



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

VALIDACIÓN DEL MÉTODO
RENOVACIÓN SUPERFICIAL-BALANCE DE ENERGÍA
PARA MONITOREAR FLUJOS DEL PISO
DE UN CAFETAL ORGÁNICO BAJO SOMBRA

TESIS

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

Olmo Guerrero Medina

TUTOR

Dr. Friso Holwerda

CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

Ciudad Universitaria, CDMX, enero 2021



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 conocimiento sobre la evapotranspiración (ET) del piso en cafetales bajo sombra es escaso. La mayor parte de estudios se han efectuado en sistemas intensivos y utilizando la técnica del micro-lisímetro. Ésta resulta poco apropiada para monitorear sistemas espacialmente heterogéneos y suelos con superficies vegetadas. En respuesta a ello, este trabajo tuvo como objetivo validar el método de renovación superficial-balance de energía (RS-BE) para cuantificar la ET y estudiar su variación en tres épocas distintas del año (seca-fría, seca-cálida y cálida-húmeda), en un cafetal bajo sombra orgánico ubicado en Veracruz, México. Para ello se calculó el flujo de calor sensible (H) con el método de RS, usando un termopar montado a 0.45 m de la superficie del suelo. El flujo de calor latente (λE) se obtuvo restando H a la energía disponible, obtenida a partir de mediciones de radiación neta (R_n) y flujo de calor en suelo. Para validar las estimaciones de H y λE se tomaron mediciones con eddy covarianza (EC). Debido al grosor del alambre del termopar, se corrigió la señal por atenuación de las altas frecuencias. Sin embargo, posiblemente relacionado con las bajas velocidades del viento medidas en este nivel, la señal fue sobre-correcta, resultando en flujos de H sobrestimados. Para evitar este tipo de problema se recomienda utilizar termopares más delgados. Después de calibrar el método de RS, se encontró que fue tan bueno como EC para estimar el flujo de H , a pesar de que los flujos fueron muy bajos (típicamente $<25 \text{ Wm}^{-2}$). Asimismo, los flujos de λE obtenidos con ambos métodos fueron parecidos entre sí en variación y magnitud. La superficie del suelo estuvo cubierta por una densa capa de hierbas, excepto durante la época seca-fría, cuando fueron cortadas siguiendo las prácticas de manejo. Durante las tres temporadas, la ET siguió de cerca el patrón de R_n , sugiriendo que no estuvo limitada por la disponibilidad de agua. Esto muestra una diferencia importante con los cafetales convencionales, donde el secado del mantillo y la parte más superficial del suelo pueden conducir a una reducción de la evaporación durante la época seca. Los resultados de este estudio muestran el potencial del método de RS-BE para obtener mediciones confiables de los flujos de agua y energía cerca de la superficie del suelo de sistemas agroforestales complejos.

Código de ética

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, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Olmo Guerrero Medina

Agradecimientos

Este trabajo esta dedicado a todos los seres seres sintientes y trabajadores cafetaleros involucrados en las tazas de café que he tomado. De igual forma, a la población de Coatepec, que durante mi estancia me hicieron sentir parte de su comunidad. Y, por supuesto, a María Erandi, cuyo amor, solidaridad y paciencia me acompañó durante todas las etapas del proyecto. Además, su desarrollado sentido estético enriqueció mucho el documento, diseñando algunos dibujos esquemáticos y ayudándome a planear gráficas claras, informativas y bellas.

Agradezco enormemente a mi maestro, en el sentido oriental y occidental de la palabra, Friso Holwerda, por sus enseñanzas, guía, apoyo y motivación constante. Igualmente, a Eugenia González del Castillo, por las pláticas metafísicas en que saltábamos entre poesía, gastronomía y ciencia; y por su consejo y motivación antes y durante todo el proyecto. Mucho agradezco a Susana Alvarado, por el apoyo logístico en campo, enseñanzas, sugerencias y comentarios que me hizo en las repetidas lecturas del texto. Agradezco mucho a mis sinodales, Kosana Suvocarev, Leopoldo Galicia y Juan Cervantes, por su lectura y comentarios. No podría dejar de agradecer la amistad y cariño de David Alejandro Castillo, así como su compañía y apoyo en campo. También guardo un agradecimiento a Kyaw Tha Paw U por la discusión que tuvimos sobre detalles minuciosos del método de renovación superficial. Aprovecho para agradecer a todos mis profesores del posgrado, por el valioso conocimiento que me transmitieron. A su vez, agradezco el apoyo recibido en el INECOL, particularmente el de Claudia Gallardo Hernández, quien identificó las especies de hierbas y árboles del cafetal.

Finalmente, agradezco al posgrado y su personal administrativo por todo el apoyo, así como al pueblo de México por el financiamiento económico para mis estudios, a través del CONACYT y la UNAM con los proyectos PAPIIT-UNAM IN102019 y CONACYT 187646.

A todos: gracias por su generosidad.

Índice general

I Introducción

1. Modulación de los flujos de agua y energía del piso de un cafetal orgánico bajo sombra	1
---	---

II Métodos

2. Área y duración de estudio	7
3. Caracterización del sitio de estudio	9
3.1. Caracterización del piso	9
3.2. Caracterización del dosel	11
4. Medición de flujos de energía a nivel del piso de un cafetal bajo sombra	13
4.1. Flujos de calor latente y sensible	13
4.1.1. Medición de H y λE con eddy covarianza	14
4.1.1.1. Teoría	14
4.1.1.2. Análisis de calidad de los datos	15
4.1.1.3. Adquisición y procesamiento de datos	18
4.1.2. Medición de H y estimación de λE con renovación superficial	19
4.1.2.1. Teoría	19
4.1.2.2. Compensación por atenuación de altas frecuencias	22
4.1.2.3. Adquisición y procesamiento de datos	23
4.2. Radiación neta	24
4.2.1. Adquisición y procesamiento de datos	24
4.3. Flujo de calor del suelo	25

III	Resultados	27
5.	Análisis de calidad de los datos de eddy covarianza	28
5.1.	Análisis espectral	28
5.2.	Pruebas de estacionaridad y validez de la covarianza	29
5.3.	Cierre del balance de energía	31
6.	Implementación del método renovación superficial - balance de energía	32
6.1.	Preliminares para estimar H con RS	32
6.2.	Duración y amplitud de los eventos de renovación	34
6.3.	Determinación del parámetro α	35
6.4.	Comparación entre flujos de RS-BE y EC	37
7.	Monitoreo de un cafetal orgánico bajo sombra	41
7.1.	Caracterización del sitio	41
7.2.	Micro-meteorología del sitio	44
7.3.	Flujos de energía	45
7.4.	Flujos de agua	48
IV	Discusión	51
8.	Desempeño del método de renovación superficial - balance de energía	52
8.1.	Parámetro alfa	52
8.2.	Retraso óptimo para estimar $S(r)^n$	54
8.3.	Desempeño del método de renovación superficial	54
9.	Flujos de energía y agua del piso de un cafetal orgánico bajo sombra	57
9.1.	Efecto del dosel sobre la energía disponible al nivel del piso	57
9.2.	Flujos de agua y energía	58
9.3.	Implicaciones para el manejo de sistemas agroforestales orgánicos	60
	Referencias	62

Complejo y denso es el bordado de las circunstancias.
Tejido de hormigas en la hierba.
Hierba cosida a la tierra.
Diseño de olas en el que se enhebra un tallo.

Por alguna causa yo estoy aquí y miro.
Sobre mi cabeza una mariposa blanca aletea en el aire
con unas las alas solamente tuyas,
y una sombra sobrevuela mis manos,
no otra, no la de cualquiera, sino su propia sombra.

Ante una visión así, siempre me abandona la certeza
de que lo importante
es más importante que lo insignificante.

Puede ser sin título (fragmento)
Wisława Szymborska

I Introducción

1 Modulación de los flujos de agua y energía del piso de un cafetal orgánico bajo sombra

Los cafetales bajo sombra son un ejemplo de sistema agroforestal, ya que deliberadamente coexisten árboles y cultivos (Atangana *et al.*, 2014). Las prácticas de manejo de cualquier cultivo impactan la manera en que la energía y el agua son distribuidas entre almacenes y flujos del ecosistema. En el caso de los cafetales bajo sombra, y otros sistemas agroforestales con estructura similar, la energía y precipitación que alcanzan el cultivo y el suelo están reguladas por la cobertura del dosel (Holwerda *et al.*, 2013). Por su parte, la transpiración de árboles y cafetos y la evaporación desde la superficie del suelo regulan la cantidad de agua que libera el sistema. En términos productivos la evaporación del suelo se considera una pérdida, pues la humedad liberada a la atmósfera no pasa por la transpiración y producción de biomasa del cultivo principal o de los árboles que lo protegen.

La cantidad de energía que alcanza la superficie del piso está fuertemente regulada por la cubierta de árboles de sombra y se distribuye en distintos flujos, o procesos, como se esquematiza en la figura 1.1. Una porción de la radiación incidente es reflejada por el dosel, mientras otra lo traspasa y alcanza los cafetos y el suelo. Debajo del dosel la radiación puede ser emitida, reflejada, absorbida o dispersada por la superficie del suelo o las hojas y ramas de hierbas y cafetos. En dirección opuesta, el dosel regula la cantidad de radiación que escapa del cafetal. Al balance de radiación entrante y saliente de onda larga y corta se le denomina radiación neta (R_n). Una fracción de la radiación incidente detona la evaporación del agua en todas las superficies húmedas y la transpiración en las plantas, estableciendo un flujo de calor latente (λE) resultado de los cambios de fase entre el vapor y el líquido. El calor sensible (H) es la fracción de energía responsable de calentar o enfriar el aire en contacto directo con las superficies (e.g. hojas, ramas, suelo). Mientras el flujo de calor del suelo (G) es la porción de energía que es transferida desde o hacia éste.

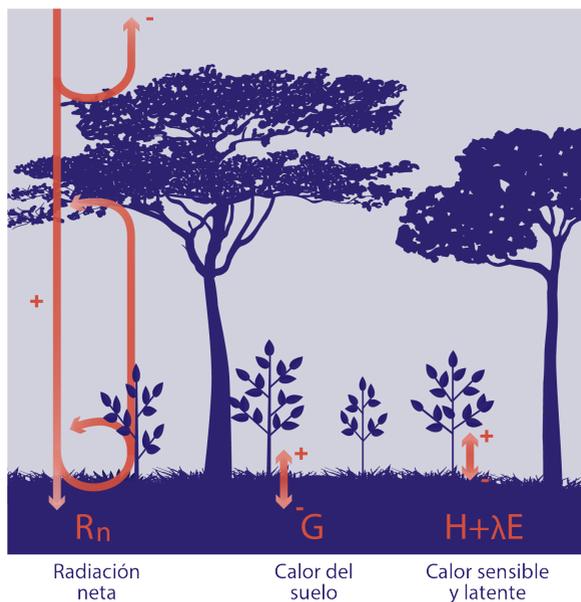


Figura 1.1: Diagrama de un cafetal bajo sombra orgánica, compuesto por árboles de sombra, cafetos y hierbas. Las flechas rojas denotan los flujos de energía al nivel del piso (suelo más hierbas).

Las estrategias agroforestales no están restringidas a prácticas orgánicas, sin embargo sus principios están en sintonía, ya que las últimas buscan mantener la fertilidad del suelo a partir de la rotación y/o diversificación de cultivos y sin utilizar nutrientes o herbicidas sintéticos (Reeve *et al.*, 2015). En cafetales convencionales, en los que se aplican herbicidas, la superficie del suelo está cubierta por un mantillo resultado de la renovación de hojas de cafetos y árboles. Cuando el mantillo está húmedo la energía que alcanza la superficie evapora el agua contenida en él, antes de evaporar la contenida en los primeros centímetros del suelo (Padovan *et al.*, 2018; Holwerda y Meesters, 2019). Resultado de no usar herbicidas, el suelo de los cafetales orgánicos suele estar cubierto por hierbas. En términos energéticos las hierbas se comportan semejantes al mantillo, reduciendo la radiación que alcanza la superficie del suelo; en términos hídricos su comportamiento es distinto, ya que las hierbas continuamente extraen agua del suelo a través de las raíces. De tal forma que los cafetales orgánicos pierden agua por evaporación del suelo y transpiración de las hierbas que cubren su superficie. En la figura 1.2 se esquematiza este efecto de las prácticas de manejo sobre la dinámica de los flujos.

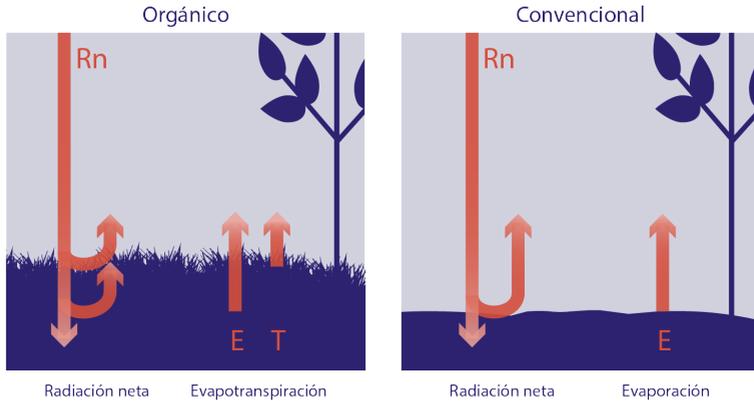


Figura 1.2: Representación esquemática de la cubierta del suelo en cafetales bajo sombra orgánicos (hierbas) y convencionales (mantillo). Las imágenes muestran como cada cubierta protege al suelo radiativamente de manera distinta y los flujos de pérdida de humedad del suelo asociados a cada una.

En México el cafetal bajo sombra tradicional fue introducido hace 200 años, consiste en un cultivo, no necesariamente bajo practicas orgánicas, plantado debajo de un dosel compuesto por una o más especies de árboles nativos o exóticos (Moguel y Toledo, 1998; Hernández Mares *et al.*, 2019). Alrededor del 70 % de las plantaciones de café en el país siguen esta estrategia de manejo y la mayor parte son administradas por pequeños productores (Moguel y Toledo, 1998; Lin, 2010). Actualmente México es el tercer productor mundial de productos orgánicos y el café es el producto que, por superficie sembrada, mayormente es cultivado bajo esta estrategia de manejo (Willer y Lernoud, 2019; Procuraduría Federal del Consumidor, 2018). Este producto ha sido fomentado por el gobierno federal en respuesta al incremento mundial en la demanda de alimentos orgánicos y el beneficio económico asociado, ya que en el mercado nacional el precio es 49 % más alto que el café convencional y es el segundo producto orgánico más exportado a EUA (Procuraduría Federal del Consumidor, 2018). No obstante, los recursos no han llegado a los agricultores, para los que el cafetal bajo sombra, mas que una ganancia económica, representa una alternativa de ingreso, al no depender económicamente de un único producto (Hernández Mares *et al.*, 2019).

A pesar de su relevancia, la investigación sobre la evaporación del suelo en sistemas agroforestales es escasa, sobre todo en cafetales. Todo nuestro conocimiento proviene de cafetales intensivos y la mayor parte se ha derivado de mediciones tomadas con la técnica del micro-lisímetro (Lin, 2010; Padovan *et al.*, 2018). La baja representatividad espacial de las mediciones hechas con esta

técnica hacen que no sea el método más adecuado para monitorear un sistema espacialmente heterogéneo (Daamen *et al.*, 1993; Baldocchi y Meyers, 1991). Debido a que las raíces dejan de estar conectadas al suelo las mediciones están fuertemente sesgadas (Daamen *et al.*, 1993). Alternativamente, se han propuesto los métodos micrometeorológicos para monitorear el flujo de vapor de agua, CO_2 y otros gases de relevancia biológica y edafológica (Baldocchi *et al.*, 1988; Baldocchi y Meyers, 1991; Eugster y Merbold, 2015).

Debido a que los métodos son no invasivos, sus estimaciones son continuas y representan un área a barlovento del punto de medición, son apropiados para cuantificar la evaporación del suelo de sistemas agroforestales complejos. Dentro del campo de la micro-meteorología, debido a que los flujos son estimados directamente, el método de eddy covarianza (EC) se considera referencia. Exitosamente se ha implementado EC para monitorear la evaporación del suelo en cafetales bajo sombra (Holwerda y Meesters, 2019), sin embargo el elevado precio del equipo necesario lo hace una alternativa poco accesible fuera del campo de investigación e impide que el equipo opere sin vigilancia en algunos sitios de estudio, mientras que sus dimensiones dificultan colocarlo muy cerca de la superficie del suelo. Como una buena alternativa al método de EC se ha propuesto el de renovación superficial (RS) (Paw U *et al.*, 1995; Snyder *et al.*, 1996), en el cual el flujo de H se calcula a partir de la señal de un termopar. Con mediciones complementarias de R_n y G y bajo argumentos de conservación de energía se plantea un balance para estimar el flujo de λE , a partir del cual es posible conocer la evapotranspiración. El método de RS provee mediciones con la misma frecuencia que EC, pero es mucho más barato, su implementación y análisis de resultados requiere menor conocimiento técnico y las dimensiones del sensor permiten colocarlo, prácticamente, en cualquier lugar. La desventaja principal del método es que requiere, por al menos un periodo, mediciones simultáneas con otro método de referencia para estimar α , un parámetro esencial. Como en todos los métodos micrometeorológicos, el área de las mediciones es dinámica espacial y temporalmente y su delimitación necesita modelado (Eugster y Merbold, 2015).

Los objetivos de este trabajo fueron diseñados en respuesta a estas lagunas en el conocimiento y limitantes técnicas. Estuvieron separados en dos grupos, uno metodológico, que exploró el desempeño del método de RS; y otro empírico, que describió y contextualizó las mediciones. Para ello se cuantificaron y describieron por primera vez los flujos de energía y la evaporación del suelo de un cafetal orgánico bajo sombra. Se colectaron mediciones en el centro de Veracruz, una de las principales zonas cafetaleras de México, en tres temporadas con distinta disponibilidad de agua y energía. Por primera vez para un sistema agroforestal, se validó el método clásico de RS para estimar flujos cerca de la superficie del suelo. En las tres temporadas se midieron simultáneamente los flujos de H y λE con los métodos de RS y EC, usando el último para validar el primero.

A lo largo del texto las secciones relativas a cada grupo de objetivos se encuentran intercaladas, una estructura entreverada resultado de la flexibilidad del formato. Para lectores interesados únicamente en lo relativo a la implementación del método de RS, las secciones 2, 4, 5, 6 y 8 bastarán; aquellos interesados en aspectos ecológicos del cafetal, encontrarán más interesantes las secciones 2, 3, 7 y 9.

II Métodos

2 Área y duración de estudio

El estudio se llevó a cabo en un área de 66 m x 43 m, dentro de una parcela de cafetal bajo sombra de la finca Trebolillos, aproximadamente a 2 km al este del pueblo de Coatepec, Veracruz, México (19.28° N, 96.56° O). La pendiente de la parcela es casi nula y los cafetos están organizados en hileras separadas 2.4 m entre sí, con una distancia entre cafetos de 1.2 m. La climatología del sitio está caracterizada por una temporada seca entre noviembre y abril y una húmeda entre mayo y octubre (Holwerda *et al.*, 2013). Durante los meses secos la atmósfera se encuentra estable debido al cinturón subtropical de altas presiones y se presentan lluvias ligeras y neblina poco densa relacionadas con el paso de frentes fríos. Los meses húmedos están caracterizados por lluvias abundantes asociadas al paso de ondas tropicales, convección local por causas orográficas y térmicas y el acercamiento de la zona de convergencia intertropical y por tanto el fortalecimiento de los alisios. Para caracterizar la distinta disponibilidad de agua y energía se realizaron tres campañas de muestreo a lo largo del 2019, una en cada temporada y otra de transición. La campaña *seca-fría* se realizó entre el 27 de enero y el 1 de marzo, la intermedia, *seca-cálida*, del 1 de abril al 25 de mayo y la *húmeda-cálida* del 7 de julio al 7 de agosto.

La vegetación en el cafetal está dispuesta en tres estratos claros. El superior, compuesto por árboles de sombra de cinco especies dominantes: Malombrillos (*Alchornea latifolia*), Nacaxtles (*Enterolobium cyclocarpum*), Chalahuites (*Inga sp.*), Nisperos (*Eriobotrya japonica*) e Ixpepes (*Trema micrantha*). El sotobosque, compuesto por cafetos (*Coffea arabica*) de las variedades *Typica* y *Costa Rica-95*. Y el piso, compuesto mayoritariamente por plantas de las familias *Asteraceae* y *Commelinaceae* y en menor grado por hierbas de las familias *Euphorbiaceae*, *Urticaeae*, *Cyperaceae*, tréboles, mafafas (*Xanthosoma robustum*), pastos y helechos dispersos, epifitas caídas de los árboles, parches de hojarasca y de suelo desnudo. Durante la temporada *seca-fría* el índice de área foliar del dosel fue cercano a $1.8 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$, en las temporadas cálidas estuvo entre 2.2 y $2.6 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$. Una descripción más profunda de la vegetación y cobertura del suelo se presenta como parte de los resultados en la sección 7.

En la finca se cultivaron por muchos años árboles cítricos y desde hace, al

menos, 60 años la convirtieron en cafetal bajo sombra, aprovechando algunos árboles que brotaban solos y otros deliberadamente introducidos (comunicación personal Don Daniel Tejada, trabajador de tercera generación en la finca). Por su calidad en la taza tradicionalmente se sembraba la variedad Typica, pero debido a su baja resiliencia y resistencia al ataque de la roya (*Hemileia vastatrix*) las plantas muertas han sido sustituidas por plantas Costa Rica-95 en los últimos años. Aproximadamente hace 25 años comenzaron a incorporar herbicidas y nutrientes sintéticos al suelo, pero recientemente (4 años) la administración del cafetal decidió cambiar a un manejo orgánico, basado en el uso de composta y preparados biodinámicos para nutrir el suelo y poda y chapeo periódico para controlar el crecimiento de hierbas y cafetos.

Entre dos y cuatro veces al año, dependiendo el número de trabajadores, las hierbas son cortadas y junto con la hojarasca se colocan cerca de los cafetos para crear un acolchado. Una parte de la hojarasca, con restos de árboles y hojas de plataneras del cafetal es introducida a la composta. La proporción de hierbas destinada a cada práctica no fue muy clara. Siguiendo las prácticas de manejo, al inicio del experimento (25 y 26 de enero) las hierbas de la parcela fueron cortadas por los trabajadores del cafetal usando desbrozadoras eléctricas, dejando tallos dispersos menores a 0.05 m de altura. En las temporadas restantes la cobertura del suelo fue mayoritariamente vegetada con hierbas de 0.20 m de altura que fueron cortadas hasta el final del experimento (7 de agosto).

3 Caracterización del sitio de estudio

Para realizar una interpretación de los flujos en relación con el desarrollo estacional del cafetal es indispensable tener información sincrónica de este desarrollo. Durante todas las temporadas se tomaron mediciones para caracterizar el piso y el dosel del cafetal. En esta sección se describen las metodologías utilizadas.

3.1 Caracterización del piso

Durante la tercera campaña se describieron dos perfiles de suelo (1.40 m de profundidad) dentro del cafetal. Los perfiles fueron descritos el 19 y 25 de julio, tras ser abiertos un día antes. En ambos perfiles se delinearon sus horizontes y para cada uno se determinó el color con una carta de color Munsell, presencia de materia orgánica por reacción al peróxido, de carbonatos por reacción al ácido clorhídrico y visualmente se estimó la densidad de raíces. Por horizonte se tomaron tres muestras con un anillo de acero inoxidable de 100 cm^3 y una de aproximadamente 2 kg en bolsas de plástico. A partir de las primeras se calculó la densidad aparente, con las segundas la densidad real usando el método del picnómetro y la textura con la técnica de Bouyoukos. La porosidad total se calculó a partir de ambas densidades.

A fin de analizar la variabilidad espacial y temporal de la cobertura del suelo del cafetal se hicieron seis transectos de 10 m con mediciones cada 2 m, uno frente a la torre de medición y los demás alrededor de la dirección 130°N , buscando cubrir el área más probable de la huella del flujo. Su distribución en el área de estudio se muestra en la figura 3.1. Desde la torre y en dirección 130°N se marcaron 5 puntos con 3 o 4 m de diferencia entre sí para indicar el inicio de los transectos. En cada punto se jugaron dos dados usando un dado electrónico (Dado App). Para la distancia respecto a la línea de referencia se asignó en intervalos de 0.5 m un número del primer dado, 1 indicando nulo desplazamiento y 6 un distanciamiento de 2.5 m. La dirección para trazar los transectos fue escogida con el segundo dado, asignando giros de 60° a los números, indicando 6 un giro de 300° respecto a la dirección de 130°N . Los transectos fueron repetidos tres veces en la segunda y dos veces en la tercer campaña.

En cada punto de medición (5 por transecto) se hicieron dos transectos más pequeños, perpendiculares entre sí y de 1 m de longitud. Cada 5 cm se determinó el porcentaje de cobertura vegetal, suelo desnudo, raíces de árboles y hojarasca, utilizando el método de punto-intercepto (Bonham, 2013). Para ello se pasó un alambre delgado (2.3 mm de diámetro) desde arriba de las hierbas hasta su primer contacto, se registró como 1 conteo para esa categoría, se sumaron (por categoría) los conteos y se dividieron entre el número total de repeticiones (Bonham, 2013; Caratti, 2006). Matemáticamente:

$$C_s(x) = \left(\frac{\sum P_x}{N} \right) \times 100, \quad (3.1)$$

donde $C_s(x)$ es el porcentaje de cubierta del suelo para cada tipo de cubierta (x) y P_x el número de contactos que se registraron para la cubierta x en los N puntos del transecto ($N = 40$ puntos por m^2). Sobre estos transectos pequeños, cada 10 cm se midió la altura de las hierbas, de la superficie del suelo a la última hoja, sin extenderla.

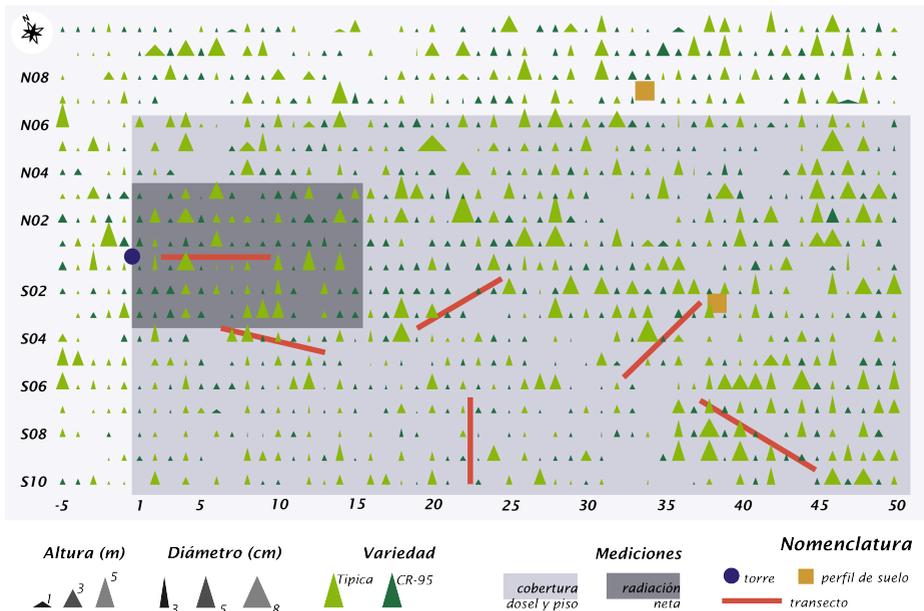


Figura 3.1: Distribución espacial de los cafetos en la parcela de estudio, codificados a partir de su variedad, altura y diámetro de tronco. Se muestran las áreas donde se tomaron las mediciones de radiación neta y de porcentaje de cobertura del piso y del dosel, además de la posición de los perfiles del suelo y de los transectos hechos para caracterizar su superficie.

Utilizando el esquema de nomenclatura de la figura 4.4 se construyó una malla más grande, compuesta por 10 filas en dirección norte, 8 filas en dirección sur, cada fila integrada por 50 cafetos frente a la torre, tal como se muestra en la figura 3.1. Con las claves de esta malla se construyeron listas aleatorias de muestreo para estimar el porcentaje de cobertura del suelo con la aplicación celular Canopeo. Se tomaron alrededor de 8 mediciones por día durante todas las campañas. Para validar las estimaciones de Canopeo se compararon contra mediciones hechas en los transectos con el método de punto intercepto (sumando todos los tipos de cubierta salvo suelo desnudo), encontrando una fuerte correlación entre ellas ($R^2=0.98$).

El índice de área foliar (LAI, por sus siglas en inglés) es un estimador del desarrollo temporal de la vegetación y es útil para relacionar los flujos medidos en la atmósfera con ésta. En los transectos descritos previamente se estimó directamente LAI utilizando una variación de la técnica descrita por Maass *et al.* (1995) y Jonckheere *et al.* (2004). En los puntos donde se estimó la cobertura con el método de punto-intercepto se pasó el alambre delgado hasta el suelo y se contó el número de veces que tuvo contacto con hojas a lo largo del dosel (de las hierbas). Matemáticamente:

$$LAI = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N l_i, \quad (3.2)$$

donde l_i es el número de veces que el alambre tuvo contacto con una hoja en el i -ésimo punto del transecto con N puntos. Durante la primera campaña no se tomaron mediciones de LAI debido a que inicialmente serían tomadas con un ceptómetro, el cual resultó imposible de utilizar debido a que las hierbas eran muy pequeñas y éste no podía ser deslizado por debajo de ellas. A partir de las mediciones de la campaña seca-cálida se construyó una relación entre LAI y la altura de las hierbas ($LAI = 0.1227h$) con una buena correlación ($R^2 = 0.93$) para reconstruir LAI en la temporada seca-fría.

3.2 Caracterización del dosel

Para caracterizar los árboles de sombra del cafetal se registraron con su nombre y posición en la parcela, se midió el diámetro del tronco a la altura de pecho y se estimaron las alturas de base y tope de copa con un clinómetro (Suunto, PM-5/360). La extensión de la copa se midió con una cinta métrica, desde el tronco y en dirección a los cuatro puntos cardinales. El área de copa se aproximó como la suma del área de cuatro triángulos, de lados NE, NO, SE y SO.

La cobertura del dosel fue estimada en todos los puntos donde se estimó el porcentaje de cobertura del suelo con la App Canopeo, en este caso utilizando la

aplicación celular VityCanopy, con imágenes tomadas a la altura de la cintura y sin interferir en ellas. Para validar los datos generados por la App el 7 de mayo se realizaron estimaciones de cobertura del dosel con ella y con un densímetro esférico en 4 direcciones, cada 3 m en un transecto de 30 m. La cobertura del dosel (C_c) en porcentaje se estimó a partir de:

$$C_c = 100 - \left[1.04 \left(\frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 P_i \right) \right], \quad (3.3)$$

donde P_i es el número de puntos contados sin cobertura en la i -ésima dirección (máximo 96 en cada una y 384 en total) en el espejo del densímetro. El transecto fue trazado para incluir claros en el dosel y porciones totalmente cubiertas. La comparación entre los métodos mostró una fuerte correlación ($R^2=0.98$) para el rango de coberturas del cafetal.

4 Medición de flujos de energía a nivel del piso de un cafetal bajo sombra

La medición independiente de las componentes del balance de energía permite conocer la forma en que se distribuye en distintos procesos o almacenes del sistema. Matemáticamente, sin considerar términos de almacenamiento, el balance de energía del piso del cafetal se expresa:

$$R_n - G = \lambda E + H , \quad (4.1)$$

el lado izquierdo de la igualdad representa la energía disponible y el derecho los flujos turbulentos. La suposición de no considerar flujos de almacenamiento es coherente al medir al nivel del piso, pues el volumen de aire y de vegetación es pequeño (Shuttleworth, 2012).

En las siguientes secciones se describe la metodología utilizada para cuantificar las cuatro componentes de la ecuación 4.1 del piso de un cafetal orgánico bajo sombra, con especial énfasis en las técnicas micrometeorológicas para medir λE y H .

4.1 Flujos de calor latente y sensible

Para monitorear los flujos de calor latente y sensible del piso del cafetal se utilizaron las técnicas de eddy covarianza (EC) y renovación superficial (RS). La técnica EC se considera confiable debido a que calcula el intercambio de H y λE directamente del flujo turbulento, por tanto se utilizó como referencia para evaluar RS. Con la técnica de RS se midió únicamente H y con mediciones complementarias de R_n y G se usó la ecuación 4.1 para obtener λE por diferencia. Las ventajas y desventajas de cada una de las técnicas fueron descritas anteriormente. En esta sección se describe la teoría que sustenta ambas técnicas, las correcciones necesarias para cada una y el esquema en que los datos fueron colectados en campo.

4.1.1. Medición de H y λE con eddy covarianza

4.1.1.1. Teoría

La turbulencia atmosférica se conceptualiza como el resultado de la superposición e interacción de eddies (vórtices) de distintas dimensiones, los más grandes relacionados con vientos de gran escala y los chicos con la disipación de estos al interactuar con la superficie. Eddy covarianza es una técnica micrometeorológica que permite medir directamente del campo turbulento del viento el intercambio de masa, calor y momento entre una superficie (ecosistema) y la atmósfera sobre ella. La idea central del método de EC es utilizar las variaciones conjuntas del viento y de otro escalar para tener una medida del transporte del segundo. EC estima la densidad del flujo vertical entre la atmósfera y la superficie a partir de las covarianzas entre las fluctuaciones del escalar de interés y la componente vertical del viento, integrando temporalmente eddies de un amplio rango de tamaños. Los flujos de calor latente y sensible con este método se estiman a partir de:

$$\lambda E_{EC} = \rho \lambda \overline{w' \rho'_w}, \quad (4.2)$$

$$H_{EC} = \rho C_P \overline{w' T'}, \quad (4.3)$$

donde ρ , C_P y λ son la densidad del aire seco ($kg\ m^{-3}$), el calor específico del aire a presión constante ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$) y el calor latente de vaporización ($J\ kg^{-1}$), respectivamente. La humedad específica y la temperatura del aire son ρ_w ($kg\ m^{-3}$) y T (K). Las primas indican fluctuaciones del promedio y la barra el promedio en un bloque de tiempo suficientemente grande para incluir todos los eddies responsables del transporte turbulento y suficientemente pequeño para estar por debajo de la ventana del espectro de energía atmosférica y no incluir procesos de mayor duración; usualmente se integra sobre periodos de treinta minutos. Para incluir los eddies más pequeños las mediciones de T , ρ_w y las tres componentes del viento deben tomarse en alta frecuencia, al menos 10 Hz (Burba, 2013).

A pesar de que las ecuaciones 4.2 y 4.3 son muy sencillas, las consideraciones teóricas durante su derivación no lo son. Su correcta implementación en campo y la evaluación e interpretación de los resultados requiere conocer las hipótesis detrás. El método se deriva a partir de ecuaciones (Navier-Stokes) que describen por completo el movimiento de un flujo turbulento tridimensional. Estas ecuaciones se simplifican al considerar un flujo estacionario cuyas propiedades estadísticas no cambian en el tiempo y se asume que las divergencias y convergencias del flujo son despreciables y el intercambio es únicamente vertical (Aubinet *et al.*, 2012; Eugster y Merbold, 2015). Para que los flujos representen la superficie debajo de los sensores se debe garantizar que estos se encuentren debajo de la capa límite generada por la superficie de interés. En el caso del cafetal es

importante colocar los sensores sobre la vegetación del piso y por debajo de las primeras ramas de los cafetos, para no incluir su efecto. Para que las mediciones sean representativas del sitio, la superficie debe ser uniforme y continua (Burba, 2013). La altura sobre la superficie a la que se colocan los sensores determina el volumen de influencia en las mediciones y por tanto el área que representan (huella de flujo).

4.1.1.2. Análisis de calidad de los datos

A continuación se describe un método para analizar la medición de los eddies responsables del transporte, dos pruebas para definir la calidad de los datos de EC y un análisis para examinar sus resultados.

Análisis espectral El análisis espectral de los flujos permite revisar si el sistema de EC fue capaz de medir el transporte turbulento producido por todo el rango de tamaños de eddies, es decir permite evaluar su desempeño y analizar si hubo pérdidas del flujo asociadas a una frecuencia en particular (Aubinet *et al.*, 2012; Burba, 2013). Con el escalar transportado (x) y la componente vertical del viento (w) se estima para cada periodo su espectro (C_{xx}) y coespectro (C_{wx}) a partir de transformar la serie de tiempo en una serie de frecuencias usando una descomposición de Fourier (Stull, 1988; Aubinet *et al.*, 2012). Los (co)espectros se relacionan con el flujo a partir de:

$$\int_f C_{xx}(f) df = \sigma_x^2, \quad (4.4)$$

$$\int_f C_{wx}(f) df = \overline{w'x'}, \quad (4.5)$$

donde σ_x^2 y $\overline{w'x'}$ son, respectivamente, la varianza y la covarianza total de la variable x sobre el rango de frecuencias f . Se puede pensar en C_{xx} y C_{wx} como una distribución de varianzas y covarianzas en bandas de distinta frecuencia. Para facilitar el análisis y conservar atributos de los (co)espectros se define la frecuencia normalizada $f = f(z - d)/U$, donde z es la altura de medición, d es el plano de desplazamiento cero y U es la media de la velocidad del viento (Stull, 1988). En una gráfica log-log con ejes normalizados se grafican C_{xx} y C_{wx} para todo el rango de frecuencias. Si los espectros o coespectros no se comportan adecuadamente, están truncados en alguna región o no siguen la teoría del subrango inercial, es un indicador de que no todas las frecuencias asociadas al flujo fueron medidas correctamente. En el subrango inercial (entre las altas y las bajas frecuencias) el espectro normalizado debe decaer a una razón de $-2/3$, mientras el coespectro lo debe hacer a $-4/3$. En estos últimos

una pendiente de $-10/3$ denota la razón esperada a la cual se atenúa la señal de un analizador de camino abierto separado del anemómetro sónico (Burba, 2013). A partir de este análisis es posible estimar la duración y el tamaño característico de los eddies responsables de la mayor parte del transporte (e.g. Turnipseed *et al.*, 2003).

Prueba de Qi et al. Para que la covarianza tenga sentido físico es esencial garantizar que la componente vertical del campo de viento y el campo escalar asociado al flujo (temperatura del aire y vapor de agua) son afectados por los mismos eddies. Qi *et al.* (2015) propusieron utilizar la función de correlación cruzada ($R_{wx}(\tau)$) para tener una medida de la similitud entre ambas series. $R_{wx}(\tau)$ se calcula con:

$$R_{wx}(\tau) = \overline{w'(t)x'(t + \tau)}, \quad (4.6)$$

donde w' y x' son las fluctuaciones de la componente vertical del campo de viento y del escalar, respectivamente y τ el retraso temporal en segundos que la serie de x es desfasada. Cuando ambas variables son afectadas por los mismos eddies, la señal normalizada de $R_{wx}(\tau)$ presenta un fuerte y único pico alrededor de $\tau = 0$ y su valor tiende a cero conforme el valor de τ aumenta (figura 4.1B). En los casos en que lo anterior no ocurre, hay más de un pico, el valor no decrece conforme τ aumenta y no se puede confiar en los flujos (figura 4.1A). Con base en lo anterior, definieron los periodos con mala calidad si la función normalizada de correlación cruzada excede el valor umbral de ± 0.6 cuando $\tau > \pm 20$ s. Al computar la prueba para cada periodo de media hora es suficiente estimar $R_{wx}(\tau)/R_{wx}(0)$ con paso de tiempo de 1 segundo y para τ en el intervalo de -50 a 50 s.

Prueba de estacionaridad En la derivación matemática del método de EC se asume un flujo estacionario, cuyos atributos estadísticos no cambian en el tiempo. Para determinar en que grado los datos cumplen lo anterior Foken y Wichura (1996) propusieron comparar la covarianza estimada en periodos de 30 minutos con la estimada en periodos más pequeños dentro del mismo intervalo. Si la diferencia entre las covarianzas es pequeña se considera que el flujo durante ese periodo fue estacionario.

La prueba consiste en calcular RN_{COV} para determinar el porcentaje de diferencia:

$$RN_{COV} = \left| \frac{\overline{(w'x')_5} - \overline{(w'x')_{30}}}{\overline{(w'x')_5}} \right|, \quad (4.7)$$

donde w' y x' son las fluctuaciones de la componente vertical del viento y el escalar asociado al flujo, respectivamente, el subíndice indica el periodo en mi-

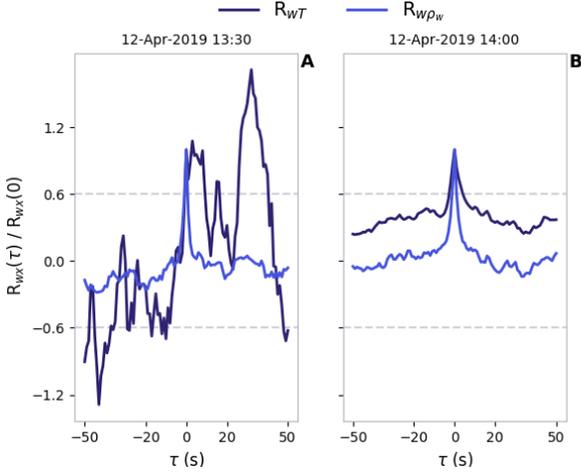


Figura 4.1: Función normalizada de correlación cruzada entre la componente vertical del viento w y la temperatura del aire (T) y el vapor de agua (ρ_w). La línea punteada representa el valor umbral $R_{wx}(\tau)/R_{wx}(0) = \pm 0.6$. El paso de tiempo de la correlación es de 1 segundo. Los periodos mostrados son consecutivos. La figura **A** representa un periodo en que el flujo de H fue de mala calidad y **B** uno en que ambos flujos fueron de buena calidad.

nutos sobre el cual se estimó la covarianza. Si RN_{COV} es menor a 30% el flujo se considera estacionario para ese periodo y su estimación confiable.

Cierre del balance de energía Bajo argumentos de conservación, si todas las componentes del balance de energía (ec. 4.1) fueron medidas correctamente deben sumar cero. Cuando sucede se asume que los flujos de calor latente y sensible fueron medidos correctamente con la técnica de eddy covarianza (Burba, 2013; Eugster y Merbold, 2015). En experimentos de campo es imposible lograr un balance de energía del 100%, lo cual no necesariamente indica un mal funcionamiento del método, sino las limitaciones del mismo o la dificultad de medir con precisión todas las componentes (Aubinet *et al.*, 2012). Para datos de campo un cierre de 80% es común (Aubinet *et al.*, 2012). Una medida del cierre de balance de energía se obtiene como la pendiente de la recta de regresión lineal entre los flujos de eddy covarianza ($H - \lambda E$) y la energía disponible ($R_n - G$), estimada con los flujos finales, después de haber realizado todas las compensaciones necesarias. Otra alternativa es estimar el cociente del balance de energía (EBR, por sus siglas en inglés), matemáticamente:

$$EBR = \frac{\sum E_{EC} + H_{EC}}{\sum R_n - G}, \quad (4.8)$$

la suma se realiza sobre todos los periodos de 30 minutos de cada temporada. En ambos casos un valor cercano a 1 (o 100 %) sugiere que la variabilidad de todos los flujos fue capturada satisfactoriamente y por tanto indica un buen desempeño del método de EC, lo opuesto para valores cercanos a 0.

4.1.1.3. Adquisición y procesamiento de datos

Los flujos de H_{EC} y λE_{EC} se midieron directamente con la técnica de eddy covarianza, con datos colectados a 20 Hz (tras medir a 60 Hz y promediar cada 3 mediciones) de las tres componentes del viento con un anemómetro sónico (Campbell Scientific, CSAT3) montado en una torre meteorológica, con su centro ubicado a 0.45 m de la superficie del suelo, por debajo de las ramas de los cafetos y apuntando en la dirección predominante del viento (130°N) en todas las campañas. Para medir las fluctuaciones de la densidad de vapor de agua se instaló un higrómetro de camino abierto (Campbell Scientific, KH2O) separado horizontalmente 0.08 m del anemómetro. Todos los datos fueron colectados y almacenados por procesadores de datos (Campbell Scientific, CR1000) en archivos con series de 30 minutos entre las 08:00 y 18:00 horas. Se consideró una altura de vegetación de 0.05, 0.13 y 0.18 m durante la temporada seca-fría, seca-cálida y húmeda-cálida, respectivamente.

A partir de los datos crudos del sistema de eddy covarianza los flujos de H_{EC} y λE_{EC} se calcularon con el software EddyPro[®] 7 de la siguiente manera: 1) los datos fueron separados por temporadas; 2) se corrió el programa para cada una de las temporadas compensando únicamente por la separación entre el anemómetro y el higrómetro, se calcularon espectros y coespectros para cada temporada y se guardaron en formato reducido (*binned*); 3) visualmente se seleccionaron los mejores espectros y con el promedio de ellos se generó uno representativo para cada temporada; 4) se calcularon los flujos por temporada usando de referencia el espectro apropiado y con las correcciones descritas a continuación. La estimación de la covarianza puede estar subestimada debido a que el anemómetro y el higrómetro están separados a una pequeña distancia, provocando un desfase entre las señales, por ello se consideró el criterio de maximización de la covarianza para determinar el retraso adecuado para calcularlas (e.g. Fan *et al.*, 1990). Antes de calcular la media para obtener las fluctuaciones, se retiró la tendencia mediante promedios en bloque. Para alinear el flujo con las coordenadas naturales y garantizar que el promedio del viento vertical es cero se hizo una doble rotación de ejes de las componentes del viento (Kaimal y Finnigan, 1994). Se utilizó la compensación WPL (Webb *et al.*, 1980) para incluir en los flujos el efecto que las fluctuaciones de vapor de agua y temperatura tienen en la densidad del volumen de medición. La temperatura del aire fue compensada por el efecto del flujo de vapor de agua de acuerdo a Schotanus *et al.* (1983).

4.1.2. Medición de H y estimación de λE con renovación superficial

4.1.2.1. Teoría

Renovación superficial es una técnica micrometeorológica que permite medir flujos escalares (temperatura, vapor de agua, CO_2 , aerosoles, etcétera) producidos por la interacción de vientos de gran escala con la superficie. Los flujos son estimados a partir de patrones repetitivos impresos en series de tiempo de alta frecuencia del escalar. El proceso que origina el patrón fue descrito por Gao *et al.* (1989), se esquematiza en la la figura 4.2C y es como sigue. Comienza con una parcela de aire bajo el dosel y cercana a la superficie, relativamente fría y empobrecida en vapor de agua u otro escalar. La parcela es calentada y humedecida (enriquecida) hasta que vientos de gran escala penetran el dosel. La parcela cercana a la superficie es expulsada del dosel y en su lugar queda una nueva parcela de aire frío y empobrecido. Entonces comienza un nuevo evento de enriquecimiento por flujos de superficie y su subsecuente renovación. El enriquecimiento de la parcela imprime una tendencia positiva en la señal del escalar, mientras que la entrada de aire externo genera una caída abrupta (rampa roja en la figura 4.2C). El signo positivo de la rampa se suele asociar a condiciones de inestabilidad atmosférica, mientras que el signo positivo sugiere condiciones estables. Gao *et al.* (1989) mostraron que el patrón es debido a la interacción de viento de gran escala con la superficie y no a torres convectivas locales, pues lo encontraron en series de vapor de agua y temperatura, medidas en distintas alturas y condiciones de estabilidad atmosférica. El enfriamiento ocurre inicialmente en los niveles superiores, indicando la entrada de aire al dosel, a su vez las rampas están mejor definidas cerca del tope del dosel.

Por su parte van Atta (1977) derivó un modelo utilizando funciones de estructura ($S^n(r)$) para encontrar el patrón de rampa en series de alta frecuencia (figura 4.2C). Consideró que la señal puede separarse en una componente coherente y una turbulenta, siendo la primera responsable de las rampas y la segunda debida a la turbulencia de fondo. Para derivar el modelo caracterizó las rampas por su amplitud (a) y duración ($l + s$), incluyendo un tiempo debido al enriquecimiento (l) y otro a un periodo de calma después de la caída abrupta (s). En el modelo de van Atta los patrones de rampa se encuentran comparando la serie consigo misma en tiempos distintos, haciendo uso de funciones de estructura:

$$S^n(r) = \frac{1}{m-j} \sum_{i=1+j}^m (\theta_i - \theta_{i-j})^n, \quad (4.9)$$

donde n es la potencia de la función, m el número de datos en la serie temporal del escalar θ , j el número de datos que la serie es desplazada si la frecuencia

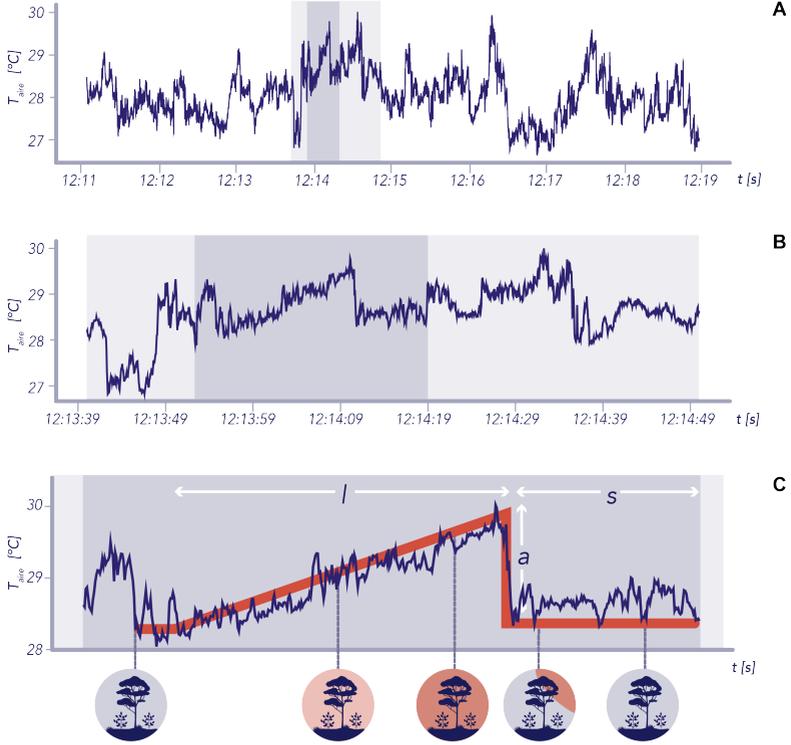


Figura 4.2: Temperatura del aire medida a 20 Hz con un termopar a 0.45 m de la superficie del suelo (A). En B se muestra un acercamiento al área señalada en A y en C la rampa (en rojo) y atributos (amplitud (a) y duración ($l + s$)) del modelo de van Atta. La amplitud de la rampa en este ejemplo es positiva. En la parte inferior se esquematiza el proceso de renovación superficial, el color gris representa baja temperatura del aire, cuando acaba de ser renovado y el aumento progresivo en rojo indica el calentamiento del aire por flujos de superficie, hasta ser renovado de nuevo.

de muestreo es f y el número de segundos de retraso es r , tal que $j = r * f$. Las unidades de $S^n(r)$ son las de θ^n . Bajo la restricción de que la duración del evento sea mucho mayor que el retraso temporal de $S^n(r)$, van Atta derivó un polinomio para estimar la amplitud y duración del evento turbulento:

$$a^3 + a \left(10 S^2(r) - \frac{S^5(r)}{S^3(r)} \right) + 10 S^3(r) = 0 ; \quad (4.10)$$

$$l + s = \frac{-a^3 r}{S^3(r)} . \quad (4.11)$$

Cuando el flujo no tiene patrones de rampa el modelo no proporciona raíces reales para la ecuación 4.10 (van Atta, 1977).

A partir de la teoría de renovación superficial descrita por Gao *et al.* (1989) y utilizando la temperatura del aire, Paw U *et al.* (1995) derivaron una ecuación para estimar el flujo de calor sensible (H_{RS}), mientras que Snyder *et al.* (1996) propusieron utilizar funciones de estructura para encontrar los eventos, concluyendo en el método clásico de renovación superficial:

$$H_{RS} = \alpha \rho C_p \frac{a}{l+s} z_c, \quad (4.12)$$

α es una constante adimensional, la densidad del aire es ρ ($kg\ m^{-3}$), el calor específico del aire es C_p ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$), a (K) y $l+s$ (s) son obtenidas de las ecuaciones 4.10 y 4.11 con $\theta = T_{aire}$ (medida con un termopar), respectivamente y z_c (m) es la altura de medición. El signo de la amplitud determina el signo del flujo. La constante α se obtiene como la pendiente de una regresión lineal forzada al origen entre H_{RS} (con $\alpha=1$) y H_{EC} (u otro método de referencia). A partir de mediciones de H_{RS} , flujo de calor en suelo y radiación neta puede construirse un método de renovación superficial-balance de energía para estimar λE con la misma frecuencia:

$$\lambda E_{RS-BE} = R_n - G - H_{RS}. \quad (4.13)$$

La principal desventaja del método tradicional de RS es la necesidad de hacer, al menos por un periodo, mediciones simultaneas con otra técnica para obtener el valor de α , además su interpretación física no es clara. Se ha propuesto que aproxima el perfil de calentamiento desde la superficie hasta la altura de medición (Paw U *et al.*, 1995; Snyder *et al.*, 1996; Shapland *et al.*, 2014; Hu *et al.*, 2018), pero la forma de obtenerlo no coincide con la interpretación. Bajo esta hipótesis se ha propuesto que si el aire se calienta uniformemente y el flujo es instantáneo, entonces $\alpha = 1$. Snyder *et al.* (1996) encontraron que el método no da buenas estimaciones si se mide a la altura del tope de un dosel corto (pastos de $\sim 0.05m$) pero si las mediciones se hacen por arriba de estos doseles, sin importar la altura de medición, entonces $\alpha=1.0$ y las estimaciones son buenas. También encontraron que $\alpha=0.5$ cuando se mide al tope de doseles altos (bosque de conífera, plantaciones de maíz y nogales). Shapland *et al.* (2014) reportaron un valor de α cercano a 0.5 tras compensar la señal atenuada del termopar, sin importar el tipo de superficie, altura de vegetación o medición. Además sugirieron separar los flujos según el signo de su amplitud (a) para estimar α y posteriormente utilizar en la estimación de H_{RS} el α estimado con periodos donde $a > 0$. En algunos sitios conviene estimar α con ambos signos y para cada periodo utilizar el valor correspondiente según el signo de su amplitud (comunicación personal Paw U).

La búsqueda de patrones con funciones de estructura requiere determinar un retraso (r) óptimo, el cual esté relacionado con la tasa de repetición de los eventos de renovación y por tanto permita encontrarlos. El valor óptimo de r varía en función de la altura de medición y de la vegetación, debe ser escogido para cada sitio (Shapland *et al.*, 2014). Chen *et al.* (1997a) propusieron utilizar el máximo de la función de estructura cúbica obtenido de una gráfica que compare en el eje ordenado $-S^3(r)/\Delta t$ contra Δt en el eje de las abscisas, el punto donde el máximo suceda determina el retraso (en segundos) a utilizar. Un método alternativo propuesto en el mismo trabajo consiste en trazar una línea de pendiente unitaria en una gráfica log-log donde se comparen $-S^3(r)$ en el eje vertical y Δt en el horizontal, el punto donde la recta es tangente a los datos determina el retraso a utilizar. Sin embargo mencionan que esta metodología no es tan efectiva como la primera.

4.1.2.2. Compensación por atenuación de altas frecuencias

A consecuencia de la inercia térmica intrínseca de cada termopar existe una atenuación de las altas frecuencias en la serie medida, el grado de ésta depende fuertemente del diámetro del termopar (d), disminuyendo a menores grosores. Para compensar la atenuación de la señal Shapland *et al.* (2014) propusieron utilizar constantes temporales (τ) derivadas de las propiedades termodinámicas y geométricas del termopar, así como del enfriamiento del mismo en función del viento. La temperatura del aire (T_i) es obtenida a partir de la temperatura medida por el termopar (T_0):

$$T_i(t) = T_0(t) + \tau \frac{dT_0}{dt}, \quad (4.14)$$

tras definir τ como:

$$\tau = \frac{\rho_w C_w d^2}{\gamma \kappa Nu}, \quad (4.15)$$

donde la densidad y la capacidad calorífica del termopar son ρ_w ($kg\ m^{-3}$) y C_w ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$), respectivamente, γ es 8 si la unión es esférica y 4 si es cilíndrica, κ es la conductividad térmica del aire ($2.53 \times 10^{-2}\ J\ m^{-1}\ s^{-1}\ K^{-1}$), y Nu es el número de Nusselt, que en función de la geometría de la unión del termopar y del número de Reynolds (Re) se expresa:

$$Nu = \begin{cases} 0.24 + 0.56Re^{0.45} & \text{cilindro,} \\ 2.00 + 0.18Re^{0.67} & \text{esfera.} \end{cases} \quad (4.16)$$

Re es la razón entre el producto de d con la velocidad promedio del viento u ($m\ s^{-1}$) y la viscosidad cinemática del aire ν ($1.461 \times 10^{-5}\ m^2\ s^{-1}$):

$$Re = \frac{ud}{\nu}. \quad (4.18)$$

En la figura 4.3 se muestra el comportamiento de la constante temporal en función de la velocidad del viento, estimada considerando distintos diámetros del termopar. Es importante notar que el valor de τ varía significativamente cuando la magnitud del viento es baja y se vuelve constante conforme aumenta. El efecto de la compensación disminuye a menores diámetros del termopar.

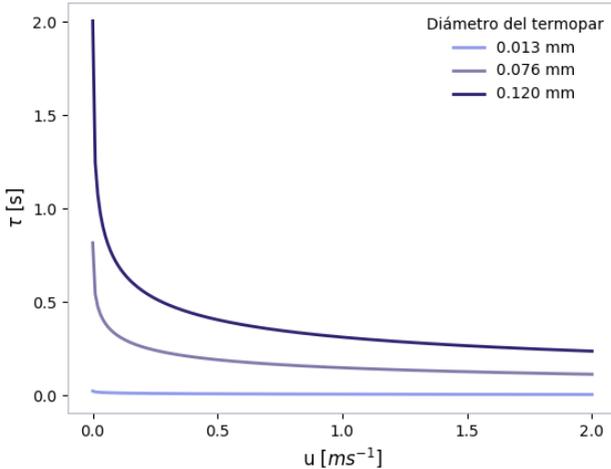


Figura 4.3: Constante temporal en función de la velocidad del viento y de termopares con distinto grosor. Se consideró geometría cilíndrica de la unión del termopar.

4.1.2.3. Adquisición y procesamiento de datos

Para medir la temperatura del aire durante las tres campañas se montó un termopar tipo E cerca del anemómetro sónico y a 0.45 m de la superficie del suelo, por debajo de las primeras ramas de los cafetos. En la primera campaña se utilizó un termopar de 0.12 mm de diámetro y en las restantes se cambió por uno de 0.08 mm . Se colectaron datos con una frecuencia de 20 Hz y se almacenaron en archivos de 30 minutos durante las $08:00$ y las $18:00$ horas en un procesador de datos (Campbell Scientific, CR1000). H_{SR} fue estimado para cada periodo con la ecuación 4.12 y utilizando series compensadas por atenuación de altas frecuencias, considerando el viento promedio de cada periodo medido con el anemómetro sónico. Salvo donde se indica lo contrario, se consideró esférica la geometría de la unión del termopar, la densidad y el calor específico se obtuvieron a partir del promedio de los dos metales del termopar. Para cada temporada se determinó el retraso óptimo para calcular $S^n(r)$ utilizando el método de Chen *et al.* (1997a), promediando todos los periodos de 30 minutos . Las amplitudes cuyo valor fue menor a diez veces el valor del retraso ($l+s < 10*r$) fueron descartadas,

al no cumplir los criterios de la linealización y no se prosiguió con el cálculo de H_{SR} . El parámetro α fue estimado para cada temporada utilizando únicamente periodos de EC que aprobaron las prueba de Qi et al. y de estacionaridad. Para los cálculos, procesamiento y análisis de datos se escribieron códigos en Python 2.7.

4.2 Radiación neta

La radiación neta es el balance de las componentes de radiación de onda larga y corta que inciden y/o son emitidas al tope del volumen de interés. El monitoreo de R_n al nivel del piso y debajo de un dosel complejo implica un diseño experimental capaz de capturar su variación espacial y temporal. La energía que alcanza este nivel es heterogénea espacialmente debido a la sombra de cafetos y árboles de distintas especies y alturas, y temporalmente debido a la variación diurna y anual del ángulo cenital solar, la nubosidad y la variación estacional de la cobertura vegetal en todos los estratos.

La R_n del piso del cafetal fue calculada siguiendo la estrategia de Holwerda y Meesters (2019). Utilizando un modelo de extinción que considera la radiación medida debajo y arriba del dosel (ecuación 4.19) se estima el índice de área foliar efectivo (LAI_{eff}), que representa la cantidad de hojas del dosel que filtran la radiación:

$$LAI_{eff} = -\frac{1}{K} \ln \left(\frac{Rn_{suelo}}{Rn_{dosel}} \right), \quad (4.19)$$

donde el coeficiente de extinción (K) es:

$$K = \frac{\sqrt{\chi^2 + \tan(Z)^2}}{\chi + 1.744(\chi + 1.182)^{-0.733}}, \quad (4.20)$$

Z es el ángulo cenital y χ un factor que representa la distribución angular de las hojas (Holwerda y Meesters, 2019). Posteriormente el valor estimado de LAI_{eff} se utiliza para invertir la ecuación 4.19 y estimar Rn_{suelo} . Esta estrategia, aunque recursiva, reduce el sesgo ocasionado por tener mediciones puntuales debajo del dosel.

4.2.1. Adquisición y procesamiento de datos

La radiación del piso fue medida con dos radiómetros netos (Kipp & Zones, NR Lite2) a 0.45 m de la superficie del suelo, por arriba de la vegetación del piso y por debajo de las primeras ramas de los cafetos. Se tomaron mediciones una vez por minuto entre las 08:00 y las 18:00 horas. Todos los datos se tomaron y almacenaron en los procesadores CR1000. Simultáneamente se midió la radiación arriba del dosel con un radiómetro neto (NR01, Hukseflux). Este sensor estuvo

instalado a 18 m de la superficie del suelo en una torre meteorológica ubicada aproximadamente a 400 m del sitio de estudio y su frecuencia de medición fue de cinco minutos. Rn_{suelo} fue estimada cada cinco minutos invirtiendo la ecuación 4.19, utilizando Z con la misma frecuencia, promedios semanales de LAI_{eff} y a falta de información $\chi = 1$. Se promediaron los valores obtenidos por ambos radiómetros y posteriormente se obtuvo el promedio cada treinta minutos del flujo de R_n a nivel del piso. Para el procesamiento y análisis de los datos se escribieron códigos en Python 2.7.

Para disminuir el sesgo asociado a la alta heterogeneidad espacial, los radiómetros al nivel del piso fueron reubicados todas las mañanas. Utilizando la alineación de los cafetos y la posición de la torre de medición, se construyó una malla cuyo origen fue la torre, consideró 4 filas de cafetos en dirección norte y 4 en dirección sur, cada fila compuesta por 15 cafetos por delante de la torre. Para cada par de filas y cafetos se asignaron seis posiciones posibles: entre (BR) o dentro (WR) de las filas y entre cafetos o alineados con ellos, como se muestra en la figura 4.4. Con base en esta clave se escribió un programa en Python 2.7 para construir todas las posibles posiciones y aleatoriamente generar listas de muestreo. El área de medición de R_n se muestra en la figura 3.1.

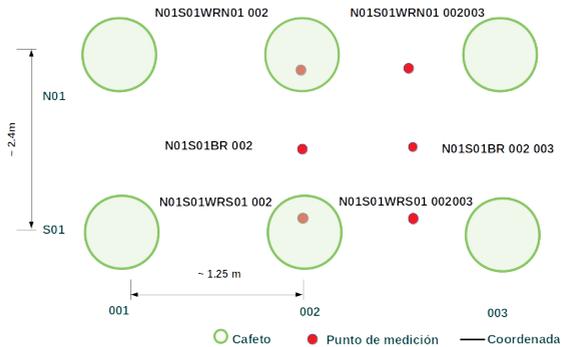


Figura 4.4: Esquema de las posiciones de muestreo por par de planta y fila para determinar la posición de los radiómetros netos a nivel del piso.

4.3 Flujo de calor del suelo

El flujo de calor del suelo mide la cantidad de energía que es transmitida hacia o desde éste. Dentro del suelo el flujo de calor se da por conducción, mientras que en la superficie es por radiación y convección del aire (Shuttleworth, 2012). G en el cafetal es heterogéneo debido a diversas causas: la variación intrínseca del suelo, densidad y tipo de raíces y variaciones en la cobertura del dosel y del

suelo.

Para medir G se utilizaron dos pares de sensores de humedad (Campbell Scientific, CS650), placas de flujo de calor (Campbell Scientific, HFP01), enterrados a 8 cm de profundidad y a 4 y 8 m por delante de la torre. Uno de los pares de sensores fue instalado cercano a un cafeto, mientras el otro se colocó entre filas de cafetos. Para medir el almacenamiento de calor entre la superficie del suelo y las placas de calor se midió la temperatura a 5 cm de profundidad. De tal manera que G se estimó a partir de:

$$G = G_0 + C_s \frac{\delta T}{\delta t}, \quad (4.21)$$

donde G_0 es el flujo de calor medido por las placas, C_s es la capacidad calorífica del suelo, δT es la diferencia de temperatura medida entre los dos sensores enterrados entre la placa y la superficie del suelo en intervalos de tiempo δt . Se promediaron las estimaciones hechas con los distintos pares termómetro-placa para obtener el valor final de G . Se utilizaron los valores de porosidad, densidad real estimados en los perfiles y el contenido volumétrico de agua para estimar C_s . Todos los sensores midieron durante todo el día, almacenaron datos cada 30 minutos en los procesadores CR1000 y fueron enterrados un mes antes de la primer campaña (diciembre 2018).

III Resultados

5 Análisis de calidad de los datos de eddy covarianza

5.1 Análisis espectral

En el panel superior de la figura 5.1 se presentan en gráficas log-log, con ejes normalizados, los espectros del vapor de agua y de la temperatura sónica del aire, mientras el panel inferior muestra los coespectros. Los (co)espectros que se muestran son los representativos para cada temporada, obtenidos a partir del promedio de un subconjunto escogido visualmente. El número de periodos utilizados para calcular los (co)espectros representativos fue de 65, 64 y 63, para las temporadas seca-fría, seca-cálida y húmeda-cálida, respectivamente. No se realizó ningún esfuerzo por determinar las condiciones ambientales que determinaron la calidad de los (co)espectros para cada periodo. Fue necesario hacer la selección de periodos para obtener los (co)espectros representativos debido a que al incluir todos los periodos (datos no mostrados) los espectros tenían un patrón cóncavo en las altas frecuencias, denominado *aliasing* (Stull, 1988). Consecuencia del aliasing parte de la información de las altas frecuencias es enmascarada con información de bajas frecuencias, por lo que no se pueden separar completamente sus componentes. Lo anterior resulta en un coespectro truncado (en las bajas frecuencias) y flujos subestimados.

A partir de los (co)espectros representativos es posible notar que para todas las temporadas su comportamiento fue adecuado y no estuvieron truncados en ninguna región. Los espectros decayeron en el subrango inercial según la pendiente teórica de $-2/3$ (figura 5.1A). Análogamente los coespectros lo hicieron a la razón de $-4/3$ (figura 5.1B). El coespectro del calor latente ($w'\rho'_w$) decayó a una razón de $-10/3$, que representa la pendiente esperada a la cual se atenúa la señal de un higrómetro de camino abierto separado de un anemómetro sónico. El ruido que se ve en este coespectro en las altas frecuencias (sobre todo en condiciones secas-cálidas) no afectó las estimaciones, pues el área bajo la curva (proporción del flujo) es muy pequeña y en esta región toda la energía proviene de la disipación de eddies de bajas frecuencias y del rango inercial, influyendo

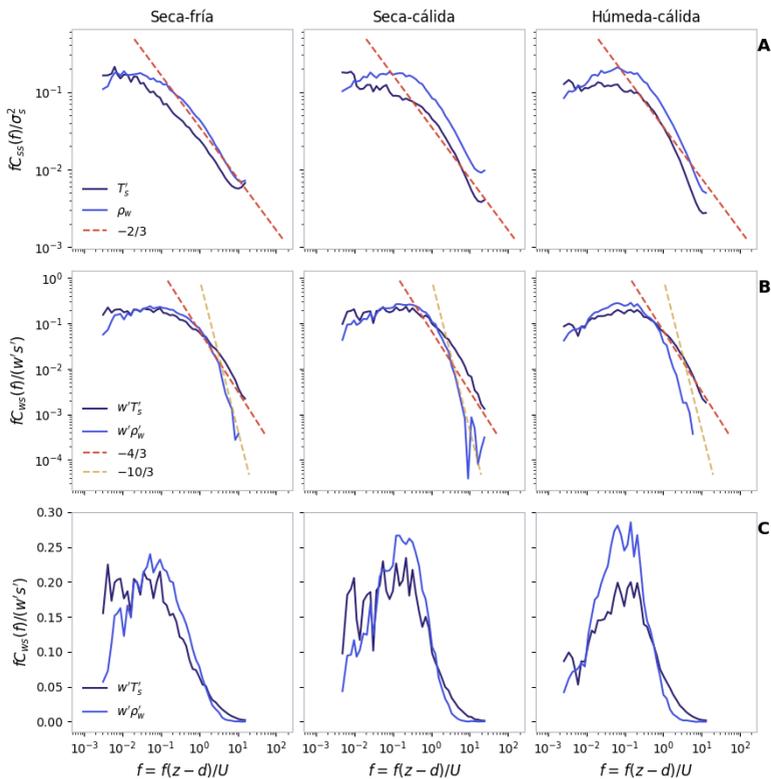


Figura 5.1: Espectros (panel **A**) y coespectros (**B** y **C**) normalizados de los flujos verticales de vapor de agua (ρ_w) y calor sensible (T_s) de cada una de las temporadas. **A** y **B** tienen escalas log-log, mientras **C** tiene una escala lineal en el eje vertical. Las rectas $-2/3$ y $-4/3$ indican el decaimiento teórico según la teoría del subrango inercial y $-10/3$ la atenuación esperada debido al distanciamiento entre el anemómetro sónico y el higrómetro de camino abierto.

muy poco en el transporte. Los picos de los (co)espectros de ambos flujos ocurrieron en el rango de frecuencias entre 0.1 y 1 Hz durante todas las temporadas (figura 5.1C).

5.2 Pruebas de estacionaridad y validez de la covarianza

El análisis de calidad se utilizó para examinar el desempeño del método de eddy covarianza en las condiciones complejas del piso del cafetal y para crear un subconjunto de datos con la mejor calidad para estimar el parámetro α del

método de renovación superficial.

La figura 5.2 muestra el número de periodos de H_{EC} y λE_{EC} que pasaron las pruebas de Qi et al. y estacionaridad, agrupados por hora del día y temporada. Alrededor del 70 % de los datos de λE_{EC} fueron de buena calidad en todas las temporadas, para H_{EC} esta proporción disminuyó y varió entre 17 y 40 %. Los datos de mala calidad de λE_{EC} fueron etiquetados en proporciones similares por ambas pruebas, juntas o separadas. En el caso de los periodos de mala calidad de H_{EC} la mayor cantidad fue marcado por ambas pruebas, el 23 % por la de Qi et al. y 10 % por la de estacionaridad. El flujo de H_{EC} durante la primer y tercer campaña tuvo periodos de buena calidad en un ciclo diurno y un rango de horas bien definido, con un pico alrededor de las 12:00 horas, durante la segunda temporada el patrón fue menos evidente.

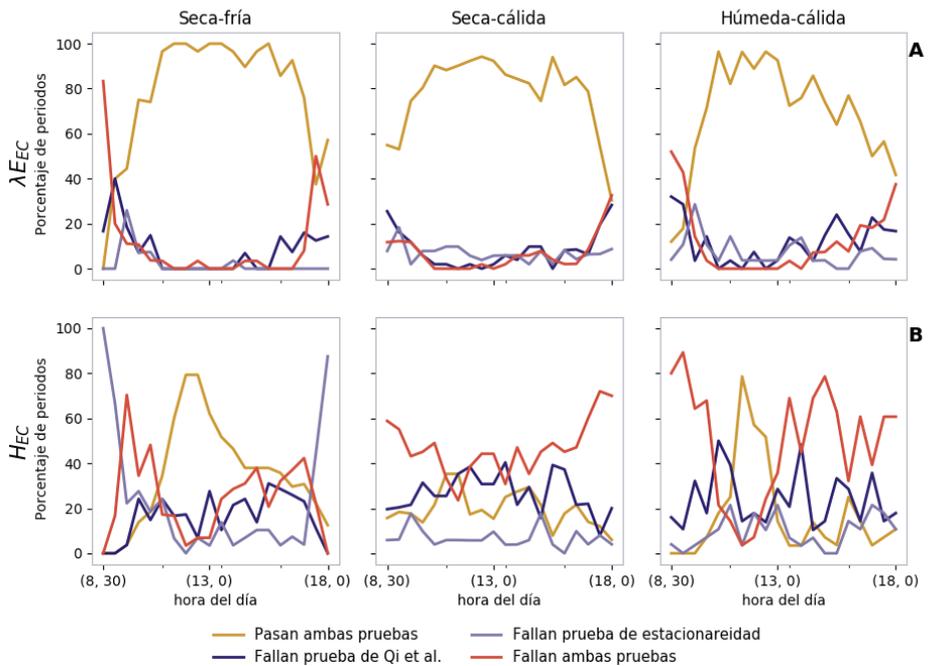


Figura 5.2: Porcentaje de periodos de λE_{EC} (A) y H_{EC} (B) que pasaron las pruebas de calidad, agrupados por hora del día y temporada.

5.3 Cierre del balance de energía

En las gráficas de la figura 5.3 se muestra el balance de energía para todas las temporadas, el eje de las abscisas lo ocupa la energía disponible del sistema, mientras el ordenado la porción de energía utilizada por los flujos turbulentos. Para hacer el análisis del cierre de balance de energía se utilizaron todos los periodos de 30 minutos de cada temporada: 482, 969 y 496 en la primera, segunda y tercera, respectivamente. La mayor proporción de periodos en la segunda temporada se debió a que ésta duró casi el doble que las demás. En todas las temporadas la suma de los flujos turbulentos fue menor a la energía disponible. Durante la primera campaña la pendiente de la regresión lineal entre los flujos turbulentos y la energía disponible fue la mayor, con un valor de 0.91, mientras que en las restantes fue de 0.68 y 0.69. De igual manera, la razón del balance de energía (EBR) durante la primera campaña fue la mayor y disminuyó conforme avanzó el año.

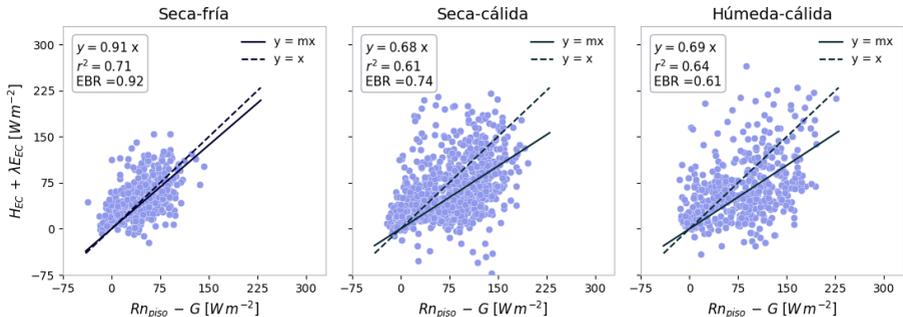


Figura 5.3: Balance de energía del piso del cafetal bajo sombra durante las tres temporadas de muestreo. En la esquina superior izquierda se reporta la pendiente de la regresión entre los flujos turbulentos y la energía disponible (línea sólida), el coeficiente de correlación de la misma (r^2) y el cociente de balance de energía (EBR).

6 Implementación del método renovación superficial - balance de energía

6.1 Preliminares para estimar H con RS

En esta sección se muestra el efecto de compensar la señal de un termopar grueso de acuerdo a Shapland *et al.* (2014) y la forma en que influye en la elección del retraso temporal óptimo para estimar la función de estructura.

La figura 6.1 presenta una comparación entre las series de temperatura del aire medida con el termopar y el anemómetro. La señal del termopar fue compensada por ambas geometrías de la unión (ecuación 4.14) y la temperatura sónica fue compensada por la humedad ambiental de acuerdo a Schotanus *et al.* (1983) para obtener la temperatura del aire. En la figura 6.1B es evidente que la respuesta del termopar fue más lenta que la del anemómetro sónico. No hubo una diferencia apreciable entre la serie del termopar original y la compensada por geometría esférica. La compensación tuvo un efecto positivo solo cuando se compensó por geometría cilíndrica, en este caso la micro-estructura de la señal fue parecida a la de referencia, aunque ligeramente sobrestimada. La importancia de recuperar esta micro-estructura es que el método de RS depende fuertemente de que las rampas de todas las escalas estén bien definidas.

La tabla 6.1 muestra los valores óptimos del retraso temporal para todas las temporadas y la figura 6.2 presenta la gráfica para obtener r óptimo con la función cúbica de estructura calculada para r en el intervalo de 0 a 10 segundos con un paso de tiempo de 0.05 s, el r donde el máximo ocurrió se determinó como el óptimo. El valor del retraso óptimo varió a distintas horas del día y momentos del año, para determinar un valor único por temporada se promediaron todos los periodos de media hora con datos. El valor del r inferido por la referencia aumentó conforme avanzaron las temporadas, lo opuesto sucedió para los valores inferidos a partir del termopar (original y compensado). Durante la temporada seca-fría utilizamos un termopar de 0.12 mm de grosor y en las restantes uno de 0.08 mm. Cuando el grosor del termopar fue mayor, la señal original del termopar y la compensada por geometría esférica no tuvieron máximos bien

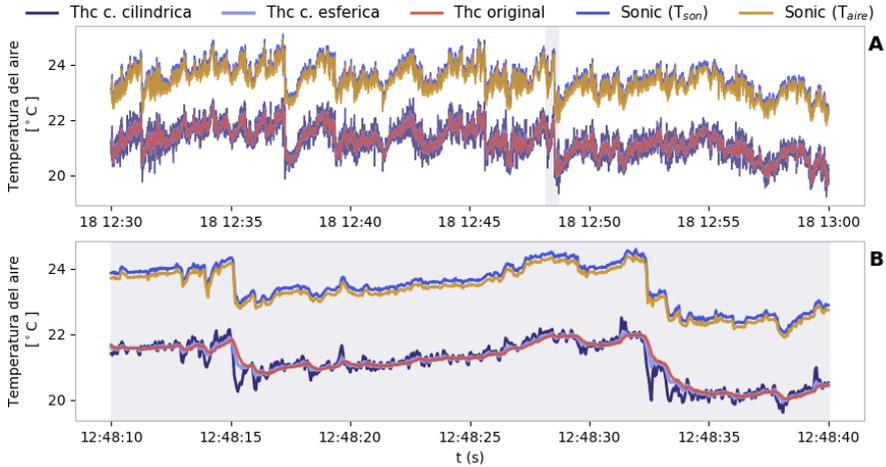


Figura 6.1: Comparación entre las series de temperatura del aire medidas con el anemómetro sónico (*Sonic*) y el termopar (*Thc*), compensado por geometría esférica y cilíndrica. El panel **B** es un acercamiento de 30 segundos a la región indicada en **A**.

definidos y el valor del retraso óptimo inferido a partir de éstas fue al menos diez veces mayor que el de referencia. Al utilizar el termopar delgado los máximos de estas señales estuvieron mejor definidos y los retrasos óptimos fueron solo dos o tres veces más grandes que los del anemómetro sónico. A pesar de que la compensación cilíndrica definió mejor la micro-estructura de la serie, sobrestimó el valor de la función de estructura cúbica en todas las condiciones de muestreo, como se evidencia en la figura 6.2. El retraso óptimo sugerido por esta serie fue, durante todas las temporadas, el más cercano a la referencia. Sin embargo, el valor siempre fue menor que el sugerido por el anemómetro.

Retraso óptimo r en segundos			
Serie del termopar	Seca-fría	Seca-cálida	Húmeda-cálida
Original	3.35	0.85	0.80
Comp. esférica	2.55	0.75	0.65
Comp. cilíndrica	0.15	0.10	0.10
Anemómetro sónico	0.20	0.25	0.35

Cuadro 6.1: Retraso r óptimo estimado para las series original y compensadas del termopar y la referencia. El grosor del termopar durante la primera temporada fue $d=0.12$ mm y en las restantes $d=0.08$ mm.

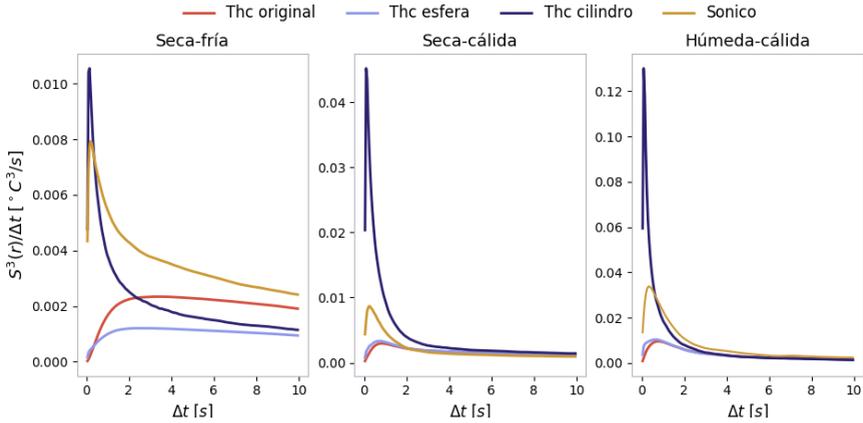


Figura 6.2: Gráfica para determinar el retraso óptimo según Chen *et al.* (1997a) con las series original y compensadas del termopar y la referencia (sonico), agrupadas por temporada.

6.2 Duración y amplitud de los eventos de renovación

La figura 6.3 muestra las distribuciones de frecuencias de la amplitud y duración de los eventos de renovación durante todas las temporadas. Se utilizaron series compensadas por geometría cilíndrica y su retraso óptimo temporal asociado (cuadro 6.1).

El comportamiento de las amplitudes estimadas fue distinto en todas las temporadas. Los flujos de mayor magnitud se midieron en la última temporada, en cambio los de menor magnitud se obtuvieron en la intermedia. El rango de valores fue más amplio durante la temporada seca-cálida (min= -3.46°C , max= 4.73°C), seguido de la húmeda-cálida (min= -0.81°C , max= 6.72°C) y finalmente la seca-fría (min= -1.63°C , max= 3.97°C). Durante esta última más del 75 % de las amplitudes estimadas fueron positivas y la proporción de eventos con amplitudes cercanas a cero fue la mayor, respecto a todas las temporadas. La temporada intermedia estuvo caracterizada por un comportamiento bimodal, con una negativa (cercana a -1.5°C) y otra positiva (alrededor de 2°C). Las magnitudes estimadas durante la temporada húmeda-cálida fueron positivas el 95 % de los periodos.

A pesar de que la magnitud de los eventos de renovación varió entre temporadas, su duración se mantuvo constante (panel derecho de la figura 6.3). En todas las temporadas el promedio de duración fue aproximadamente de 80 segundos, mientras el 75 % duró menos de 120 segundos. Hubo un máximo bien definido con más del 35 % de los periodos en un rango de duración entre 35 y 70 segundos

durante las temporadas seca-fría y húmeda-cálida. En la temporada intermedia se registraron la mayor proporción de eventos de corta duración.

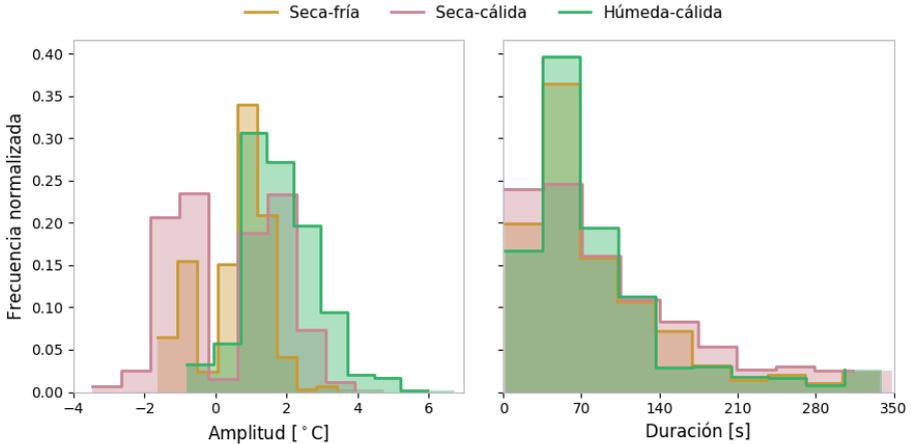


Figura 6.3: Distribución de la amplitud y duración de los eventos de renovación superficial al nivel del piso de un cafetal bajo sombra, agrupadas por temporada y normalizadas por el total de periodos en cada una.

6.3 Determinación del parámetro α

Para la estimación del parámetro α se utilizaron únicamente periodos en los que los datos de H_{EC} aprobaron las pruebas de Qi et al. y estacionaridad. Inicialmente para H_{RS} se consideró $\alpha = 1$ y se estimó con la serie del termopar compensada por geometría cilíndrica y con la temperatura del aire obtenida a partir de la temperatura sónica medida con el anemómetro, compensada según Schotanus *et al.* (1983). Los valores de α para todas las temporadas se muestran en la tabla 6.2 y la representación gráfica para la serie del termopar en la figura 6.4. Los valores de α estimados a partir de la señal del anemómetro sónico fueron mayores a 1.0 y siempre más altos que los calculados a partir del termopar. Para las series del termopar los valores más bajos de α correspondieron a aquellos estimados considerando amplitudes negativas de los eventos de renovación. En la tercer temporada no fue posible calcular α con este criterio debido a que no hubo suficientes periodos que cumplieran éste y el de calidad de datos de EC. Tanto para el termopar como el anemómetro, la diferencia entre el valor de α estimado con todos los periodos y aquellos de amplitud positiva fue pequeña.

Las pequeñas diferencias en α no afectaron significativamente la estimación del flujo de H , como se muestra en la figura 6.5, donde se comparan los flujos es-

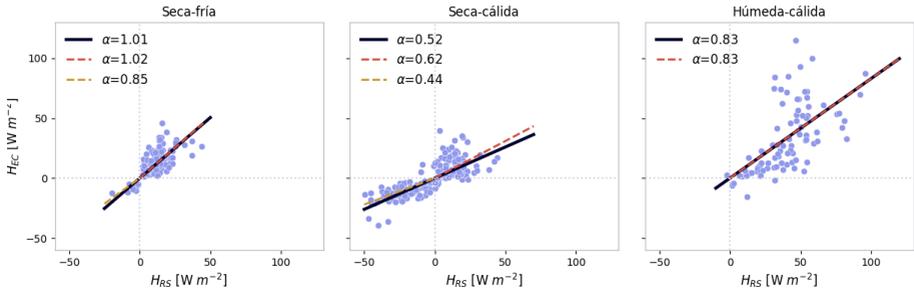


Figura 6.4: Determinación del parámetro α como la pendiente de la regresión forzada al origen entre los flujos de H_{EC} y H_{RS} . Se muestran datos del termopar en todas las temporadas y α considerando todos los periodos de 30 minutos (línea negra) y aquellos con amplitud positiva (línea roja) y negativa (línea amarilla).

timados con los α reportados en la tabla 6.2 y el $\alpha=0.5$ esperado tras compensar la señal del termopar. Al comparar las estimaciones de renovación superficial con las de eddy covarianza es apreciable que los flujos estimados con ambos métodos variaron conjuntamente y sus mediciones siempre estuvieron en el mismo rango de valores. El comportamiento del flujo de H_{RS} varío ligeramente con distintos valores de α , a pesar de ello las estimaciones fueron cercanas entre sí. Consecuencia de que el valor de α fue menor, los flujos calculados con α estimado a partir de periodos con amplitudes negativas fueron de menor magnitud que los estimados por su contraparte positiva. No hubo una diferencia apreciable entre

		α		R^2		n	
		Termopar	Sonico	Termopar	Sonico	Termopar	Sonico
Seca-fría	$a > 0$	1.02	1.63	0.75	0.86	113	168
	$a < 0$	0.85	1.80	0.69	0.76	8	20
	Todos	1.01	1.64	0.75	0.86	121	188
Seca-cálida	$a > 0$	0.62	1.34	0.49	0.79	99	97
	$a < 0$	0.44	1.11	0.73	0.75	81	88
	Todos	0.52	1.22	0.59	0.77	180	185
Húmeda-cálida	$a > 0$	0.83	2.23	0.74	0.83	87	86
	$a < 0$	-	1.21	-	0.69	1	8
	Todos	0.83	2.22	0.74	0.83	88	94

Cuadro 6.2: Valores del parámetro α calculados a partir de series del termopar y del anemómetro sónico, considerando todos los periodos y separados según el signo de la amplitud (a) del evento. Se muestra además el coeficiente de correlación (R^2) y el número de datos considerados en cada estimación (n).

los flujos estimados con α que considera todos los periodos y el subconjunto de amplitud positiva. Las últimas dos afirmaciones fueron ciertas para todas las temporadas. Al comparar los flujos calculados utilizando el valor teórico de $\alpha=0.5$ es apreciable que en la primera temporada los flujos estuvieron subestimados respecto a los de EC y RS, mientras que en las temporadas restantes su comportamiento fue similar.

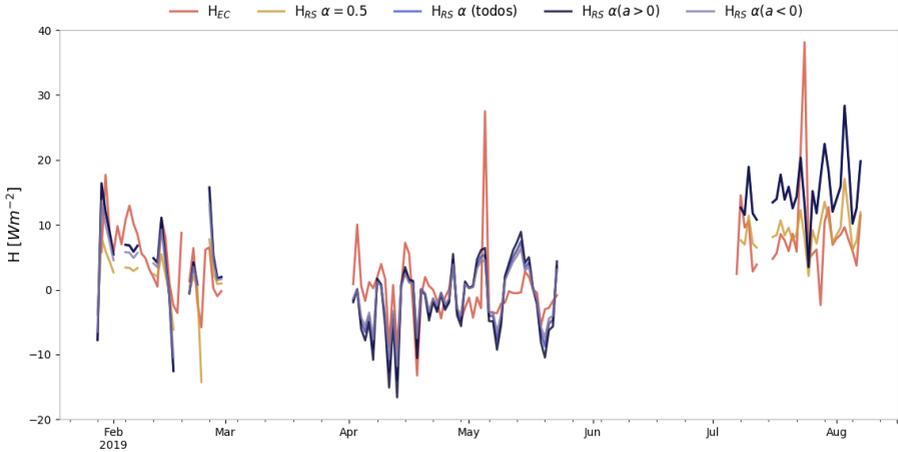


Figura 6.5: Promedio diario de H_{RS} durante todas las temporadas, estimado con el valor teórico de $\alpha=0.5$ y con los obtenidos tras separar los flujos según el signo de su amplitud (a). Como referencia se muestra el flujo estimado con eddy covarianza (H_{EC}).

6.4 Comparación entre flujos de RS-BE y EC

Para analizar el efecto de la atenuación y la compensación de la señal del termopar en la estimación final de los flujos de RS, se compararon estimaciones hechas a partir de series de temperatura del aire medidas con el termopar (T_{termo}) y con el anemómetro sónico compensada por las fluctuaciones de humedad ambiental (T_{sonic}). Estas últimas carentes de atenuación. Se utilizaron valores de α que consideraron todos los periodos (tabla 6.2). Por su parte, para evaluar el efecto de H_{RS} en las estimaciones de λE y ponderar los errores asociados a las estimaciones de λE_{EC} , se construyó un método de eddy covarianza-balance de energía, λE_{EC-BE} :

$$\lambda E_{EC-BE} = R_n - G - H_{EC}. \quad (6.1)$$

La figura 6.6 muestra los promedios diarios a lo largo del año de los dos flujos de H_{RS} mencionados anteriormente y su comparación con la referencia. El rango de valores de los flujos estimados con el anemómetro fue siempre más amplio que

el estimado por el termopar. A pesar de ello, en todas las temporadas la variación y magnitud estimadas a partir de series del anemómetro y del termopar fueron similares entre sí. La afirmación anterior es cierta salvo para dos días, uno en la segunda y otro en la tercer temporada, en que H_{EC} tuvo un pico bien definido con flujos alrededor de 30 W m^{-2} . Las gráficas de la figura 6.7 muestran los ciclos diurnos del flujo de calor sensible medido con los métodos previamente mencionados. En las primeras horas de la mañana los flujos fueron muy pequeños, incluso negativos, y a pesar de ello, los tres métodos tuvieron valores cercanos entre sí. En las primeras horas de la mañana de las últimas dos temporadas los flujos obtenidos a partir del anemómetro (H_{EC} y $H_{RS}(T_{sonic})$) fueron menores respecto a los obtenidos con el termopar. Entre las 11:30 y 12:30 horas, periodo del máximo flujo, la relación cambió y la estimación de $H_{RS}(T_{termo})$ fue la menor. En la temporada húmeda-cálida el rango de valores de los flujos de $H_{RS}(T_{termo})$ fue el más estrecho y mientras los flujos estimados a partir del anemómetro tuvieron valores negativos en momentos del día bien definidos, los estimados a partir del termopar fueron mayoritariamente positivos.

De igual manera, las estimaciones del flujo de calor latente con los tres métodos fueron similares entre sí, tanto en variación como magnitud, tal y como se muestra en la figura 6.8. En la primera temporada los flujos estimados con los métodos de balance de energía fueron similares a los de eddy covarianza. Sin embargo, en la segunda temporada hubo un periodo de días (alrededor de mayo) en

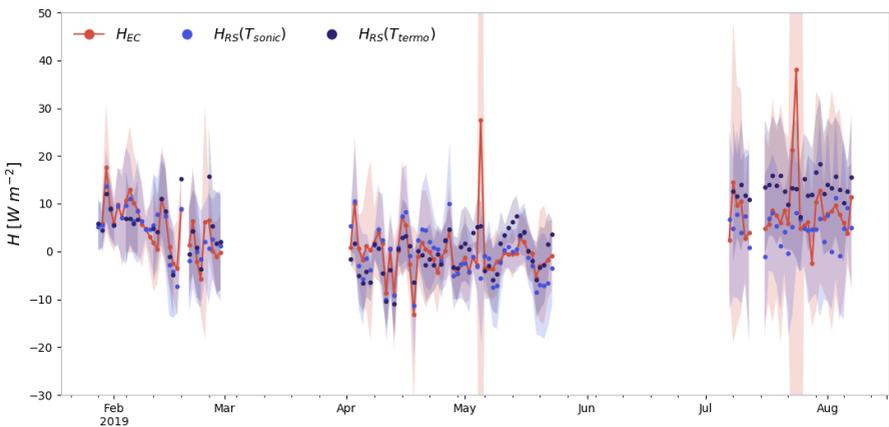


Figura 6.6: Promedio diario (puntos) del flujo de calor sensible estimado con eddy covarianza (H_{EC}) y renovación superficial (H_{RS}) a partir de series de temperatura del aire medidas con el termopar (T_{termo}) y el anemómetro sónico (T_{sonic}). El área sombreada está delimitada por ± 1 SD por día de cada variable, las áreas que no aparecen en la gráfica terminan en valores cercanos a -80 y 110 W m^{-2} .

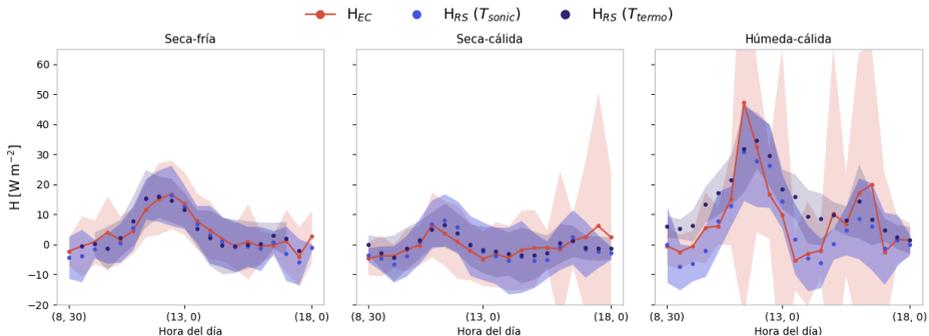


Figura 6.7: Ciclos diurnos del flujo de calor sensible en cada temporada, medidos con renovación superficial (RS) y eddy covarianza (EC). H_{RS} fue estimado a partir de la temperatura del aire medida con el termopar (T_{termo}) y el anemómetro sónico (T_{sonic}). Los puntos representan el promedio y el área sombreada una región entre ± 1 SD, de cada periodo de 30 minutos. Las áreas que no se muestran terminan alrededor de -50 y 100 W m^{-2} .

que consistentemente los flujos de EC fueron menores que las de ambos métodos de balance de energía. Durante la última temporada las estimaciones de los tres flujos fueron similares entre sí, aunque el flujo estimado con EC-BE fue ligeramente mayor al de RS-BE. En términos diurnos, los flujos estimados con ambos métodos de balance de energía fueron muy similares entre sí y discreparon ligeramente del obtenido con EC (figura 6.9). Desde la hora de inicio de mediciones hasta las 11:00 horas y durante todas las temporadas, los flujos obtenidos con los métodos de balance de energía fueron mayores que los de λE_{EC} . Alrededor de las 13:00 horas los flujos de λE_{EC} tuvieron un máximo bien definido con valores cercanos a 70, 90 y 120 W m^{-2} en la temporada seca-fría, seca-cálida y húmeda-cálida, respectivamente. Este pico fue evidente para los flujos de los métodos de balance de energía únicamente en la segunda temporada, donde tuvo un valor aproximado de 100 W m^{-2} . Después de la hora del máximo flujo la magnitud de las estimaciones de los métodos de balance de energía decayó con mayor rapidez que la de EC.

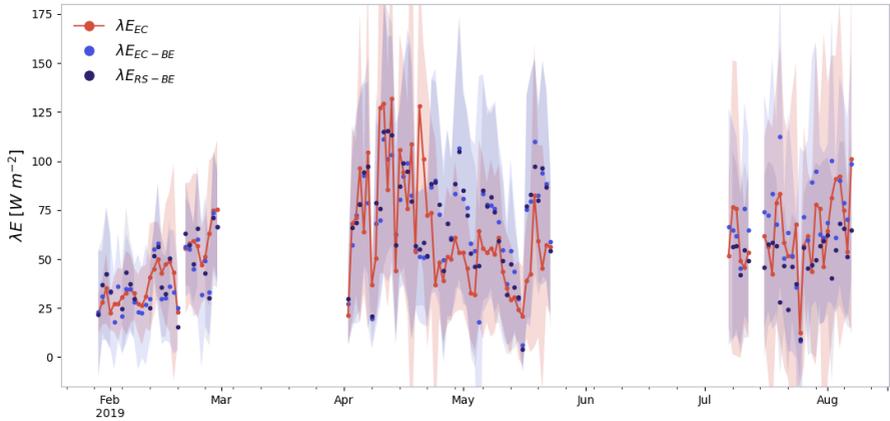


Figura 6.8: Promedio diario (puntos) del flujo de calor latente estimado con eddy covarianza (EC), eddy covarianza-balance de energía (EC-BE) y renovación superficial-balance de energía (RS-BE) al nivel del piso de un cafetal bajo sombra. El área sombreada está delimitada por ± 1 SD por día de cada variable, las áreas que no aparecen en la gráfica terminan en valores cercanos a -40 y 220 W m^{-2} .

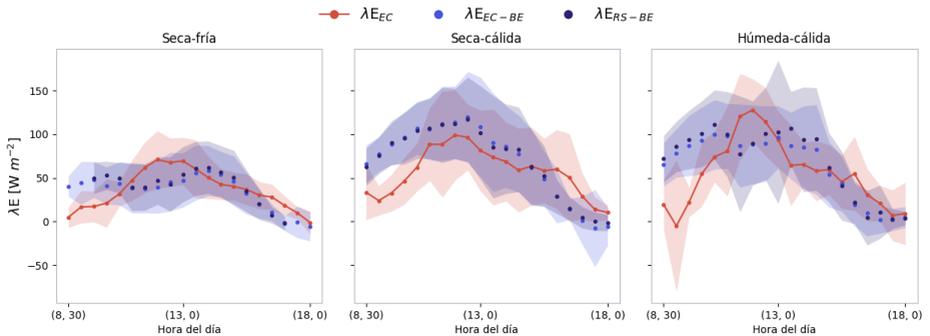


Figura 6.9: Ciclos diurnos del flujo de calor latente λE obtenido con eddy covarianza (EC), eddy covarianza-balance de energía (EC-BE) y renovación superficial-balance de energía (RS-BE) al nivel del piso de un cafetal bajo sombra. Los puntos representan el promedio de cada periodo de 30 minutos y el área sombreada ± 1 SD.

7 Monitoreo de un cafetal orgánico bajo sombra

7.1 Caracterización del sitio

A pesar de la renovación de hojas de cafetos y árboles de sombra, el mantillo fue muy delgado (menor a 1 *cm*) y discontinuo. Se encontró un horizonte *O*, con profundidad menor a 0.03 *m*, compuesto por una intrincada red de tallos de hierbas y parches de hojarasca. Se identificó claramente un horizonte *A* de 0.03 a 0.40 *m* de profundidad. La textura predominante en éste fue la arcillosa (55 %), seguida del limo (25 %) y arenas (20 %). El resto del perfil estuvo caracterizado por un horizonte *B* con muy baja o nula densidad de raíces finas. En este horizonte la cantidad de limos y arenas fue menor, 16 y 14 % respectivamente, y aumentó la cantidad de arcillas (83 %), resultando en una red con mayor capacidad de almacenamiento de agua respecto al horizonte superior. Las densidades real y aparente variaron poco en el perfil, con valores promedio de 2.4 y 1.2 *g cm*⁻³, respectivamente; resultando en una porosidad total de 50 % a lo largo del perfil.

Durante el año la cobertura de la superficie del suelo fue muy dinámica. Para



Figura 7.1: Cobertura del suelo durante las tres temporadas.

capturar esta variación se estimó el porcentaje de cobertura de la superficie de suelo, LAI y altura de la vegetación del piso del cafetal, los resultados se exponen en las gráficas de la figura 7.2. Ya que las campañas de muestreo tuvieron distinta duración, la cantidad de mediciones fue dispar, para facilitar el análisis se normalizaron las distribuciones de frecuencias de cada variable según el número total de datos capturados en cada temporada. El rango de valores de la cobertura del piso del cafetal estuvo entre 5 y 100 % todo el año. En la temporada seca-fría alrededor del 60 % de valores estuvo en el rango entre 40 y 70 % de cobertura y en las temporadas cálidas más del 80 % del piso del cafetal tuvo una cobertura mayor al 80 % (figura 7.2B). El aumento en la cobertura de la superficie del suelo estuvo acompañado del crecimiento de la vegetación del piso. El promedio de LAI en la temporada seca-fría fue de 0.5, en las restantes 1.9 (figura 7.2A). El rango recorrido de LAI durante la temporada intermedia fue el más amplio (0.1 a 3.45), seguido de la húmeda-cálida (0.65 a 2.93) y la seca-fría (0.21 a 1.12). En la primer temporada las hierbas tuvieron una altura promedio de 4 *cm* y todas fueron menores a 10 *cm* (figura 7.2C). La temporada seca-cálida tuvo hierbas en

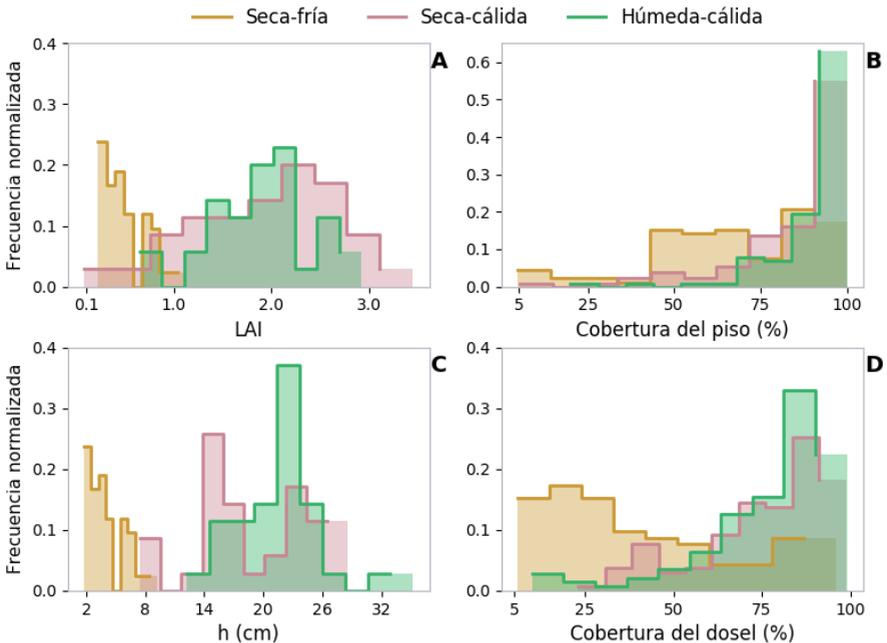


Figura 7.2: Distribuciones por temporada del índice de área foliar del piso (A), cobertura de la superficie del suelo (B), altura de las hierbas (C) y cobertura del dosel (D). Las distribuciones se normalizaron con el número total de mediciones por temporada.

el rango entre 7 y 28 *cm* y un comportamiento bimodal, con éstas alrededor de 15 y 24 *cm*. La primera moda representó alrededor del 30 % de las mediciones en el área del cafetal y la segunda el 15 %. Este comportamiento se perdió en la temporada húmeda-cálida, que mostró una distribución relativamente centrada alrededor del máximo de 22 *cm*, que coincidió con el promedio.

En la primer temporada no se clasificaron los tipos de cubierta del suelo, pero con base en notas de campo y fotos propias se puede decir que estuvo caracterizada por una superficie semi desnuda, con hojarasca dispersa, raíces de árboles de sombra, ramas, epifitas y troncos caídos, pequeños brotes de hierbas y algunos tallos remanentes de la poda. Durante la temporada seca-cálida 80 % de la cobertura fue vegetal, 19 % estuvo dividido en partes iguales de suelo desnudo y hojarasca y 1 % por raíces de árboles de sombra. La mayor parte de las plantas del piso pertenecieron a las familias *Asteraceae* y *Commelinaceae*. En la temporada húmeda-cálida estas hierbas permanecieron y aparecieron otras de las familias *Euphorbiaceae*, *Urticaeae*, *Cyperaceae* y algunos pastos altos. Los porcentajes de cobertura vegetal y raíces de árboles de sombra se mantuvieron constantes, la hojarasca disminuyó (6 %) y el suelo desnudo aumentó (13 %). Todas las hierbas del piso tuvieron tallos ascendentes y raíces pivotantes o fibrosas que exploraron el suelo en un solo punto. La excepción fue la especie más abundante, *Acmella Repens* (Walter), cuyos tallos rastreros, que enraízan en los nudos, exploraron el suelo en varios puntos y crearon una intrincada red de tallos que eficientemente cubrió la superficie del suelo en las últimas dos temporadas.

Dentro del área de estudio hubo 49 árboles de sombra, indicando una densidad de 173 árboles por hectárea de cafetal. Todos tuvieron un diámetro a la altura de pecho mayor a 10 *cm* y el promedio de su altura fue 16 *m*, aunque los hubo en el rango entre 3 y 30 *m*. En orden descendente las especies más abundantes fueron Malombrillos (*Alchornea latifolia*, 16 *m* de altura en promedio), Nacaxtles (*Enterolobium cyclocarpum*, 21 *m*), Chalahuites (*Inga sp.*, 12



Figura 7.3: Cobertura del dosel durante las tres temporadas.

m), Nísperos (*Eriobotrya japonica*, 7 *m*) e Ixepes (*Trema micrantha*, 24 *m*). El área de las copas estuvo en el rango entre 50 y 100 m^2 , aunque hubo dos Malombrillos y dos Nacaxtles con áreas alrededor de 200 m^2 cada uno. Hubo un par de individuos de otras especies que no se clasificaron debido a su baja abundancia, entre ellos un *Ficus* de 25 *m* de altura y área de copa alrededor de 220 m^2 , cerca del límite sureste de la parcela. La cobertura del dosel varió estacionalmente, como se muestra en figura 7.2D. Todo el año hubo claros en el dosel y puntos con cobertura del 100%, aunque la proporción difirió entre temporadas. En condiciones secas-frías la mitad del cafetal tuvo una cobertura de dosel menor al 50% y únicamente en 10% de éste hubo cubiertas mayores al 75%. El promedio de la cobertura del dosel en la temporada seca-cálida fue de 86% y más de la mitad del cafetal tuvo coberturas mayores al 75%. Entre esta temporada y la húmeda-cálida la distribución espacial del dosel fue muy similar, el promedio aumentó a 90% y menos del 10% del cafetal tuvo coberturas menores al 50%.

7.2 Micro-meteorología del sitio

El promedio diario de la temperatura del aire al nivel del piso del cafetal fue 21.6 ± 4.1 (SD) °C en la temporada seca-fría, 24.6 ± 3.1 °C en la seca-cálida y 23.8 ± 2.2 °C en la húmeda-cálida (figura 7.6A). Conforme avanzaron las temporadas de muestreo el rango de valores de la temperatura del aire se estrechó. A pesar de que la primera temporada tuvo el promedio más bajo, tuvo dos de los días más calurosos del año. La temperatura del suelo (medida a -0.05 *m* de su superficie) mostró una tendencia creciente conforme las temporadas avanzaron. En comparación con la temperatura del aire, la del suelo fue ligeramente menor en la temporada seca-fría (19.4 ± 1.8 °C), similar en la seca-cálida (24.1 ± 1.5 °C) y mayor en la húmeda-cálida (28.3 ± 1.3 °C). Durante la temporada seca-fría el promedio del déficit de presión de vapor (VPD) fue 0.9 ± 0.6 *kPa* y sus valores estuvieron en el rango entre 0.16 y 2.5 *kPa*. El promedio incrementó ligeramente (1.0 ± 0.4 *kPa*) y el rango se estrechó (0.22 a 2.13 *kPa*) durante la temporada seca-cálida. En la última temporada el promedio fue de 0.8 ± 0.17 *kPa*, el máximo (1.07 *kPa*) fue cercano al promedio de la temporada anterior y el mínimo (0.32 *kPa*) ligeramente mayor al mínimo de las anteriores. La velocidad del viento (*u*) al nivel del piso del cafetal se muestra en el la figura 7.6C. Durante la temporada seca-fría el promedio de *u* fue el mayor (0.31 ± 0.05 ms^{-1}), seguido de la húmeda-cálida (0.24 ± 0.04 ms^{-1}) y la seca-cálida (0.18 ± 0.04 ms^{-1}). El rango recorrido de *u* en todas las temporadas fue el mismo, aunque sus valores mínimos y máximos no. La primer temporada tuvo valores entre 0.24 y 0.43 ms^{-1} , la segunda entre 0.10 y 0.29 ms^{-1} y la tercera de 0.13 a 0.33 ms^{-1} .

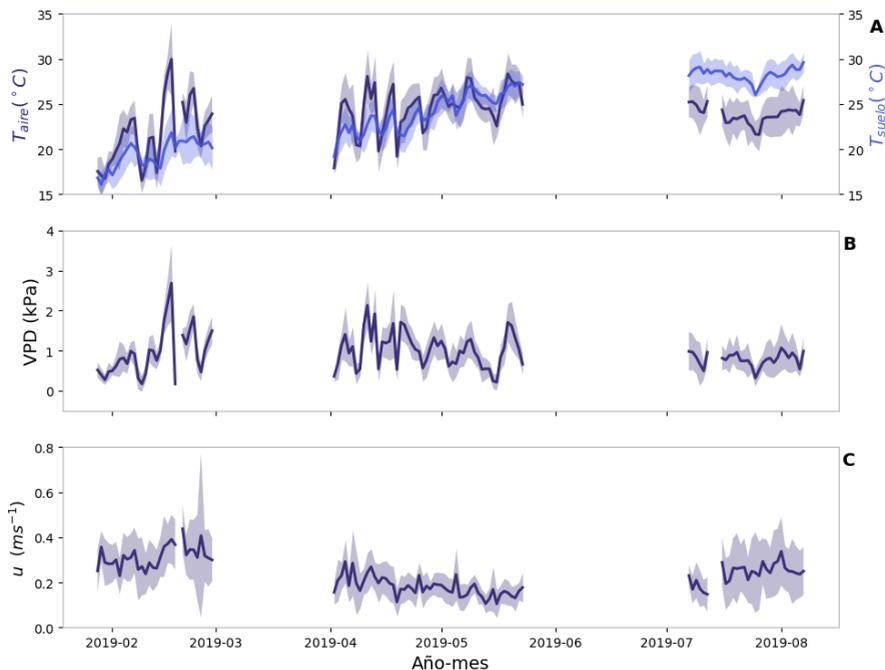


Figura 7.4: Promedios diarios (línea sólida) de la temperatura del aire (A), déficit de presión de vapor (B) y velocidad del viento (C) medidos a 0.45 m de la superficie del suelo. En A se muestra el promedio de la temperatura del suelo medida a -0.05 m de la superficie. El área más tenue representa ± 1 SD de cada variable.

7.3 Flujos de energía

Para centrar la discusión en las variaciones de los flujos y su relación con el cafetal y no en variaciones entre métodos, se optó por indicar los flujos de EC y RS de manera distinta. Los flujos de EC se reportan siempre inmediatamente después de los de RS y entre corchetes cuadrados (e.g. $15.2 [16.9] \text{ W m}^{-2}$).

Para analizar el efecto del dosel sobre la cantidad de radiación que alcanzó el piso del cafetal se estimó la razón entre la radiación neta al nivel del piso y sobre el dosel (figura 7.5). En todas las temporadas entre el 10 y 25 % de la radiación que llegó al tope del dosel alcanzó el piso del cafetal. Dicho de otra manera, los árboles de sombra filtraron del 75 al 90 % de la radiación que incidió sobre ellos. En la primer temporada la radiación neta al nivel del piso representó el 15 % de la medida sobre el dosel, en las restantes un 17 %. La primer temporada comenzó con un par de días donde la razón fue mayor al 15 %, después disminuyó y osciló entre este valor y 10 %. Durante la temporada intermedia, la mayor parte de los

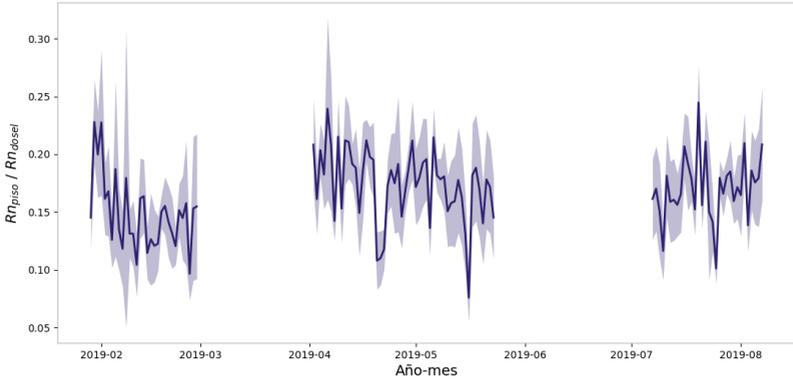


Figura 7.5: Promedio diario (línea) del porcentaje de radiación que incidió sobre el dosel de árboles de sombra y alcanzó el piso del cafetal. El área sombreada está delimitada por ± 1 SD de cada día.

días, llegó al piso del cafetal entre el 15 y 20 % de la radiación que incidió al tope del dosel. Un comportamiento similar hubo en la última temporada.

La figura 7.6 expone el promedio diario de los flujos de energía medidos al nivel del piso del cafetal, a lo largo de las tres temporadas de muestreo. El valor promedio diario de la radiación neta a nivel del piso durante la temporada seca-fría fue el más bajo ($60 \pm 43.5 \text{ Wm}^{-2}$), en las temporadas cálidas aumentó y fue cercano entre sí, $88 \pm 62.5 \text{ Wm}^{-2}$ en la seca y $93 \pm 64.4 \text{ Wm}^{-2}$ en la húmeda. A finales de la segunda temporada (mediados de mayo) y a mediados de la tercera (finales de julio) hubo dos picos negativos de R_n en que su valor promedio bajó hasta 20 Wm^{-2} . En términos del ciclo diario, la radiación estuvo en promedio en el rango de -5 a 110 Wm^{-2} en la temporada seca-fría y de -10 a 140 en las temporadas cálidas.

La mayor parte de la energía que alcanzó el piso del cafetal se utilizó en el flujo de calor latente. Durante la temporada seca-fría la magnitud de los flujos de λE y G fue similar, en las temporadas cálidas λE siempre fue mayor. En la temporada seca-fría su promedio fue 33.0 ± 13.1 [42.0 ± 15.1] Wm^{-2} . El promedio casi se duplicó en las temporadas cálidas y permaneció constante entre ellas, en la seca 68.8 ± 22.3 [62.6 ± 29.2] Wm^{-2} y en la húmeda 67.1 ± 19.8 [63.3 ± 18.7] Wm^{-2} . En general los flujos estuvieron en el rango entre 10 y 120 Wm^{-2} . En términos diarios (figuras 6.9 y 7.7) tuvieron un máximo bien definido alrededor de las 13:00 horas con valor cercano a 60 Wm^{-2} en la temporada seca-fría y 100 Wm^{-2} en las temporadas cálidas (figura 6.9). El siguiente flujo que más energía consumió fue el de calor en suelo. Éste tuvo su promedio más alto en la temporada seca-fría ($22.81 \pm 7.9 \text{ Wm}^{-2}$), seguido de la seca-cálida (19.84

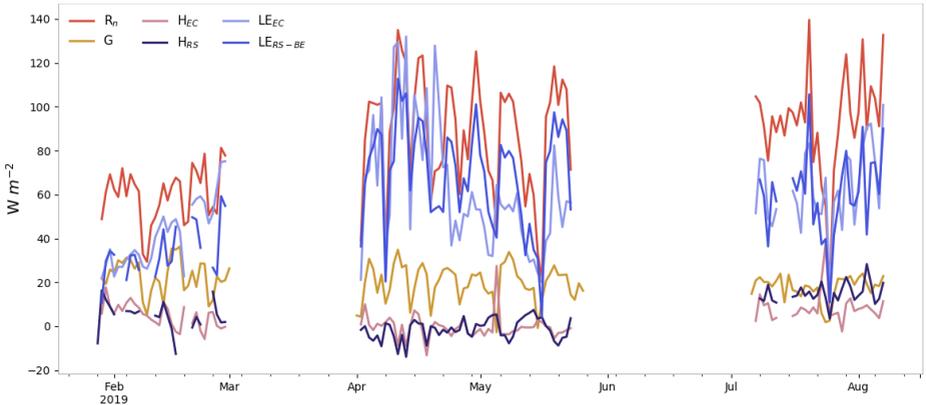


Figura 7.6: Flujos de radiación neta, de calor en suelo, calor sensible y latente medidos a 0.45 m de la superficie del suelo del cafetal orgánico bajo sombra.

$\pm 8.3 \text{ Wm}^{-2}$) y la húmeda-cálida ($17.69 \pm 5.6 \text{ Wm}^{-2}$). El valor máximo de G medido en las temporadas secas estuvo alrededor de 35 Wm^{-2} y fue mayor que el de la temporada húmeda-cálida (24 Wm^{-2}). En las temporadas secas G mostró un comportamiento relativamente periódico de aumento y reducción en ciclos de cinco días de duración, aproximadamente, acoplados positivamente con el comportamiento de R_n (figura 7.6). La relación fue menos evidente en la temporada húmeda y no existió en los días en que R_n presentó picos negativos. El ciclo diario de G estuvo bien definido en todas las temporadas, aunque su rango fue distinto. G comenzó el día, durante todas las temporadas, con flujos cercanos a 0 Wm^{-2} , a partir de los cuales incrementó hasta alcanzar un máximo alrededor de las 11:30 horas (figura 7.7). La magnitud del pico diario fue, casi, dos veces más grande en condiciones secas-frías (50 Wm^{-2}) que durante las temporadas cálidas ($\sim 30 \text{ Wm}^{-2}$). En todas las temporadas el flujo de calor sensible fue el que tuvo mayor cantidad de flujos negativos y menor magnitud. Su valor osciló entre -10 y 20 Wm^{-2} . El promedio de H en la temporada seca-fría fue de 5.4 ± 7.4 [4.9 ± 5.4] Wm^{-2} . Aproximadamente la mitad de los periodos tuvieron flujos negativos durante la temporada seca-cálida, resultando en una disminución del promedio a -1.0 ± 3.4 [-0.4 ± 5.5] Wm^{-2} . En la temporada húmeda-cálida el comportamiento fue totalmente distinto y más del 75% de los periodos fueron mayores a 5.0 Wm^{-2} , por lo que el valor del promedio estacional fue mayor (8.3 ± 2.6 [8.6 ± 7.1] Wm^{-2}). En general, las primeras horas de medición (8:00 a 10:00) estuvieron caracterizadas por flujos negativos a partir de los cuales H incrementó hasta alcanzar su pico diario, para después disminuir y tener un pico de menor magnitud alrededor de las 17:00 horas (figuras 6.7 y 7.7). Sorprendentemente en las temporadas cálidas, alrededor de medio día, el flujo

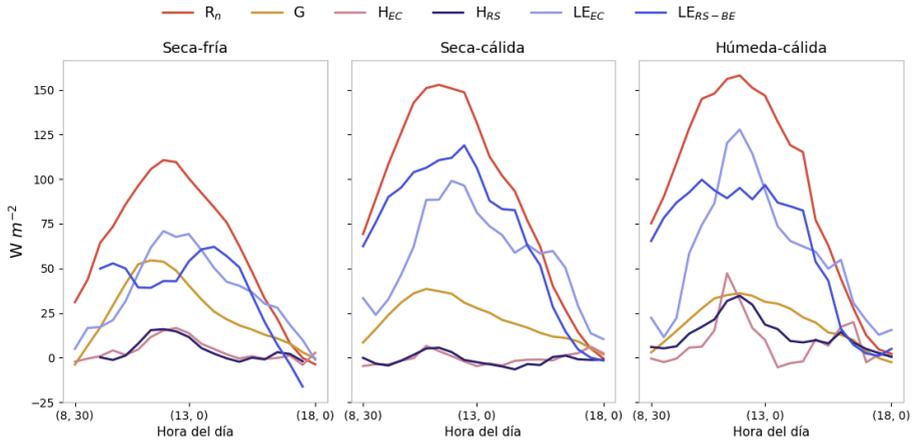


Figura 7.7: Ciclos diurnos promedio de los flujos de radiación neta, calor latente y sensible del aire y calor del suelo medidos al nivel del piso del cafetal orgánico bajo sombra, agrupados por temporada.

de H disminuyó abruptamente y algunos días fue negativo.

7.4 Flujos de agua

En la figura 7.8 se expone el comportamiento, en todas las temporadas, de la evapotranspiración del piso del cafetal estimada con los métodos de EC y RS-BE, de la precipitación medida por arriba del dosel y del contenido volumétrico de agua medido a 5 *cm* de profundidad. Para estimar la ET del piso de cafetal se dividieron los flujos de calor sensible entre la constante de vaporización del agua y se hicieron las conversiones pertinentes.

Desde el inicio del 2019 hasta el 7 de agosto del mismo año (fin de la última temporada de muestreo), sobre el dosel se estimó una precipitación acumulada de 786 *mm* (i.e. línea tenue en la gráfica 7.8A). La lluvia durante la temporada seca-fría representó el 5% (39 *mm*) de la precipitación mencionada anteriormente, mientras la registrada en las temporadas seca-cálida y húmeda-cálida representaron, respectivamente, 22% (172 *mm*) y 30% (235 *mm*). Durante la primera temporada en un día precipitó el 62% (24 *mm*) de la lluvia total de la temporada, el resto se debió a un par de días con precipitación acumulada menor a 10 *mm*. Estas lluvias puntuales continuaron en la temporada intermedia, en que tres eventos contribuyeron al 86% de la precipitación, principalmente un día en que se acumularon 76 *mm* (44%). Este día fue el de mayor precipitación acumulada de todas las temporadas de muestreo. A diferencia de las temporadas secas, en la húmeda-cálida se registró una precipitación de al menos 5 *mm* casi

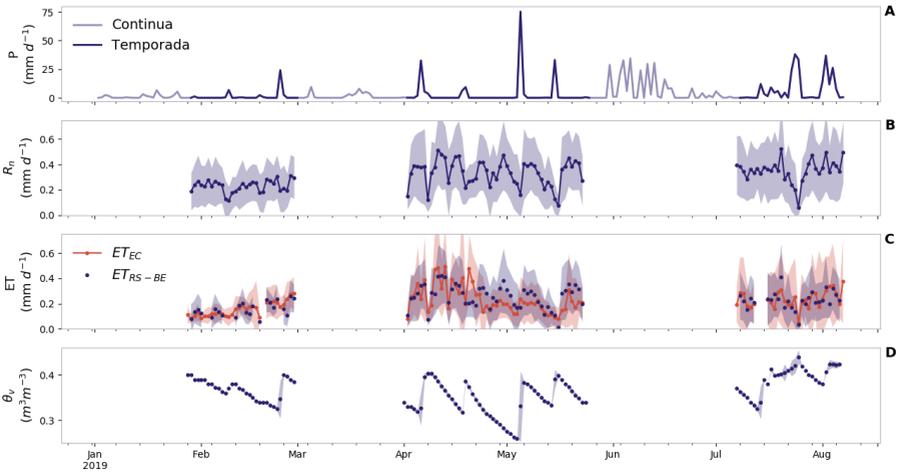


Figura 7.8: Precipitación total por día medida arriba del dosel de árboles de sombra (A). B: Radiación neta a nivel del piso. C: Promedio diario (puntos) de la evapotranspiración del piso del cafetal, estimada con eddy-covarianza (EC) y renovación superficial-balance de energía (RS-BE), el área sombreada representa ± 1 SD de cada variable. D: humedad volumétrica del suelo a -0.05 m de su superficie.

todos los días. Al inicio de la temporada las precipitaciones acumularon menos de 10 mm por día y a partir del 22 de julio, alrededor de 30 mm. El contenido volumétrico de agua en suelo (θ_v) reflejó un patrón evidentemente influenciado por la radiación neta y la precipitación, aun cuando las lluvias fueron ligeras (figura 7.8D). Incluso en la temporada húmeda, debido a las frecuentes precipitaciones, θ_v se mantuvo relativamente constante y fue el más alto del año. Por su parte, la evaporación del suelo en la primera temporada estuvo caracterizada por un aumento progresivo, con valores cercanos a 0.1 mm d^{-1} al inicio y a 0.3 mm d^{-1} al final. Su promedio fue 0.15 ± 0.05 [0.15 ± 0.05] mm d^{-1} . Durante las temporadas cálidas el promedio aumentó ligeramente a 0.26 ± 0.08 [0.23 ± 0.11] mm d^{-1} en la seca y 0.25 ± 0.07 [0.24 ± 0.07] mm d^{-1} en la húmeda. En términos estacionales, la ET acumulada en la temporada seca-fría fue de 3.6 [4.8] mm, en condiciones secas-cálidas 13.3 [12.1] mm y en húmedas-cálidas 6.8 [6.8] mm. En proporción de la precipitación acumulada por día medida arriba del dosel, la ET del piso del cafetal representó el 9 [12] % en la temporada seca-fría, 8 [7] % en la seca-cálida y 3 [3] % en la húmeda-cálida. En condiciones secas-frías y de suelo semi-desnudo la evaporación del suelo aumentó progresivamente mientras disminuyó el contenido de humedad en suelo. Aunque los eventos de lluvia fueron escasos en esta temporada, aumentaron el contenido de agua en

suelo pero no tuvieron un efecto apreciable en la evaporación. En general, la ET del suelo del cafetal siguió de cerca el comportamiento de R_n y aparentemente no estuvo limitada por el contenido de agua en suelo.

IV Discusión

8 Desempeño del método de renovación superficial - balance de energía

En la literatura no se han encontrado reportes de la implementación del método de renovación superficial en condiciones similares. Para evaluar nuestros resultados escogimos artículos con altura de medición o vegetación similares o debajo de doseles sintéticos. Debido a los cambios estacionales de la cubierta del piso, los valores de la primera temporada fueron comparables con estudios en condiciones de suelo desnudo y las temporadas restantes contra estudios con cobertura vegetal (figura 7.2).

8.1 Parámetro alfa

A pesar de las condiciones complejas del sitio, el desempeño del método de EC fue bueno, permitió validar RS y obtener un subconjunto de periodos para estimar el parámetro α . El cierre de balance de energía con los flujos de EC fue de entre 70 y 90 % (figura 4.1), estuvo en concordancia con el 80 % encontrado en distintos sitios alrededor del mundo y con el obtenido sobre el suelo de un cafetal convencional cercano, cuyo balance anual fue del 70 % y $EBR=0.96$ (Aubinet *et al.*, 2012; Holwerda y Meesters, 2019). Resultado de una subestimación de H_{EC} o λE_{EC} , la suma de los flujos turbulentos fue menor a la energía disponible. Es importante considerar lo anterior debido a que cualquier error en H_{EC} se propagó a la constante α . Adicionalmente, debido al rango de horas definidas que tuvieron los datos de buena calidad de EC (figura 5.2), los periodos utilizados para estimar α estuvieron sesgados respecto a las horas de día que representaron.

Los valores de α calculados a partir del termopar no cambiaron estacionalmente en respuesta a las mismas variaciones ambientales o técnicas que los de referencia. Las constantes estimadas a partir del termopar estuvieron entre 0.3 y 1, mientras que las del anemómetro siempre fueron mayores a 1 (tabla 6.2). Más aun, los valores de α obtenidos con el termopar fueron, en general, más bajos que los reportados en la literatura para condiciones de altura de medición o tipo de cubierta similar y sin dosel (tablas 6.2 y 8.1). En cambio, las α estimadas a par-

tir del anemómetro estuvieron en concordancia con las de condiciones de suelo desnudo y fueron mayores que las reportadas para suelos con superficie vegetada y sin dosel. Sin embargo, las constantes estimadas con ambos sensores estuvieron en el rango de valores reportados sobre cultivos de plátano o pimiento, bajo doseles sintéticos (Mekhmandarov *et al.*, 2015). Considerando estos resultados y los propios, no se encontró una relación consistente entre la variación estacional de α y la de la vegetación del piso o dosel.

En cambio, la compensación por atenuación de altas frecuencias de la señal del termopar tuvo un efecto sobre los valores de α . Tras la compensación aumentó el ruido de la señal (figura 6.1), ocasionando una sobrestimación en los valores de la función de estructura cúbica (figura 4.9), resultando en flujos sobrestimados (ecuaciones 4.11 y 4.12). Consecuencia de lo anterior, los valores de α del termopar siempre fueron menores a 1 y más bajos que los del anemómetro. Es posible que la sobrecorrección de la señal haya sido consecuencia de valores altos de τ (figura 4.3), resultado de las bajas velocidades del viento medidas en este nivel (figura 7.4C). Por otra parte, una de las principales ventajas de la compensación radica en que el valor de alfa tiende a 0.5, simplificando la implementación del método (Shapland *et al.*, 2014). Sin embargo, no en todas las temporadas ocurrió (tabla 6.2). Por todo lo anterior, se aconseja utilizar termopares delgados (0.013 mm) y evitar la compensación de la señal del termopar.

En la literatura se considera que el signo de la amplitud de los eventos de renovación está relacionado con la estabilidad atmosférica, positivo para condiciones inestables y negativo para estables (ver e.g. Paw U *et al.*, 1995; Snyder *et al.*, 2006; Shapland *et al.*, 2014; Hu *et al.*, 2018). Al nivel del piso y por debajo de un dosel vegetal esta interpretación puede no ser válida en todo momento. Por ejemplo, condiciones atmosféricas inestables (que implicarían $a > 0$) favorecen

Superficie	z (m)	h (m)	α	Referencia
Suelo desnudo	0.03	0.0	1.88	Duce <i>et al.</i> (1997)
Suelo desnudo	0.01 a 0.07	0.03	0.69	Chen <i>et al.</i> (1997b)
Acolchado	0.07 a 0.13	0.1	0.51	Chen <i>et al.</i> (1997b)
Pasto	0.1 y 0.6	0.1	1.16 y 0.98	Snyder <i>et al.</i> (1996)
Pasto	0.4	0.1	0.97	Duce <i>et al.</i> (1997)
Pasto	1.0	0.25	0.45	Snyder <i>et al.</i> (2006)
Arroz	0.3 a 0.9	0.05 a 0.68	1.5	Moratiel y Martinez-Cob (2011)

Cuadro 8.1: Valores del parámetro α reportados en la literatura para alturas de medición z o vegetación h similares a las del presente estudio ($z=0.45$ m y $h=0.05, 0.13$ y 0.18 m). Todos los cultivos fueron a cielo abierto y todos los estudios fueron previos al de Shapland *et al.* (2014), por lo que las señales no fueron compensadas.

el ascenso de vapor de agua desde todas las superficie húmedas y plantas del cafetal, si la evaporación es muy alta puede resultar en enfriamiento de la superficie del suelo, lo cual implicaría un flujo de calor sensible negativo, con $a < 0$. Aunque lo anterior no siempre sucede, fue observado en nuestras mediciones y sugiere cautela al interpretar directamente los resultados de RS en condiciones similares. Implica que es poco apropiado separar los flujos según el signo de la amplitud para estimar α en condiciones similares y sugiere utilizar una prueba más formal para determinar la estabilidad atmosférica. Además, no hubo una diferencia apreciable entre los α estimados considerando todos los datos y aquellos de amplitud positiva, debido a que hubieron pocos periodos de H_{EC} con buena calidad que coincidieran con periodos de H_{RS} cuya amplitud fuera negativa (tabla 6.2).

8.2 Retraso óptimo para estimar $S(r)^n$

Los valores de r estimados por el anemómetro y el termopar compensado por geometría cilíndrica estuvieron en consistencia con los reportados en la literatura para tipos de cubierta similares (Snyder *et al.*, 1996; Duce *et al.*, 1997; Chen *et al.*, 1997b; Moratiel y Martínez-Cob, 2011). Sin embargo utilizar termopares gruesos y la posterior compensación de su señal también tuvo efectos negativos sobre la determinación del retraso óptimo. En la primera temporada se utilizó un termopar grueso y el valor de r inferido a partir de la serie del termopar sin compensar fue 16 veces más grande que la referencia (tabla 6.1). Al utilizar un termopar más delgado, en las campañas restantes, el valor fue únicamente tres veces mayor. Tras compensar la señal por geometría cilíndrica, el retraso inferido fue más cercano a la referencia, pero siempre menor. En este sentido, se reafirma la sugerencia de utilizar termopares delgados. Por otra parte, tanto la frecuencia característica inferida a partir de los coespectros de EC, como la duración de los eventos de RS, mostraron que los eddies responsables del transporte fueron de las mismas dimensiones en todas las temporadas (figuras 5.1 y 6.3). Estos resultados sugieren que basta con estimar r una única vez; además el método mostró estar fuertemente controlado por α y no por la elección de r .

8.3 Desempeño del método de renovación superficial

A pesar de la baja magnitud de H al nivel del piso del cafetal, el método de RS fue suficientemente sensible para capturar su variación estacional. Los flujos estimados concordaron con los de EC, tanto en periodos de 30 minutos, como en promedios diarios y estacionales (figuras 6.7 y 6.6). En contraste con la literatura, los flujos de H_{RS} fueron de menor magnitud que los reportados en condiciones

de cobertura de suelo similares y sin dosel (tabla 8.2). El rango de valores de los flujos de H_{EC} y $H_{RS}(T_{sonic})$ fue más amplio, en todas las temporadas, que el de los flujos de $H_{RS}(T_{termo})$. Lo anterior muestra que el método de RS fue suficientemente sensible para capturar las variaciones en condiciones complejas pero evidencia que la atenuación o compensación de la señal del termopar pudo reducir el rango de valores de los flujos de H . A pesar de que hubo un periodo (mayo) en que los promedios diarios de λE calculados con los métodos de balance de energía fueron mayores a los de EC, en general los flujos fueron similares en magnitud y variación, en todas las escalas de tiempo (figuras 6.9 y 6.8). Los flujos de λE_{RS-BE} estuvieron en el rango de valores reportado para vegetación de la misma altura y sin dosel (tabla 8.2). Por tanto, se puede afirmar que el método de RS-BE es una buena alternativa para estimar los flujos de H y λE cerca de la superficie del suelo de un sistema agroforestal complejo.

Durante todas las temporadas el promedio de duración de los eventos de renovación fue aproximadamente de 80 segundos (figura 6.3). Esta estimación es alta al compararla con la duración de eddies característicos entre 1 y 10 segundos inferida a partir de los coespectros de EC (figura 5.1C). Chen *et al.* (1997a) mostraron que el modelo de van Atta sobrestima la duración de los eventos de renovación en un factor de entre 2 y 4 (sin ningún tipo de compensación de la señal). En este sentido la duración de los eventos es coherente, aunque aun sobrestimada.

El cierre de balance de energía fue más que aceptable en todas las temporadas, lo cual también reflejó que las estimaciones de radiación neta y flujo de calor en suelo fueron representativas. A pesar de ello y del buen funcionamiento del método de RS-BE, una limitación importante para su implementación, es la correcta estimación de R_n debajo del dosel. La estrategia implementada para tener mediciones de R_n espacialmente representativas implicó un esfuerzo

Superficie	h	H_{RS}		λE_{RS-BE}		Referencia
		min	max	min	max	
Suelo desnudo	0.03	-10.0	110.0	-	-	Chen <i>et al.</i> (1997b)
Acolchado	0.10	-50.0	300.0	-	-	Chen <i>et al.</i> (1997b)
Pasto	0.10	-10.0	100.0	50.0	350.0	Snyder <i>et al.</i> (1996)
Pasto	0.25	0.0	150.0	0.0	50.0	Snyder <i>et al.</i> (2006)
Arroz	0.05 a 0.68	-50.0	50.0	0.0	400.0	Moratiel y Martinez-Cob (2011)

Cuadro 8.2: Flujos mínimos y máximos de calor latente H_{RS} y sensible λE_{RS-BE} reportados en la literatura para condiciones de cobertura de suelo y/o altura de la vegetación (h) similares a las del presente estudio. Los flujos están en unidades de Wm^{-2} y h en metros. Los valores fueron inferidos a partir de las gráficas de cada artículo, no todos reportaron λE_{RS-BE} .

considerable. Para conocer la radiación a este nivel la ecuación 4.19 requiere mediciones continuas de la radiación neta por arriba del dosel y una estimación periódica del índice de área foliar del mismo. Utilizando fotografía hemisférica satisfactoriamente se puede conocer el LAI del dosel de un sistema agroforestal (ver e.g. Mauro-Dias *et al.*, 2017; Khairiah *et al.*, 2017). Una buena alternativa consistiría en instalar en la torre de medición una cámara digital con un lente de ojo de pescado y programarla para que continuamente tome fotos, o en su defecto tomar fotos continua y manualmente. A partir de las cuales se podría estimar un promedio mensual de LAI del dosel y en conjunción con un radiómetro arriba del dosel, estimar la radiación al nivel del piso. Otra manera de implementar el método consistiría en obtener mediciones del flujo de G en una mayor cantidad de puntos. Para conservar económico el método, podría estimarse utilizando muchos sensores de temperatura del suelo a una sola profundidad, siguiendo el método de Hsieh *et al.* (2009). En éste el comportamiento diurno de G es modelado a partir de la temperatura medida a una sola profundidad, asumiendo que hay un momento del día en que el flujo es igual a cero. Este momento es necesario para iniciar la integración temporal de la temperatura y estimar G , usualmente ocurre de madrugada o primeras horas de la mañana y en el cafetal se presentaron las condiciones. Posteriormente, los valores obtenidos a una profundidad podrían ser compensados por los cambios en el almacenamiento de calor en la capa más superficial del suelo, utilizando el método de Wang y Bou-Zeid (2012), en el cual el flujo de G es corregido únicamente en función de la difusividad térmica del suelo. La gran ventaja es que en ausencia de mediciones, ésta puede considerarse constante debido a que no depende fuertemente del contenido de agua en el suelo, como la capacidad calorífica necesaria en la ecuación 4.21. Finalmente, para tener mediciones representativas de una mayor área, se antoja utilizar muchos termopares para estimar H . Lo anterior parece posible, ya que el trabajo de Hayman *et al.* (2019) mostró que el valor de α no cambia en función de la huella flujo y nuestros resultados sugieren que no es influenciado por variaciones en la cobertura del piso o dosel.

9 Flujos de energía y agua del piso de un cafetal orgánico bajo sombra

9.1 Efecto del dosel sobre la energía disponible al nivel del piso

El dosel estuvo compuesto por árboles con follaje perenne (e.g. Ixpepe, Níspero, Malombrillo) y caducifolio (e.g. Nacaxtle, Chalahuite). Los primeros mantuvieron la cobertura del dosel alrededor del 40 % en la temporada seca-fría (figura 7.2). Durante las temporadas cálidas todos los árboles de sombra tuvieron hojas y la cobertura del dosel aumentó a más del 85 %. La radiación neta medida al nivel del piso del cafetal representó entre el 10 y 25 % de la medida sobre el dosel de árboles de sombra durante todo el año (figura 7.5), valor en consistencia con el reportado en un cafetal cercano con mismo porcentaje de cubierta del dosel (Holwerda y Meesters, 2019). A pesar de que la cubierta del dosel fue la menor durante la temporada seca-fría, la razón de radiación neta medida al nivel del piso, respecto a la medida por arriba del dosel, fue igual a la de las demás temporadas. Lo anterior debido a que los momentos de menor cobertura del dosel coincidieron con aquellos en que el ángulo cenital fue grande y la energía que llegó al tope del dosel fue la menor. En cambio, cuando el ángulo cenital fue menor y una mayor cantidad de energía llegó al cafetal, ésta fue reflejada y filtrada por un dosel muy cerrado. En términos de la radiación saliente, una mayor cantidad pudo abandonar el cafetal cuando el dosel estuvo descubierto, opuesto a cuando estuvo cerrado. Las mediciones de R_n , flujo de G y evapotranspiración del suelo del cafetal fueron de magnitud similar a las medidas cerca de la superficie del suelo de bosques de pino, roble o abeto (Baldocchi y Meyers, 1991; Wilson *et al.*, 2000; Ogée *et al.*, 2001; Schaap y Bouten, 1997). Lo anterior a pesar de que LAI del dosel en estos bosques es dos o tres veces más grande que en nuestro sitio. La explicación puede radicar en la estructura del dosel. Mientras las copas de los árboles de estos bosques tienen forma cónica, las del cafetal fueron, en su mayoría extendidas, de distintas alturas y su área promedio fue de $75 m^2$, aunque las hubo de hasta $200 m^2$. En consecuencia, la sombra del dosel cubrió

la superficie del suelo homogéneamente y no por parches, como puede ocurrir en los bosques. Resultando en valores similares de energía disponible cerca de la superficie del suelo a pesar de tener menos hojas en el dosel.

9.2 Flujos de agua y energía

Las prácticas de manejo tuvieron un efecto sobre los flujos de agua y energía a nivel del piso del cafetal bajo sombra. Durante la primer temporada los flujos de calor del suelo y de calor latente fueron de magnitud similar, en las restantes el flujo de λE fue casi dos veces más grande (figuras 7.6 y 7.7). El aumento en el flujo de λE se atribuyó al crecimiento de la vegetación del piso, ya que durante las temporadas cálidas cubrió alrededor del 80 % de la superficie del suelo y el valor de LAI fue cuatro veces más grande que en la temporada seca-fría, cuando la componente de evaporación del suelo debió ser dominante (figura 7.2). La ET del suelo no pareció estar limitada por el contenido de agua en suelo pero sí por la energía disponible en este nivel (figura 7.8).

La proliferación de las hierbas conllevó una disminución en los flujos de H y G . Los flujos negativos de H a medio día fueron interpretados como consecuencia de un enfriamiento de la superficie, originado porque la ET consumió la energía disponible para flujos turbulentos (figura 7.7). A pesar de que en las temporadas cálidas la cobertura del suelo y del dosel fue la misma, el promedio estacional de H fue ocho veces mayor en la húmeda que en la seca (figuras 7.2 y 6.7). En la temporada seca la demanda atmosférica por vapor de agua fue mayor que en la húmeda (figura 7.4), el piso evapotranspiró hasta que consumió la energía disponible para flujos turbulentos, resultando en una mayor cantidad de flujos de H negativos y el promedio estacional más bajo (figuras 6.3 y 6.7). Posteriormente, en la temporada húmeda-cálida, la temperatura del aire se mantuvo constante respecto a la temporada anterior, el VPD fue menor, la ET se mantuvo relativamente constante entre días y más del 80 % de los flujos de H fueron positivos. El valor de H_{RS} fue más bajo que el reportado en la literatura para tipos de cubierta similares sin árboles de sombra (tabla 8.2). Lo anterior pudo ser consecuencia de la sombra del dosel y de que la ET del suelo consumió energía que de otra manera hubiera sido utilizada en el flujo de H . Lo que se reflejó en que el flujo de λE_{RS} no se alterará y tuviera valores similares a los que tuvieron plantas de altura similar y sin dosel (tabla 8.2). En contraste a nuestro sitio, el flujo de H medido cerca de la superficie del suelo de un bosque caducifolio fue grande, pues en algunas ocasiones representó hasta el 65 % del flujo total del bosque (Wilson *et al.*, 2000). De manera similar, cerca de la superficie del suelo, cubierta por hojarasca, de un bosque de pinos y robles se encontró que el flujo de H fue mayor que el de λE (Baldocchi y Meyers, 1991). En comparación con nuestros resultados, en los que los flujos de λE fueron mucho mayores que los

de H , sugieren que la presencia de hierbas modifica la forma en que la energía se distribuye a este nivel. Por otra parte, el cambio estacional en el flujo de G también fue interpretado en función del cambio de cobertura del suelo. A pesar de que la energía fue mayor en las temporadas cálidas, el flujo de G disminuyó a casi la mitad, respecto a la seca-fría. Posiblemente porque una menor cantidad de energía alcanzó la superficie del suelo debido a que fue interceptada por un dosel más cubierto y por la densa capa de hierbas, que la utilizaron para transpirar, resultando en un aumento en el flujo de λE y una disminución del de G . En las temporadas cálidas el promedio estacional y el comportamiento diario de G se mantuvieron constantes porque la vegetación del piso y del dosel también. Durante la primera temporada el flujo de G consumió alrededor del 40% de la energía disponible a este nivel, mientras que en las temporadas restantes disminuyó a un 20%. Los porcentajes fueron similares al medido sobre el suelo, cubierto por una capa dispersa de pastos y hojarasca, de un cultivo de pinos (Ogée *et al.*, 2001). Este análisis vislumbra que la práctica orgánica de dejar crecer hierbas en el cafetal bajo sombra tiene un impacto sobre el comportamiento de los flujos de energía cerca de la superficie del suelo.

Las hierbas también tuvieron un efecto sobre los almacenes y flujos de agua cerca de la superficie del suelo. En comparación con la literatura, la ET del piso del cafetal orgánico fue similar a la medida sobre un suelo con cubierta de hojarasca en un bosque caducifolio y uno de abetos (Wilson *et al.*, 2000; Schaap y Bouten, 1997). El flujo de λE del cafetal fue casi cuatro veces mayor que el medido sobre el suelo de un bosque de pinos y robles (Baldocchi y Meyers, 1991). Además, la ET del piso estuvo en el mismo rango de valores que la evaporación del suelo de un cafetal convencional cercano (figura 9 en Holwerda y Meesters, 2019). En el cafetal orgánico la ET del suelo pareció estar limitada por la energía disponible y no por el contenido de agua en suelo (figura 7.8), en cambio, en el cafetal convencional la evaporación del suelo estuvo limitada por el contenido de agua del suelo en la temporada seca (Holwerda y Meesters, 2019). Durante la época húmeda, la evaporación estuvo limitada por la energía y después de un día con lluvia la mayor parte se consumió en deshidratar la hojarasca, disminuyendo la pérdida de humedad del suelo (figura 10 en Holwerda y Meesters, 2019). El efecto de la hojarasca en reducir E se acentuó debido a las altas y frecuentes precipitaciones en la región durante los meses húmedos (ver e.g. figura 7.8A). Por tanto, el efecto benéfico de la hojarasca en disminuir la evaporación del suelo dependió fuertemente de la frecuencia de la precipitación. En contraste, la ET del piso del cafetal orgánico se mantuvo constante porque la energía disponible y LAI del piso y del dosel también, además las hierbas siempre tuvieron acceso a la humedad del suelo. A pesar de que pareció haber una relación entre un aumento en ET después de días con lluvia, su comportamiento pareció estar más ligado a la nubosidad y su efecto en R_n (figura 7.8). Estos resultados están en sintonía

con los de un estudio comparativo de la humedad de suelo en cultivos de cacao a sol directo o en sistema agroforestal, bajo prácticas orgánicas o convencionales (Niether *et al.*, 2017). Encontraron que la transpiración del estrato herbáceo en un sistema orgánico bajo sol no tuvo un efecto negativo en el contenido de humedad de suelo, si se le compara con una parcela de suelo desnudo o un cultivo de cacao bajo sol y manejo convencional. Además las hierbas disminuyeron la temperatura superficial del suelo en el sistema agroforestal, pero fueron menos eficientes que la sombra del dosel en reducir la evaporación del suelo. En conjunción con nuestros resultados, se vislumbra que la cubierta vegetal no tiene un efecto negativo en la cantidad de agua que el suelo libera en un sistema agroforestal, pero sí modifica las rutas de los flujos. Mas aún, Holwerda y Meesters (2019) reportaron que la evaporación del suelo consumió 8-9% de la lluvia medida por arriba del dosel de árboles de sombra, sin especificar variaciones estacionales. En el caso del cafetal orgánico se encontró que conforme la cantidad de precipitación aumentó, la proporción de ésta que fue consumida por la ET del piso disminuyó, variando entre 9 y 3% en temporadas secas y húmedas, respectivamente. Resulta imposible saber si estas variaciones existieron también en el cafetal convencional o si estuvieron relacionadas con la vegetación del piso del cafetal orgánico y su respuesta a las condiciones ambientales. En caso de que la hojarasca no regule de manera similar la cantidad de agua liberada por el piso, sería un indicador de la eficiencia de la capa de vegetación en disminuir la pérdida durante el año.

9.3 Implicaciones para el manejo de sistemas agroforestales orgánicos

En términos energéticos, la mejor forma de disminuir la pérdida de humedad del suelo es implementar una estrategia que aumente el flujo de H para que el de λE tenga menos energía disponible (e.g. hojarasca). Opuesto a esta estrategia y consecuencia de las prácticas orgánicas, en el cafetal el flujo de λE fue mucho mayor que el de H . Las componentes de la ET del piso pueden concebirse en primera instancia como una pérdida en términos de producción, debido a que el recurso hídrico del suelo es liberado a la atmósfera sin haber pasado por la transpiración (producción de biomasa) de los cafetos. Adicionalmente en cafetales con bajo o nulo uso de agroquímicos el rendimiento del cultivo puede ser menor de año a año, lo cual puede resultar en menor ganancia económica para el productor (Moguel y Toledo, 1998; DaMatta, 2004). Para sobrepasar esta dificultad podría sembrarse una variedad comercialmente redituable (de consumo humano o animal) o que sea favorable para compostaje o fije nitrógeno (e.g. soja perenne, Niether *et al.*, 2017) y con ello reduzca el gasto en insumos externos o aumente los beneficios para el agricultor. Además se ha reportado que la implementación de una capa de hierbas afectó positivamente la porosidad del suelo

en cafetales de Indonesia (Afandi *et al.*, 2003). En este sentido la elección de la cubierta vegetal debe considerar la altura de ésta para que no compita por radiación con los cafetos. Si se utiliza un cultivo de ciclo corto, podría creerse durante la temporada húmeda, cuando el dosel limita y mantiene constante la transpiración del piso y ésta representa un porcentaje mínimo de la precipitación, asegurando que no compite con los cafetos (o el cultivo de principal interés) por la humedad del suelo. Un beneficio adicional observado fue que las hierbas sirven como refugio a insectos y pequeños anfibios y reptiles.

Referencias

- Afandi, Manik, K. T., Rosadi, B., Utomo, M., Senge, M., Adachi, T., y Oki, Y. (2003). Soil physical properties under coffee trees with different weed management in an hilly humid tropical area of Lampung, South Sumatra, Indonesia. *J.Jpn.Soc.SoilPhys*, 92:3–16.
- Atangana, A., Khasa, D., Chang, S., y Degrande, A. (2014). *Tropical Agroforestry*. Springer. 380 p.
- Aubinet, M., Vesala, T., y Papale, D., editores (2012). *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*. Springer. 438 p.
- Baldocchi, D., Hicks, B., y Meyers, T. (1988). Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gasses With Micrometeorological Methods. *Ecology*, 69:1331–140.
- Baldocchi, D. D. y Meyers, T. P. (1991). Trace Gas Exchange Above the Floor of a Deciduous Forest 1 . Evaporation and CO₂ Efflux. *Journal of Geophysical Research*, 96:7271–7285.
- Bonham, C. D. (2013). *Measurements for terrestrial vegetation*. Wiley-Blackwell. Segunda edición. 246 p.
- Burba, G. (2013). *Eddy covariance method*. LI-COR. 331 p.
- Caratti, J. F. (2006). Point intercept sampling method. Technical report, USDA Forest Service. RMRS-GTR-164-CD.
- Chen, W., Novak, M. D., y Black, T. A. (1997a). Coherent eddies and temperature structure functions for three contrasting surfaces. part I: ramp model with finite microfront time. *Boundary-Layer Meteorology*, 84(1977):99–123.
- Chen, W., Novak, M. D., y Black, T. A. (1997b). Coherent eddies and temperature structure functions for three contrasting surfaces. Part II : Renewal model for sensible heat flux. *Boundary-Layer Meteorology*, 84:125–147.

- Daamen, C. C., Simmonds, L. P., Wallace, J. S., y Laryea, K. B. (1993). Use of microlysimeters to measure evaporation from sandy soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, 65:159–173.
- DaMatta, F. M. (2004). Ecophysiological constraints on the production of shaded and unshaded coffee: a review. *Field Crops Research*, 86:99–114.
- Duce, P., Spano, D., y Snyder, R. (1997). Effect of different fine-wire thermocouple design on high frequency temperature measurement. In: AMS 23rd Conf. on Agricultural and Forest Meteorology, Albuquerque, NM, November 2–6, 1998. pp. 146–147.
- Eugster, W. y Merbold, L. (2015). Eddy covariance for quantifying trace gas fluxes from soils. *SOIL*, 1:187–205.
- Fan, S. M., Wofsy, S. C., Bakwin, P. S., Jacob, D. J., y Fitzjarrald, D. R. (1990). Atmosphere-biosphere exchange of CO₂ and O₃ in the Central Amazon Forest. *Journal of Geophysical Research*, 95:16851–16864.
- Foken, T. y Wichura, B. (1996). Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric For Meteorol*, 78:83–105.
- Gao, W., Shaw, R. H., y Paw U, K. T. (1989). Observation of Organized Structure in Turbulent Flow Within and Above a Forest Canopy. *Boundary-Layer Meteorol.*, 47:349–377.
- Hayman, N., Lukyanov, V., y Tanny, J. (2019). Effects of variable fetch and footprint on surface renewal measurements of sensible and latent heat fluxes in cotton. *Agricultural and Forest Meteorology*, 268:63–73.
- Hernández Mares, P., Acosta, J., y Ruiz, M. (2019). Productores de café luchan contra la crisis climática en México. <http://cientificodigital.mx/especiales/productores-de-cafe-contr-la-crisis-climatica/> Fecha de consulta: 17-Jul-2020.
- Holwerda, F., Bruijnzeel, L., Barradas, V., y Cervantes, J. (2013). The water and energy exchange of a shaded coffee plantation in the lower montane cloud forest of Central Veracruz, Mexico. *Agricultural and Forest Meteorology*, 173:1–13.
- Holwerda, F. y Meesters, G. (2019). Soil evaporation in a shaded coffee plantation derived from eddy covariance measurements. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 124. doi: /10.1029/ 2018JG004911.
- Hsieh, C.-I., Huang, C.-W., y Kiely, G. (2009). Long-term estimation of soil heat flux by single layer soil temperature. *Int J Biometeorol*, 53:113–123.

- Hu, Y., Buttar, N. A., Tanny, J., Snyder, R. L., Savage, M. J., y Lakhari, A. (2018). Surface renewal application for estimating evapotranspiration: a review. *Advances in Meteorology*, p. 11. doi: 10.1155/2018/1690714.
- Jonckheere, I., Fleck, S., Nackaerts, K., Muys, B., Coppin, P., Weiss, M., y Baret, F. (2004). Review of methods for in situ leaf area index determination Part I. Theories, sensors and hemispherical photography. *Agricultural and Forest Meteorology*, 121:19–35.
- Kaimal, J. y Finnigan, J. (1994). *Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement*. Oxford University Press. 289 p.
- Khairiah, R. N., Setiawan, Y., Budi-Prasetyo, L., y Ayu-Permatasari, P. (2017). Leaf Area Index (LAI) in different type of agroforestry systems based on hemispherical photographs in Cidanau Watershed. *IOP Conf. Ser. Earth. Environ. Sci.*, 54:1–8.
- Lin, B. B. (2010). The role of agroforestry in reducing water loss through soil evaporation and crop transpiration in coffee agroecosystems. *Agricultural and Forest Meteorology*, 150(4):510–518.
- Maass, J. M., Vose, J. M., Swank, Wayne, T., y Martinez-Yrizar, A. (1995). Seasonal changes of leaf area index (LAI) in a tropical deciduous forest in west Mexico. *Forest Ecology and Management*, 74:171–180.
- Mauro-Dias, G., Lencinas, J. D., y Héctor, d. (2017). Introducción a la fotografía hemisférica en ciencias forestales. *Madera y Bosques*, 20:109–117.
- Mekhmandarov, Y., Pirkner, M., Achiman, O., y Tanny, J. (2015). Application of the surface renewal technique in two types of screenhouses: Sensible heat flux estimates and turbulence characteristics. *Agricultural and Forest Meteorology*, 203:229–242.
- Moguel, P. y Toledo, V. M. (1998). Biodiversity Conservation in Traditional Coffee Systems of Mexico. *Conservation Biology*, 13:11–21.
- Moratiel, R. y Martinez-Cob, A. (2011). Evapotranspiration and crop coefficients of rice (*Oryza sativa* L.) under sprinkler irrigation in a semiarid climate determined by the surface renewal method. *Irrig. Sci.*, pp. 1–14. <http://dx.doi.org/10.1007/s00271-011-0319-8>.
- Niether, W., Schneidewind, U., Armengot, L., Adamtey, N., Schneider, M., y Gerold, G. (2017). Spatial-temporal soil moisture dynamics under different cocoa production systems. *Catena*, 158:340–349.

- Ogé, J., Lamaud, E., Brunet, Y., Berbigier, P., y Bonnefond, J. (2001). A long-term study of soil heat flux under a forest canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106:173–186.
- Padovan, M. P., Brook, R. M., Barrios, M., Cruz-castillo, J. B., y Vilchez-Mendoza, S. J. (2018). Water loss by transpiration and soil evaporation in coffee shaded by *Tabebuia rosea* Bertol. and *Simarouba glauca* dc. Compared to unshaded coffee in sub-optimal environmental conditions. *Agricultural and Forest Meteorology*, 248:1–14.
- Paw U, K. T., Qiu, J., Su, H., Tomonori, W., y Brunet, Y. (1995). Surface Renewal Analysis- a New Method To Obtain Scalar Fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 74:119–137.
- Procuraduría Federal del Consumidor (2018). Alimentos orgánicos. <https://www.gob.mx/profeco/documentos/alimentos-organicos?state=published> Fecha de consulta: 19-Mar-2020.
- Qi, Y., Shang, X., Chen, G., Gao, Z., y Bi, X. (2015). Using the cross-correlation function to evaluate the quality of eddy-covariance data. *Boundary-Layer Meteorology*, 157:173–189.
- Reeve, J., Hoagland, L., Villalba, J., Atucha, A., Cambardella, C., Davis, D., y Delate, K. (2015). Organic Farming, Soil Health, and Food Quality: Considering Possible Links. *Advances in Agronomy*, 137:319–367.
- Schaap, M. y Bouten, W. (1997). Forest floor evaporation in a dense Douglas fir stand. *Journal of Hydrology*, 193:97–113.
- Schotanus, P., Nieuwstadt, F.T.M., y De Bruin, H.A.R. (1983). Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, 26:81–93.
- Shapland, T., Snyder, R., Paw U, K. T., y McElrone, A.J. (2014). Thermocouple frequency response compensation leads to convergence of the surface renewal alpha calibration. *Agricultural and Forest Meteorology*, 189-190:36–47.
- Shuttleworth, W. (2012). *Terrestrial hydrometeorology*. John Wiley Sons. 448 p.
- Snyder, R., Spano, D., D., P., B., D., Xu, L., y Paw U, K. (2006). A fuel dryness index for grassland fire-danger assessment. *Agric. For. Meteorol.*, 139:1–11.
- Snyder, R. L., Spano, D., y Paw U, K. T. (1996). Surface renewal analysis for sensible and latent heat flux density. *Boundary-Layer Meteorology*, 77:249–266.

- Stull, R. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers. XX p.
- Turnipseed, A., Anderson, D., Blanken, P., Baugh, W., y Monson, R. (2003). Airflows and turbulent flux measurements in mountainous terrain Part 1. Canopy and local effects. *Agricultural and Forest Meteorology*, 119:1–21.
- van Atta, C. (1977). Effect of coherent structures on structure functions of temperature in the atmospheric boundary layer. *Archives of Mechanics*, 29:161–171.
- Wang, Z.-H. y Bou-Zeid, E. (2012). A novel approach for the estimation of soil ground heat flux. *Agricultura and Forest Meteorology*, 154–155:214–221.
- Webb, E., Pearman, G.I., y Leuning, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quart. J. R. Met. SO*, 106:85–100.
- Willer, H. y Lernoud, J., editores (2019). *The World of Organic Agriculture Statistics and Emerging Trends 2019*. Research Institute of Organic Agriculture (FiBL) and IFOAM – Organics International. 351 p.
- Wilson, K. B., Hanson, P. J., y Baldocchi, D. D. (2000). Factors controlling evaporation and energy partitioning beneath a deciduous forest over an annual cycle. *Agricultural and Forest Meteorology*, 102:83–103.