



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

*Evapotranspiración de un cafetal bajo sombra:  
separando la contribución del estrato de cafetos y  
árboles con el método de Eddy Covarianza*

## TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
ALEJANDRA CAROLINA BARRIOS BAROCIO

Director de Tesis:  
Dr. Friso Holwerda  
Centro de Ciencias de la Atmósfera

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., Abril 2017



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.

“Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.”

## Agradecimientos:

Al Posgrado de Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca otorgada durante los estudios de maestría.

A mi tutor, el Dr. Friso Holwerda, por su gran disposición, apoyo, tiempo y motivación en la dirección de éste trabajo.

Al Dr. Ángel Ruíz y el Dr. Victor M. Mendoza por sus importantes observaciones durante la revisión de la tesis, así como sus comentarios en las evaluaciones semestrales.

A la Dra. Susana Alvarado y al Dr. Juan Cervantes por sus valiosas observaciones, ya que con ellas se pudo mejorar el trabajo escrito.

Al Dr. Raúl y al Sr. Daniel Tejada por su autorización para la realización del trabajo de campo en la Orduña.

Al Proyecto del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología CONACyT (187646) y de National Science Foundation NSF United States (1313804), por su apoyo económico con el cual pudo financiarse el trabajo de campo.

Al apoyo por parte del fondo para la titulación del Centro de Ciencias de la Atmósfera.

A mi familia, por su gran apoyo, amor y enseñanzas a través de toda mi vida.

A Arnaldo Hernández Cardona, por su apoyo incondicional, cariño y los grandes momentos que hemos compartido en estos años.

A mis nuevos amigos y compañeros del Posgrado por brindarme su amistad y por las bonitas experiencias que hemos tenido en esta etapa.

A todos los amigos que he encontrado a lo largo de la vida, que a pesar de la distancia y el transcurrir de los años, siguen ahí.

# Índice general

<b>Resumen</b>	<b>VII</b>
<b>Introducción</b>	<b>1</b>
<b>Objetivos</b>	<b>7</b>
<b>1. Materiales y Métodos</b>	<b>9</b>
1.1. Área de estudio . . . . .	9
1.2. Balance de energía . . . . .	10
1.3. Mediciones . . . . .	11
1.4. Cálculo de flujos de $H$ y $\lambda E$ . . . . .	14
1.5. Cálculo de $R_n$ y $G$ . . . . .	18
1.6. Cierre de Balance de Energía . . . . .	20
<b>2. Resultados</b>	<b>23</b>
<b>3. Discusión</b>	<b>31</b>
<b>4. Conclusiones</b>	<b>37</b>



# Resumen

Los cafetales bajo sombra están plantados hoy en día en una parte importante de las zonas que anteriormente estuvieron cubiertas de bosque mesófilo de montaña en México, y por tanto es crucial estudiar su evapotranspiración para entender el papel que juega el cambio en el uso del suelo en la hidrología y el clima de estas regiones. Las plantaciones de café bajo sombra generalmente se conforman por dos estratos de vegetación: un sotobosque de arbustos de café y un dosel superior de árboles de sombra. Con el fin de entender el efecto que tiene la variación en la distribución de las densidades de café y árboles de sombra sobre la evapotranspiración total, es importante conocer la contribución de cada estrato por separado. Información que también puede ser útil para los agrónomos, para conocer los consumos de agua y la posible competencia por este recurso entre estratos. El objetivo de este estudio fue evaluar la aplicación del método de eddy covarianza para separar la contribución del estrato de café y de árboles de sombra a la evapotranspiración total. Para esto, los flujos de calor sensible ( $H$ ) y latente ( $\lambda E$ ) se midieron por encima de los cafetos (3.7 m) y de los árboles (16.5 m) en una plantación de tipo monocultivo de sombra moderno, en la zona central de Veracruz, México, por cuatro días durante la temporada seca de 2015. Además, se midió la radiación neta ( $R_n$ ) por encima del dosel de los árboles utilizando un radiómetro neto, mientras que al nivel de los cafetos  $R_n$  fue calculado a partir de  $R_n$  en el estrato superior, un coeficiente de extinción ( $B$ ) y el índice de área foliar (LAI). El flujo de calor del suelo ( $G$ ) se estimó a partir de una relación con  $R_n$ . La pendiente de la regresión lineal entre  $H + \lambda E$  y  $R_n - G$  (1.28) y la razón de balance de energía (0.97) indican que en promedio el cierre de balance de energía al nivel del sotobosque fue bueno. Sin embargo, existió mucha variación en los flujos turbulentos de periodo a periodo de 30 minutos, resultando en una relación no lineal con la energía disponible y un coeficiente de determinación bajo ( $r^2 = 0.53$  versus  $r^2 = 0.79$ ).

---

por arriba del dosel de los árboles de sombra). La razón de esta variabilidad posiblemente se debe a la heterogeneidad espacial tanto de  $R_n$  al nivel de los cafetos como del flujo de vapor de agua producto de la transpiración de éstos; esto combinado con el hecho de que la huella de flujo probablemente fue pequeña a este nivel. Además, la revisión de las series de tiempo mostró una turbulencia intermitente, con periodos inactivos interrumpidos periódicamente por eventos cortos en los que cantidades relativamente grandes de calor y vapor de agua fueron transferidos. Este carácter intermitente de la turbulencia puede también haber contribuido a la variabilidad de periodo a periodo observada. El tamaño estimado de los eddies responsables de llevar a cabo el transporte de calor y vapor de agua, en el estrato de cafetos, fue de 15 – 75 m y 15 – 50 m, respectivamente. Finalmente, al promediar los flujos sobre los cuatro días de medición se observó que  $H$  y  $\lambda E$  siguieron muy de cerca el patrón de la radiación neta, dando mayor confianza en las mediciones. La contribución de los cafetos a la evapotranspiración total del cafetal bajo sombra fue del 19 %.

# Introducción

La evapotranspiración (ET) se define como el proceso mediante el cual, el agua se mueve desde la superficie terrestre hacia la atmósfera en forma de vapor (Van Bavel, 1961). De manera que, esto incluye la evaporación desde la superficie del suelo y las plantas, así como la transpiración de agua, contenida en los tejidos dentro de las plantas, a través de sus estomas. Debido a la propia definición, se puede observar que la ET es una parte fundamental del ciclo del agua y su comprensión es importante para entender el impacto que tiene tanto en el sistema hidrológico como climático a nivel regional y global (Bonan, 2008; Miralles et al., 2011). A pesar de los estudios que hay hasta el momento, ha existido una diferencia de opiniones en la comunidad científica respecto al papel que juega la ET (Bruijnzeel et al., 2004; Ellison et al., 2011). Por un lado, ya que cuantitativamente, la ET define la cantidad de agua perdida de la superficie terrestre sobre un periodo de tiempo, existen artículos en los que se concluye que el impacto de la reforestación y aforestación sobre la producción de agua es negativo; es decir, se ven a los árboles y los bosques como los consumidores de agua disponible en la cuenca y competidores para otros usos de agua (agricultura, energía, industria, hogares), por tanto habría una disminución de disponibilidad de agua (Ellison et al., 2011). Sin embargo, este punto de vista no toma en cuenta el lado positivo de este consumo, el cual observa un segundo grupo de autores, ellos aseguran que la plantación de bosques adicionales debería aumentar la disponibilidad de agua e intensificar el ciclo hidrológico, debido a que la cubierta forestal está inextricablemente ligada a la precipitación (Ellison et al., 2011). La ET impulsada por los bosques y humedales suministra agua a la atmósfera, facilitando su transporte a través de los continentes y dando lugar a eventos de precipitación a escala global, regional y local, lo que aumenta la producción de agua (André et al., 1989; Pielke et al., 1998). Así, aunque a escala pequeña como la de una cuenca, los árboles reducen la escorrentía, a

grandes escalas las interacciones bosques–agua–atmósfera juegan un papel de gran importancia en el ciclo hidrológico y climático, que pueden amortiguar o amplificar el cambio climático antropogénico (Bonan, 2008).

Los cafetales bajo sombra constituyen actualmente una parte importante del paisaje de las regiones tropicales húmedas de montaña de los países del norte de Latinoamérica (Venezuela, Ecuador, Colombia, los países de Centroamérica y México). Éstos se encuentran establecidos en las franjas donde aún existen, o anteriormente se encontraban, los bosques de niebla (también denominados bosques mesófilos de montaña, en México), ya que son en éstas áreas geográficas donde tanto el clima como el suelo son favorables para su cultivo y producción. Los bosques de niebla son considerados ecosistemas hidrológicamente importantes debido a que su rendimiento hídrico es positivo; es decir, la entrada de agua por precipitación y niebla es mayor que la evapotranspiración (Bruijnzeel et al., 2011). En el norte de Latinoamérica se estima que las plantaciones de café cubren aproximadamente 3 millones de hectáreas, lo que corresponde a casi el 35 % de la superficie estimada de 8.8 millones de hectáreas de bosque de niebla en la región (Holwerda et al., 2013; Perfecto et al., 1996; Scatena et al., 2010). Para el caso de México, la producción de café bajo sombra es un sistema agroforestal que abarca aproximadamente 762,000 hectáreas (Boletín de prensa num. 328/15, INEGI–SAGARPA), lo que es casi igual a la superficie total del bosque mesófilo de montaña en el país (8,809 km<sup>2</sup>; serie III de INEGI 2005). Debido a que los cafetales bajo sombra se han convertido en una parte importante del paisaje tropical de montaña por su extensión superficial, su estudio es necesario para entender el papel que juegan en la regulación hidrológica y climática en estas regiones a través del proceso de evapotranspiración.

La conversión de los bosques a plantaciones de café bajo sombra, involucra el reemplazo parcial o completo del dosel del bosque con especies de árboles que proporcionan sombra a las plantas de café, resultando en una estructura más simple comparada al bosque original y, por tanto posibles alteraciones en las tasas de evapotranspiración (Holwerda et al., 2013). De los pocos estudios que han cuantificado experimentalmente la evapotranspiración en cafetales bajo sombra, se puede observar una gran variabilidad en los valores derivados (640 – 1057 mm año<sup>-1</sup>, 8 estudios, ver Tabla 1 en Holwerda et al., 2013). Cabe mencionar que todos excepto uno de estos estudios fueron realizados en Costa Rica. En los cafetales bajo sombra, se distinguen con

claridad dos estratos de vegetación: los cafetos que forman el sotobosque y, el estrato superior conformado por los árboles de sombra, de manera que la evapotranspiración total se compone de la transpiración de las plantas de café, la transpiración de los árboles de sombra y la evaporación del suelo. La *Coffea arabica* es la principal especie cultivada en los cafetales bajo sombra; es una especie originaria del ambiente fresco y sombreado en el sotobosque de los bosques que se encuentran en las tierras altas de Etiopía (Carr, 2001), y si es expuesta a alta temperatura, alta radiación solar y baja humedad atmosférica, los estomas en las hojas de los cafetos responden con un cierre parcial, minimizando de esta manera las tasas de transpiración. Debido a esta característica Holwerda et al. (2013, 2016) sugirieron que las plantaciones con baja densidad de árboles de sombra y altas densidades de cafetos presentan menores tasas de evapotranspiración. Entonces, el tipo de manejo que se realiza sobre la distribución de densidades de árboles de sombra y cafetos podría tener efectos importantes sobre la evapotranspiración total de los cafetales y explicar parte de la variabilidad observada.

Sin embargo, para conocer las causas concretas es necesario llevar a cabo estudios en los que se realice la partición de la evapotranspiración entre los dos estratos (café y árboles de sombra) que conforman los cafetales bajo sombra. Este tipo de observaciones también servirán de base para el desarrollo de modelos para calcular la evapotranspiración de los cafetales, así como mejorar la comprensión del comportamiento a nivel fisiológico de las plantas (Paco et al., 2009). Además, es clave para entender la competencia o complementariedad en el uso de los recursos como el agua entre el cultivo y el estrato arbóreo (Roupsard et al., 2006), al igual que conocer la cantidad de agua que requiere el cultivo cuando existen limitaciones de ésta (Gutiérrez y Meinzer, 1994).

A través de los años, un número de metodologías han sido desarrolladas para medir la evapotranspiración o las componentes de la evapotranspiración. Entre todas éstas, las dos técnicas que son más apropiadas para la vegetación arbórea son: la técnica de eddy covarianza (Baldocchi et al., 1988; Aubinet et al., 1999; Wilson et al., 2001) y la técnica de flujo de savia (Smith and Allen, 1996; Granier et al., 1996). Estas técnicas se utilizan para estimar las tasas de intercambio de vapor de agua entre la superficie y la atmósfera; sin embargo, cada una posee sus ventajas y limitaciones, ya que para ser aplicadas se necesita cumplir con un conjunto de suposiciones particulares,

además de hacer frente a la existencia de dificultades técnicas, errores y sesgos de medición (Wilson et al., 2001). Las técnicas también difieren dependiendo de si miden evapotranspiración o alguna de sus componentes, y las mediciones realizadas son representativas sólo dentro de una escala espacial y temporal, de manera que es necesario realizar una interpolación o extrapolación para inferir las tasas de evapotranspiración fuera de estas escalas.

En la técnica de flujo de savia, las mediciones proporcionan información de la transpiración a nivel de la planta (Wullschleger et al., 1998) a escalas temporales cortas (15–60 min.), y cuando se realizan los escalamientos apropiados son representativas de escalas espaciales de  $10^2$  m<sup>2</sup>. Las mediciones son versátiles porque el terreno complejo y la heterogeneidad espacial no limitan su aplicación; sin embargo, gradientes radiales de flujo de savia en la albura del tronco pueden dar lugar a errores (Clearwater et al., 1999), y el escalamiento puede ser particularmente difícil en sitios con diversidad de especies y edades en éstas. Además, esta técnica mide sólo la componente de transpiración, lo cual es una limitación cuando se requiere la evapotranspiración total (Wilson et al., 2001).

Por otro lado, en el método de eddy covarianza se realizan mediciones directas y simultáneas de los flujos de calor latente (evapotranspiración) y sensible a alta resolución temporal (15–60 min.). Además, las mediciones son representativas del área viento arriba de la torre (denominada la huella del flujo) donde se encuentra instalado el sistema de eddy covarianza. Dicha área tiene una escala espacial mayor (del orden de  $10^4$  m<sup>2</sup>) comparado con la técnica de flujo de savia, además de cubrir el área de muestreo de forma continua e integrada. Por estas razones, es el método que con mayor frecuencia se utiliza; sin embargo, para poder aplicar esta técnica, la topografía de la región y la cubierta de vegetación deben ser espacialmente uniforme, al menos dentro de la huella de las mediciones de flujo (Aubinet et al., 2012).

Generalmente las mediciones con el método de eddy covarianza se realizan por arriba del dosel y por tanto se cuantifica la evapotranspiración total de la vegetación; sólo en pocas ocasiones el método de eddy covarianza ha sido aplicado por debajo del dosel arbóreo. Al aplicarlo por debajo, los supuestos del método (cubierta vegetal homogénea y una turbulencia bien desarrollada) posiblemente no se cumplen del todo, debido a las condiciones que allí prevalecen. No obstante, varios estudios (Baldocchi et al., 2000; Lamaud et

al. 2001; Misson et al., 2001) mostraron que se pueden obtener buenos resultados aplicando el método de eddy covarianza por debajo del dosel. La mejor manera para evaluar la calidad de los flujos estimados a partir de las mediciones de eddy covarianza es mediante la verificación del cierre de balance de energía; esto es, la suma de los flujos de calor sensible y latente medidos debe ser igual a la radiación neta menos los componentes de almacenamiento de energía en el sistema y el flujo de calor en el suelo (Wilson et al., 2002). Generalmente, en aplicaciones normales del método de eddy covarianza (por encima de la vegetación), el grado del cierre de balance de energía alcanzado es en promedio un 80 % (rango de 34 – 169 %: Wilson et al., 2002). Mientras que, cuando el método ha sido aplicado por debajo del dosel el grado de cierre de balance de energía que se ha obtenido varía entre 84 – 122 % (Blanken et al., 1997; Baldocchi et al., 2000; Lamaud et al., 2001).

El estudio realizado para esta tesis fue llevado a cabo en un cafetal bajo sombra en el centro de Veracruz, con un sistema de eddy covarianza instalado por encima del estrato de los cafetos y debajo del dosel de los árboles de sombra. Con el objetivo de validar el método de eddy covarianza para cuantificar la transpiración de las plantas de café y, de esta manera determinar su contribución a la evapotranspiración total del cafetal, al ser comparada con los datos obtenidos a partir de las mediciones realizadas por arriba del dosel. La demostración de que el método de eddy covarianza funciona por debajo del dosel arbóreo en el cafetal, allanaría el camino para estudios sobre el efecto que tiene la variación de la densidad de árboles de sombra en la evapotranspiración total, llevando en última instancia, a una mejor comprensión del papel que juegan las plantaciones de café bajo sombra en la hidrología y el clima de las regiones tropicales de montaña.



# Objetivos

El objetivo general de este trabajo es evaluar la aplicación del método de eddy covarianza para cuantificar la transpiración de las plantas de café en un cafetal bajo sombra.

Como objetivos particulares tenemos:

- Calcular los flujos de calor sensible y latente a partir de los datos de eddy covarianza para ambos estratos.
- Revisar los coespectros para el flujo de calor sensible y el flujo de vapor de agua para determinar la pérdida de covarianza a altas frecuencias.
- Evaluar el grado de cierre de balance de energía.
- Revisar las series de tiempo de las covarianzas de la velocidad del viento vertical con temperatura y densidad de vapor de agua para determinar cualitativamente el carácter de la turbulencia.
- Determinar la contribución de los cafetos a la ET total de la plantación comparando con los datos obtenidos por arriba del dosel.



# Capítulo 1

## Materiales y Métodos

### 1.1. Área de estudio

Los datos fueron recolectados en un cafetal bajo sombra situado sobre una meseta plana a 1210 msnm, en la zona baja (1200-1400 msnm) del bosque mesófilo de montaña del centro de Veracruz, el cual se encuentra comprendido entre la franja altitudinal de 1100-2500 msnm (Williams-Linera et al., 2013; Holwerda et al., 2016). Las coordenadas geográficas de dicho cafetal son 19° 27'N y 96° 55'O, y se encuentra en la localidad de La Orduña, en el municipio de Coatepec (ver mapa en Figura 1.1). Se trata de una plantación de café de la especie *Coffea arabica*, de tipo monocultivo de sombra moderno (Moguel y Toledo, 1999; Holwerda et al., 2016), que se caracteriza por el reemplazo de los árboles del bosque original por especies particulares de árboles que proporcionan sombra a las plantas de café, en concreto para este sitio las especies predominantes son: *Inga spp.*, *Citrus spp.*, *Lonchocarpus guatemalensis*, *Trema micrantha* y *Enterolobium cyclocarpum* (Holwerda et al., 2016). Las dimensiones del cafetal son aproximadamente de 0.9 km por 1.1 km, cubriendo una superficie total de  $\sim 100$  hectáreas. El tipo de manejo que se observa sobre la distribución de densidades de árboles de sombra y cafetos es de aproximadamente 500 por hectárea y 1700 por hectárea, respectivamente (Holwerda et al., 2016). Con una altura máxima en las plantas de café de aproximadamente 2.5 m, una altura máxima del dosel arbóreo de 14 m y un índice de área foliar de  $2.2 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$  (ver abajo para más detalles).

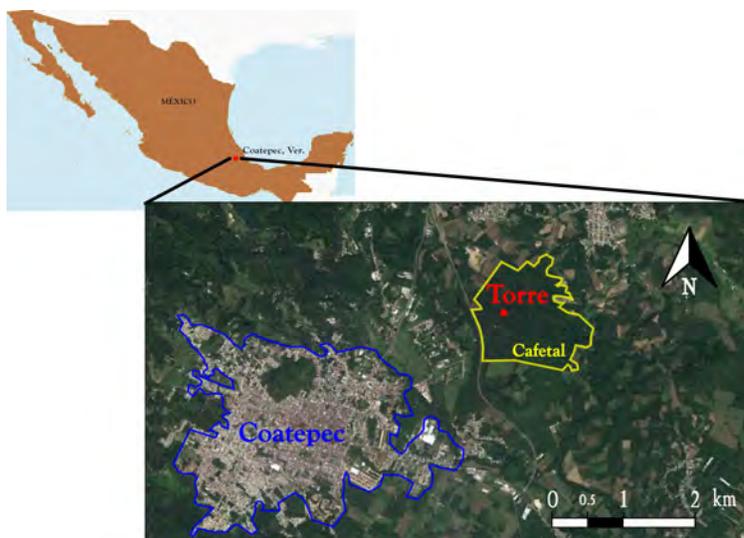


Figura 1.1: Mapa del sitio de estudio en el estado de Veracruz, México. El cafetal bajo sombra se ubica en el municipio de Coatepec en la zona baja (1200-1400 msnm) del bosque mesófilo de montaña.

De acuerdo con el mapa digital de García-CONABIO (1998), el cual es obtenido a partir de la clasificación de Köpen modificada por García (1988), el clima de esta región es templado-húmedo y con precipitaciones todo el año pero con mayor incidencia durante el verano debido a la masa de aire húmedo predominante proveniente del Golfo de México y los procesos convectivos como consecuencia de la orografía de la región. Además, durante el verano y parte del otoño, la zona se encuentra influenciada por ciclones. Por otro lado, en el invierno se tienen principalmente tiempos secos y de alta presión, influenciados por masas de aire frío provenientes de altas latitudes y frentes fríos que ocasionan precipitaciones ligeras por periodos de unos cuantos días.

En consecuencia, se puede distinguir con claridad, la presencia de dos estaciones durante el año: la estación húmeda comprendiendo el periodo mayo-octubre y la estación seca comprendiendo el periodo noviembre-abril.

## 1.2. Balance de energía

El balance de energía (una representación de la Primera Ley de la Termodinámica) que se tiene al nivel del sotobosque, esto es, por encima del estrato de los cafetos y por debajo del dosel de los árboles de sombra; y al

nivel del estrato superior (por encima del dosel arbóreo), está dado por:

$$\lambda E + H = R_n - G \quad (1)$$

donde  $\lambda E$  es el flujo de calor latente,  $H$  es el flujo de calor sensible,  $G$  es el flujo de calor del suelo (el flujo de calor hacia o fuera del suelo por medio de conducción) y  $R_n$  es la radiación neta dada por:

$$R_n = S_{in} - S_{out} + L_{in} - L_{out}$$

donde  $S_{in}$  es la radiación de onda corta entrante,  $S_{out}$  es la radiación de onda corta saliente,  $L_{in}$  es la radiación de onda larga entrante y  $L_{out}$  es la radiación de onda larga saliente. Los flujos de almacenamiento de calor latente y sensible por debajo de los niveles de medición, así como el de biomasa, no fueron considerados en dicho balance ya que Holwerda et al. (2016) encontraron que son despreciables. Todos los flujos en la ecuación de balance de energía están dados en unidades de  $\text{Wm}^{-2}$ .

En ambos niveles,  $\lambda E$  y  $H$  se determinaron con el método de eddy co-varianza (ver abajo para más detalles).  $R_n$  por encima del dosel arbóreo se midió haciendo uso de un radiómetro neto. Igualmente, en el nivel del sotobosque se instaló un radiómetro neto, pero dada la variación espacial de la radiación que llega a este nivel se decidió estimar  $R_n$  a partir de un modelo de extinción, el cual involucra los datos de  $R_n$  por encima del dosel arbóreo, un coeficiente de extinción y el índice de área foliar. Finalmente,  $G$  fue determinado a partir de una relación lineal con  $R_n$  obtenido por arriba del dosel, como se describe en Holwerda et al. (2016). Los detalles específicos se dan en las siguientes secciones.

### 1.3. Mediciones

Las mediciones en el cafetal fueron realizadas durante cuatro días en el periodo del 1 al 8 de abril de 2015, correspondiente a la temporada seca, usando diversos instrumentos micrometeorológicos instalados a dos niveles en una torre de 18 metros, la cual se encuentra en la zona noroeste de la plantación, ver Figura 1.1. El fetch, definido como la distancia del recorrido del viento sobre el cafetal en la dirección del viento predominante durante el día (sureste), fue aproximadamente 0.9 km, valor que se determinó a partir de

la Figura 1.1. Para asegurar que los flujos calculados sean representativos de la superficie bajo estudio, es deseable que el fetch sea aproximadamente 100 veces la altura de medición; en el caso de vegetación alta se considera la altura por encima del plano de desplazamiento cero, que corresponde a la altura promedio de transferencia de momento entre la atmósfera y la vegetación dentro del dosel, la cual se ha encontrado que es el 75 % de la altura de la vegetación. De manera que, para el nivel de medición superior (16.5 m) el fetch debe ser al menos de 600 m, criterio que se cumple ya que la extensión del cafetal en la dirección del viento predominante fue de  $\sim 900$  m. Y dado que para el nivel inferior (3.7 m) la altura de medición, y por tanto el fetch requerido, es menor, se tiene que el criterio también se satisface.

El equipo instalado a mayor altura, se encuentra a 16.5 metros (a unos 2.5 m por arriba del dosel arbóreo), es permanente en la torre y consiste de un anemómetro sónico tridimensional (modelo CSAT3 de Campbell Scientific Inc. Estados Unidos), un termopar de respuesta rápida (modelo FW05 Type E, alambre fino con diámetro de 0.012 mm y composición cromel/constantán), un higrómetro de respuesta rápida (modelo Krypton hygrometer KH20 de Campbell Scientific Inc.), un radiómetro neto (modelo NR01, Hukseflux, Holanda), un sensor de temperatura y humedad relativa (HC2-S3, Campbell Scientific Inc.), anemómetro de copas y veleta (034B, MetOne, Reino Unido). Además, a 10 m están instalados un panel solar y pluviómetro (TR-525M, Texas Electronics, Estados Unidos). Por otro lado, el equipo instalado a un nivel de 3.7 metros (aproximadamente a 1.2 m por arriba de las plantas de café) era colocado por la mañana para comenzar a medir antes de las 10:00 hrs. y se concluía la recolección de datos a las 16:00 hrs. (hora local estándar), finalmente se proseguía a su desinstalación por razones de seguridad y evitar el riesgo de robo del equipo. Los aparatos que conformaban este equipo eran los mismos mencionados anteriormente, pero sin el anemómetro de copas y el pluviómetro.

El anemómetro sónico, el higrómetro de respuesta rápida y el termopar conforman lo que se denomina sistema de eddy covarianza. La instalación de éstos equipos se hace con especial cuidado, orientando el sistema hacia el viento dominante y colocando los aparatos de tal manera que se minimice la cantidad de datos contaminados debido a la distorsión que los brazos del anemómetro, la torre y otras estructuras del equipo puedan provocar sobre el flujo de aire predominante. Además, se trata de instalar el anemómetro lo



Figura 1.2: Sistema de eddy covarianza para medir los flujos turbulentos de calor sensible y latente al nivel del sotobosque (3.7 m). El anemómetro sónico, el higrómetro de respuesta rápida y el termopar de bulbo seco se encuentran orientados al sureste.

más nivelado posible (paralelamente al suelo), buscando de esta manera que el promedio de la velocidad vertical del viento sea lo más cercano a cero para el intervalo de tiempo en que son calculados los flujos. Con el mismo fin de evitar datos contaminados por la distorsión de los aparatos sobre el viento, el higrómetro se instaló aproximadamente a 10 cm por detrás del centro del volumen de medición del anemómetro y el termopar a unos 4 cm por detrás (ver Figura 1.2).

El anemómetro sónico mide las tres componentes ortogonales del viento ( $w$ , componente vertical;  $u$  y  $v$ , componentes horizontales ortogonales, en  $\text{m s}^{-1}$ ) en el sistema de ejes que está asociado al mismo. Además, también proporciona la temperatura sónica del aire ( $T_s$  en  $^{\circ}\text{C}$ ). El higrómetro de respuesta rápida mide la densidad de vapor de agua ( $\rho_v$  en  $\text{g m}^{-3}$ ) y con el termopar de bulbo seco se midieron los cambios rápidos de la temperatura del aire ( $T_d$  en  $^{\circ}\text{C}$ ). Las mediciones de estas seis variables fueron recolectadas por medio de un registrador de datos (CR1000 de Campbell Scientific Inc.), a una tasa de muestreo de 20 Hz en el sistema a baja altura y a una tasa de muestreo de 10 Hz en el sistema que se encuentra por encima del dosel arbóreo. La tasa de muestreo es mayor en el sistema a baja altura porque cerca de la superficie y dentro del dosel es probable que la covarianza a alta frecuencia entre las variables tendrá mayor contribución en los flujos.

El sensor que midió la temperatura y humedad relativa ( $T$  en  $^{\circ}\text{C}$  y RH

en %) fue protegido contra la radiación solar (ver parte central de la Figura 1.3). Las señales de éste, y todos los demás sensores, fueron medidas cada 30 segundos y promediadas cada 5 minutos, usando el mismo modelo de registrador de datos que en las mediciones de eddy covarianza.



Figura 1.3: Equipo instalado por arriba del estrato de los cafetos. En la parte central de la foto: sensor  $T/RH$  protegido contra la radiación. En la parte izquierda de la foto: radiómetro neto. En la parte derecha de la foto: sistema de eddy covarianza.

#### 1.4. Cálculo de flujos de $H$ y $\lambda E$

Se llevó a cabo una revisión visual de las series de tiempo de cada variable para identificar los datos erróneos (valores físicos no posibles), los cuales fueron inexistentes para los días considerados en este estudio. Hecho esto, se realizó una primera corrección, denominada doble rotación de coordenadas, la cual se llevó a cabo debido a que, a pesar de colocar el anemómetro sónico con orientación hacia el viento predominante y paralelo a la superficie, en la práctica siempre existe una ligera desviación respecto a la vertical, que puede haber causado una velocidad del viento vertical promedio diferente de cero sobre el periodo de tiempo en el cual se calcularon los flujos, lo cual daría lugar a errores en éstos. En este estudio los flujos fueron calculados sobre periodos de 30 minutos, tiempo suficiente para cubrir el rango de variabilidad de las frecuencias que contribuyen a los flujos. Con esta corrección las velocidades medidas en el sistema coordinado del anemómetro sónico son transformadas a coordenadas de flujo; esto es, como si se orientara al anemómetro paralelamente al flujo de viento promedio.

En la primera rotación  $\bar{u}$  es alineado en la dirección del viento predominante, de manera que  $\bar{v}$  se hace cero para cada periodo de 30 minutos. Para hacer esto, el ángulo es calculado como:  $\phi_1 = \tan^{-1} \left( \frac{\bar{v}}{\bar{u}} \right)$ , donde  $\bar{v}$  y  $\bar{u}$  son las velocidades de viento horizontales promedio por bloques de 30 minutos, y la rotación es realizada usando la matriz:

$$\mathbf{R1} = \begin{pmatrix} \cos\phi_1 & \sen\phi_1 & 0 \\ -\sen\phi_1 & \cos\phi_1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (2)$$

En la segunda rotación  $\bar{w}$  es alineado en la dirección normal a la componente  $\bar{u}$ , de manera que  $\bar{w}$  se hace cero para cada periodo de 30 minutos. En esta segunda rotación, el ángulo es calculado como:  $\phi_2 = \tan^{-1} \left( \frac{\bar{w}}{\bar{u}} \right)$ , donde  $\bar{w}$  y  $\bar{u}$  son las velocidades de viento vertical y horizontal promedio por bloques de 30 minutos, y la rotación se realiza mediante la matriz:

$$\mathbf{R2} = \begin{pmatrix} \cos\phi_2 & 0 & \sen\phi_2 \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sen\phi_2 & 0 & \cos\phi_2 \end{pmatrix} \quad (3)$$

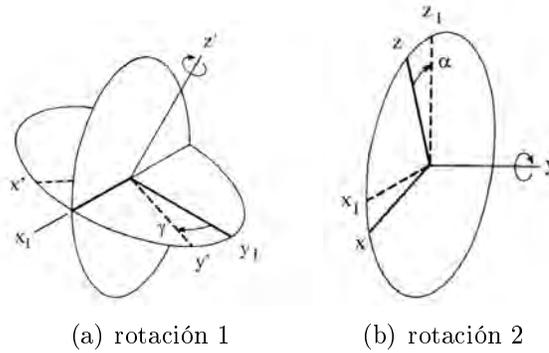


Figura 1.4: Corrección doble rotación de coordenadas. En a) se realiza la alineación en la horizontal. En b) la alineación se realiza en la vertical. (Wilczak et al., 2001).

Concluida la corrección de doble rotación se llevaron a cabo los cálculos de medias, desviaciones, varianzas y covarianzas (flujos preliminares) de las variables, a intervalos de 30 min. Para esto, se calcularon las fluctuaciones

turbulentas de las variables restando el promedio a cada uno de los valores (descomposición de Reynolds); teniendo así:

- $w' = w - \bar{w}$  ( $\bar{w} = 0$  por corrección de doble rotación de coordenadas)
- $T'_d = T_d - \bar{T}_d$
- $\rho'_v = \rho_v - \bar{\rho}_v$
- $T'_s = T_s - \bar{T}_s$

y la covarianza entre las fluctuaciones turbulentas de  $w$  y las del escalar de interés:

- $\overline{w'T'_d}$ , flujo de calor sensible en ( $^{\circ}\text{C m s}^{-1}$ )
- $\overline{w'\rho'_v}$ , flujo de calor latente en ( $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )
- $\overline{w'T'_s}$ , flujo de calor sónico en ( $^{\circ}\text{C m s}^{-1}$ )

Posteriormente se realizó una determinación del error por pérdida de señal a altas frecuencias para el flujo de calor latente y sensible, ya que  $\overline{w'T'_d}$  y  $\overline{w'\rho'_v}$  pueden haber sido subestimados debido a la separación espacial entre el anemómetro sónico, y el termopar de bulbo seco y el higrómetro de respuesta rápida, respectivamente. Para esto, primero se eliminó la tendencia (comportamiento de acuerdo a la variación diurna) en las variables de temperatura y densidad de vapor de agua, seguido de la aplicación de la transformada de Fourier a cada una de las variables, y calculando su densidad espectral y coespectral (magnitud de los datos transformados). Antes de graficar los espectros/coespectros estos se suavizaron debido a la gran cantidad de datos que tienen, normalizando cada uno con la correspondiente varianza/covarianza por periodos de 30 minutos, después promediando las densidades espectrales/coespectrales en 50 bloques de frecuencia, cuyos tamaños están en función de ésta (a mayores frecuencias mayor la longitud del bloque), y finalmente haciendo una promediación de los espectros/coespectros respectivos de cada media hora en los 4 días de estudio. Se graficaron los espectros/coespectros con presentación  $\log f S_A$  vs.  $\log f$  o  $f S_A$  vs.  $\log f$ , donde  $f$  es la frecuencia y  $S_A$  la densidad espectral/coespectral. Se compararon los coespectros  $\overline{w'T'_d}$  y  $\overline{w'\rho'_v}$  con el coespectro de referencia  $\overline{w'T'_s}$  (ya que en éste tanto  $w$  como  $T_s$  se miden en el mismo volumen de aire) y se calculó la fracción de la pérdida de flujo mediante (Sakai et al., 2004):

$$e = \frac{\sum_{f>f_c} CO(wT_s)}{\overline{w'T'_s}} - \frac{\sum_{f>f_c} CO(wx)}{\overline{w'x'}} \quad (4)$$

donde CO es el coespectro,  $x$  representa  $T_d$  ó  $\rho_v$  y  $f_c$  es la frecuencia de corte, la cual corresponde a la frecuencia a partir de la cual  $CO(wx)$  es afectado por pérdida de alta frecuencia respecto al coespectro de referencia y se determinó visualmente. Finalmente, el factor de corrección se calculó como  $1 + e$ .

Una vez determinado el error por pérdida de señal a alta frecuencia y corregido (en caso de ser necesario), se prosigue con la corrección de Webb-Pearman-Leuning (WPL), debido al efecto que tiene el flujo de calor sensible sobre el flujo de calor latente determinado a partir de mediciones de densidad de vapor de agua (Webb et al., 1980). Esta corrección se realiza mediante la siguiente ecuación:

$$\overline{w'\rho'_v}(\text{WPL}) = (1 + \mu\sigma) \left[ \overline{w'\rho'_v} + \frac{\rho_v}{\overline{T}} \overline{w'T'_d} \right] \quad (5)$$

donde  $\mu = \frac{m_a}{m_v}$ , la razón de las masas moleculares del aire seco y vapor de agua;  $\sigma = \frac{\rho_v}{\rho_a}$ , razón de las densidades de vapor de agua y aire seco (razón de mezcla promedio);  $\overline{w'T'_d}$ , flujo de calor sensible;  $\overline{w'\rho'_v}$ , flujo de calor latente;  $\overline{T}(K)$ , temperatura obtenida del sensor HC2-S3;  $\rho_v$ , densidad de vapor de agua obtenida de los datos de RH y  $T$  del sensor HC2-S3.

Finalmente, se realiza una corrección al flujo de calor latente debido a la sensibilidad que tiene el higrómetro de respuesta rápida al oxígeno. Para esta corrección debemos transformar los flujos de calor latente y sensible a unidades de  $W m^{-2}$ , haciendo respectivamente:

$$H = \rho C_p \overline{w'T'_d} \quad (6)$$

y

$$\lambda E = \lambda \overline{w'\rho'_v} \quad (7)$$

donde  $\rho$  es la densidad del aire ( $kg m^{-3}$ ),  $C_p$  es el calor específico del aire a presión constante ( $J kg^{-1} K^{-1}$ ) y lambda es el calor latente de vaporización

(J kg<sup>-1</sup>) el cual se calculó con la temperatura del aire. La corrección se llevó a cabo mediante (Van Dijk et al., 2003):

$$\overline{w'\rho'_v}(\text{corregido}) = c(\beta)\overline{w'\rho'_v}(\text{WPL}) \quad (8)$$

donde

$$c(\beta) = 1 + 0.23 \frac{k_o}{k_w} \frac{\lambda\beta}{T}$$

donde  $\beta$  es la razón de Bowen ( $H/\lambda E$ ),  $k_o = 3.42 \times 10^{-3}$  y  $k_w = 0.154$  son los coeficientes de extinción para el oxígeno y el vapor de agua, respectivamente. El valor de  $k_w$  fue proporcionado por el fabricante del higrómetro, para el caso de  $k_o$  éste no es proporcionado por el fabricante; por tanto, se tomó el promedio de los valores  $k_o$  determinados experimentalmente para 2 higrómetros del mismo tipo (Tabla 2; Van Dijk et al., 2003).

## 1.5. Cálculo de $R_n$ y $G$

Para el estrato superior,  $R_n$  se determinó a partir de la relación  $R_n = S_{in} - S_{out} + L_{in} - L_{out}$ , con las mediciones realizadas por el radiómetro neto de las componentes entrantes y salientes. Para el nivel inferior,  $R_n$  (denotado por  $R_{n_{abajo}}$ ) se determinó mediante el modelo de extinción:

$$R_{n, abajo} = R_n * \exp(B * LAI) \quad (9)$$

donde  $B$  es el coeficiente de extinción obtenido a partir de (manual Accupar LP80, 2016):

$$B = \frac{\sqrt{\chi^2 + \tan^2\theta}}{\chi + 1.744(\chi + 1.182)^{-0.733}} \quad (10)$$

donde  $\theta$  es el ángulo cenital del sol, obtenido a partir de la latitud del sitio, el ángulo de declinación y el ángulo horario.

$\chi$  es un parámetro de distribución del ángulo de la hoja, cuantitativamente se trata del promedio sobre todas las hojas en la vegetación de la razón entre la proyección horizontal del área superficial de la hoja respecto a la proyección vertical. El valor por defecto para  $\chi$  es 1, el cual se asume cuando la distribución del ángulo de las hojas del dosel es esférica. Para el caso de cultivos de hoja con tendencia vertical se tiene que  $\chi < 1$ , mientras que para cultivos de hoja con naturaleza horizontal  $\chi > 1$ , con valor máximo reportado en la literatura alrededor de 3, correspondiente a cultivos con una fuerte tendencia horizontal en sus hojas, como es el caso del cultivo de fresas (Tabla 1 en manual Accupar LP80, 2016). Para el caso del cafetal, la mayoría de las hojas de los árboles de sombra son horizontales (ver fotos en Figura 1.5), por lo que en este estudio se asumió un valor intermedio de  $\chi = 2$ .

Realizando un análisis de sensibilidad, la diferencia que existe entre los valores resultantes de  $B$ , LAI y  $R_n$  usando  $\chi = 2$  y  $\chi = 3$  es de un 12% mayor, un 12% menor y un 7% menor, respectivamente. De esta manera, aunque el coeficiente de extinción  $B$  está directamente relacionado al valor de  $\chi$  (mayor valor de  $\chi$  conlleva a un mayor valor del coeficiente de extinción), el cálculo de  $R_n$  no es demasiado sensible a este parámetro.

LAI es el índice de área foliar. Su valor se obtuvo de la promediación de LAI = 1.6, valor obtenido previamente por Holwerda et al. (2016), y el valor de LAI calculado a partir de los datos de PAR (radiación fotosintéticamente activa, en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) medidos con un ceptómetro (modelo LP80, Decagon Devices, Inc., Estados Unidos) en distintas zonas por debajo de los árboles de sombra y usando la ley de Beer-Lambert:

$$\text{LAI} = -\frac{1}{B} * \ln \left( \frac{\text{PAR}_{\text{abajo}}}{\text{PAR}_{\text{arriba}}} \right) \quad (11)$$

$B$  es el coeficiente de extinción mencionado anteriormente,  $\text{PAR}_{\text{arriba}}$  es el PAR arriba del dosel obtenido a partir de las mediciones de  $S_{in}$ ; para esto se comparó la lectura del radiómetro con el ceptómetro por arriba del dosel a lo largo de un día, y se obtuvo la siguiente relación:  $\text{PAR}_{\text{arriba}} = 1.97 * S_{in}$ .

$\text{PAR}_{\text{abajo}}$  son los valores obtenidos con el ceptómetro por debajo del dosel. Estas mediciones fueron realizadas a una tasa de muestreo de 1 Hz, colocando el ceptómetro en 47 posiciones diferentes, a través de los cuatro días de medición, por debajo de árboles de sombra cada 30 minutos para cubrir la variación espacial en LAI. Así, para cada periodo de 30 minutos se obtuvo un valor de LAI.



Figura 1.5: Las hojas en los árboles de sombra en el cafetal tienen una tendencia horizontal. Visualmente se determinó el valor de  $\chi = 2$ .

Finalmente, el flujo de calor de suelo ( $G$ ) fue estimado a partir de una relación lineal con los datos de  $R_n$  por arriba del dosel, como se describió en Holwerda et al. (2016):

$$G = 0.08 * R_n - 11.26 \quad (12)$$

## 1.6. Cierre de Balance de Energía

La calidad de los flujos estimados a partir de las mediciones de eddy covarianza se determinó mediante la verificación del grado de cierre de balance de energía. Lo cual se realizó de dos maneras:

- Calculando la razón de balance de energía (EBR); esto es, la razón de la suma acumulativa de  $H + \lambda E$  respecto a la suma acumulativa de  $R_n - G$ :

$$\text{EBR} = \frac{H + \lambda E}{R_n - G} \quad (13)$$

- Calculando la pendiente de la regresión lineal de  $R_n - G$  contra  $H + \lambda E$ .

De manera que, mientras más cercano a 1 sea el valor resultante, mejor será el cierre de balance de energía y en consecuencia mayor será la calidad y confianza en las mediciones de eddy covarianza (Wilson et al., 2002).



# Capítulo 2

## Resultados

Las mediciones en el cafetal fueron realizadas durante cuatro días en un horario de 10:00 a 16:00 hrs., con excepción del día 3, en el cual las mediciones se realizaron de 10:00 a 15:30 hrs. (hora local estándar). De manera que, se tiene un total de 47 periodos de 30 minutos sobre los que se calcularon los flujos turbulentos.

En la Figura 2.1 se compararon los coespectros de  $\overline{w'T'_d}$  y  $\overline{w'\rho'_v}$  con el coespectro de referencia  $\overline{w'T'_s}$ , en representación logarítmica y semilogarítmica. Se puede observar que tanto el coespectro de  $\overline{w'T'_d}$  como el de  $\overline{w'\rho'_v}$  coinciden bien con el de referencia, existiendo sólo una ligera pérdida de covarianza a altas frecuencias debido a la separación espacial del termopar de bulbo seco y del higrómetro respecto al anemómetro sónico. Además, la densidad espectral en los coespectros se aproxima a cero a bajas y altas frecuencias, lo cual verifica que el intervalo de promediación y la tasa de muestreo utilizados, respectivamente, fueron los adecuados para cubrir el rango de variabilidad de las frecuencias en los eddies que contribuyen a los flujos. La intensidad de los coespectros  $\overline{w'T'_d}$  y  $\overline{w'\rho'_v}$  es máxima en las frecuencias 0.004-0.02 y 0.006-0.02 Hz, respectivamente.

La frecuencia de corte asociada se determinó visualmente y de forma conservativa para ambos coespectros ( $\overline{w'T'_d}$  y  $\overline{w'\rho'_v}$ ), ya que se tomó como el primer punto donde la densidad espectral de  $\overline{w'T'_d}$  y  $\overline{w'\rho'_v}$  fue más baja que la de  $\overline{w'T'_s}$  en la representación logarítmica. El valor de la frecuencia de corte coincidió para ambos coespectros,  $f_c \sim 0.4$  Hz. Cabe mencionar que se puede determinar la frecuencia de corte de una manera menos conservativa,

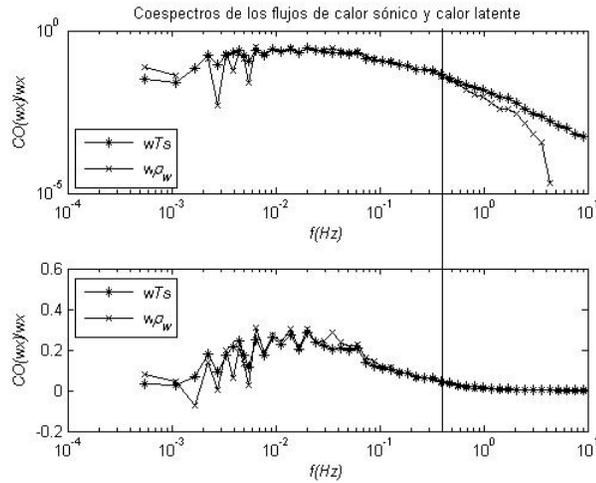
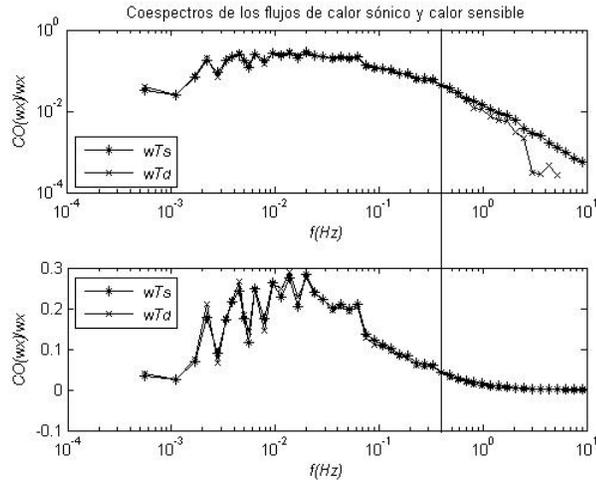
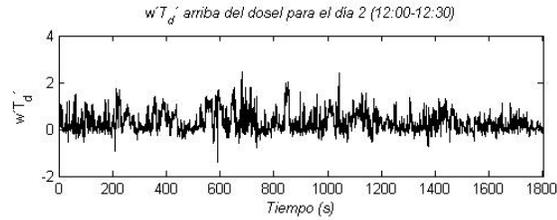
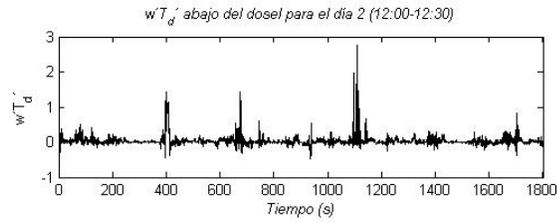
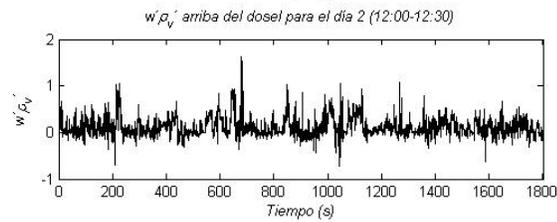
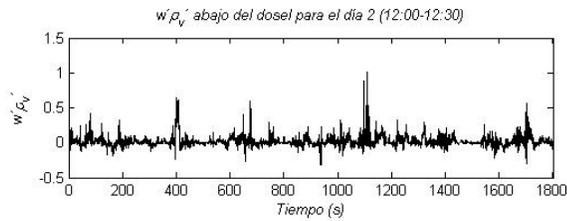
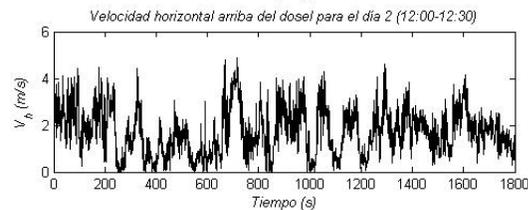
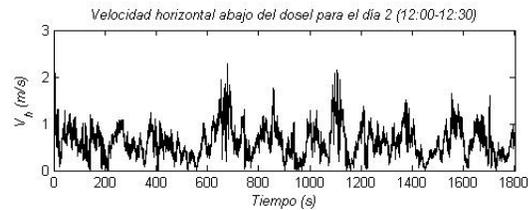


Figura 2.1: (a) Comparación de los coespectros del flujo de calor sensible y sónico en representación logarítmica y semilogarítmica para la determinación del error por pérdida de covarianza a altas frecuencias, la frecuencia de corte fue  $f_c \sim 0.4$  Hz. (b) Comparación de los coespectros del flujo de calor latente y sónico en representación logarítmica y semilogarítmica, la frecuencia de corte fue  $f_c \sim 0.4$  Hz.

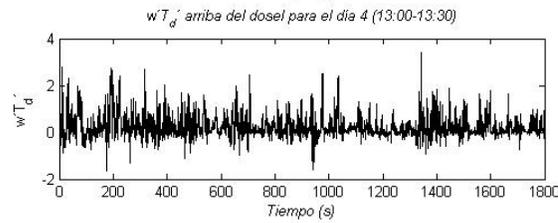
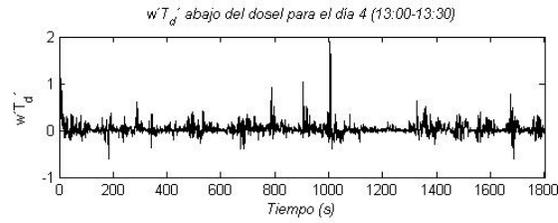
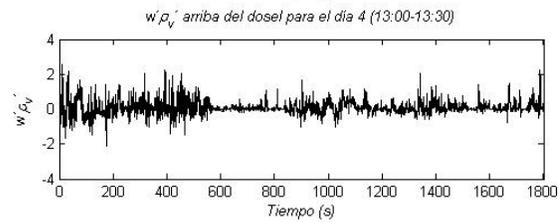
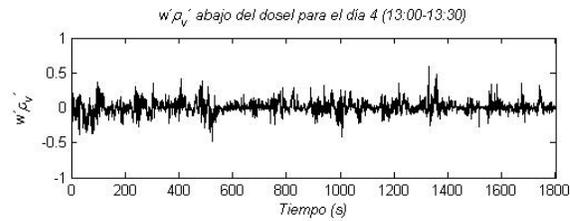
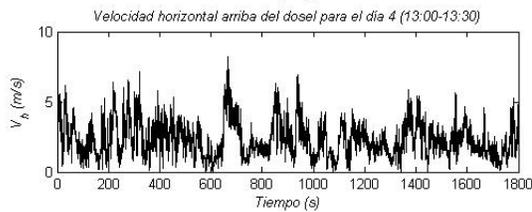
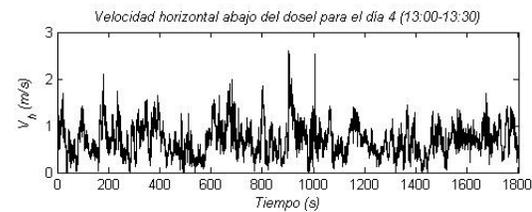
tomando en cuenta aquella frecuencia a partir de la cual se observa una disminución en la pendiente de los coespectros  $\overline{w'T'_d}$  y  $\overline{w'\rho'_v}$  respecto a la pendiente de  $\overline{w'T'_s}$  ( $\sim 2$  Hz). La fracción de pérdida de flujo calculada con la ecuación (4) fue 0.8% para el caso de  $\overline{w'T'_d}$ , y de 1.1% para el caso de  $\overline{w'\rho'_v}$ . Debido a que ambas fracciones son muy pequeñas, la pérdida de covarianza a altas frecuencias se consideró despreciable. Esto también se puede observar claramente a partir de la representación semilogarítmica para ambos coespectros, en la cual las curvas prácticamente se encuentran encimadas a altas frecuencias; además, se puede observar en ambas representaciones que la covarianza a estas frecuencias es mínima.

Las Figuras 2.2 (a), (b) y 2.3 (a), (b) muestran ejemplos de la covarianza entre  $w$  y  $T_d$  y,  $w$  y  $\rho_v$ , observada por arriba y por debajo del dosel, para dos periodos de 30 minutos alrededor del mediodía. Además, se muestran los datos correspondientes de la velocidad del viento (Figuras 2.2 (c) y 2.3 (c)). En el primer ejemplo (12:00-12:30 hrs., segundo día de medición), se puede notar que los valores máximos de  $w'T'_d$  observados por arriba y por debajo del dosel fueron similares en magnitud (entre 2 y 3 °C m s<sup>-1</sup>). Sin embargo, donde el producto de  $w'$  y  $T'_d$  observado por arriba del dosel fue positivo por la mayor parte del tiempo (indicando un flujo de calor sensible relativamente constante hacia la atmósfera),  $w'T'_d$  por debajo del dosel fue generalmente muy cercano a cero, pero en ocasiones alcanzó valores tan altos como 1-3 °C m s<sup>-1</sup> (indicando que la mayor parte de la transferencia de calor hacia arriba tuvo lugar durante breves periodos intermitentes). En el caso de la covarianza de  $w$  y  $\rho_v$  por arriba del dosel, se puede observar que la mayor parte del tiempo ésta fue positiva, indicando un flujo de calor latente relativamente constante hacia la atmósfera. En tanto que, por debajo del dosel la covarianza fue en general muy cercana a cero, aunque en ocasiones alcanzó valores de 0.6 – 1 g m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> (mostrando también que gran parte de la transferencia de calor se realizó durante cortos periodos intermitentes). Los valores máximos de  $w'\rho'_v$  por arriba del dosel se encuentran entre 1 – 1.5 g m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>; esto es,  $\sim 0.5$  g m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> por encima de lo alcanzado por debajo del dosel. La media de la velocidad horizontal del viento por arriba del dosel fue de 1.7 m s<sup>-1</sup>, mientras que por debajo del dosel esta velocidad fue de 0.6 m s<sup>-1</sup>; es decir, casi tres veces menor.

(a) Covarianza  $w'T'_d$ (b) Covarianza  $w'\rho'_v$ 

(c) Velocidad horizontal

Figura 2.2: Series de tiempo, por arriba y por debajo del dosel, correspondientes a la media hora que va de 12:00 a 12:30 hrs. del segundo día de medición: (a) la covarianza entre  $w$  y  $T'_d$ , (b) covarianza entre  $w$  y  $\rho'_v$  y (c) velocidad del viento.

(a) Covarianza  $w'T'_d$ (b) Covarianza  $w'\rho'_v$ 

(c) Velocidad horizontal

Figura 2.3: Series de tiempo, por arriba y por debajo del dosel, correspondientes a la media hora que va de 13:00 a 13:30 hrs. del cuarto día de medición: (a) la covarianza entre  $w$  y  $T_d$ , (b) covarianza entre  $w$  y  $\rho_v$  y (c) velocidad del viento.

En el segundo ejemplo (13:00-13:30 hrs., cuarto día de medición), se observa que los valores máximos de  $w'T'_d$  por debajo del dosel ( $1-2\text{ }^\circ\text{C m s}^{-1}$ ) fueron menores que aquellos observados por arriba del dosel ( $2-4\text{ }^\circ\text{C m s}^{-1}$ ). Esta diferencia fue más notoria para  $w'\rho'_v$  ( $\sim 0.5\text{ g m}^{-2}\text{s}^{-1}$  versus  $2 - 3\text{ g m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ). Además, los flujos de calor y humedad debajo del dosel parecen haber sido más regulares a través de tiempo. Mientras que por arriba del dosel se observa otra vez que predominaron flujos de calor latente y sensible relativamente constantes hacia arriba.

La velocidad del viento medida por arriba del dosel durante este periodo de 30 minutos fue mayor que en el primer ejemplo ( $2.3\text{ m s}^{-1}$  versus  $1.7\text{ m s}^{-1}$ , respectivamente). Sin embargo, la diferencia en la velocidad promedio del viento por debajo del dosel fue pequeña ( $0.7\text{ m s}^{-1}$  versus  $0.6\text{ m s}^{-1}$ , respectivamente).

En Figura 2.4 (a) y (b) se muestran las gráficas de las sumas de los flujos turbulentos ( $H$  y  $\lambda E$ ) contra la energía disponible ( $A_e = R_n - G$ ), por debajo y por arriba de dosel respectivamente, a partir de las cuales se determinó el grado de cierre de balance de energía mediante el cálculo de la EBR y de la pendiente de la regresión lineal. Para el caso por debajo del dosel se observa que los datos no tienen un comportamiento lineal, existiendo además mayor dispersión y una sobreestimación de los flujos turbulentos a valores altos y, una subestimación de los flujos turbulentos a valores bajos. La pendiente de la regresión lineal fue 1.28 y la intersección fue de  $-21.4\text{ W m}^{-2}$ . El coeficiente de determinación fue 0.53, de manera que el ajuste lineal solo explica el 53 % de la varianza en los datos. Finalmente se obtuvo  $\text{EBR} = 0.97$ , lo cual indica que en promedio el cierre de balance de energía fue muy bueno.

En el caso por arriba del dosel, se observa una mayor relación lineal entre la suma de los flujos turbulentos y la energía disponible, y el grado de dispersión es menor comparado con lo observado por debajo del dosel, tal como lo demuestra el mayor coeficiente de determinación ( $r^2 = 0.79$  versus  $r^2 = 0.53$  por debajo del dosel). Sin embargo, se aprecia una subestimación general de los flujos turbulentos. No obstante, la pendiente de la regresión lineal en este caso fue de 0.88 (con una intersección de  $-3\text{ W m}^{-2}$ ) al igual que EBR, lo que indica un cierre de balance de energía bueno.

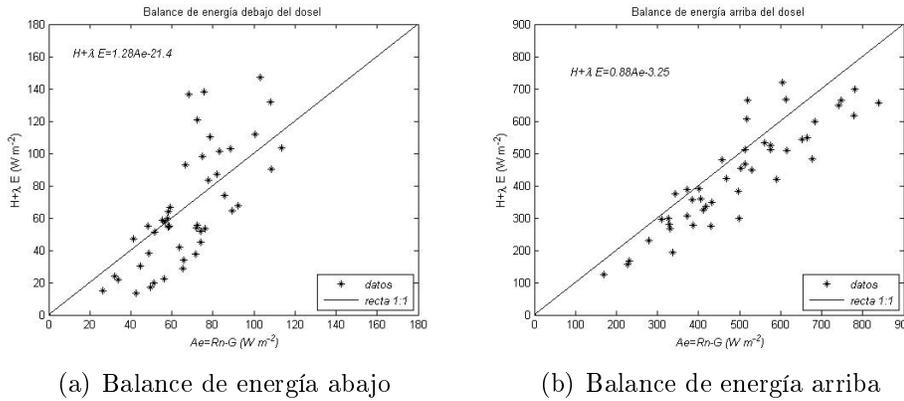


Figura 2.4: (a) Cierre de balance de energía por abajo del dosel,  $EBR = 0.97$ . (b) Cierre de balance de energía por arriba del dosel,  $EBR = 0.88$ . En ambos casos se muestran los flujos promediados por periodos de 30 min. en los 4 días de medición.

En Figura 2.5 (a) y (b) se muestran los ciclos diurnos promedio de  $R_n$ ,  $H$  y  $\lambda E$  por debajo y por arriba del dosel, respectivamente, para los cuatro días de medición.

Se aprecia que cuando los flujos son promediados sobre varios días, el comportamiento de los flujos turbulentos ( $H$  y  $\lambda E$ ) está bastante relacionado al de  $R_n$ . Este es el caso para tanto las mediciones por arriba como por debajo del dosel. Además para el caso por debajo del dosel siempre se tuvo que  $\lambda E > H$  mientras que, por arriba del dosel generalmente se tuvo esa relación excepto durante algunos periodos de media hora en que la  $R_n$  fue mayor a  $600 \text{ W m}^{-2}$ .

La radiación neta promedio por debajo del dosel fue de  $100 \text{ W m}^{-2}$ , lo cual correspondió al 19% de la  $R_n$  por arriba del dosel. El flujo de calor sensible por debajo del dosel fue en promedio  $24 \text{ W m}^{-2}$ , lo cual representó aproximadamente el 24% de la radiación neta a ese nivel y, un 19% del flujo de calor sensible total ( $H$  por arriba del dosel). Para el caso del flujo de calor latente (evapotranspiración) por debajo del dosel, éste fue en promedio  $45 \text{ W m}^{-2}$ , que representó un 44% de la radiación neta y aproximadamente el 19% del flujo de calor latente total ( $\lambda E$  por arriba del dosel). Por último,  $H$  y  $\lambda E$  por arriba del dosel corresponden en promedio al 39% y 45% respectivamente, de la radiación neta por arriba del dosel.

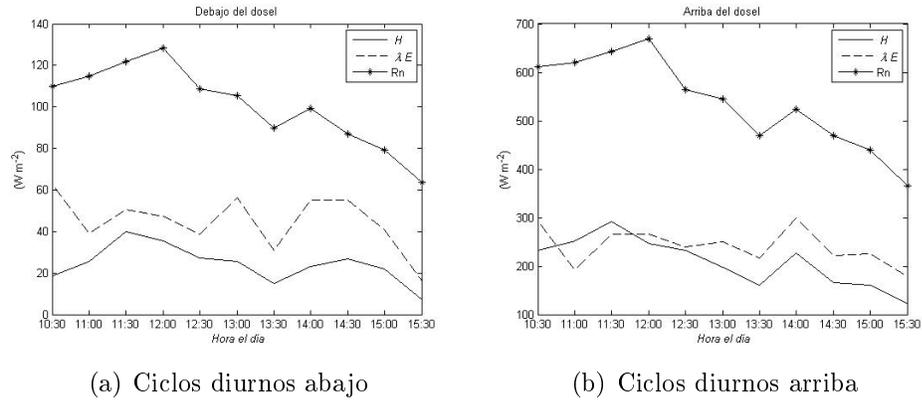


Figura 2.5: Ciclos diurnos de las componentes  $R_n$ ,  $H$  y  $\lambda E$  del balance de energía, por abajo y por arriba del dosel. Los cuales se obtuvieron al promediar los flujos sobre los 4 días de medición.

# Capítulo 3

## Discusión

La mejor manera para evaluar la calidad de los flujos turbulentos estimados, aplicando el método de eddy covarianza por debajo del dosel, es mediante la verificación del cierre de balance de energía. La importancia de esta prueba se debe a que cuantifica el balance de las estimaciones de los flujos, las cuales fueron obtenidas de manera independiente, por un lado los flujos turbulentos usando el método de eddy covarianza y por otro lado la energía disponible a partir de otros métodos y mediciones (Wilson et al., 2002). En este estudio el cálculo de EBR (la razón de la suma de los flujos turbulentos respecto a la energía disponible) por debajo del dosel dio como resultado  $EBR = 0.97$ , lo cual indica que en promedio se obtuvo un muy buen cierre de balance de energía. En los estudios de Blanken et al. (1997), Baldocchi et al. (2000) y Lamaud et al. (2001), también llevados a cabo al nivel del sotobosque, igualmente obtuvieron un buen cierre de balance de energía y éste lo evaluaron a partir de la pendiente de la regresión lineal de  $H + \lambda E$  versus  $A_e$  ó  $H + \lambda E + \text{flujos de almacenamiento}$  versus  $R_n$ . En el caso de Blanken et al. (1997) el estudio se realizó en un bosque de álamo boreal, y la pendiente fue de 0.84; Baldocchi et al. (2000) realizaron mediciones en un bosque boreal de pino jack y en un bosque de pino ponderosa occidental, y las pendientes fueron de 1.22 y 0.88, respectivamente; Lamaud et al., (2001) realizaron mediciones en un bosque de pino marítimo de la especie *Pinus pinaster*, y la pendiente aquí fue de 0.99.

Sin embargo, a diferencia de lo que ocurre por arriba del dosel (Figura 2.4 (b)), se observó mucha variabilidad de periodo a periodo de 30 minutos, lo cual se refleja en una relación no lineal de los flujos turbulentos contra la

energía disponible (Figura 2.4 (a)) y un coeficiente de determinación bajo ( $r^2 = 0.53$ ). Esta variabilidad también fue reportada por Blanken et al. (1997), Baldocchi et al. (2000) y Lamaud et al. (2001), quienes encontraron valores de  $r^2$  de 0.77 (bosque de álamo), 0.71 (pino ponderosa), 0.87 (pino jack) y 0.88 (pino marítimo), respectivamente. Es importante mencionar que el valor de  $r^2$  cambia dependiendo de la relación que se considere ( $H + \lambda E$  versus  $A_e$  ó  $H + LE + \text{flujos de almacenamiento}$  versus  $R_n$ ); de manera que  $r^2 = 0.72$ , si consideramos la relación  $H + LE + \text{flujos de almacenamiento}$  versus  $R_n$ , que está dentro del rango ( $r^2 = 0.71 - 0.88$ ) encontrado por los estudios que también consideraron esta relación (Baldocchi et al., 2000; Lamaud et al., 2001).

La razón de la variabilidad observada posiblemente se debe a la combinación de un serie de factores que ocurren a este nivel como son: la naturaleza heterogénea en el dosel de los árboles de sombra que da lugar a una gran variabilidad espacial de la radiación neta que alcanza el estrato de cafetos y el suelo (cf. Baldocchi et al., 2000), y la heterogeneidad espacial en la densidad de los cafetos y en consecuencia en la transpiración. Además, en nuestro caso, el hecho de que la relación fue derivada a partir de relativamente pocos datos también puede jugar un papel importante. Entonces, es probable que al nivel de los cafetos exista una importante variación en las entradas de radiación y fuentes de flujo de vapor de agua sobre escalas espaciales relativamente pequeñas (del orden de metros); ésto, en combinación con el hecho de que, para este nivel, el área de donde provinieron los flujos (la huella de flujo) probablemente fue pequeña (del orden de unos metros a unas decenas de metros, resultado obtenido por Baldocchi et al. (2000) para los bosques de pino ponderosa y pino jack), podría ser una explicación de la variabilidad aleatoria de periodo a periodo. Es recomendable para estudios posteriores la determinación de la huella de flujo para las mediciones de eddy covarianza por debajo del dosel del cafetal, lo que quedó fuera del alcance de esta tesis. Para la determinación de la huella de flujo se podría utilizar el modelo Lagrangiano de Baldocchi et al. (2000).

Por otro lado, la relación entre  $H + \lambda E$  y  $R_n - G$  por arriba del dosel es notoriamente más lineal y muestra menor variación en los flujos de una media hora a la siguiente ( $r^2 = 0.79$ ). El cierre de balance de energía a este nivel fue de 88 %, lo cual está por encima del promedio de 80 % observado en un estudio realizado a un conjunto de 22 sitios de la red global de torres

de flujo “Fluxnet” (Wilson et al., 2002), indicando que el cierre de balance obtenido aquí es bueno.

Otro factor que puede haber contribuido a la alta variabilidad entre los flujos de  $H$  y  $\lambda E$ , y la energía disponible por debajo del dosel puede ser el carácter intermitente del intercambio turbulento en este nivel (Baldocchi et al., 2000), como se puede observar a partir de las Figuras 2.2 y 2.3. En éstas se puede apreciar que la transferencia de calor y vapor de agua estuvo caracterizada por periodos inactivos de turbulencia de duración variable ( $\sim 50 - 250$  s para el día 2 y  $\sim 25 - 120$  s para el día 4) que fueron interrumpidos por eventos cortos donde cantidades relativamente grandes de calor y vapor de agua fueron transferidos. La magnitud de los flujos transferidos en estos eventos de corta duración fue mayor para el día 2, alcanzando valores de  $1 - 3$  °C m s<sup>-1</sup> y  $0.6 - 1$  g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, posiblemente debido a que la velocidad del viento para este día ( $1.7$  m s<sup>-1</sup> por arriba del dosel y  $0.6$  m s<sup>-1</sup> por debajo) fue menor respecto a lo registrado el día 4 ( $2.3$  m s<sup>-1</sup> por arriba del dosel y  $0.7$  m s<sup>-1</sup> por debajo), lo cual dio oportunidad a una mayor acumulación de vapor de agua y calor antes de que un eddy tuvo la energía suficiente para entrar en el dosel y llevar a cabo la transferencia. Por otro lado, para el día 4, puede notarse una transferencia de calor y vapor de agua más frecuente, probablemente resultando en una menor acumulación de calor y vapor de agua y por tanto en picos más pequeños en los flujos ( $1 - 2$  °C m s<sup>-1</sup> y  $0.5$  g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, respectivamente).

De manera que es posible que, en los periodos de media hora donde  $H + \lambda E$  fue menor que  $A_e$  (Figura 2.4 (a)) existió una turbulencia pobremente desarrollada incapaz de realizar la transferencia (o una adecuada transferencia) de calor y vapor de agua, mientras que en aquellos periodos de 30 minutos para los cuales  $H + \lambda E$  fue mayor que  $A_e$  la turbulencia fue lo suficientemente fuerte para remover el calor y vapor de agua acumulados junto con los producidos en ese momento.

Lo anterior hace pensar que la intermitencia de la turbulencia parece decrecer con el incremento de la velocidad promedio del viento. Entonces, uno podría esperar mayores valores de EBR con el incremento de la velocidad del viento; sin embargo, no existió correlación entre estas dos variables ( $r^2 = 0.00$ ). En este sentido, es importante recordar que la turbulencia es generada por fuerzas mecánicas (fricción entre el aire y la superficie terres-

tre) y por el calentamiento diurno de la superficie de la Tierra (convección termal). Siendo esta última posiblemente la que tiene mayor relevancia para nuestro caso, dadas las horas en las cuales se llevaron a cabo las mediciones. Un parámetro que a menudo es usado como una medida del grado de turbulencia es la desviación estándar de la velocidad del viento vertical (Pattey et al., 2002). El coeficiente de determinación de la relación entre EBR y la desviación estándar de la velocidad del viento vertical fue 0.33, sugiriendo que la turbulencia intermitente puede haber causado parte de la variabilidad observada de periodo a periodo en la relación  $H + \lambda E$  versus  $A_e$ .

El tamaño aproximado de los eddies que tuvieron la energía suficiente para llevar a cabo el transporte de calor y vapor de agua al nivel de los cafetos, se puede estimar a partir de la velocidad del viento promedio y del rango de frecuencias donde las densidades coespectrales son máximas. El rango de frecuencia con mayor energía coespectral fue 0.004 – 0.02 Hz para el flujo de calor sensible y, 0.006 – 0.02 Hz para el flujo de calor latente. Con un promedio de  $u$  de  $0.3 \text{ m s}^{-1}$  y bajo la suposición de que la hipótesis de Taylor (Thorpe, 2007) es válida (existe una turbulencia desarrollada y por tanto se pueden relacionar mediciones temporales descritas en términos de frecuencia con mediciones espaciales de números de onda; es decir,  $f/u$  se aproxima al número de onda a partir del cual se determina el tamaño de eddy) el rango de tamaños de eddies fue de 15 – 75 m y 15 – 50 m para  $\overline{w'T'_d}$  y  $\overline{w'\rho'_v}$ , respectivamente. Ambos rangos se encuentran dentro del encontrado por Baldocchi et al. (2000), el cual va de 10 – 100 m.

Finalmente, al promediar los flujos sobre los cuatro días de medición se pudo observar que el comportamiento tanto del flujo de calor latente (evapotranspiración) como de calor sensible por debajo del dosel siguió muy de cerca el patrón de la radiación neta (Figura 2.5 (a)). Siendo este resultado otra manera de dar buena confianza en nuestras mediciones.

Por otro lado, al comparar la evapotranspiración por debajo del dosel respecto a la evapotranspiración total, se obtuvo que los cafetos contribuyeron en promedio al 19 % de la transpiración total del cafetal. La contribución a la evapotranspiración total por parte de los cafetos fue baja en comparación con lo reportado por Van Kanten y Vaast (2006), quienes cuantificaron la evapotranspiración de cuatro cafetales en Costa Rica, tres de ellos cafetales bajo sombra con distintas especies de árboles y el cuarto fue un monocultivo

(sin árboles de sombra). Las especies de árboles que se utilizaron fueron: *E. deglupta* plantados cada  $6 \times 6$  m (278 ind./ha), *T. ivorensis* plantados cada  $6 \times 6$  m (278 ind./ha) y *E. poeppigiana* plantados cada  $8 \times 8$  m (156 ind./ha), reportándose que la contribución de los cafetos a la evapotranspiración total de los cafetales fue del 76 %, 50 % y 78 %, respectivamente. La diferencia en la contribución de los cafetos a la evapotranspiración total del cafetal del presente estudio y de los cafetales estudiados por Van Kanten y Vaast (2006) probablemente se debe a varios factores. Primero, al tener una mayor densidad de árboles de sombra (como es el caso del cafetal estudiado para esta tesis) hay una menor entrada de radiación neta al estrato de cafetos. Segundo, el grado en el que los diferentes estratos de vegetación contribuyen a la transpiración total depende de las áreas foliares relativas en las capas y sus resistencias estomáticas (Monteith and Unsworth, 2013). Por último, las propiedades de la superficie del suelo (tales como el albedo y el contenido de agua) y la estructura del dosel (a través de su influencia sobre la frecuencia de eddies grandes que pueden penetrar al estrato de los cafetos) también pueden jugar un papel en esta diferencia observada (Monteith and Unsworth, 2013).

Finalmente, la evapotranspiración observada por encima del estrato de los cafetos tiene incluida la evaporación del suelo. Sin embargo, esta componente probablemente fue pequeña, ya que no se registraron precipitaciones mayores a  $0.2 \text{ mm día}^{-1}$  durante el periodo de medición ni durante los tres días previos a éste. Sin embargo, se recomienda realizar mediciones de evaporación usando microlisímetros en estudios futuros para conocer su contribución a la evapotranspiración total de la plantación de café.



# Capítulo 4

## Conclusiones

En conclusión, en este trabajo se ha comprobado que el método de eddy covarianza es válido para estudiar el comportamiento promedio del intercambio de calor y vapor de agua por debajo del dosel. Sin embargo, la heterogeneidad de la radiación que llega a este nivel y de la transpiración de las plantas de café, junto con la naturaleza intermitente de la turbulencia da como resultado una fuerte variabilidad en las mediciones de los flujos. A fin de conocer la variación estacional e interanual en la evapotranspiración, es recomendable la realización de más estudios en distintas épocas del año.

Al cuantificar por separado las contribuciones de  $\lambda E$  en los diferentes estratos sería posible llevar a cabo estudios sobre el efecto de las densidades de café y árboles de sombra sobre la evapotranspiración total. Además, este tipo de información daría lugar al desarrollo de modelos para calcular la evapotranspiración de los cafetales, así como mejorar la comprensión del comportamiento a nivel fisiológico de las funciones de las plantas. A la larga, se conseguiría un mejor entendimiento del papel que juegan las plantaciones de café bajo sombra en la hidrología y el clima de las regiones tropicales de montaña.



# Bibliografía

- [1] André J., Bougeault P., Mahfouf J., Mascart P., Noilhan J., Pinty J., 1989. *Impact of forests on mesoscale meteorology*. Philos. Trans. R. Soc. Ser. B 324, 407-422.
- [2] Aubinet M., Grelle A., Ibrom A., Rannik U., Moncrieff J., Foken T., Kowalski A., Martin P., Berbigier P., Bernhofer Ch., Clement R., Elbers J., Granier A., Grunwald T., Morgenstern K., Pilegaard K., Rebmann C., Snijders W., Valentini R., Vesala T., 1999. *Estimates of the Annual Net Carbon and Water Exchange of Forests: The EUROFLUX Methodology*. Advances in Ecological Research Vol. 30, 114-175.
- [3] Aubinet M., Vesala T., Papale D. (Eds.), 2012. *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*. Springer Atmospheric Sciences, Springer, 460 pp.
- [4] Baldocchi D., Hincks B., Meyers T., 1988. *Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases with Micrometeorological Methods*. Ecology Vol. 69, No. 5, 1331-1340.
- [5] Baldocchi D., Law B, Anthoni P., 2000. *On measuring and modeling energy fluxes above the floor of a homogeneous and heterogeneous conifer forest*. Agricultural and Forest Meteorology 102, 187-206.
- [6] Beer J., Harvey C., Ibrahim M., Harmand J. M., Somarriba E., Jiménez F., 2003. *Servicios ambientales de los sistemas agroforestales*. Agroforestería en las Américas 10, 80-87.
- [7] Bonan G., 2008. *Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests*. Science 320, 1444-1449.

- 
- [8] Bruijnzeel L., 2004. *Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees?*. Agriculture, Ecosystems and Environment 104, 185-228.
- [9] Bruijnzeel L., Mulligan M., Scatena F., 2011. *Hydrometeorology of tropical montane cloud forests: emerging patterns*. Hydrol. Process 25, 465-498.
- [10] Carr M., 2001. *The water relations and irrigation requirements of coffee*. Expl Agric. 37, 1-36.
- [11] Clearwater M., Meinzer F., Andrade J., Goldstein G., Holbrook M., 1999. *Potential errors in measurement of nonuniform sap flow using heat dissipation probes*. Tree Physiology 19, 681-687.
- [12] Dai A., 2012. *Increasing drought under global warming in observations and models*. Nature climate change 3, 52-58.
- [13] Ellison D., Futter M., Bishop K., 2011. *On the forest cover-water yield debate: from demand-to supply-side thinking*. Global Change Biology 2589, 1365-2486.
- [14] Foken Th., Wichura B., 1996. *Tools for quality assessment of surface-based flux measurements*. Agricultural and Forest Meteorology 78, 83-105.
- [15] Gutiérrez M., Meinzer F., 1994. *Energy balance and latent heat flux partitioning in coffee hedgerows at different stages of canopy development*. Agricultural and Forest Meteorology 68, 173-186.
- [16] Granier A., Biron P., Bréda N., Pontailier J., Saugier B., 1996. *Transpiration of trees and forest stands: short and long-term monitoring using sapflow methods*. Global Change Biology 2, 265-274.
- [17] Holwerda F., Bruijnzeel L., Barradas V., 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.
- [18] Holwerda F., Alvarado-Barrientos M., González-Martínez T., 2016. *Surface energy exchange in a tropical montane cloud forest environment*:

- Flux partitioning, and seasonal and land cover-related variations.* Agricultural and Forest Meteorology 228, 13-28.
- [19] INEGI, SAGARPA., 2015. *Encuesta Nacional Agropecuaria (ENA) 2014 Información Relevante.* Boletín de prensa Núm. 32 8/15, 1-20.
- [20] Lamaud E., Ogée J., Brunet Y., Berbigier P., 2001. *Validation of eddy flux measurements above the understorey of a pine forest.* Agricultural and Forest Meteorology 106, 187-203.
- [21] Miralles D., De Jeu R., Gash J., Holmes T., Dolman A., 2011. *Magnitude and variability of land evaporation and its components at the global scale.* Hydrology and Earth System Sciences 15, 967-981.
- [22] Paco T., David T., Henriques M., Pereira J., Valente F., Banza J., Pereira F., Pinto C., David J., 2009. *Evapotranspiration from a Mediterranean evergreen oak savannah: The role of trees and pasture.* Journal of Hydrology 369, 98-106.
- [23] Perfecto I., Rice R.A, Greenberg R., van der Voort M.E., 1996. *Shade Coffee: A Disappearing Refuge for Biodiversity.* BioScience 46, 598-608.
- [24] Pielke R., Avissar R., Raupach M., Dolman A., Zeng X., Denning S., 1998. *Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate.* Global Change Biology 4, 461-475.
- [25] Roupsard O., Bonnefond J.M, Irvine M., Berbigier P., Nouvellon Y., Dauzat J., Taga S., Hamel O., Jourdan C., Saint-André L., Mialet-Serra I., Labouisse J.P, Epron D., Joffre R., Braconnier S., Rouzière A., Navarro M., Bouillet J.P., 2006. *Partitioning energy and evapo-transpiration above and below a tropical palm canopy.* Agricultural and Forest Meteorology 139, 252-268.
- [26] Scatena F., Bruijnzeel L., Bubb P., Das S., 2010. *Setting the stage. In: Bruijnzeel, L.A., Scatena, F.N., Hamilton, L.S. (Eds.), Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management.* Cambridge University Press, Cambridge, 3-13.
- [27] Smith D., Allen S., 1996. *Measurement of sap flow in plant stems.* Journal of Experimental Botany, Vol. 47, 305, 1833-1844.

- 
- [28] Thorpe S., 2007. *An introduction to ocean turbulence*. Cambridge University Press.
- [29] Van Kanten R., Vaast P., 2006. *Transpiration of arabica coffee and associated shade tree species in sub-optimal, low-altitude conditions of Costa Rica*. *Agroforestry Systems* 67, 187-202.
- [30] Wilczak J., Oncley S., Stage S., 2001. *Sonic anemometer tilt correction algorithms*. *Boundary-Layer Meteorology* 99, 127-150.
- [31] Wilson K., Hanson P., Mulholland P., Baldocchi D., Wullschleger S., 2001. *A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance*. *Agricultural and Forest Meteorology* 106, 153-168.
- [32] 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., Kowalski A., Meyers T., Moncrieff J., Monson R., Oechel W., Tenhunen J., Valentini R., Verma S., 2002. *Energy balance closure at FLUXNET sites*. *Agricultural Forest Meteorology* 113, 223-243.
- [33] Wullschleger S., Meinzer F., Vertessy R., 1998. *A review of whole-plant water use studies in trees*. *Tree Physiology*. 18, 499-512.