0.12 mm y se empleó un método descrito por Moore (1986) para corregir la pérdida de covarianza a altas frecuencias. Este método consiste en realizar una comparación entre: (i) un cospectro modelo normalizado $nCwT(n)$ que se ajuste a los registros reales y que no refleje el efecto de pérdida de frecuencia; y (ii) el cospectro real normalizado, que se calcula multiplicando el modelo por una función de transferencia $G(n)$ que describe la respuesta de frecuencia del termopar. Los parámetros del cospectro modelo se obtuvieron mediante un ajuste no-lineal de mínimos cuadrados, utilizando como variable independiente el cospectro promedio del flujo de calor del anemómetro sónico. La comparación se hace a través de la razón entre las integrales del cospectro modelo y del cospectro real (se utilizan las integrales para considerar toda la distribución de las covarianzas en las distintas frecuencias), obteniendo un factor de corrección CF para el flujo de calor:

$$CF = \frac{\int nCwT(n)}{\int G(n)nCwT(n)} \quad \text{Ecuación 15.}$$

Aplicando directamente el factor de corrección al flujo preliminar se reduce el efecto de pérdida de frecuencia. Este proceso se realizó para cada periodo de 30 minutos de registros.

b) Carga de radiación.

Debido a la naturaleza metálica de los alambres del termopar, estos se calientan fácilmente una vez instalados, ya que quedan expuestos a la radiación solar. Este calentamiento de los alambres, aunado al efecto de enfriamiento debido al viento al que se encuentra expuesto el termopar, afecta las mediciones ya que la energía calorífica almacenada por los alambres se ve reflejada en los registros de temperatura (T_i). Este fenómeno normalmente provoca una sobrestimación de las covarianzas calculadas y, por tanto, la detección de flujos ficticios. Para minimizar este efecto se hace una estimación del flujo ficticio o flujo debido al calentamiento de los alambres en base a la ecuación descrita por Jacobs y McNaughton (1994):

$$\overline{w'e'} = -\frac{Ca(S_{in}+S_{out})}{2hu} \overline{w'u'} \quad \text{Ecuación 16.}$$

en la cual se consideran las dimensiones del alambre ($C = \text{diámetro/perímetro} = 1/\pi$), el coeficiente de absorción del alambre ($a = 0.73$, calculado experimentalmente; Holwerda, datos no publicados), la carga de radiación incidente sobre el termopar ($S_{in} + S_{out}$ [W m^{-2}]), el coeficiente de transferencia de calor convectivo (h), la velocidad del viento (u , [m s^{-1}]) y el transporte de momento debido al gradiente de la velocidad de viento en altura ($\overline{w'u'}$).

Una vez calculado el factor de corrección CF y estimado el error por carga de radiación $\overline{w'e'}$, se aplicaron directamente sobre los flujos preliminares calculados ($\overline{w'T'_d}$) para obtener el flujo ya corregido:

$$\overline{w'T'_{dc}} = CF(\overline{w'T'_d}) - \overline{w'e'} \quad \text{Ecuación 17.}$$

Corrección por efectos de la convección ($\overline{w'\rho'_v}$).

Durante el proceso de convección, las parcelas de aire ascienden y descienden sufriendo a su vez variaciones de densidad. Debido a que en el proceso convectivo las parcelas se consideran sistemas aislados (sin intercambio de materia y energía), la densidad de vapor

de agua no se conserva. Este fenómeno tiene un efecto en las mediciones micrometeorológicas, ya que el higrómetro no es capaz de diferenciar estas variaciones de densidad de las variaciones turbulentas. Adicionalmente, debido a que el proceso convectivo en la atmósfera implica el descenso de masas de aire más densas y pesadas que las masas que ascienden, es probable encontrar una pequeña velocidad vertical que compensa dicho exceso de masa. Para evitar que estos efectos se reflejen en los flujos turbulentos calculados, se aplicó una corrección en base al flujo de vapor de agua preliminar y al flujo de calor ya corregido ($\overline{w'T'_{dc}}$) (Webb et al., 1980):

$$E = (1 + \mu\sigma) \left(\overline{w'\rho'_v} + \left(\frac{\rho_v}{T}\right) \overline{w'T'_{dc}} \right) \quad \text{Ecuación 18.}$$

donde T es la temperatura ambiente [K], $\sigma = \rho_v/\rho_d$ es la razón entre la densidad de vapor de agua [kg m⁻³] y la densidad de aire seco [kg m⁻³] y μ es la razón entre la masa molecular del aire seco y la masa molecular del vapor de agua (29/18 [g mol⁻¹]).

Corrección por variaciones de concentración de O₂ ($\overline{w'\rho'_v}$).

Debido a que el higrómetro Krypton KH20 que se utilizó para registrar las variaciones de densidad de vapor de agua [kg m⁻³] también es sensible a cambios en las concentraciones de oxígeno (O₂), se realizó una corrección descrita por el experimento de Van Dijk et al. (2003). Esta corrección considera el calor latente de evaporación del agua ($\lambda = 2.45 \times 10^6$ [J kg⁻¹]), la temperatura ambiente (T [K]), la razón de Bowen (β) obtenida a partir de los flujos de vapor de agua y calor previamente corregidos, y los coeficientes de absorción tanto de vapor de agua (k_w) como de oxígeno (k_o) del higrómetro para obtener el factor de corrección:

$$c = 1 + 0.23 \left(\frac{k_o}{k_w} \right) \left(\frac{\lambda\beta}{T} \right) \quad \text{Ecuación 19.}$$

el cual se aplica directamente al flujo preliminar de vapor de agua, para obtener el flujo corregido $\overline{w'\rho'_v}$.

Corrección por efecto de humedad ($\overline{w'T'_s}$).

Los anemómetros funcionan en base a la medición del tiempo de vuelo de los pulsos ultrasónicos que envía de uno de sus transductores a otro y viceversa. Debido a que la velocidad del sonido depende de la temperatura, humedad y velocidad del viento, los

anemómetros sónicos son capaces de medir la temperatura aire cuando la humedad es 0 (Schotanus et al., 1983). Debido a que estas condiciones no se cumplen en nuestro sistema, fue necesario corregir el flujo preliminar de calor $\overline{w'T'_s}$ calculado a partir de los registros de temperatura T_s del anemómetro sónico en base al experimento realizado por Schotanus, teniendo como resultado la expresión:

$$\overline{w'T'_{sc}} = \overline{w'T'_s} - 0.51(T)\overline{w'\rho'_{vc}} \quad \text{Ecuación 20.}$$

en la cual se considera el flujo de vapor de agua corregido.

Es importante mencionar que se debe respetar el orden en el que se realizan las correcciones (pérdida de frecuencia-calentamiento de alambres-convección-variaciones de [O₂]-efecto de humedad), ya que cada flujo corregido va siendo utilizado para realizar la siguiente corrección.

5.2.6 Cálculo de Parámetros de Superficie.

Para analizar los datos micrometeorológicos recolectados en la plantación de caña de azúcar se calcularon los parámetros de superficie (albedo, energía disponible, razón de Bowen, resistencia aerodinámica) para cada periodo de 30 minutos en los 8 días de mediciones. Estos parámetros son indicadores de la distribución de la energía a través del sistema suelo-vegetación-atmósfera, considerando las características de la superficie.

Energía disponible (E_a).

De la radiación neta que ingresa al sistema ($R_n = S_{in} + S_{out} + L_{in} + L_{out}$ [W m⁻²]), una parte fluye al subsuelo (G [W m⁻²]), y otra parte se almacena en la capa de aire ubicada entre la superficie y el nivel de referencia (S [W m⁻²]); la energía sobrante de estos 2 procesos es conocida como energía disponible E_a , y se calcula:

$$E_a = R_n - G - S \quad \text{Ecuación 21.}$$

El término S , está compuesto del almacenamiento de energía calorífica tanto en forma de calor sensible (S_s) como en forma de calor latente (S_q). Para conocer el valor de S se calcularon ambos componentes:

$$S_t = \rho_a C_p (h + d) \left(\frac{\Delta T}{1800} \right) \quad \text{Ecuación 22.}$$

$$S_q = \rho_a \lambda (h + d) \left(\frac{\Delta q}{1800} \right) \quad \text{Ecuación 23.}$$

Para este cálculo se consideraron la densidad del aire (ρ_a [kg m⁻³]), el calor específico del aire a presión constante (C_p [J kg⁻¹ K⁻¹]), el calor latente de vaporización del agua (λ [J kg⁻¹]), la altura del nivel de referencia ($h + d = 2.7$ [m]), así como los cambios de temperatura (ΔT) registrados por el sensor HC2S3 entre los periodos de 30 minutos (1800 segundos). También se utilizó el cambio de humedad específica Δq , el cual se obtuvo en base a la presión de vapor de agua (e_v [kPa]), calculada a partir de las mediciones de humedad relativa y temperatura (véase sección 5.2.4), y de la presión atmosférica (P_a [kPa]):

$$q = 0.622 \left(\frac{e_v}{P_a} \right) \quad \text{Ecuación 24.}$$

En cuanto al término de flujo de calor al suelo, las placas de flujo instaladas proporcionan un valor basado en el gradiente de temperatura del suelo. A este valor únicamente se le agregó la cantidad de energía almacenada en los 8 cms de suelo sobre las placas.

La energía disponible se entiende como aquella que se utiliza en el sistema para los procesos de evapotranspiración y calentamiento del aire en contacto directo con la superficie. Entonces se puede decir que este parámetro describe la cantidad de energía que será emitida desde la cubierta vegetal a la atmósfera en forma de calor latente de evaporización λE y calor sensible H .

Albedo (α).

Este parámetro indica la fracción de radiación solar que refleja la superficie. Debido a que el albedo puede variar considerablemente entre diferentes tipos de superficies ya que es, entre otros, una función de la altura de la vegetación (Shuttleworth, 2012), este parámetro resulta fundamental para los estudios de cambio de uso de suelo. El cálculo se realizó mediante la razón entre la radiación que es reflejada por la superficie S_{out} y la radiación solar que ingresa al sistema S_{in} :

$$\alpha = \left| \frac{S_{out}}{S_{in}} \right| \quad \text{Ecuación 25.}$$

Resistencia Aerodinámica (r_a).

Este parámetro más bien refleja las características de la rugosidad del terreno, pues es una medida de la resistencia al transporte turbulento de calor y vapor de agua entre la vegetación y la atmósfera. La resistencia aerodinámica (r_a [s m⁻¹]) considera tanto la velocidad del viento (u) como el transporte vertical de momento ($\overline{w'u'}$ y $\overline{w'v'}$). Para su cálculo se utilizó la expresión descrita por Baldocchi et al. (2013):

$$r_a = \frac{u}{u_*^2} \quad \text{Ecuación 26.}$$

donde u [m s⁻¹] está definido como la velocidad de fricción, dada por:

$$u_* = (\overline{w'u'^2} + \overline{w'v'^2})^{1/4} \quad \text{Ecuación 27.}$$

Entonces, se asumió que la resistencia al flujo de calor y vapor de agua fue igual a la al flujo de momento (es decir, no se consideró la resistencia de exceso). La idea fundamental detrás de la resistencia aerodinámica es que, a medida de que una superficie sea más lisa, es decir, cubierta con vegetación chaparra (p. ej. pasto), el flujo de viento encontrará una menor resistencia física, por lo que la turbulencia por fricción será menor, y por tanto, la resistencia aerodinámica mayor. Esto evidentemente tiene efectos en términos de flujos turbulentos. En caso de tener una superficie con vegetación de mayor altura (como la plantación de café bajo sombra), la turbulencia por fricción será mayor, y la resistencia aerodinámica menor. Entonces, vegetación de mayor altura puede intercambiar el calor de manera más eficiente a través de un gradiente de temperatura menor comparado con vegetación chaparra.

Razón de Bowen (β).

Este parámetro se calcula mediante la razón entre los flujos de calor sensible y calor latente:

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \quad \text{Ecuación 28.}$$

Donde H es el flujo de calor latente y λE el flujo de calor sensible, ambos en $W m^{-2}$. Los flujos de calor latente y sensible se calcularon a partir de las covarianzas $\overline{w'T'_{dc}}$ y $\overline{w'\rho'_{vc}}$, utilizando:

$$H = (\overline{w'T'_{dc}}) \rho_a C_p \quad \text{Ecuación 29.}$$

$$\lambda E = (\overline{w'\rho'_{vc}}) \lambda \quad \text{Ecuación 30.}$$

De esta manera finalmente los flujos turbulentos quedan calculados, y se pueden operar como lo muestra la Ecuación 28 para obtener la razón de Bowen.

Este parámetro refleja la fuerza de la relación entre el ciclo hidrológico y el balance de energía (Shuttleworth, 2012); en cuanto menor sea el valor de β , más fuerte será dicha relación. El hecho de que el balance de energía de un sistema tenga una fuerte relación al ciclo hidrológico significa que la mayor parte de la energía disponible E_a está siendo utilizada en el proceso de evapotranspiración, por lo que se encontraría una mayor presencia de flujos de calor latente. Por el contrario, si encontramos menor presencia de flujos de calor latente, la energía disponible se estará utilizando principalmente para calentar el aire por contacto, y se dice que la relación del balance con el ciclo hidrológico es débil.

5.2.7 Cierre de balance de energía.

La calidad de las mediciones realizadas con el método eddy covarianza se evaluó utilizando 2 métricas: (i) la pendiente de la regresión lineal de $H + \lambda E$ contra la energía disponible ($E_a = R_n - G - S$); y (ii) la razón entre la suma acumulativa de $H + \lambda E$ y la suma acumulativa de E_a , conocido como la razón de balance de energía:

$$EBR = \frac{\Sigma(H+\lambda E)}{\Sigma E_a} \quad \text{Ecuación 31.}$$

Entre más se acerquen ambos cálculos a la unidad, mejor será el cierre de balance de energía, y mayor será la confianza en las mediciones realizadas con el método eddy covarianza.

Finalmente, como se mostrará más adelante, el balance de energía no se logró cerrar por completo para ninguno de los dos sitios. Para forzar el cierre y realizar una mejor comparación entre ambos sitios, se calculó la cantidad de energía disponible “sobrante”, y se repartió en los flujos en base a la razón de Bowen (Twine et al., 2000).

6. Resultados.

6.1 Condiciones meteorológicas.

Como ya se mencionó, el estudio se realizó en la estación húmeda (que inició en el mes de mayo). La cantidad de precipitación en esta época fue constante y alta a comparación de los meses anteriores (Figura 8). A pesar de que en los primeros meses del año se distinguen algunos eventos con altas precipitaciones, estos fueron aislados y asociados a fenómenos como frentes fríos. Esta tendencia de incremento de precipitación para esta época del año se traduce en una mayor cantidad de agua disponible para el proceso de evapotranspiración, por lo que se esperaba que λE fuera alta. La figura 8 muestra claramente la tendencia de incremento de temperatura hacia la época húmeda. De hecho a partir del mes de mayo se puede observar que la temperatura promedio diaria quedó oscilando alrededor de los 20°C con poca variación entre días, lo que nos habla de una condición cálida constante. Esta condición es importante en términos de flujos, ya que una superficie más cálida por lo general implica mayor inestabilidad, lo que favorece la turbulencia. Esta climatología es característica de estas latitudes en esta época del año, cuando la Zona Intertropical de Convergencia empieza a migrar al norte, permitiendo a los vientos alisios ingresar aire húmedo y cálido desde el Golfo de México hacia la región montañosa del centro de Veracruz.

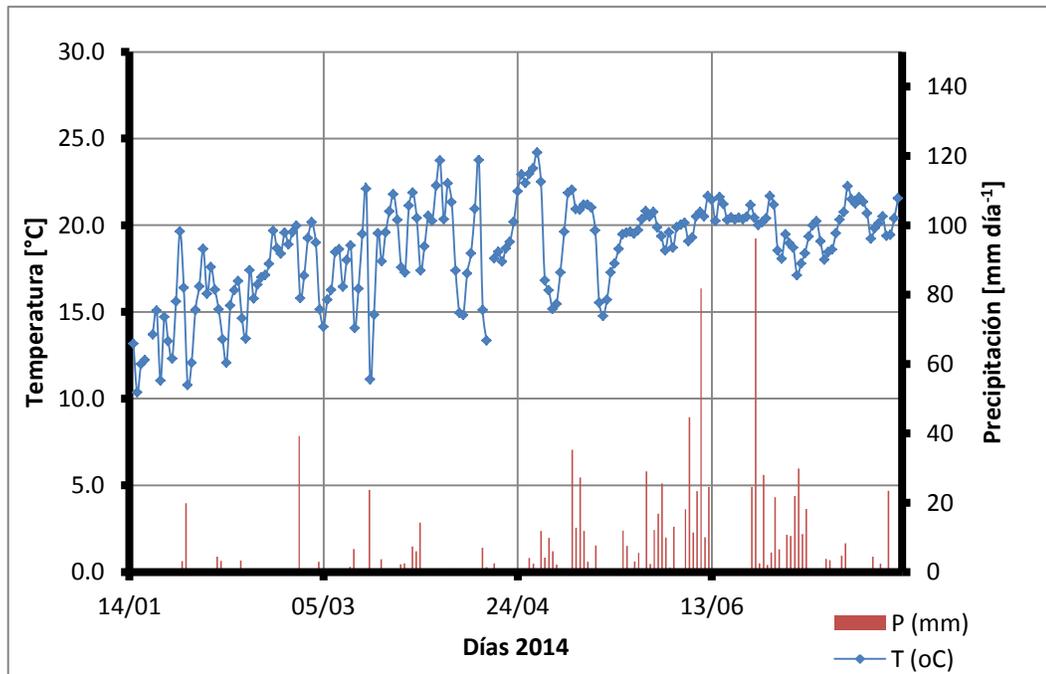


Figura 8. Temperatura y cantidad de precipitación en el periodo entre 15/1 y 31/7 del año 2014, registradas en la localidad de La Orduña por sensores montados en la torre meteorológica en OCO.

6.2 Cierre de balance de energía.

Una manera de analizar la cantidad de energía disponible utilizada en flujos turbulentos es mediante el cierre de balance de energía. Comparando gráficamente la suma de los flujos y la cantidad de energía disponible, se observa que, para ambos sitios, los registros se ajustan a una recta. En condiciones ideales, la totalidad de energía disponible sería utilizada en flujos, recordando que este parámetro se calcula restando la cantidad de energía que fluye al subsuelo y la que se almacena, a la cantidad de radiación neta. Esto se traduciría en los registros ajustados a una recta de pendiente 1, es decir, un cierre de balance del 100%. Sin embargo, en la Figura 9 se puede observar que en ninguno de los sitios se cumple esta condición. A pesar de que en ambos casos, los registros presentan una tendencia lineal, en OCO, la pendiente calculada es de 0.9, lo cual nos habla de un buen cierre de balance de energía; mientras que en OSU, la pendiente es de 0.69. Se observa también que en OSU los registros se ajustan bastante bien a la recta, mientras que en OCO parecen estar un poco más dispersas.

El valor de la razón de balance de energía (EBR) obtenido fue de 0.87 para OCO, interpretándose como un faltante de 13% de la energía, o un cierre de balance de 87%; para OSU la razón fue de 0.74, o bien un cierre al 74%, teniendo un 26% de faltante. Esta falta de cierre de los balances de energía es una situación común cuando se emplea el método eddy covarianza, y los motivos se discuten más adelante. La manera en que se solucionó esta situación fue forzando el cierre de balance de energía conservando la razón de Bowen. Tras aplicar este método, los flujos de H y λE aumentaron 26% y 28% en promedio respectivamente para OSU, y 13 y 14% respectivamente para OCO.

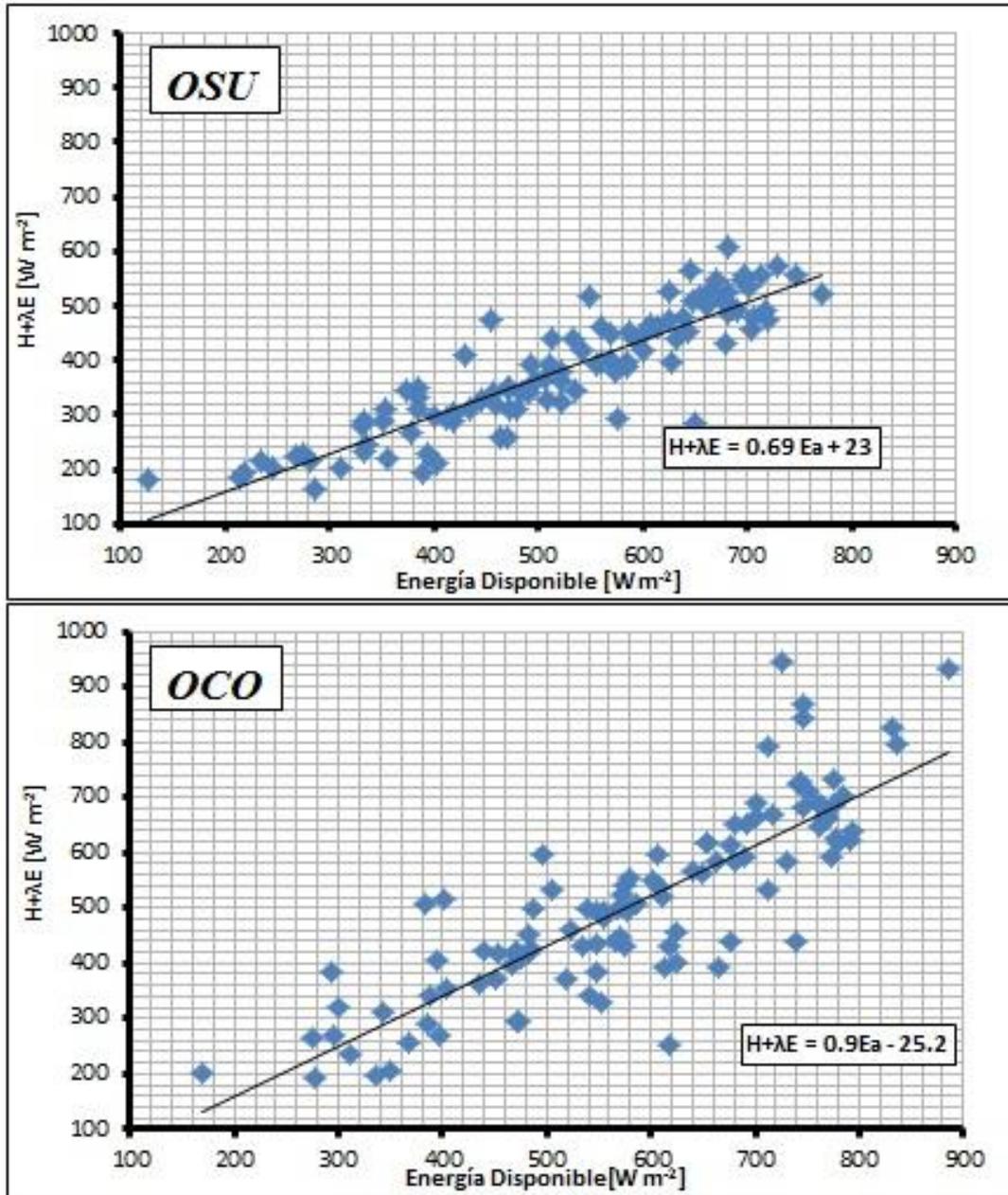


Figura 9. Cierre de balance de energía en OSU y OCO para 8 días de mediciones en el mes de julio 2014 (temporada húmeda).

6.3 Balance de Radiación.

A pesar de que se midió la radiación solar directa que llegaba a la superficie en ambos sitios, se esperaba que los registros fueran muy similares pues la separación lineal entre las estaciones micrometeorológicas fue únicamente de 600 m lineales. En la Figura 10 se observa que, si bien el comportamiento de S_{in} no fue idéntico en ambos sitios, fue muy parecido, alcanzando un máximo de ~ 990 [$W\ m^{-2}$]; esto poco después de mediodía. Las diferencias observadas entre ambos sitios se piensa fueron ocasionadas debido al paso de alguna nube, recordando que los días de mediciones fueron días predominantemente despejados.

La radiación emitida y reflejada por la superficie por lo general son valores relativamente bajos, y no fue diferente en esta situación; en ningún caso se superaron los 200 [$W\ m^{-2}$] (recordando que los registros gráficos de S_{out} y L_{net} serán negativos debido a la convención de signos empleada). En cuanto a la radiación solar reflejada, el valor máximo se registró en OSU igualmente poco después del mediodía. En general, se puede decir que el comportamiento de S_{in} y S_{out} fue simétrico, obviamente considerando la diferencia en la magnitud de los registros. Los valores de L_{net} fueron negativos en su totalidad, lo que indica que la radiación emitida por la superficie fue mayor que la radiación emitida por la atmósfera que llegó a la superficie ($L_{net} = L_{in} + L_{out}$). En general, en OSU los registros de estos 2 parámetros fueron mayores que en OCO. Hablando específicamente de S_{out} , el resultado es comprensible en términos de las características físicas de los sitios, pues la plantación de caña es un cultivo más homogéneo, por lo tanto se esperaba que reflejara más radiación que el cafetal, que cuenta con la presencia de los árboles de sombra aunados a los arbustos de café. En cuanto a la diferencia de L_{net} , la discusión se retoma adelante, pues esta diferencia resulta importante en la comparación entre los sitios para explicar el efecto de la conversión de uso de suelo entre estos cultivos.

A pesar de que los parámetros L_{net} y S_{out} son valores pequeños, no se consideran despreciables, pues estos parámetros gobiernan la radiación neta. Se puede observar que en general, en OSU la radiación neta fue menor, respondiendo a los valores más altos de L_{net} y S_{out} ya descritos. Mientras que en OSU los valores máximos de R_n apenas alcanzaban los 720 [$W\ m^{-2}$], en OCO se llegó a los 800 [$W\ m^{-2}$]. Este resultado es de gran relevancia, pues nos habla de que OSU retiene menos energía que OCO, lo cual puede tener implicaciones significativas en términos de energía disponible y flujos.

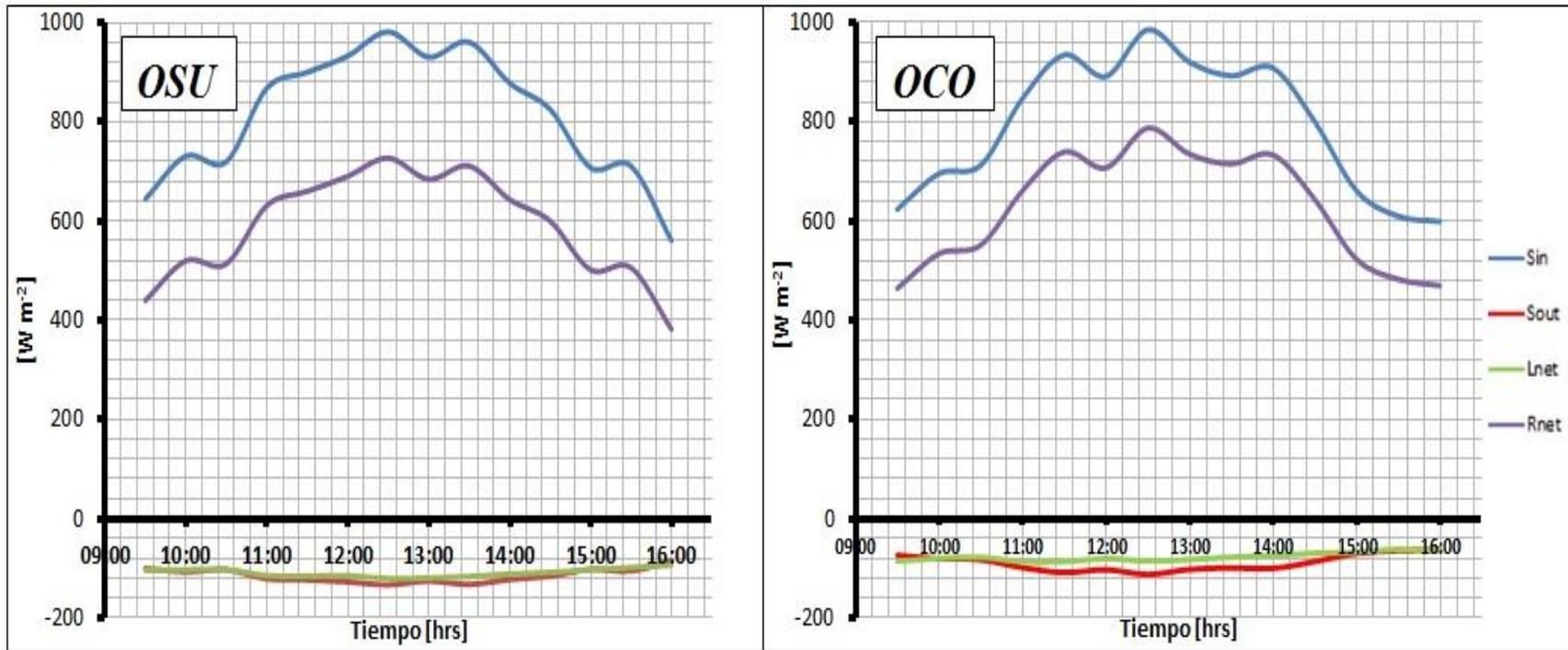


Figura 10. Curvas promedio diarias de los componentes del balance de radiación registrados en OSU y OCO durante 8 días del mes de julio 2014 (temporada húmeda).

6.4 Componentes del balance de energía y parámetros de superficie.

En la figura 11 se observan curvas diarias promediadas de R_n , E_a , H , λE , G y S para ambos sitios. La radiación neta (descrita también en la Figura 10) es el parámetro de mayor magnitud; es la cantidad total de energía que ingresó al sistema. La energía disponible fue menor en OSU que en OCO. Esto se encuentra ligado al hecho de que la radiación neta también fue menor en OSU. Sin embargo también influye, en menor medida, el hecho de que el flujo de calor al suelo en OSU es prácticamente el doble que el de OCO; cabe mencionar que el flujo en suelo es un flujo de almacenamiento, es decir, la energía se almacena en el suelo durante el día y se libera hacia la atmósfera en la noche.

Se observa también que de todos los parámetros, el que se refiere al almacenamiento (S) fue el de menor magnitud. En el cafetal llegó a alcanzar valores de $20 \text{ [W m}^{-2}\text{]}$, mientras que en la plantación de caña apenas alcanzaba un par de unidades. Pero en general, para ambos sitios los valores fueron muy bajas, por lo que el efecto sobre la energía disponible fue mínimo, inclusive se podría despreciar. Sin embargo, fue importante considerar este término para lograr un cierre de balance de energía lo más exacto posible.

En ambos sitios, el flujo de calor latente tuvo valores parecidos alrededor de $400 \text{ [W m}^{-2}\text{]}$. Una diferencia es que en OSU parece tener un comportamiento más constante mientras que en OCO hay mayor variabilidad. Lo anterior se explica con la variabilidad de S_{in} (y por tanto de R_n). Por otro lado, el flujo de calor sensible presentó diferencias de magnitud de mayor relevancia. Mientras que en OSU apenas se alcanzaba a superar los $200 \text{ [W m}^{-2}\text{]}$, en OCO los registros llegaban a los $300 \text{ [W m}^{-2}\text{]}$, manteniéndose casi todo el día por encima de los $180 \text{ [W m}^{-2}\text{]}$. En primera instancia, se podría considerar que el hecho de una mayor presencia de flujos de calor sensible en el cafetal que en la plantación de caña se podría traducir en que el primer sitio se encuentra más cálido; sin embargo como se muestra más adelante es necesario considerar otros factores.

En general, la tendencia de todos los parámetros fue el mismo, alcanzando sus valores máximos en el periodo de mediodía (11:00 – 14:00), que es el periodo de mayor ingreso de radiación solar al sistema. Debido a que en este lapso de tiempo las interacciones entre superficie y vegetación alcanzan un máximo, se decidió realizar un análisis particular a los datos registrados en él. En la tabla 2 se muestran precisamente los valores promedio para este periodo.

En general, los valores promedios de medio día reafirman los resultados observados en el análisis de las curvas diarias promediadas, como el caso de S_{in} que fue prácticamente igual en ambos sitios. Se reafirma también que la reflexión de radiación de onda corta, la emisión de radiación de onda larga, así como el flujo de calor al suelo fueron mayores para OSU. Por consecuencia, la radiación neta y energía disponible en OSU fue en promedio un 8 y 12%, respectivamente, menor comparado con OCO.

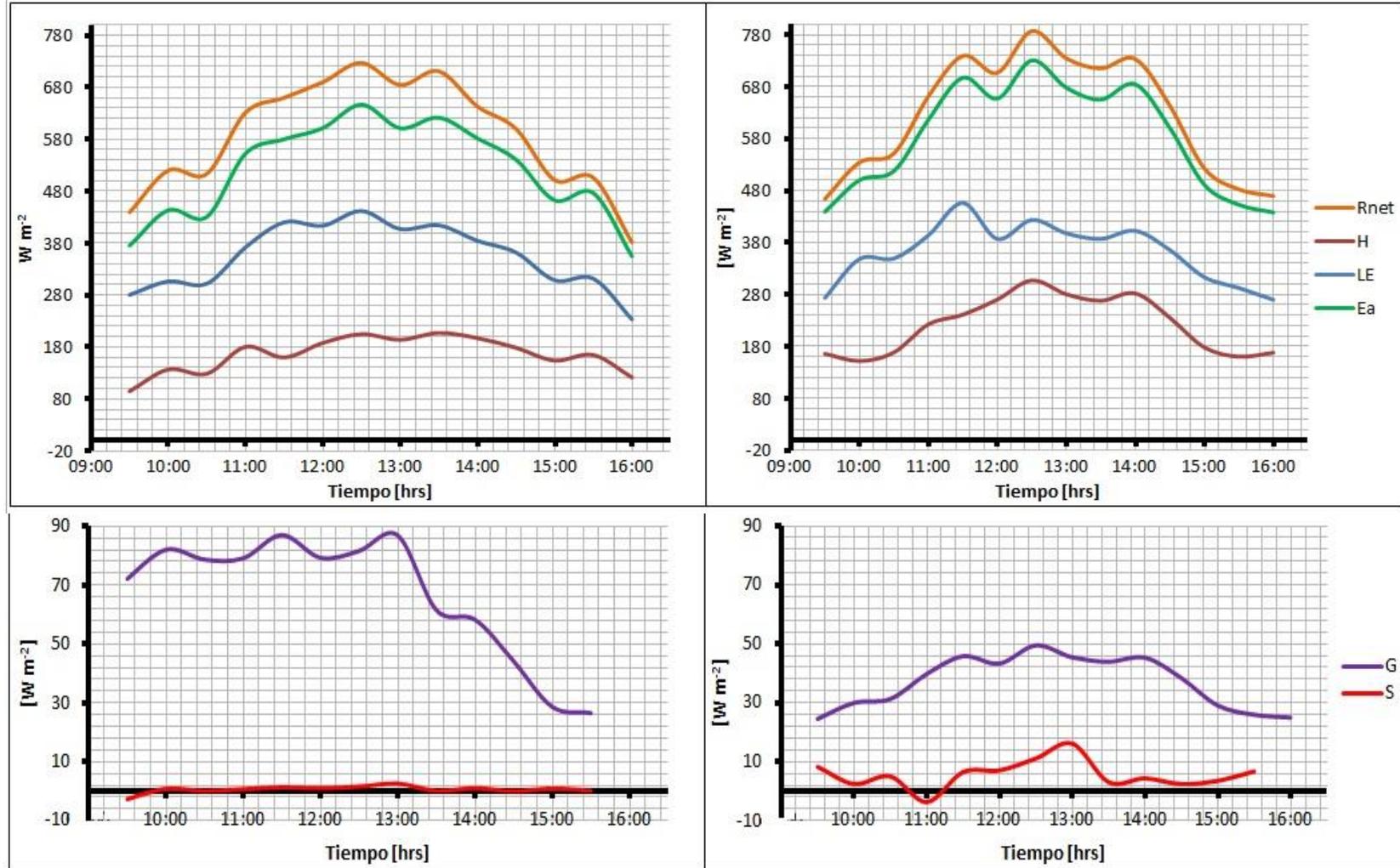


Figura 11. Curvas promedio diarias de los componentes del balance de energía de la plantación de caña de azúcar y el cafetal registrados durante 8 días del mes de julio 2014 (temporada húmeda).

Para el periodo de mediodía se observó un albedo promedio de 0.14 en OSU, un poco mayor que el valor de 0.11 medido en OCO. Considerando que la plantación de caña es un cultivo considerablemente más homogéneo y chaparra que el cafetal se esperaba encontrar esta diferencia.

	<i>OSU</i>	<i>OCO</i>
S_{in} [W m ⁻²]	928	922
S_{out} [W m ⁻²]	-127	-105
α	0.14	0.11
L_{net} [W m ⁻²]	-116	-81
R_n [W m ⁻²]	686	736
G [W m ⁻²]	79	45
S [W m ⁻²]	1	7
E_a [W m ⁻²]	606	684
H [W m ⁻²]	192	275
λE [W m ⁻²]	414	409
B	0.5	0.7
r_a [s m ⁻¹]	20	8

Tabla 2. Promedios de medio día (11:00 hrs – 14:00 hrs) de parámetros de superficie y componentes de balances radiativo y de energía registrados en OSU y OCO en el mes de julio de 2015 (temporada húmeda).

Los flujos reportados para el periodo de mediodía reafirman los resultados anteriores. En promedio, el flujo de calor sensible fue un 30% más bajo en OSU comparado con OCO, mientras la diferencia en el flujo de calor latente fue mínima. A partir de H y λE se obtuvieron los valores de la Razón de Bowen para ambos sitios (0.46 para OSU y 0.67 para OCO). La Figura 12 muestra en detalle el comportamiento de la Razón de Bowen observado en OSU a través de los 8 días de mediciones. Es importante notar que la tendencia de la Razón de Bowen parece estable a través del tiempo. Este resultado es relevante, considerando que la plantación de caña era un cultivo en pleno crecimiento con una cobertura del suelo de sólo el 70% durante la campaña. Esto se discute más adelante poniendo en contexto con otros resultados similares encontrados en diversos estudios.

La resistencia aerodinámica también es un resultado relevante, pues en OSU se observó un valor de más del doble que el de OCO. Este resultado y sus implicaciones en términos climáticos se discutirá más adelante.

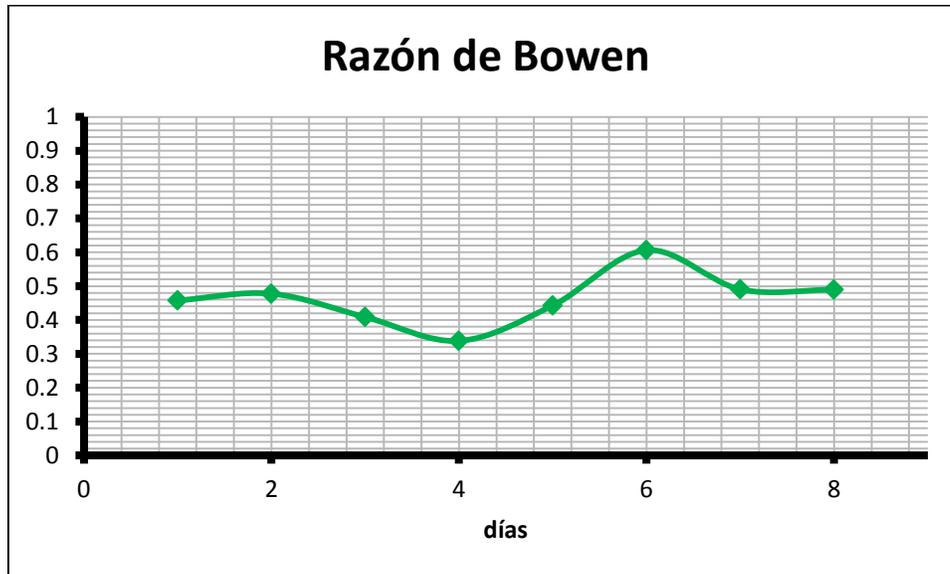


Figura 12. Variación de la razón de Bowen observada en OSU durante los 8 días de mediciones en el mes de julio 2014 (temporada húmeda).

7. Discusión.

7.1 Cierre incompleto de balance de energía.

El cierre incompleto del balance de energía reportado en los resultados no es inesperado, pues es común encontrarse esta situación cuando se miden flujos con el método Eddy Covarianza. En la gran mayoría de los casos (incluyendo el de nuestro estudio), la suma de los flujos turbulentos es más baja comparada con la energía disponible. En promedio, se logra un cierre de balance de energía de un 80% (Wilson et al., 2002). Diversos investigadores han estudiado este fenómeno intentando aislar el problema. A pesar de que existen varias correcciones, ninguna de ellas logra un cierre de balance al 100%. Investigaciones recientes han demostrado que el problema no está relacionado ni con errores en el método, ni con mal funcionamiento de los sensores; más bien se debe a la presencia de fenómenos que difícilmente se logran detectar con este método. Se han intentado identificar factores que podrían corregir el cierre de balance, como la heterogeneidad de la superficie. En áreas largas con superficies homogéneas, como en desiertos (Mauder et al., 2007), se ha logrado cerrar el balance de energía.

Siguiendo esta idea, actualmente se cree que la falta de cierre de balance de energía está relacionada con las heterogeneidades en escalas desde algunos cientos de metros hasta más de 10 kilómetros. Estas heterogeneidades pueden resultar en circulaciones de mesoescala (por ejemplo las brisas de bosque), las cuales, a pesar de ser muy difíciles de detectar con el método eddy covarianza, pueden contener de flujos de calor latente y sensible significativos. Estudios anteriores han realizado promedios espaciales de los flujos (Steinfeld et al., 2007) y promedios temporales de varias horas (Mauder and Foken, 2006), logrando incluir eddies de mayor escala, y así reducir la falta de cierre de balance de energía.

Se puede concluir que el problema del cierre incompleto del balance de energía es aún un tema activo de investigación; es importante recalcar que los resultados obtenidos en este estudio se consideraron aceptables, y muy probablemente no se deben a algún error en la aplicación de las correcciones descritas arriba, ni a alguna falla en los sensores. Por esta razón se decidió corregir la los flujos asumiendo que están subestimados y conservando la proporción de la razón de Bowen.

7.2 Razón de Bowen.

Retomando los resultados mostrados en la Figura 12, es importante analizar el hecho de que la plantación de caña de azúcar mostró una razón de Bowen estable a través de la campaña de mediciones. Este resultado es relevante debido a que, en el momento de las mediciones, el cultivo se encontraba aún en desarrollo, teniendo una cubierta vegetal únicamente del 70%; es decir, aún faltaba aproximadamente un mes para considerarse un cultivo desarrollado. De acuerdo a la FAO (2015) (Food and Agriculture Organization), la evapotranspiración alcanza un máximo una vez que el cultivo se encuentra completamente desarrollado, no durante el

proceso de desarrollo, el cual parece ser el caso de nuestro sitio de estudio *OSU*. Sin embargo, este resultado que parece opuesto a lo reportado por la FAO, ha sido observado en otros estudios observacionales. Por ejemplo, mediciones realizadas en plantaciones de caña de azúcar (regadas) en el sur de África y en Australia (Inman-Bamber y McGlinchey, 2003) mostraron resultados similares, alcanzando valores máximos de evapotranspiración en un cultivo semi-desarrollado. Este fenómeno se puede explicar con el estudio de Meinzer y Grantz (1990) que comprobó que en plantaciones de caña de azúcar, la conductancia estomatal por unidad de área incrementa en los primeros meses de crecimiento de la planta. Sin embargo, cuando el cultivo empieza a tener un mayor desarrollo, la conductancia disminuye. En otras palabras, el desarrollo del cultivo significa crecimiento de la planta, mismo que conlleva a un mayor número de estomas, pero con menor capacidad de liberación de vapor de agua. Por lo tanto, la transpiración del cultivo alcanza su valor máximo antes de que el cultivo está completamente desarrollado. Una posible explicación planteada por Meinzer y Grantz (1990) para esto es la necesidad de conservar, o inclusive mejorar, los niveles de agua en las hojas del cultivo en desarrollo.

El valor promedio de la razón de Bowen para el periodo húmedo en *OSU* fue de 0.5, tal como se muestra en la Tabla 2. Poniendo en contexto este resultado, se considera un valor muy aceptable. En un estudio realizado en una plantación de caña de azúcar no regada en el sureste de Brasil, se midieron, utilizando el método Eddy Covarianza, los flujos de calor y vapor de agua, obteniendo una razón de Bowen de 0.4 (Cabral et al., 2012). Este mismo valor fue encontrado en estudios similares realizados en plantaciones de caña regadas en Hawaii (Meinzer y Grantz, 1991).

7.3 Efectos de la conversión de cafetal bajo sombra a plantación de caña de azúcar.

A pesar de que ambas coberturas del suelo recibieron los mismos niveles de radiación solar, la energía disponible en cada sitio no fue la misma. En *OSU*, el promedio de medio día de la energía disponible fue $\sim 80 \text{ W m}^{-2}$ menor que en *OCO*, lo cual quiere decir que contó con menor energía utilizable para los flujos turbulentos. Esto tiene que ver con el hecho de que en la caña de azúcar flujos salientes de radiación de onda corta y larga, así como el flujo de calor al suelo fueron mayores comparado con el cafetal.

Retomando el caso del albedo, las plantaciones de caña de azúcar son cultivos bastante homogéneos, por lo que se esperaba un valor de albedo más alto comparado con el cafetal. Sin embargo, las observaciones indican una diferencia relativamente pequeña, es decir, un valor promedio de 0.14 para el periodo de mediodía en *OSU* contra 0.11 en *OCO*. Esto se relacionó con la orientación vertical de las hojas (Blad y Baker 1972), como se puede observar en la fotografía de la Figura 1. Esta disposición de las hojas se traduce en menos superficie disponible para reflejar la radiación solar entrante, por lo que una mayor fracción de esta puede llegar al suelo.

Otro resultado que vale la pena discutir es el del flujo de calor al suelo (G). El hecho de que G fue más alto en OSU que en OCO puede estar relacionado con que el cultivo aún no estaba completamente desarrollado; a su vez, la orientación vertical de las hojas discutida en el párrafo anterior también tiene efecto sobre este parámetro, pues la radiación solar llegó más fácilmente al suelo y contribuyó a su calentamiento. Finalmente, también es necesario considerar el hecho de que la superficie (la capa vegetal y del suelo) se calentó más debido a la mayor resistencia aerodinámica (ver abajo).

Al momento de hacer la comparación entre sitios, un resultado relevante tiene que ver con la cantidad de energía emitida por la superficie. Un valor negativo de radiación de onda larga neta (L_{net}) significa que la cantidad de radiación emitida es mayor que la cantidad recibida. Tal es el caso de ambos sitios, sin embargo en OSU este valor es mayor por más de 30 W m^{-2} . Este resultado se relaciona con un segundo parámetro, la resistencia aerodinámica. En OSU, la resistencia aerodinámica fue más de 2 veces mayor que la de OCO, lo cual es consistente con el tipo de vegetación encontrada, teniendo una altura mucho menor en la caña que en el cafetal (1 contra 14 metros). Una mayor resistencia aerodinámica implica que el transporte vertical de calor desde la superficie hacia la atmósfera es menos eficiente porque la turbulencia generada por fricción es menor. Esto a su vez provoca que la caña de azúcar no pueda “deshacerse” del calor tan fácilmente, elevando la temperatura de la capa vegetal y del suelo. A su vez, una mayor temperatura se traduce en una mayor radiación de onda larga (Ley de Stefan-Boltzmann). Todo lo anterior es compatible con los resultados obtenidos, pues en OSU, con una resistencia aerodinámica de $20 \text{ [s m}^{-1}\text{]}$ se registró una radiación neta de larga de $-116 \text{ [W m}^{-2}\text{]}$; por otro lado, con una resistencia aerodinámica de menos de la mitad ($8 \text{ [s m}^{-1}\text{]}$), OCO registró una L_{net} de $-81 \text{ [W m}^{-2}\text{]}$. Es probable que esto también haya contribuido a los altos valores de G en OSU.

Por otro lado, a pesar de que en ambos sitios se tienen registros muy similares de flujos de calor latente, en OSU el flujo de calor sensible H es casi $100 \text{ [W m}^{-2}\text{]}$ menor que en OCO. Esto tiene que ver con que la caña de azúcar utilizó una mayor parte de la energía disponible para el proceso de evapotranspiración (tal como lo refleja la razón de Bowen). Esto es consistente tanto con estudios que han demostrado que el consumo de agua de la caña en pleno crecimiento es muy alto (Loarie et al., 2011), como con los niveles máximos de evapotranspiración en cultivos que aún no han sido desarrollados por completo, registrados en trabajos mencionados anteriormente.

Finalmente, tras el análisis anterior, se puede concluir que la presencia de cafetales en la región de bosque de montaña en el centro de Veracruz genera condiciones más cálidas que la presencia de plantaciones de caña de azúcar. Estos indicadores tienen relevancia en términos climáticos; sin embargo, es muy importante tener en cuenta que no se pueden considerar definitivo que la práctica de cambio de uso de suelo de cafetal a plantación de caña de azúcar esté conduciendo a un cambio en el clima de la región (un enfriamiento de acuerdo a los resultados). A pesar de que las mediciones realizadas y los parámetros calculados son buenos

indicadores, se requieren datos de todo el año, no únicamente de la época húmeda; también es necesario incorporar esta información a un modelo climático para poder generar escenarios reales a futuro.

8. Conclusiones.

- ✓ A pesar de que ingresó prácticamente la misma cantidad de energía en ambos sitios, hubo menor cantidad de energía disponible para flujos turbulentos en la plantación de caña de azúcar.
- ✓ El componente de almacenamiento (S) resultó ser tan pequeño en ambos sitios que no representó ninguna aportación significativa al balance de energía, por lo que se podría despreciar.
- ✓ Los cierres de balance de energía de los sitios de estudio fueron buenos, ambos cercanos del 80%. El hecho de que se no se haya logrado cerrar el balance al 100% se debió a fenómenos que difícilmente se pueden detectar con el método eddy covarianza, no a fallas en el equipo ni a una mala aplicación del método.
- ✓ Es probable que los niveles de evapotranspiración registrados en OSU durante la campaña (crecimiento del cultivo) hayan sido máximos. Es decir, no se espera que los flujos de calor latente hayan aumentado una vez que el cultivo se desarrolló por completo.
- ✓ La resistencia aerodinámica fue más de 2 veces mayor en OSU, por lo que el transporte turbulento en la plantación de caña fue menos eficiente. Esto contribuyó al calentamiento de la superficie.
- ✓ El hecho de que los registros de radiación de onda larga hayan sido mayores en OSU, aunado a que el transporte turbulento en este sitio no fue tan eficiente, comprueba que la superficie en la plantación de caña de azúcar fue más caliente comparado con el cafetal.
- ✓ En ambos sitios, la mayor parte de la energía disponible se utilizó en el proceso de evapotranspiración. Sin embargo, en la caña de azúcar esta situación fue más evidente, pues el flujo de calor latente registrado fue más del doble que el flujo de calor sensible, tal como lo reflejó la razón de Bowen.
- ✓ El cafetal emitió más calor a la atmósfera, por lo que, a pesar de que la superficie de OSU fue más caliente, es probable que sobre el dosel de OCO las condiciones hayan sido más cálidas que sobre la caña.
- ✓ De los resultados obtenidos en este estudio no se pueden sacar conclusiones definitivas en términos de cambio climático. En principio, porque los resultados reflejan únicamente las condiciones del periodo húmedo. Sería necesario

complementar la información con estudios de todas las épocas del año. A su vez, es necesario incorporar los resultados obtenidos a un modelo climático para poder obtener escenario a futuro. No obstante, la comparación entre los parámetros de superficie y el análisis de los balances de energía de ambos sitios son buenos indicadores de que, de continuar la práctica de conversión de cafetales a plantaciones de caña de azúcar en la región central de Veracruz, el clima de la región podría verse alterado

9. Referencias.

- Baldocchi D., Ma S., 2013. How will land use affect air temperature in the surface boundary layer? Lessons learned from a comparative study on the energy balance of an oak savanna and annual grassland in California, USA. Tell us. Series B. Chemical and physical meteorology.
- Blad B. I., Baker D. G., 1972. Reflected radiation from a soybean crop.
- Bonan G.B., 2008. Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks and the Climate Benefits of Forests. Science. 320, 1444 – 1449.
- Cabral O. M. R., Rocha H. R., Gash G. H., Ligo M. A. V., Tatsch J. D., Freitas H. C., Brasilio E., 2012. Water-use in a sugarcane plantation. Global Change Biology. Bioenergy. 4, 555 – 565.
- Foken T., Aubinet M., Leuning R. 2012, . Eddy Covariance, A practical guide to measurement and data analysis. Publicado por Springer. Capítuloo: 2,4. Falta referenciar en texto.
- Gash, Nobre, 1997. No tengo artículo en Dropbox
- Grantz D. A., Meinzer F. C., 1991. Regulation of transpiration in field grow-grown sugarcane: evaluation of the stomatal response to humidity with the Bowen ratio technique. Agricultural and forest meteorology. 53, 169 – 183.
- Holwerda F., Bruijnzeel L.A., Barradas V.L., Cervantes J., 2013. The water and energy exchange of a shaded coffee plantation in the lower montane cloud forest zone of central Veracruz, Mexico. Agricultural and Forest Meteorology. 173, 1 – 13.
- Holwerda F., Bruijnzeel L.A., Scatena F.N., Vugts H.F., Meesters A.G.C.A., 2012. Wet canopy evaporation from a Puerto Rican lower montane rain forest: The importance of realistically estimated aerodynamic conductance. Journal of Hydrology. 414-415, 1-15.
- Inman-Bamber N. G., McGlinchey M. G., 2003. Crop Coefficients and water-use estimates for sugarcane based on long-term Bowen ratio energy balance measurements. Field Crops Research. 83, 125 – 138.
- IPCC., 2013. Climate Change 2014: Impacts, Adaption and Vulnerability. Working Group II Contribution to the IPCC 5th Assessment Report. Volumen I: Global and Sectoral Aspects. Capítulos 1, 2, 10, 12.
- Jacobs A. F. G., McNaughton K. G., 1994. The excess temperature of a rigid fast-response thermometer and its effects on measured heat flux.

Lawton R.O., Nair U.S., Pielke R.A., Welch R.M., 2001. Climatic Impact of Tropical Lowland Deforestation on Nearby Montane Cloud Forests. *Science*. 249, 584 – 587.

Loarie S. R., Lobell D. B., Asner G. A., Mu Q., Field C. B., 2011. Direct impacts on local climate of sugar-cane expansion in Brazil. *Nature Climate Change*.

Mauder 2006

Mauder, 2007. No tengo el artículo.

Meinzer F. C., Grantz D. A., 1990. Stomatal and hydraulic conductance in growing sugarcane: stomatal adjustment to water transport capacity. *Plant and Cell Environment*. 13, 383 – 388.

Metcalfé S. E., 1987. Historical data and climatic change in Mexico: a review. *The geographical journal*. Vol. 153, No. 2, 211 – 222. Falta referenciar en texto.

Moore C. J., 1986. Frequency response corrections for eddy correlation systems.

Pielke R.A., 2009. Climate Change: The Need to Consider Human Forcings Besides Greenhouse Gases. *Eos*. 45, 413.

Pielke R.A., Pitman A., Niyogi D., Mahmood R., McAlpine C., Hossain F., Goldewijk K.K., Nair U., Betts R., Fall S., Reichstein M., Kabat P., Noblet N., 2011. Land use/land cover changes and climate: modeling analysis and observational evidence. *WIREs CLim Change*. 2, 828 – 850.

SEMARNAT., 2009. Cambio climático. Ciencia, evidencia y acciones. Serie ¿Y el medio ambiente? México. Capítulos 6, 8.

Schatanus P., Nieuwstadt F. T. M., De Bruin H. A. R., 1983. Temperature measurements with a sonic anemometer and its applications to heat and moisture fluxes.

Shuttleworth W. J., 2012. *Terrestrial Hydrometeorology*. Publicado por John Wiley & Sons. Capítulos 4, 5, 7, 15.

Steinfeld 2007. No tengo artículo.

Twine et al. 2000. No tengo artículo.

Van Dijk A., Kohsiek W., De Bruin H. A. R., 2003. Oxygen sensitivity of krypton and lyman- α hygrometers.

Von Randow C., Manzi A.O., Kruijt B., Oliveira P.J., Zanchi F.B., Silva R.L., Hodnett M.G., Gash J.H.C., Elbers J.A., Waterloo M.J., Cardoso F.L., Kabat P., 2004.

Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchanges over forest and pasture in South West Amazonia. *Theor. Appl. Climatol.* 78, 5-26.

Webb E. K., Pearman G. I., Leuning R., 1980. Corrections for flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer.

Wilson K., Goldstein A., Falge E., Aubinet M., Baldocchi D., Berbigier P., Bernhofer C., Ceulemans R., Dolman H., Field C., Grelle A., Ibrom A., Law B. E., Kowalski A., Meyers T., Moncrieff J., Monson R., Oechel ., Tenhunen J., Valentini R., Verma S., 2002. Energy balance closures at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology.* 113, 223 - 243.

Páginas de Internet

Web-FAO: http://www.fao.org/nr/water/cropinfo_sugarcane.html