



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**Factores de control de la conductancia superficial y
evapotranspiración en un cafetal bajo sombra en el centro
de Veracruz, México.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciada en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A:

Karol Paulina Granados Martinez



DIRECTOR DE TESIS:

Dr. Friso Holwerda

2017

Ciudad Universitaria. CDMX.



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.

HOJA DE DATOS DEL JURADO

1. Datos del alumno

Granados

Martínez

Karol Paulina

(55) 44610133

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Ciencias de la Tierra (Ciencias Atmosféricas)

309103884

2. Datos del tutor

Dr.

Friso

Holwerda

3. Datos del sinodal 1

Dra.

Margarita

Collazo

Ortega

4. Datos del sinodal 2

Dra.

Blanca Lucia

Prado

Pano

5. Datos del sinodal 3

Dr.

Juan

Cervantes

Pérez

6. Datos del sinodal 4

Dr.

Ángel

Ruiz

Angulo

7. Datos del trabajo escrito

Factores de control de la conductancia superficial y evapotranspiración en un cafetal bajo sombra en el centro de Veracruz, México.

48 p

2017

Agradecimientos

Agradecimientos que hicieron posible este trabajo

Un agradecimiento al Proyecto del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología CONACYT (187646) y al proyecto financiado por la National Science Foundation (NSF), United States (1313804) “Experimental frameworks for evaluating net effects of hidrologic service payments on coupled socio-ecohydrologic systems in Mexico”, por el apoyo económico con el cual se pudo financiarse el trabajo de campo.

Al Dr. Raúl Monje y Daniel Tejeda por su autorización para la realización del trabajo de campo en la Orduña.

Al Dr. Friso Holwerda, por brindarme la oportunidad de participar en esta investigación, así como brindarme el apoyo para poder terminar este trabajo.

A mi compañera de campo Alitzel Guzmán Huerta. Así también a la Dra. Lyssette E. Muñoz Villers y al Dr. Friso Holwerda, por su instrucción y enseñanza en las visitas a campo, así como en el trabajo teórico y la motivación personal.

A mis compañeras Alitzel Guzmán Huerta y Eréndira Arellano por el tiempo compartido, las dudas resueltas y las horas de trabajo que se hacían más amenas con su presencia.

Agradecimientos personales



Contenido

Resumen	1
1 Introducción.....	2
2 Objetivos.....	4
2.1 General.....	4
2.2 Particulares	4
3 Hipótesis	5
4 Marco Teórico.....	6
4.1 Balance de energía	6
4.2 La ecuación de Penman-Monteith	8
4.3 La conductancia superficial.	12
4.4 El factor de desacoplamiento (Ω).....	12
5 Métodos.....	13
5.1 Área de Estudio.....	13
5.2 Datos	14
5.3 Análisis de datos.....	18
5.3.1 Descripción de condiciones meteorológicas y del suelo	18
5.3.2 Cálculo de la conductancia de la superficie	18
5.3.3 Modelo Jarvis-Stewart.....	19
5.3.4 Factor de desacoplamiento con la atmósfera.	21
6 Resultados.....	22
6.1 Descripción de las condiciones meteorológicas	22
6.2 Descripción de ciclos diurnos	24
6.3 La conductancia estomática observada versus la calculada con el modelo Jarvis-Stewart.....	26
6.4 Grado de desacoplamiento con la atmósfera	29
7 Discusión y conclusiones	30
8 Bibliografía.....	33
ANEXO 1	38

Índice de Figuras

Figura. 1. Esquema de balance de energía, donde R_n es la radiación neta, λE , H y G es el flujo de calor latente, sensible y flujo de calor en suelo respectivamente; S y F es la energía física y bioquímica guardada en el dosel. _____	7
Figura. 2. A) Localización del cafetal La Orduña, B) plantación de café, en donde se observan los dos estratos de vegetación, arboles de sombra y cafetos y C) cafeto que forma parte de la densidad poblacional de La Orduña. _____	13
Figura. 3. A) Torre de flujo instalada en el cafetal La Orduña. B) Data logger modelo CR1000 _____	15
Figura. 4. Promedio diario de la temperatura del aire (T), radiación solar (R_s), presión de vapor (e), déficit de presión de vapor (DPV), contenido de agua en el suelo (CAS) y precipitación diaria total (P). Las mediciones en la Orduña corresponden al periodo de Enero a Octubre de 2014. Las áreas sombreadas indican los periodos sobre los cuales se seleccionaron los días soleados durante los meses de Marzo y Abril (época de secas; amarillo) y Julio (época de lluvias; azul). _____	23
Figura. 5. Variación diaria promedio de la radiación solar (R_s), temperatura del aire (T), déficit de presión de vapor (DPV), contenido de agua en suelo (CAS), y velocidad del viento (U) para días soleados durante los meses de Marzo, Abril y Julio del 2014. _____	24
Figura. 6. Variación diaria promedio del flujo de calor latente (λE), conductancia estomática (g_s) y conductancia aerodinámica (g_a) para días soleados durante los meses de Marzo, Abril y Julio del 2014. _____	25
Figura. 7. Relación entre los valores de la conductancia estomática observada (g_s /obs) y la conductancia estomática modelada (g_s /mod) para el primer modelo (R_s , T y DPV), en donde el coeficiente de determinación (R^2) fue de 0.66. _____	27
Figura. 8. Relación entre los valores de la conductancia estomática observada (g_s /obs) y la conductancia estomática modelada (g_s /mod) para el primer modelo (R_s , T , DPV y CAS), en donde el coeficiente de determinación (R^2) fue de 0.72. _____	27
Figura. 9. Comparación de la variación de la conductancia estomática observada (g_s /obs) y la conductancia estomática modelada (g_s /mod) para los días soleados durante los meses de marzo, abril y julio, con: A) Los resultados para el primer modelo (R_s , T y DPV), con un error de la raíz cuadrada de la media (RMSE) de 2.81 y un coeficiente de determinación (R^2) de 0.66; y B) Los resultados para el segundo modelo (R_s , T , DPV y CAS), con un RMSE de 2.60 y un R^2 de 0.72. En amarillo se remarca la transición de abril a julio, en donde se tiene la mayor diferencia visible entre ambos modelos obtenidos. _____	28
Figura. 10. . Acercamiento de la transición de abril a julio con: A) Los resultados del primer modelo; y B) Los resultados del segundo modelo (véase también la Fig.9). _____	29
Figura. 11. Variación del factor de desacoplamiento con la atmósfera (Ω) durante los meses de marzo, abril y julio. _____	29

Índice de Tablas

Tabla 1. Variables meteorológicas y del suelo, y flujos turbulentos utilizados en el análisis de datos.	17
Tabla 2. Promedios de medio día de radiación solar (R_s), temperatura del aire (T), déficit de presión de vapor (DPV), contenido de agua en suelo (CAS), flujo de calor latente (λE), conductancia estomática (g_s), conductancia aerodinámica (g_a) y factor de desacoplamiento (Ω) para los días soleados durante los meses de Marzo, Abril y Julio del 2014. Los promedios fueron calculados de 11:30 am a 14:00 pm.	26

Resumen

Los cafetales bajo sombra son parte importante del mosaico de coberturas del suelo que caracteriza el paisaje de las regiones tropicales húmedas de México. El estudiar los factores que controlan la evapotranspiración (ET) de los cafetales es importante para conocer el papel que juegan en la hidrología y clima a escala local y regional. El objetivo de este estudio fue determinar los factores hidrometeorológicos que controlan la evapotranspiración y la conductancia superficial de un cafetal bajo sombra durante la época seca y de lluvias. Para esto, se utilizaron datos de ET (método de Covarianza de Eddy), balance de radiación, variables meteorológicas y humedad en el suelo que fueron colectados en un cafetal de tipo monocultivo de sombra en el centro de Veracruz, México, durante los meses de marzo, abril (temporada seca) y julio (temporada de lluvias) del 2014. Mediante la inversión del modelo de Penman-Monteith se obtuvo la conductancia superficial (g_s) del cafetal para días soleados. Para conocer qué factores controlan la g_s se estudió la relación que tiene con el déficit de presión de vapor (DPV), la radiación solar entrante (R_s), la temperatura (T) y el contenido de agua en suelo (CAS), utilizando el modelo Jarvis-Stewart. El análisis mostró que tanto el DPV como el CAS fueron factores importantes en el control de la conductancia superficial reduciendo la g_s hasta un 38% en temporada de secas en comparación con la lluviosa. Sin embargo, la disminución correspondiente en ET fue solo un 12% debido a que la plantación estaba moderadamente acoplada a la atmósfera (el coeficiente de desacoplamiento osciló entre 0.38 y 0.47). Este grado moderado de acoplamiento refleja una conductancia aerodinámica relativamente baja, que a su vez es probablemente el resultado de las bajas velocidades del viento.

Palabras clave: *cafetal, evapotranspiración, conductancia superficial, Penman-Monteith, déficit de presión de vapor, humedad en suelo.*

1 Introducción

La evaporación es el proceso en donde el agua líquida de la superficie de la Tierra es convertida a vapor de agua y transferida a la atmósfera (Wallace, 1995). Se puede evaporar directamente del suelo, cuerpos de agua o desde la superficie de cubiertas vegetales (rocío, escarcha o lluvia interceptada por las hojas). Cuando el agua es absorbida desde el suelo por las raíces, se mueve a través del xilema de la planta y se vaporiza a través de los estomas de las hojas se llama transpiración (Sánchez-Toribio, 1992). Como ambos procesos suceden de forma simultánea en la naturaleza, distinguir cuanto vapor de agua es producido por cada uno de ellos es difícil de estimar, y por tal motivo se introdujo el concepto de evapotranspiración, el cual constituye la transferencia total de agua desde una superficie vegetal o el suelo, a la atmósfera. El rol de la evapotranspiración en el ciclo hidrológico es doble. Por un lado, la evapotranspiración modifica la cantidad de precipitación que está disponible para el proceso de infiltración y, por tanto, influye directamente en la recarga del agua subterránea. Por otro lado la evapotranspiración aumenta el contenido de vapor de humedad atmosférico, elevando la probabilidad de precipitaciones (Ellison *et al.*, 2011).

El café es uno de los agroecosistemas de mayor importancia a nivel nacional e internacional. Su cultivo y producción en el neotrópico (las zonas tropicales de México, y Centro de Sudamérica) se desarrolla en regiones de montaña, en la zona transicional entre selvas altas y medianas, y el bosque de niebla (Moguel y Toledo, 1999). El clima húmedo y las propiedades de los suelos volcánicos que caracterizan las regiones de bosque de niebla son ideales para el cultivo de café bajo sombra (*Coffea arabica*) (Rice, 1999). Los bosques de niebla son considerados ecosistemas importantes para la conservación y restauración debido al papel que desempeñan en el mantenimiento del ciclo hidrológico (Hamilton *et al.*, 1995; Bruijnzeel, 2004). Actualmente, el bosque de niebla en México (también denominado bosque mesófilo de montaña, Rzedowski, 1996) ocupa 880 900 ha (INEGI 2005), mientras que el café se cultiva en una superficie total de 760 000 ha distribuida en 12 estados de la República Mexicana (López *et al.*, 2007). Es decir, que casi del 50% de la superficie original del bosque ha sido reemplazada por cafetales (Challenger, 1998; Muñoz-Villers & López-Blanco, 2008). Entonces, los cafetales se han convertido en parte importante del paisaje tropical de montaña por su extensión superficial, y es por eso que su estudio es

importante para comprender los flujos de agua y energía que se llevan a cabo en este agroecosistema, y así conocer el rol que juegan en el ciclo hidrológico y en el sistema climático de estas zonas a través del proceso de evapotranspiración.

Por su importancia económica, social, ecológica y biológica, el café ha sido estudiado en muchos aspectos (Escamilla y Díaz., 2002; Moguel y Toledo; 1999). Sin embargo, existen muy pocos estudios en México sobre la evapotranspiración de los cafetales, así como su respuesta a la disponibilidad de humedad en el suelo y a las condiciones meteorológicas. En un estudio realizado por Holwerda *et al.* (2013), se midió la transpiración de un cafetal bajo sombra en Coatepec, Veracruz utilizando el método de Eddy Covarianza. En dicho estudio se encontró que la transpiración total anual fue muy parecida a la del bosque mesófilo de montaña en la misma zona. Sin embargo, no se estudió la relación entre la evapotranspiración y los factores ambientales como la radiación, temperatura, y la humedad del aire y del suelo. Uno podría esperar que la radiación es el único factor limitante para la transpiración en zonas tan húmedas como la del bosque de niebla. Sin embargo, se ha encontrado que incluso en la selva amazónica, que es caracterizada por tener una muy alta humedad, la evapotranspiración es limitada por la humedad en suelo y el contenido de agua en la atmósfera durante la época de secas (Harris *et al.*, 2004).

El presente estudio tuvo como objetivo conocer los factores que controlan la evapotranspiración de un cafetal bajo sombra en el centro de Veracruz durante la época de secas y de lluvias. Para ello, se analizaron datos que fueron previamente colectados durante los meses de marzo y abril (secas) y julio (lluvias) del 2014. Los datos incluyeron los flujos de calor sensible y latente medidos con el método de Eddy Covarianza, variables meteorológicas y datos del contenido de agua en el suelo. A partir de estos datos se calcularon diferentes parámetros secundarios y mediante la inversión del modelo de Penman-Monteith se obtuvieron datos de la conductancia superficial del cafetal. Para investigar cuantitativamente la relación entre la conductancia superficial y las variables ambientales relevantes se utilizó el modelo de Jarvis-Stewart (Jarvis, 1976; Stewart, 1988). Finalmente se calculó el grado de desacoplamiento con la atmósfera (Ω) (Jarvis and MacNaughton, 1986), que permite conocer la influencia de la conductancia de la superficie sobre la evapotranspiración del cafetal.

2 Objetivos

2.1 General

Determinar los factores hidrometeorológicos que controlan la evapotranspiración de un cafetal bajo sombra durante la época seca y de lluvias a partir de mediciones directas.

2.2 Particulares

1. Descripción de condiciones climáticas y del suelo en el área del cafetal en época de secas y de lluvias.
2. Calcular la conductancia de la superficie para los dos periodos usando el modelo de Penman-Monteith.
3. Encontrar la variación de la conductancia superficial durante la época seca y de lluvias y su relación con los parámetros meteorológicos y la humedad del suelo, utilizando en modelo de Jarvis-Stewart.
4. Determinar el grado de desacoplamiento con la atmósfera para conocer la influencia que ejerce la conductancia superficial en la evapotranspiración.

3 Hipótesis

Dado que la conductancia de la superficie es sensible a la humedad presente en el suelo y la atmósfera, es posible que durante la época seca la evapotranspiración del cafetal se reduzca por falta de dicha humedad.

4 Marco Teórico

4.1 Balance de energía

El balance de energía es la comparación entre los flujos de entrada y salida de energía que hay en un sistema. Dentro del sistema climático, existe un intercambio continuo de masa (agua) y energía entre el suelo, la vegetación y la atmósfera. La energía que impulsa estos procesos de intercambio es la densidad de flujo de radiación neta R_n (W m^{-2}). Para una superficie cubierta con vegetación, la distribución de la radiación neta está dada por (*Figura 1*):

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

En donde:

- R_n (W m^{-2}): *Flujo de radiación neta*; es el balance entre los flujos de radiación de onda corta y larga, entrantes y salientes (S_{in} y S_{out} y L_{in} y L_{out} , respectivamente). Los flujos de radiación se definen positivos cuando se dirigen hacia la vegetación y negativos cuando se dirigen de la vegetación hacia la atmósfera. Generalmente R_n es positiva en el día debido a la entrada de radiación solar y negativa en la noche debido a que la radiación de onda larga emitida por la cubierta vegetal es mayor que la emitida por la atmósfera.
- G (W m^{-2}): *Flujo de calor en suelo*; cantidad de energía que fluye entre la superficie y el subsuelo por medio de conducción. Durante el día, el suelo se calienta debido a la absorción de la radiación solar, lo cual por convención es considerado un flujo de calor positivo. Durante la noche, el flujo de calor en suelo es negativo, ya que el suelo se enfría y libera esta energía a la atmósfera.
- S (W m^{-2}): *Almacenamiento de energía*; total de la energía almacenada o liberada. Durante el día, la vegetación y el aire circundante se calientan debido a la absorción de la radiación solar, y debido a la difusión molecular y turbulenta del calor, respectivamente. El aumento de la cantidad de energía almacenada es considerado

como un flujo de calor positivo. Durante la noche, el calor almacenado en el aire y en la vegetación es liberada, por lo tanto disminuye la cantidad de energía y es considerado un flujo de calor negativo. Los cambios en la concentración de vapor de agua en el aire que rodea a la vegetación representan cambios en la cantidad de energía de calor latente almacenado en el sistema.

- H ($W\ m^{-2}$): *Flujo turbulento de calor sensible*; durante el día, la vegetación se calienta más que el aire a su alrededor debido a la absorción de radiación solar, resultando en un flujo de calor que va desde la superficie hacia la atmósfera. Por convención se considera el flujo de calor sensible como positivo cuando se dirige de la superficie hacia la atmósfera. Durante la noche, los flujos de calor pueden ser negativos cuando la superficie se vuelve más fría que la atmósfera. El principal mecanismo de transporte del calor entre la superficie y la atmósfera es la difusión turbulenta.
- λE ($W\ m^{-2}$): *Flujo turbulento de calor latente*; es el flujo de vapor de agua en unidades de energía. Donde λ es el calor latente de vaporización, energía necesaria para cambiar de fase el agua. El flujo de calor latente se define como positivo cuando se dirige de la vegetación hacia la atmósfera (evapotranspiración), y como negativo cuando va desde la atmósfera hacia la vegetación (condensación). La difusión turbulenta es el principal mecanismo de transporte de vapor de agua entre la superficie y la atmósfera.

Además de los flujos mencionados, existen pequeñas contribuciones al balance de energía asociado a la fotosíntesis que normalmente se pueden despreciar (Stewart y Thom, 1973).

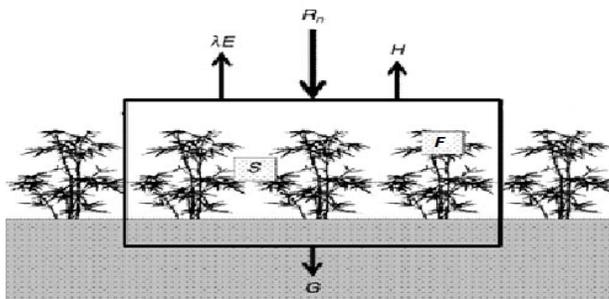


Figura. 1. Esquema de balance de energía, donde R_n es la radiación neta, λE , H y G es el flujo de calor latente, sensible y flujo de calor en suelo respectivamente; S y F es la energía física y bioquímica guardada en el dosel.

La primera ley de la termodinámica requiere que la densidad de flujo de radiación neta sea igual a la suma de los flujos de λE , H , G y S (Wilson *et al.*, 2002).

Finalmente, la energía disponible (A) para los flujos turbulentos H y λE se define como:

$$A = R_n - S - G \quad (2)$$

4.2 La ecuación de Penman-Monteith

Las primeras investigaciones que representaron la complejidad de los procesos del intercambio de agua y energía entre cubiertas vegetales y la atmósfera involucraron dos enfoques generales. El primero fue construir modelos que representaban la captura de energía radiante en varios niveles del dosel; calculando los intercambios de calor sensible y latente entre las hojas y el aire en cada uno de los niveles a partir de la resistencia estomática, la resistencia de la capa límite de la hoja y la resistencia aerodinámica (Waggoner y Reifsnnyder, 1968, 1969). Sin embargo, el problema de estos modelos fue que era muy difícil de parametrizarlos; además, a pesar de su detalle, no siempre dieron mejores resultados comparados con los modelos más sencillos.

Por otro lado, en 1948 el inglés Howard Penman desarrolló una ecuación para determinar la evaporación de una superficie abierta de agua a partir de datos meteorológicos (Penman, 1948). Posteriormente en 1965, John Monteith publicó una variante de la ecuación de Penman para calcular la evapotranspiración de una cubierta vegetal que está seca por fuera (Monteith, 1965). Esta última investigación dio origen al segundo enfoque, llamado el modelo de la hoja grande (“big-leaf model”), y que esencialmente asume que toda la captura de la radiación y la partición de la energía en calor latente y sensible pueden ser descritas como si ocurrieran en un mismo nivel (Shuttleworth, 2012).

Las ecuaciones básicas que utilizó Penman (1948) para derivar su ecuación, son las ecuaciones del balance de energía (Ecuación 1), y las ecuaciones para describir los flujos de H y λE en términos de un gradiente de concentración (diferencia de potencial) y una resistencia contra el flujo (de manera análoga a la Ley de Ohm):

$$H = \rho_a C_p \frac{(T_0 - T)}{r_h} \quad (3)$$

$$\lambda E = \frac{\rho_a C_p (e_0 - e)}{\gamma r_h} \quad (4)$$

Donde ρ_a es la densidad del aire (kg m^{-3}), C_p es el calor específico a presión constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), r_h y r_v son las resistencias aerodinámicas al transporte turbulento del calor sensible y vapor de agua, respectivamente (m s^{-1}), debido a que $r_h = r_v$, se denota como r_h . En la ecuación 3 T_0 y T son la temperatura en la superficie y la temperatura a la altura de medición, respectivamente. En la ecuación 4 γ es la constante psicométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), entre la vegetación y el nivel de referencia (la altura de medición), e_0 y e son la presión de vapor de agua en la superficie y la presión de vapor a la altura de medición.

Monteith (1965) extendió el modelo de Penman para una superficie vegetal que está seca por fuera. Para ello, incorporó en la ecuación para λE la resistencia del dosel, que es un parámetro que representa el efecto combinado de las resistencias estomáticas de todas las hojas. Debido a que λE también incluye la evaporación del suelo, la resistencia del dosel a menudo se refiere como resistencia superficial (r_s):

$$\lambda E = \frac{\rho_a C_p (e_0 - e)}{\gamma (r_h + r_s)} \quad (5)$$

Sin embargo, con las tres ecuaciones básicas (Ecuación 1, 3 y 5) y cuatro variables desconocidas (H , λE , e_0 y T_0), no se podía resolver el problema, y por tal motivo Penman asumió que la presión de vapor de agua en la superficie es igual a la presión de saturación a la T en la superficie:

$$e_0 = e_{sat}(T_0) \quad (6)$$

Esto es cierto para una superficie de agua, y para suelo y vegetación húmeda. Monteith expandió el método cuando la vegetación está seca por fuera, considerando la capa de vegetación como una sola hoja grande (big-leaf model). Como el proceso de evaporación ocurre dentro de los estomas de la hoja, y el aire dentro de ellos está saturado, la presión de vapor de agua en la superficie se toma igual a la presión de saturación a la temperatura de la superficie de la hoja. Ya que la relación entre la presión de saturación y la temperatura no es lineal se aplicó un proceso de linealización para resolver el sistema de ecuaciones; desarrollando $e_{sat}(T_0)$ como una serie de Taylor y asumiendo que los términos no lineales fueran despreciables:

$$e_{sat}(T_0) \approx e_{sat}(T) + \Delta(T_0 - T) \quad (7)$$

Donde Δ (kPa °C⁻¹) es la derivada de la relación entre e_{sat} y T a la temperatura T (°C):

$$\Delta = \frac{de_{sat}}{dT} \quad (8)$$

Al sustituir la ecuación 7 en la relación para λE (Ecuación 5), se tiene:

$$\lambda E = \frac{\rho_a C_p}{\gamma} \frac{(e_{sat}(T) + \Delta(T_0 - T) - e)}{(r_h + r_s)} \quad (9)$$

De la ecuación 9, se despeja la diferencia de temperatura en la superficie y la temperatura del aire ($T_0 - T$):

$$\frac{\gamma \lambda E (r_h + r_s)}{\rho_a C_p} = e_{sat}(T) - e + \Delta(T_0) - \Delta(T) \quad (10)$$

$$\frac{\gamma \lambda E (r_h + r_s)}{\rho_a C_p} - e_{sat}(T) - e = \Delta(T_0) - \Delta(T) \quad (11)$$

$$(T_0 - T) = \frac{\gamma \lambda E (r_h + r_s)}{\Delta \rho_a C_p} - \frac{e_{sat}(T) - e}{\Delta} \quad (12)$$

De la ecuación de flujo de calor sensible (Ecuación 3) se despeja también la diferencia de temperatura ($T_0 - T$):

$$(T_0 - T) = \frac{H r_h}{\rho_a C_p} \quad (13)$$

Al combinar las ecuaciones 12 y 13:

$$\frac{H r_h}{\rho_a C_p} = \frac{\gamma \lambda E (r_h + r_s)}{\Delta \rho_a C_p} - \frac{e_{sat}(T) - e}{\Delta} \quad (14)$$

Se despeja H:

$$H = \left(\frac{\gamma \lambda E (r_h + r_s)}{\Delta \rho_a C_p} - \frac{e_{sat}(T) - e}{\Delta} \right) \frac{\rho_a C_p}{r_h} \quad (15)$$

Para eliminar H, se sustituye la ecuación 15 en la del balance de energía:

$$\lambda E = R_n - G - \left[\left(\frac{\lambda E \gamma (r_h + r_s)}{\Delta \rho_a C_p} - \frac{e_{sat}(T) - e}{\Delta} \right) \frac{\rho_a C_p}{r_h} \right] \quad (16)$$

$$\lambda E = R_n - G - \left(\frac{\lambda E \gamma (1+r_s/r_h) \rho_a C_p}{\Delta \rho_a C_p} - \frac{(e_{sat}(T)-e) \rho_a C_p}{\Delta r_h} \right) \quad (17)$$

$$\lambda E = R_n - G - \left(\frac{\lambda E \gamma (1+r_s/r_h)}{\Delta} - \frac{(e_{sat}(T)-e) \rho_a C_p (\frac{1}{r_h})}{\Delta} \right) \quad (18)$$

Se reorganizan los términos de λE :

$$\lambda E + \frac{\lambda E \gamma (1+r_s/r_h)}{\Delta} = R_n - G + \frac{(e_{sat}(T)-e) \rho_a C_p (\frac{1}{r_h})}{\Delta} \quad (19)$$

$$\lambda E \left(1 + \frac{\gamma (1+r_s/r_h)}{\Delta} \right) = R_n - G + \frac{(e_{sat}(T)-e) \rho_a C_p (\frac{1}{r_h})}{\Delta} \quad (20)$$

Simplificando la ecuación 19 y sustituyendo $e_{sat}(T) - e = DPV$:

$$\lambda E \left(\Delta + \frac{\gamma r_s}{r_h} \right) = \Delta (R_n - G) + DPV \rho_a C_p (\frac{1}{r_h}) \quad (21)$$

$$\lambda E \left(\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_h} \right) \right) = \Delta (R_n - G) + DPV \rho_a C_p (\frac{1}{r_h}) \quad (22)$$

Obteniendo finalmente la ecuación de Penman-Monteith:

$$\lambda E = \frac{\Delta (R_n - G) + DPV \rho_a C_p (\frac{1}{r_h})}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_h} \right)} \quad (23)$$

Escrito en términos de la conductancia aerodinámica g_h ($m s^{-1}$) y de la conductancia de superficie g_s ($m s^{-1}$), la ecuación de Penman-Monteith queda de la siguiente forma:

$$\lambda E = \frac{\Delta (R_n - G) + DPV \rho_a C_p g_h}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{g_h}{g_s} \right)} \quad (24)$$

4.3 La conductancia superficial.

La conductancia superficial g_s , es un factor importante en los procesos de interacción vegetación-atmósfera, ya que representa la tasa de intercambio de gases (dióxido de carbono) y vapor de agua (la transpiración) a través de los estomas en la hoja. Esto se determina por el grado de apertura de los estomas y el proceso de difusión molecular que es responsable del movimiento de los gases entre el aire y la cavidad estomática. Entre más abiertos estén los estomas, mayor será la conductancia superficial y posiblemente también las tasas de transpiración (Pask & Pietragalla, 2012). Entonces, la g_s es uno de los factores que controlan la evapotranspiración, y es clave comprender la respuesta que tiene a las condiciones ambientales en época de secas y de lluvias. Se puede obtener una expresión para g_s invirtiendo la ecuación de Penman-Monteith (Dolman *et al.*, 1991):

$$g_s = \left[g_a^{-1} \left(\frac{\Delta}{\gamma} \beta - 1 \right) + \left(\frac{\rho_a c_p}{\gamma \lambda E} \right) DPV \right]^{-1} \quad (25)$$

Donde β es la razón de Bowen, que es la razón entre H y λE , y que refleja la fuerza de la relación entre el balance de energía y el ciclo hidrológico (Shuttleworth, 2012).

4.4 El factor de desacoplamiento (Ω)

El factor de desacoplamiento (Ω , adimensional) es un parámetro que describe el grado de acoplamiento entre la vegetación y la atmósfera. Cuanto más fuerte sea el acoplamiento entre la vegetación y la atmósfera, mayor será la influencia de la conductancia superficial sobre la evapotranspiración. El factor de desacoplamiento es calculado de acuerdo a Jarvis y McNaughton (1986):

$$\Omega = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} + 1}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1 + \frac{g_a}{g_s}} \quad (26)$$

El factor Ω asume valores en un rango de 0 (acoplamiento perfecto) a 1 (aislamiento completo); la influencia de la conductancia superficial sobre la evapotranspiración crece progresivamente a medida que Ω se aproxima a uno (Kumagai *et al.*, 2004).

5 Métodos

5.1 Área de Estudio

Este estudio se llevó a cabo en una plantación de café bajo sombra llamada La Orduña. El cafetal está localizado a 19°28' N y 96°55' W, a 1203 m s.n.m. y se encuentra ubicado en la vertiente oriental del Cofre de Perote, aproximadamente a 2 km de Coatepec, centro del estado de Veracruz (**Figura 2A**). En esta zona el cultivo de café es una de las coberturas del suelo más importantes, ocupando una proporción del paisaje (18%) similar a la del bosque mesófilo de montaña remanente (21%) (Muñoz-Villers and López-Blanco, 2007; cf. Williams-Linera *et al.*, 2002)

El cafetal posee un área de ~100 ha, y se caracteriza por ser un sistema de monocultivo comercial (Moguel y Toledo, 1999); es decir, la mayor parte del bosque mesófilo de montaña ha sido sustituido por diversas especies de árboles que proporcionan de sombra al café, entre los cuales se encuentran el *Inga spp.*, *Citrus spp.*, *Lonchocarpus guatemalensis* y *Enterolobium cyclocarpum*. (S. Alvarado-Barrientos, datos no publicados). Los árboles de sombra poseen una altura máxima de 14 m y la mayoría de sus ramas está cubierta por epifitas. Los arbustos de café cultivados son de la especie *Coffea arabica*, que miden en promedio 2.5 m de altura (observaciones personales; ver también **Figura 2B** y **2C**).



Figura. 2. A) Localización del cafetal La Orduña, B) plantación de café, en donde se observan los dos estratos de vegetación, árboles de sombra y cafetos y C) cafeto que forma parte de la densidad poblacional de La Orduña.

Para la obtención de la densidad poblacional de individuos, se establecieron 9 parcelas de 10 m por 10 m alrededor de la torre y se realizó un conteo de los árboles de sombra y de cafetos en cada una de ellas, obteniendo un promedio de 1700 plantas de café y 600 árboles de sombra por hectárea. El suelo en La Orduña es volcánico ferralítico con una textura arcillosa limosa, un contenido de materia orgánica promedio de 2 a 4 % (A horizonte, 0-20 cm de profundidad), y una porosidad media de 63% (Horizontes A y B, 0-100 cm) (Meza y Geissert, 2007).

El clima en la región de estudio está fuertemente influenciado por el cinturón de altas presiones subtropicales y la zona intertropical de convergencia, ZIC (Metcalf, 1987). Durante la estación seca (noviembre-abril), la proximidad del anticiclón da lugar a tiempo estable seco; sin embargo, en esta época del año, los frentes fríos producen lluvias ligeras o llovizna (Báez *et al.*, 1997), aportando aproximadamente el 20% de la precipitación media anual de 1765 mm (Servicio Meteorológico Nacional, 2011; citado en Holwerda *et al.*, 2013). Cuando la ZIC se mueve hacia el norte durante el verano la región se ve influenciada por los vientos alisios, que cargados de humedad chocan con la montaña del Cofre de Perote y ascienden hasta condensarse, resultando en condiciones húmedas con lluvias frecuentes (Báez *et al.*, 1997), y dando lugar a la estación lluviosa (mayo-octubre) durante la cual cae aproximadamente el 80% de la precipitación anual.

5.2 Datos

En este estudio se utilizaron datos que fueron tomados desde una torre de flujo de 18 m de altura (**Figura 3A**), ubicada en la parte oeste del cafetal. En esta torre se miden, entre otras, las siguientes variables meteorológicas: temperatura (T , °C), humedad relativa (HR, %), radiación solar (R_s , $W m^{-2}$) y precipitación (P , mm) (**Tabla 1**). Los datos son colectados cada 30 s y los promedios son almacenados en un data logger (modelo CR1000, marca Campbell Scientific) cada 5 min.

En la torre también se encuentra instalado un sistema de eddy covarianza que consiste en un anemómetro sónico que mide los tres componentes del vector de viento (u, v, w en $m s^{-1}$; *Tabla 1*), un higrómetro de criptón que mide la densidad de vapor de agua y un termopar de respuesta rápida que mide la temperatura del aire. El muestreo de las señales de estos sensores se realiza a una frecuencia de 10 Hz y los datos se almacenan en un data logger CR1000 (*Figura 3B*).



Figura. 3. A) Torre de flujo instalada en el cafetal La Orduña. B) Data logger modelo CR1000

Para la descripción general de las condiciones meteorológicas, se calcularon promedios diarios de temperatura, presión de vapor de agua (e , kPa), déficit de presión de vapor de agua (DPV, kPa) y radiación solar para el periodo de enero a octubre del 2014. La T promedio diaria fue calculada a partir de la T mínima (T_{\min}) y T máxima (T_{\max}). La e promedio diaria se calculó a partir de T_{\min} y T_{\max} , y de la humedad relativa (HR) mínima (HR_{\min}) y máxima (HR_{\max}) (ver Sección 5.3.1). Para mostrar el cambio del contenido volumétrico de agua en el suelo (CAS, %) en este periodo, se utilizaron datos de una estación en el Santuario de Bosque de Niebla del INECOL (6.1 km al oeste de la Orduña),

donde predomina el suelo de tipo andosol húmico y de origen volcánico (García-Franco *et al.*, 2008); ya que cuenta con mediciones continuas con sensores de reflectometría de dominio de tiempo (Holwerda, *et al.*, 2016). Sin embargo, en el modelo de Jarvis-Stewart (ver Sección 5.3.3) se utilizaron datos de contenido de agua del suelo obtenidos en el cafetal con el método gravimétrico a partir de muestras de suelo tomadas periódicamente (6 y 22 de marzo, 6, 11 y 26 de abril, 7 y 28 de mayo, 20 de junio y 8 Julio) en la plantación de café (ver **Tabla 1**).

Para el cálculo de la conductancia superficial (g_s , m s^{-1}) se utilizaron datos de flujo de calor sensible (H , W m^{-2}) y latente (λE , W m^{-2}), los cuales fueron calculados por el Dr. Friso Holwerda usando el método de eddy covarianza (ver **Tabla 1** y Sección 5.3.2). El H se calculó a partir de las fluctuaciones turbulentas de la componente vertical del viento (w , m s^{-1} ; medida con el anemómetro sónico) y de la temperatura medida con el termopar de respuesta rápida, mientras que λE se calculó a partir de las fluctuaciones turbulentas de w y de la densidad de vapor de agua medida con el higrómetro (más detalles en Holwerda *et al.*, 2016). A parte de las variables antes mencionadas, se requirió también el cálculo de la conductancia aerodinámica (g_a , m s^{-1}), en el cual se utilizaron las covarianzas entre las componentes vertical y horizontal del vector del viento ($\overline{u'w'}$ y $\overline{v'w'}$, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), y la velocidad del viento (U) calculada a partir de u y v (ver **Tabla 1** y Sección 5.3.2).

Los valores de g_s se calcularon para días soleados sin lluvias, pertenecientes a los meses de marzo y abril de 2014 (época de secas) y de julio de 2014 (época de lluvias). Para este análisis se utilizaron promedios de cada 30 min del periodo entre las 9:00 am y las 5:00 pm (hora local estándar).

Parámetro	Unidades	Descripción	Modelo y marca
T	°C	Temperatura	HC2-S3 (Rotronic)
$T_{\text{máx.}}$		Temperatura máxima	Cálculo
$T_{\text{mín.}}$		Temperatura mínima	
HR	%	Humedad relativa	HC2-S3 (Rotronic)
$HR_{\text{máx.}}$		Humedad relativa máxima	Cálculo
$HR_{\text{mín}}$		Humedad relativa mínima	Cálculo
P	mm	Precipitación	TR525 (Texas Electronics)
R_s	$W m^{-2}$	Radiación solar entrante	NR01 (Hukseflux)
CAS	%	Contenido volumétrico de agua en suelo	Método gravimétrico
u, v, w	$m s^{-1}$	Componentes horizontales y vertical del viento	CSAT3 (Campbell Scientific)
U		Velocidad del viento	Cálculo
$\overline{u'w'}$	$m^2 s^{-2}$	Covarianza entre fluctuaciones turbulentas de u y w	Método eddy covarianza
$\overline{v'w'}$		Covarianza entre fluctuaciones turbulentas de v y w	
H	$W m^{-2}$	Flujo turbulento de calor sensible	
λE		Flujo turbulento de calor latente	

Tabla 1. Variables meteorológicas y del suelo, y flujos turbulentos utilizados en el análisis de datos.

5.3 Análisis de datos

5.3.1 Descripción de condiciones meteorológicas y del suelo

La T promedia diaria se calculó a partir de T_{\min} y T_{\max} de la siguiente forma:

$$T = \frac{T_{\min} + T_{\max}}{2} \quad (27)$$

La presión de vapor promedio diaria se calculó de la siguiente forma:

$$e = \frac{\frac{HR_{\min}}{100} e_{sat}(T_{\max}) + \frac{HR_{\max}}{100} e_{sat}(T_{\min})}{2} \quad (28)$$

Donde $e_{sat}(T_{\min})$ y $e_{sat}(T_{\max})$ son la presión de vapor de saturación (kPa) a la T_{\min} y T_{\max} , respectivamente. La presión de vapor de saturación fue calculada usando la siguiente expresión (con T en °C):

$$e_{sat}(T) = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27(T)}{237.3+T}\right) \quad (29)$$

El promedio diario del déficit de presión de vapor de agua (DPV) se calculó como:

$$DPV = e_{sat} - e \quad (30)$$

Donde la e_{sat} es la presión de vapor de saturación a la T promedia diaria.

5.3.2 Cálculo de la conductancia de la superficie

El cálculo de la conductancia de la superficie (g_s) se llevó a cabo usando la ecuación invertida de Penman-Monteith (Ecuación 25 en Marco Teórico). Para el cálculo de g_s se calculó la conductancia aerodinámica (g_a , m s^{-1}) de la siguiente forma (Harris *et al.*, 2004):

$$g_a = \left[\frac{U}{u_*^2} + \frac{2}{ku_*} \left(\frac{S_c}{P_r} \right)^{\frac{2}{3}} \right]^{-1} \quad (31)$$

Donde U es la velocidad del viento (m s^{-1}), k la constante von Karman (0.41), S_c y P_r los números de Schmidt (0.60) y Prandtl (0.71), respectivamente. La velocidad de fricción (u_* , m s^{-1}) fue calculada usando la siguiente expresión:

$$u_* = (\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})^{0.25} \quad (32)$$

Otra variable presente en la ecuación de Penman-Monteith es la constante psicométrica (γ , kPa °C⁻¹), la cual fue calculada de la siguiente forma:

$$\gamma = \frac{C_p P_a}{0.62 \lambda} \quad (33)$$

Donde C_p es el calor específico a presión constante (1005 J kg⁻¹ K⁻¹), P_a es la presión atmosférica (kPa) y λ es el calor latente de vaporización (J kg⁻¹). P_a se estimó con la siguiente expresión:

$$P_a = 101.3 * \left[\frac{(293 - 0.0065(Z))}{293} \right]^{5.26} \quad (34)$$

Donde Z es la elevación del sitio de estudio (1203 m s.n.m.). Y λ se calculó de la siguiente forma (con T en °C):

$$\lambda = 1E06 * (2.501 - 0.002361(T)) \quad (35)$$

La pendiente de la curva de saturación (Δ , kPa °C⁻¹), se calculó usando la siguiente expresión:

$$\Delta = \frac{4098 (e_{sat})}{(237.3 + T)^2} \quad (36)$$

Finalmente la razón de Bowen se calculó de la siguiente forma:

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \quad (37)$$

5.3.3 Modelo Jarvis-Stewart.

Para investigar cuantitativamente la relación entre la conductancia de la superficie, las variables meteorológicas y el contenido de agua en el suelo, se utilizó el modelo de Jarvis-Stewart (Jarvis, 1976; Stewart, 1998). La forma general de este modelo está dado por la siguiente ecuación:

$$g_s^{mod} = g_{max} f_1(R_s) f_2(T) f_3(DPV) f_4(CAS) \quad (38)$$

Donde $g_{\text{m}\acute{a}\text{x}}$ es la conductancia máxima (m s^{-1}), $f_1(R_s)$ es la funci3n de la radiaci3n solar, $f_2(T)$ es la funci3n de la temperatura, $f_3(\text{DPV})$ es la funci3n del déficit de presi3n de vapor y $f_4(\text{CAS})$ es la funci3n del contenido volumétrico de agua en el suelo. Las funciones f_{1-4} toman valores entre 0 y 1, de manera que en condiciones 3nptimas todas las funciones tienen un valor de 1 y la g_s es igual a $g_{\text{m}\acute{a}\text{x}}$. Las funciones están dadas por (Stewart, 1988; Dolman *et al.*, 1991 y Harris *et al.*, 2004):

$$f_1(R_s) = \left(\frac{R_s}{1100}\right) \left(\frac{1100+j_1}{R_s+j_1}\right), \quad (39)$$

$$f_2(T) = \frac{(T-T_l)(T_h-T)^\tau}{(j_2-T_l)(T_h-j_2)^\tau}, \quad (40)$$

Donde T_l y T_h son los límites de temperatura inferior y superior, siendo 0° y 40° respectivamente. Y donde τ es:

$$\tau = \left(\frac{T_h-j_2}{j_2-T_l}\right) \quad (41)$$

$$f_3(\text{DPV}) = e^{-j_3 \text{DPV}}, \quad (42)$$

$$f_4(\text{CAS}) = \begin{cases} 0, & \text{CAS} \leq j_4, \\ \frac{\text{CAS}-j_4}{\theta_c-j_4}, & j_4 < \text{CAS} < \theta_c, \\ 1, & \text{CAS} \geq \theta_c \end{cases} \quad (43)$$

Donde los parámetros $j_1, j_2, j_3, j_4, g_{\text{m}\acute{a}\text{x}}$ y θ_c fueron obtenidos mediante un ajuste no lineal de las observaciones g_s a la ecuaci3n 38. Los parámetros θ_c y j_4 corresponden aproximadamente a la capacidad de campo y al punto de marchitez, respectivamente.

Se realizaron dos modelos diferentes para evaluar por separado los efectos de DPV y de CAS en la variaci3n de la g_s . En un primer modelo se utilizaron tres de las funciones (R_s, T y DPV), mientras que en un segundo modelo se utilizaron las cuatro funciones (R_s, T, DPV y CAS), esto con la finalidad de comparar la importancia del CAS en la variaci3n de la g_s . Los valores de g_s obtenidos con cada modelo fueron comparados con las observaciones de g_s .

Para conocer cuantitativamente el ajuste y la correlación en cada uno de los modelos se calculó el coeficiente de determinación (R^2). Para medir el grado de variación entre los valores de g_s/obs y los valores de g_s/mod entre cada uno de los modelos realizados, se les calculó el error de la raíz cuadrada de la media o *root mean square error* (RMSE) de la siguiente forma:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum(g_{s/mod} - g_{s/obs})^2}{n}} \quad (44)$$

5.3.4 Factor de desacoplamiento con la atmósfera.

El cálculo del factor de desacoplamiento con la atmósfera (Ω) se llevó a cabo usando la ecuación 26 en Marco Teórico. Se calculó la variación de Ω durante la época de secas (marzo y abril) y la época de lluvias (julio). También se calcularon los promedios de medio día para cada uno de los meses mencionados.

6 Resultados

6.1 Descripción de las condiciones meteorológicas

En la *Figura 4*, se muestran las condiciones meteorológicas y de humedad en suelo que fueron medidas en el periodo de Enero a Octubre de 2014. El promedio diario de la temperatura (T) varió más durante la época de secas que durante la época de lluvias. Además se observó claramente un aumento de la T de Enero a Abril, en donde a finales de la época de secas se tuvieron las temperaturas más altas. A partir de Mayo la T disminuyó y se mantuvo más constante durante la época de lluvias.

Al igual que la T , la radiación solar (R_s) varió más durante la época de secas que durante la época de lluvias. La presión de vapor (e) aumentó gradualmente de Enero a finales de Abril, variando más durante la época de secas que de lluvias, en donde se mantuvo bastante constante. El déficit de presión de vapor (DPV) tuvo los valores más altos durante la época de secas y además mostró mayor variación de día a día en esta temporada; una vez que inicio la época de lluvias, el DPV se mantuvo relativamente constante.

La precipitación total (P) en este periodo fue de 1507 mm. La P mostró claramente la temporalidad entre la época de secas y la época de lluvias, ya que a principios de Mayo se observó un aumento en el número de eventos de precipitación, lo cual directamente resultó en el aumento del contenido de agua en suelo (CAS). El CAS disminuyó gradualmente durante la época de secas a pesar de algunas lluvias causadas por frentes fríos, una vez que comienza la época de lluvias el CAS se mantuvo alto y relativamente constante hasta finales de Octubre.

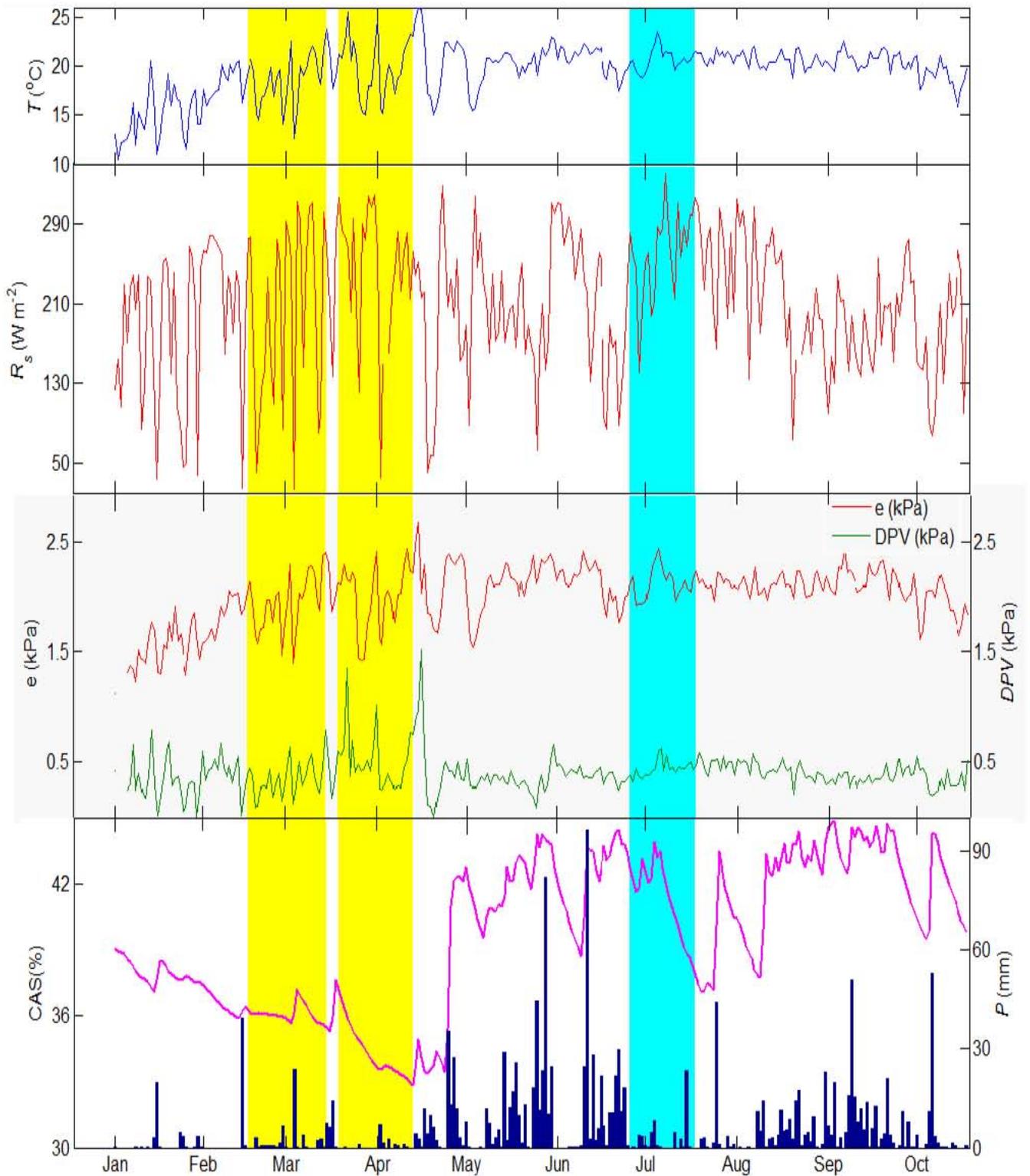


Figura. 4. Promedio diario de la temperatura del aire (T), radiación solar (R_s), presión de vapor (e), déficit de presión de vapor (DPV), contenido de agua en el suelo (CAS) y precipitación diaria total (P). Las mediciones en la Orduña corresponden al periodo de Enero a Octubre de 2014. Las áreas sombreadas indican los periodos sobre los cuales se seleccionaron los días soleados durante los meses de Marzo y Abril (época de secas; amarillo) y Julio (época de lluvias; azul).

6.2 Descripción de ciclos diurnos

La **Figura 5** muestra la variación diurna promedio (de 9:30 am a 5:00 pm hora local estándar) de los parámetros meteorológicos y de la humedad en suelo para días soleados durante los meses de marzo, abril y julio, respectivamente. Bajo condiciones soleadas, los valores máximos de la radiación solar (R_s) fueron bastante similares entre las estaciones. Al contrario, los valores máximos de T , y en particular del déficit de presión de vapor (DPV), fueron más altos durante la estación seca que en la estación húmeda. El mínimo de CAS se observó durante la época seca en abril, seguido por marzo. El máximo de CAS se observó durante la época de lluvias. La velocidad del viento fue similar durante los tres meses, y se observa claramente que fue más alta en la tarde que en la mañana.

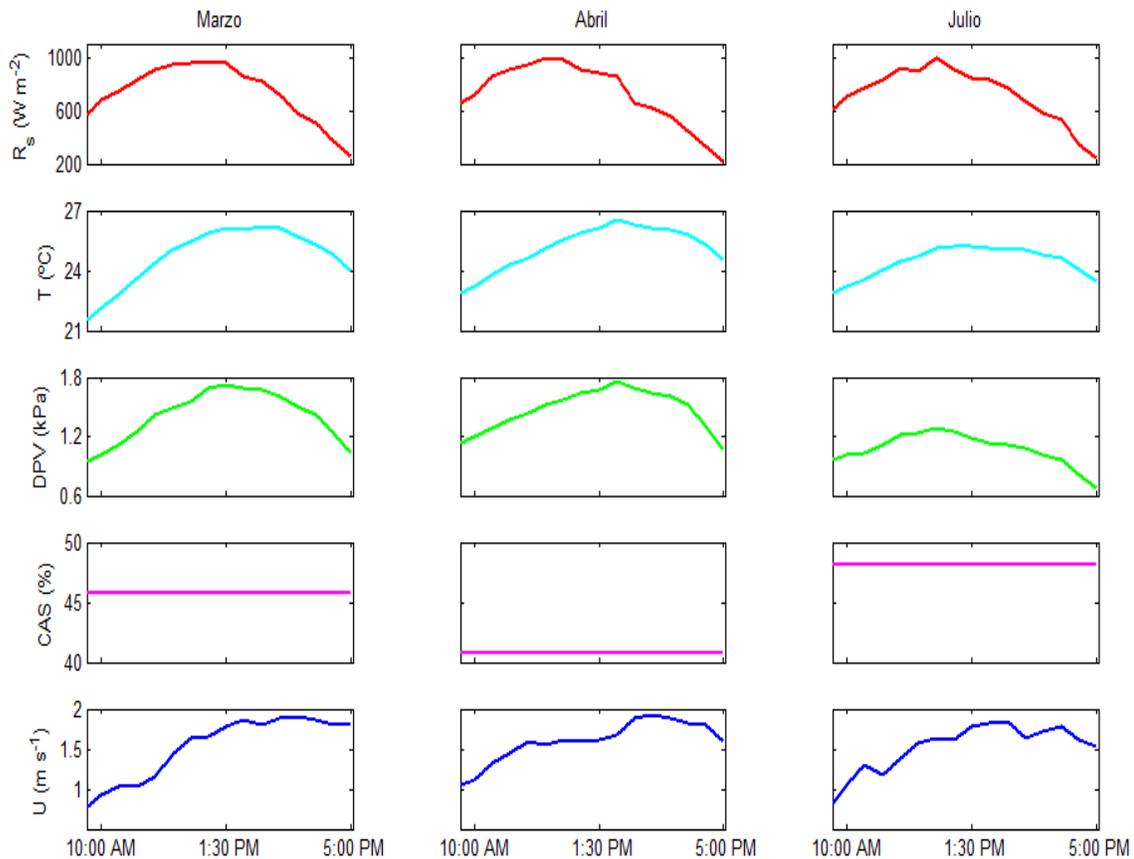


Figura 5. Variación diurna promedio de la radiación solar (R_s), temperatura del aire (T), déficit de presión de vapor (DPV), contenido de agua en suelo (CAS), y velocidad del viento (U) para días soleados durante los meses de Marzo, Abril y Julio del 2014.

La **Figura 6** muestra la variación diurna promedio del flujo de calor latente (λE), la conductancia de superficie (g_s) y de la conductancia aerodinámica (g_a). El valor máximo de g_s se observó durante la época de lluvias en julio, mientras que durante la época de secas en marzo y abril g_s alcanzó sus valores más bajos. No obstante, la variación correspondiente de λE fue mucho menor, con valores sólo un poco mayores en lluvias que en secas. Generalmente, g_s tuvo su valor más alto durante la mañana y pasando medio día comenzó a disminuir. Al contrario, la variación diurna de λE siguió muy de cerca la de la radiación (**Figura 5**). El valor máximo de g_a se presentó en julio durante la época de lluvias. La conductancia aerodinámica (g_a) tendió a aumentar durante la mañana y típicamente alcanzó su valor máximo poco después de mediodía.

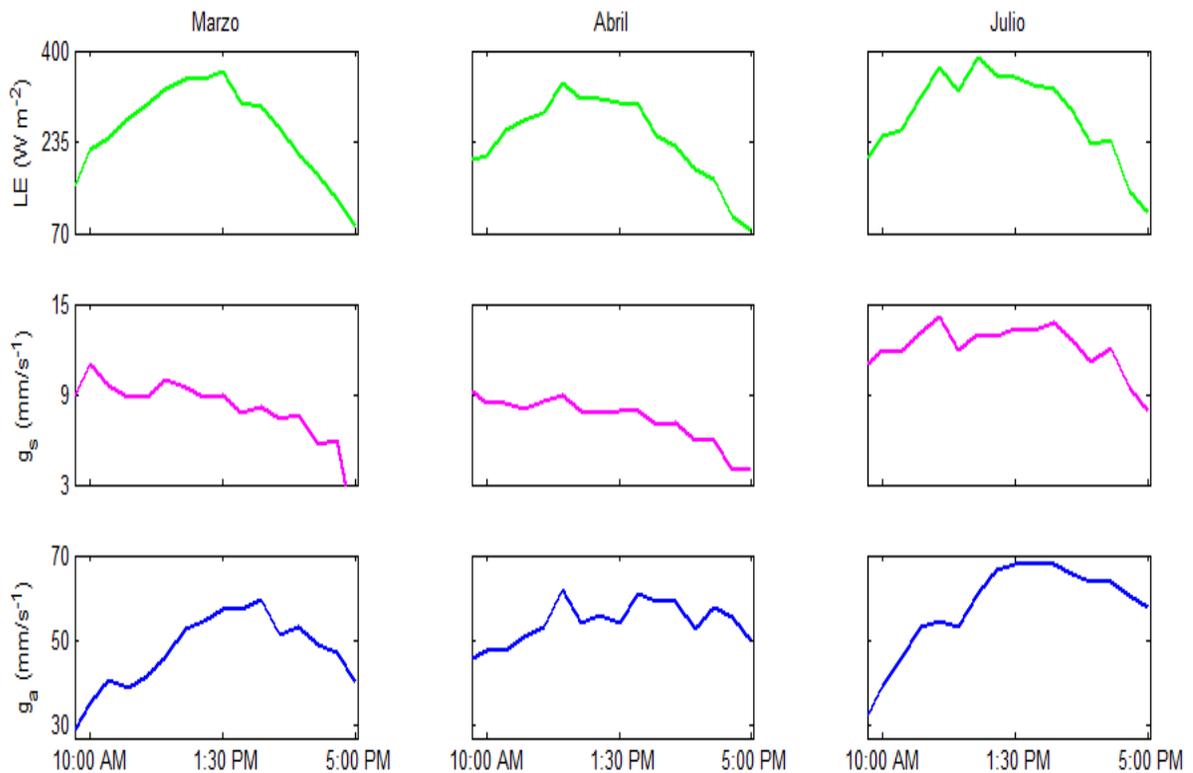


Figura. 6. Variación diurna promedio del flujo de calor latente (λE), conductancia estomática (g_s) y conductancia aerodinámica (g_a) para días soleados durante los meses de Marzo, Abril y Julio del 2014.

La **Tabla 2**, muestra los promedios de medio día (11:30 am a 14:00 pm) de las distintas variables para los días soleados durante los meses de marzo y abril (época de secas), y julio (época de lluvias). Tanto para la R_s como la T , las diferencias entre los promedios de medio día de los diferentes meses fueron pequeñas ($\leq 3\%$ y $\leq 4\%$ respectivamente). Al contrario, el promedio de medio día del DPV del mes de abril fue un 32 % mayor que el del mes de julio, mientras que el CAS en el mes de abril fue un 14 % menor que en el mes de julio. Por otro lado, el promedio de medio día de g_s en el mes de julio (época de lluvias) fue un 60% mayor que en el mes de abril (época de secas). No obstante, la diferencia correspondiente en λE fue sólo un 14%. También las diferencias entre los promedios de medio día de g_a fueron relativamente pequeñas, con un valor un poco más alto (20%) en lluvias que en secas.

Variable	Marzo	Abril	Julio
R_s ($W\ m^{-2}$)	929 ± 141	926 ± 113	899 ± 102
T ($^{\circ}C$)	25 ± 2.4	26 ± 2.9	25 ± 1.1
DPV (kPa)	1.59 ± 0.45	1.60 ± 0.60	1.21 ± 0.25
CAS (%)	46 ± 1.41	41 ± 1	48 ± 5.6
λE ($W\ m^{-2}$)	332 ± 73	310 ± 54	354 ± 38
g_s ($m\ s^{-1}$)	8.94 ± 1.45	8.17 ± 2.75	13.08 ± 1.78
g_a ($m\ s^{-1}$)	51.65 ± 10.15	56.65 ± 8.97	61.90 ± 7.92
Ω	0.43 ± 0.0571	0.38 ± 0.0578	0.47 ± 0.025

Tabla 2. Promedios y desviaciones estándar de medio día de radiación solar (R_s), temperatura del aire (T), déficit de presión de vapor (DPV), contenido de agua en suelo (CAS), flujo de calor latente (λE), conductancia estomática (g_s), conductancia aerodinámica (g_a) y factor de desacoplamiento (Ω) para los días soleados durante los meses de Marzo, Abril y Julio del 2014. Los promedios fueron calculados de 11:30 am a 14:00 pm.

6.3 La conductancia estomática observada versus la calculada con el modelo Jarvis-Stewart

La **Figura 7** muestra la relación entre la conductancia estomática observada (g_s/obs) y la conductancia estomática calculada (g_s/mod), a partir del modelo Jarvis-Stewart, utilizando las variables (R_s , T y DPV). Con este primer modelo se obtuvo un coeficiente de determinación (R^2) de 0.66, el cual nos indica un ajuste razonable entre los valores modelados y los datos observados. Sin embargo, con el segundo modelo, que incluyó el contenido de agua en suelo (CAS), el coeficiente de determinación fue de 0.72 (ver **Figura 8**), indicando una mejor aproximación del modelo con los datos observados, así como la importancia de considerar CAS en el modelo Jarvis-Stewart.

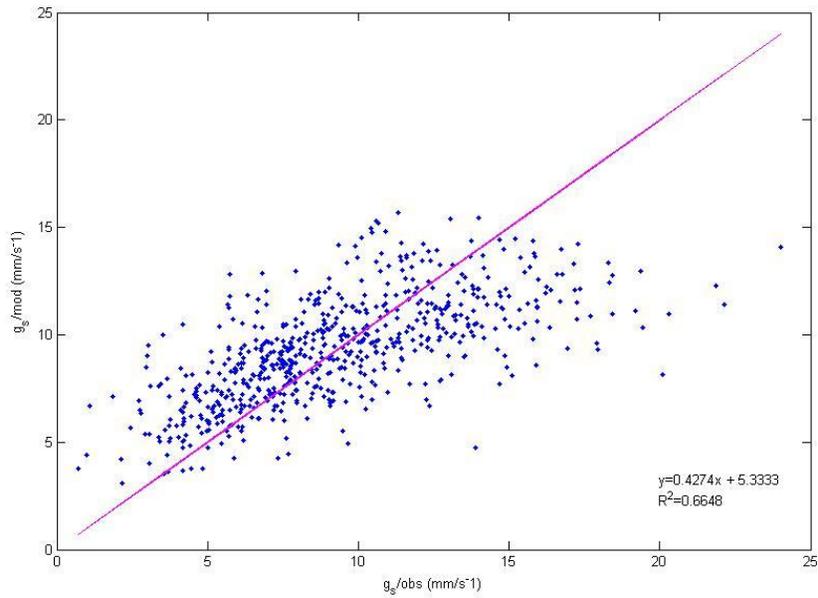


Figura. 7. Relación entre los valores de la conductancia estomática observada (g_s/obs) y la conductancia estomática modelada (g_s/mod) para el primer modelo (R_s , T y DPV), en donde el coeficiente de determinación (R^2) fue de 0.66.

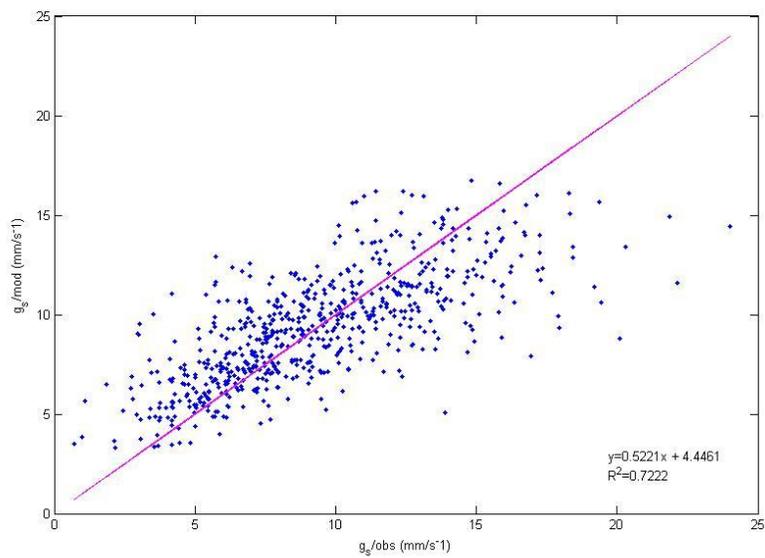


Figura. 8. Relación entre los valores de la conductancia estomática observada (g_s/obs) y la conductancia estomática modelada (g_s/mod) para el primer modelo (R_s , T , DPV y CAS), en donde el coeficiente de determinación (R^2) fue de 0.72.

En la **Figura 9**, se muestra la variación de la conductancia estomática observada (g_s/obs) y la conductancia estomática modelada (g_s/mod) para los días soleados durante los meses de marzo, abril y julio. Ambas graficas muestran la variación entre cada uno de los modelos realizados; esto con la finalidad de observar que tan bien se ajusta la g_s/mod del modelo Jarvis-Stewart a los datos de la g_s/obs . En la **Figura 9A**, se observa la g_s/mod obtenida con las variables (R_s , T y DPV); con este primer modelo se obtuvo una RMSE de 2.81 m s^{-1} y un R^2 de 0.66. La **Figura 9B**, grafica la g_s/mod obtenida con las variables (R_s , T , DPV y CAS); con este segundo modelo se obtuvo una RMSE de 2.60 y un R^2 de 0.72, lo cual indica un mejor ajuste entre ambas series de datos. Para la transición de secas (abril) a lluvias (julio) (recuadro amarillo, véase también la **Figura 10**) se observa un mejor ajuste del modelo que incluye CAS en comparación con el modelo que no incluye el CAS. Es decir, el modelo que no incluye el CAS tiende a sobrestimar g_s durante la época de secas y subestimar durante la época de lluvias.

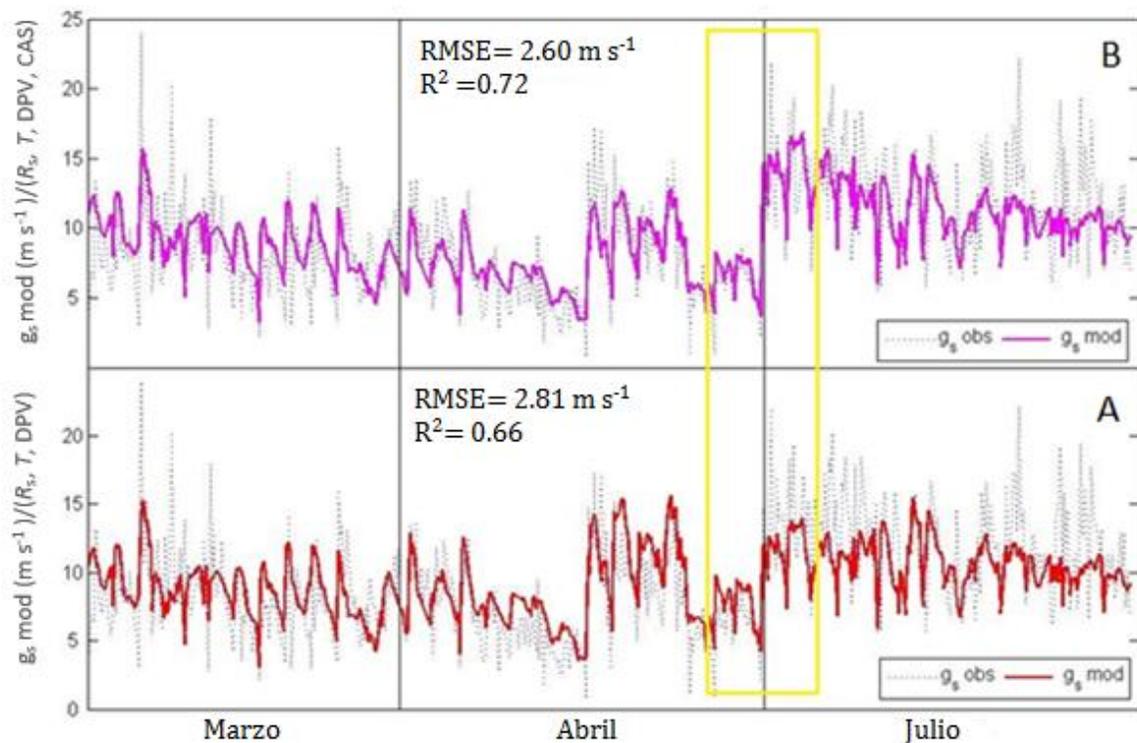


Figura. 9. Comparación de la variación de la conductancia estomática observada (g_s/obs) y la conductancia estomática modelada (g_s/mod) para los días soleados durante los meses de marzo, abril y julio, con: A) Los resultados para el primer modelo (R_s , T y DPV), con un error de la raíz cuadrada de la media (RMSE) de 2.81 y un coeficiente de determinación (R^2) de 0.66; y B) Los resultados para el segundo modelo (R_s , T , DPV y CAS), con un RMSE de 2.60 y un R^2 de 0.72. En amarillo se remarca la transición de abril a julio, en donde se tiene la mayor diferencia visible entre ambos modelos obtenidos.

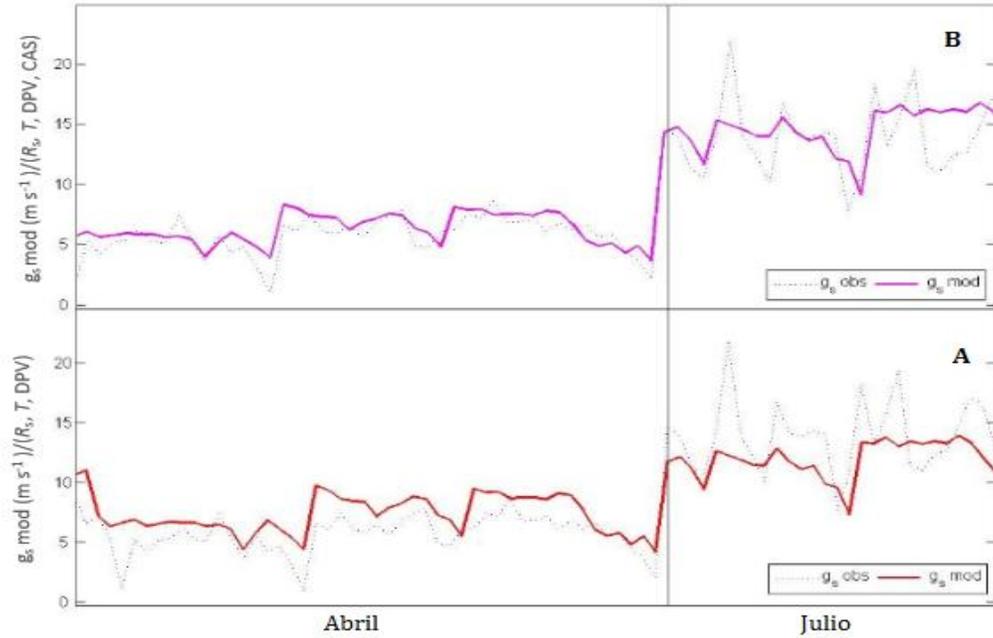


Figura. 10. . Acercamiento de la transición de abril a julio con: A) Los resultados del primer modelo; y B) Los resultados del segundo modelo (véase también la Fig.9).

6.4 Grado de desacoplamiento con la atmósfera

En la **Tabla 2**, se puede observar que el promedio de medio día del factor de desacoplamiento (Ω) del mes de julio fue un 23% mayor que el del mes de abril, y un 9% mayor que del mes de marzo. En la **Figura 11** se puede observar la variación del Ω durante la época de secas (marzo y abril) y la época de lluvias (abril), en donde claramente se puede ver una disminución en abril.

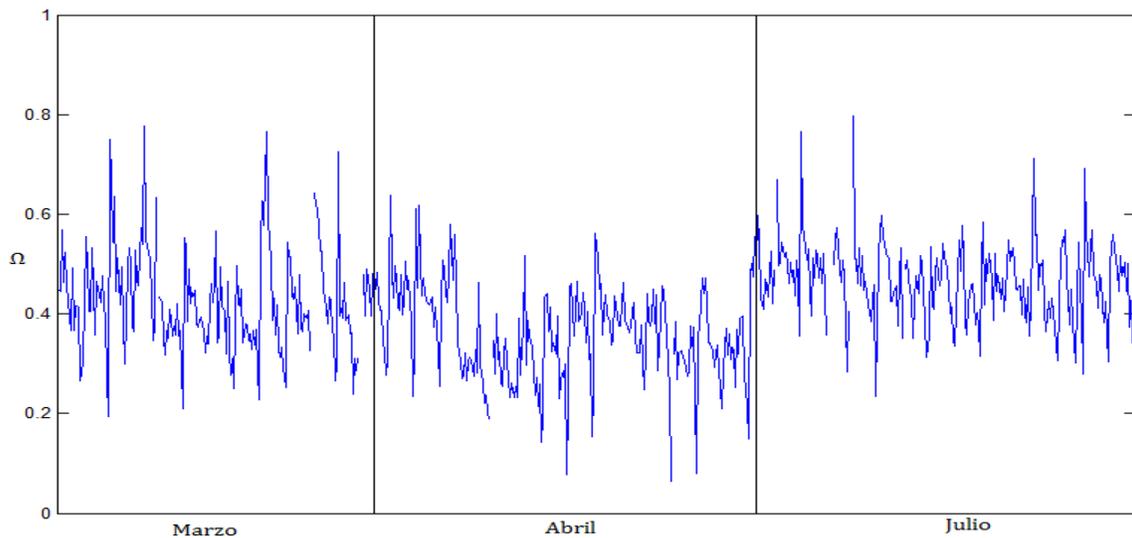


Figura. 11. Variación del factor de desacoplamiento con la atmósfera (Ω) durante los meses de marzo, abril y julio.

7 Discusión y conclusiones

El objetivo de este estudio fue investigar los efectos de la variación estacional de la radiación solar (R_s), temperatura (T), déficit de presión de vapor (DPV) y contenido de agua en el suelo (CAS) sobre la conductancia superficial (g_s) y la evapotranspiración (λE) de una plantación de café bajo sombra en el centro de Veracruz. Se observó que la radiación solar y la temperatura fueron similares entre las estaciones, mientras que el DPV y CAS fueron considerablemente mayores y menores, respectivamente durante la estación seca que durante la estación húmeda. Por otro lado, g_s fue considerablemente menor (38%) durante la época seca que la húmeda, mientras que en el caso de λE la diferencia fue relativamente pequeña (12%).

Entonces la primera conclusión es que el bajo contenido de agua en la atmósfera (DPV) o en el suelo (CAS), o ambos, que prevaleció durante la estación seca redujo significativamente la conductancia superficial (g_s), mientras que el efecto en λE fue pequeño. La capacidad de campo y el punto de marchitez del suelo en el cafetal han sido determinados por Meza y Geissert (2007), y Pérez (2016) obteniendo valores de 50% y 38%, respectivamente. Se puede observar que en el mes de abril el CAS estuvo cerca del punto de marchitez. Una menor disponibilidad de agua en el suelo y la atmósfera disminuye el potencial hídrico de las hojas, reduciendo la g_s y posiblemente también la tasa de transpiración de la planta (Meinzer 1993). Resultados similares a los de este estudio se encontraron en plantaciones de café en Costa Rica (Van Kanten & Vaast, 2006), en donde se encontró que λE disminuyó a valores altos de DPV registrados durante la estación seca. En otros estudios, también se ha documentado que los valores bajos de HR (o alto de DPV) inducen el cierre estomático (Gutiérrez y Meinzer 1994).

Se investigaron los efectos separados de DPV y CAS sobre g_s usando el modelo de conductancia estomática de Jarvis-Stewart. Con el primer modelo que incluyó R_s , T y DPV, se explicó un 66% de la variación en la g_s observada. Al incorporar el CAS al modelo, la proporción de la variación explicada aumentó al 72%, pero aún más importante es que con el CAS el modelo describió mejor la variación estacional en g_s (Figura 9). En base a estos

resultados, se tiene como segunda conclusión que tanto el DPV como el CAS tuvieron un efecto en g_s . Otros estudios en ambientes tropicales húmedos también observaron reducciones en g_s en respuesta a un CAS más bajo durante la estación seca. Por ejemplo, en el bosque lluvioso tropical húmedo en la Amazonía central, Harris *et al.* (2004) encontraron que al incorporar el CAS en el modelo Jarvis se obtuvo una mejor relación entre la g_s observada y la modelada. De manera similar, en la selva húmeda de Borneo (Malasia), Kumagai *et al.* (2004) encontraron que g_s disminuyó en función del CAS durante la estación seca. En otro estudio realizado en la selva tropical Amazónica, Roberts *et al.* (1990) demostraron que la respuesta de g_s fue más sensible al DPV que al CAS.

Es importante notar que con la ecuación invertida de PM se obtuvo la conductancia superficial del dosel en su conjunto. Entonces las reducciones de g_s puede haber sido también el resultado de una reducción del índice de área foliar, ya que durante la estación seca, la mayoría de los árboles de sombra suelen renovar su follaje. Para entender el efecto de CAS en g_s se requieren mediciones directas de la conductancia estomática a nivel de hoja y del índice de área foliar a lo largo de un año completo. Además, se podrían investigar algunas otras características de las plantas, como por ejemplo la profundidad de toma de agua por las raíces.

Finalmente, aunque g_s mostró una variación estacional marcada, los cambios correspondientes en λE fueron bastante pequeños. Esto se debe al hecho de que la plantación de café estaba moderadamente acoplada a la atmósfera (el coeficiente de desacoplamiento osciló entre 0.38 y 0.47). Es decir, entre más débil el acoplamiento, menor es el efecto de g_s sobre λE (Jarvis & McNaughton, 1986). En el caso del cafetal el valor de Ω fue moderado ya que presenta vientos predominantemente bajos. Como conclusión, se tiene que a pesar de los efectos considerables de DPV y CAS sobre g_s , los cambios correspondientes en λE fueron pequeños debido al acoplamiento moderado de la plantación de café con la atmósfera. Sin embargo, es importante notar que el acoplamiento se hizo más fuerte al final de la estación seca (cuando g_s era menor). Por lo tanto, durante períodos secos más fuertes, que podrían ocurrir más frecuentemente en el futuro debido al cambio climático, el efecto de g_s en λE puede llegar a ser más pronunciado.

Como conclusión final y global de este trabajo se tiene que

8 Bibliografía

Báez, A.P., Padilla, H., Cervantes, J., Pereyra, D., Belmont, R., 1997. Rainwater chemistry at the eastern flanks of the Sierra Madre Oriental, Veracruz, México. *Journal of Geophysical Research* 102, No.D19: pp. 23329–23336.

Bruijnzeel, L.A., 2004. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 104: pp. 185 – 228.

Challenger, A., 1998. Utilización y Conservación de los Ecosistemas Terrestres de México, Pasado, Presente y Futuro. CONABIO/ UNAM/ Agrupación Sierra Madre, México.

Dolman, A.J., Gash, J.H.C., Roberts, J., Shuttleworth, W.J., 1991. Stomatal and surface conductance of tropical rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology* 54: pp. 303-318.

Ellison, D., Futter, M.N., Bishop, K., 2011. On the forest cover-water yield debate: from demand-to supply-side thinking. *Global Change Biology*: pp. 1-15.

Escamilla, P. E., Díaz C, S., 2002. Sistemas de cultivo de café en México. Huatusco, Ver., MX, Universidad Autónoma de Chapingo, Fundación Produce de Veracruz A.C. pp. 57.

García-Franco, J.G., Castillo-Campos, G., Mehlreter, K., Martínez, M.L., Vázquez, G., 2008. Composición florística de un bosque mesófilo del centro de Veracruz, México. *Bol. Soc. Bot. Mex.* 83, 37–52.

Gutierrez, M.V. and Meinzer, F.C., 1994. Estimating water use and irrigation requirements of coffee in Hawaii. *J. Am. Soc. Hortic. Sci.* 119(3): pp. 652–657.

Hamilton, L.S., Juvik, J.O., Scatena, F.N., 1995. Tropical Montane Cloud Forests. *Ecological Studies* 110. Springer Verlag, New York.

Harris, P.P., Huntingford, C., Cox, P.M., Gash, J.H.C., Malhi, Y., 2004. Effect of soil moisture on canopy conductance of Amazonian rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology* 122: pp. 215-227.

Holwerda, F., Bruijnzeel, L.A., Barradas, V.L., Cervantes, J., 2013. The water and energy Exchange of a shaded coffee plantation in the lower montane cloud forest zone of central Veracruz, Mexico. *Agricultural and Forest Meteorology* 173: pp. 1-13.

Holwerda, F., Alvarado-Barrientos M.S., González-Martínez T.M., 2016. Surface energy Exchange in a tropical montane cloud forest environmet: Flux partitioning and seasonal and land cover- related variations. *Agricultural and Forest Meteorology* 228: pp 13-28.

INEGI, 2005, Conjunto Nacional de Uso del Suelo y Vegetación a escala 1:250,000, Serie III, DGG-INEGI, México.

López, M. R., P. G. Díaz y R. J. Martínez., 2007. Potencial productivo y tipología de productores de café en la zona centro del estado de Veracruz. INIFAP. México, D. F.

Jarvis, P.G., 1976. The interpretation of the variations in leaf water potentials and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B, Biological Sciences* 273 (927): pp. 593-610.

Jarvis, P.G., Mcnaughton, K.G., 1986. Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region. *Advances in Ecological Research* 15: pp. 1-49.

Kumagai T, Saitoh TM, Sato Y, Morooka T, Manfroi OJ, Kuraji K, Suzuki M (2004b) Transpiration, canopy conductance and the decoupling coefficient of a lowland mixed diprocarp forest in Sarawak, Borneo: dry spell effects. *J Hydrol (Amst)* 287: pp. 237–251.

Metcalfé, S.E., 1987. Historical data and climatic change in Mexico: a review. *The Geographical Journal* 153(2): pp. 211-222.

Meinzer, F.C., 1993. Stomatal control of transpiration. *Trends Ecol. Evol.* 8(8): pp. 289–294.

Meza, E. y Geissert, D., 2007. El comportamiento hidrodinámico de Andosoles con uso diferenciado en el municipio de Coatepec, Estado de Veracruz, México. En: Reporte Técnico Final del Proyecto No. INE/A1-064/2007. Instituto de Ecología, A.C. - Vrije Universiteit Amsterdam-Instituto Nacional de Ecología. Xalapa, Veracruz, México, pp. 118-130.

Moguel, P., Toledo, V.M., 1999. Biodiversity conservation in traditional coffee systems of Mexico. *Conservation Biology* 13 (1): pp. 11-21.

Moguel, P., and V. M. Toledo. 1996. El café en México: ecología, cultura indígena y sustentabilidad. *Ciencias* 43: pp. 40-51.

Monteith, J. L., 1965. Evaporation and environment. *Symposium of the Society for Experimental Biology* 19: pp. 205-234; republished in Gash, J.H.C. and Shuttleworth, W.J., 2007, *Benchmark Papers in Hydrology: Evaporation*. IAHS Press, Wallingford, pp. 521.

Muñoz-Villers, L.E. and López-Blanco, J., 2007. Land use/cover changes using Landsat TM/ETM images in a tropical and biodiverse mountainous area of central-eastern Mexico, *International Journal of Remote Sensing* 29(1): pp. 71–93.

Pask A., Pietragalla J., 2012. Stomatal conductance. In: Pask A., Pietragalla J., Mullan D., Reynolds M., *Physiological breeding II: a field guide to phenotyping*. CIMMYT, México, pp. 15-17.

Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London A.* 194: pp. 120-145.

Perez-Perez, H. y Muñoz-Villers, L.E., 2016. Impacto del cambio en el uso del suelo en la conductividad hidráulica del suelo, centro de Veracruz, México (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria. México.

Rice, A.R., 1999. A place unbecoming: the coffee farm of Northern Latin America. *Geographical Review* 89 (4): pp. 554-579.

Roberts, J., Cabral, O. M. R., De Aguiar, L. F., 1990. Stomatal and boundary-layer conductances in an Amazonian terra firme rain forest. *Journal of Botany* 92: pp. 443-455.

Rzedowski, J., 1996. Análisis preliminar de la flora vascular de los bosques mesófilos de montaña de México. *Acta Botánica Mexicana* 35: pp. 25-44.

Sánchez-Toribio, M.I., 1992. Métodos para el estudio de la evaporación y evapotranspiración. Geofoma Ediciones. pp. 35.

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

Stewart, J.B., 1998. Modelling surface conductance of pine forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 43: pp. 19-35.

Stewart, J.B. & Thom, A. S., 1973. Energy budgets in pine forest. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 99: pp. 154–170.

Van Kanten, R., Vaast, P., 2004. Transpiration of arabica coffee and associated shade tree species in sub-optimal, low-altitude conditions of Costa Rica. *Agroforestry Systems*, 67(2): pp. 187-202.

Waggoner, P.E. and Reifsnyder, W.E., 1968. Simulation of the temperature, humidity, and evaporation profiles in a leaf canopy. *Journal of Applied Meteorology* 7: pp. 400-409.

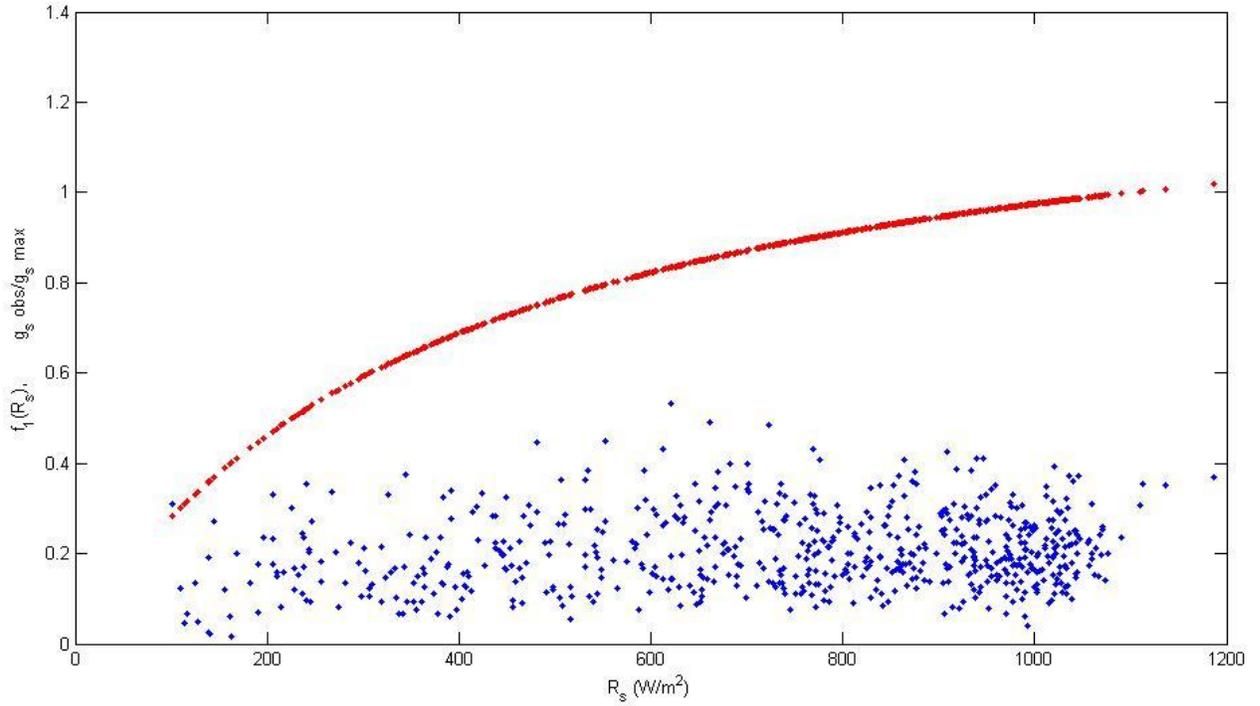
Waggoner, P.E. and Reifsnyder, W.E., 1969. Simulation of the microclimate in a forest. *Forest Science* 15: pp. 37-40.

Wallace, J.S., 1995. Calculating evaporation: resistance to factors. *Agricultural and Forest Meteorology* 73: pp.353-66.

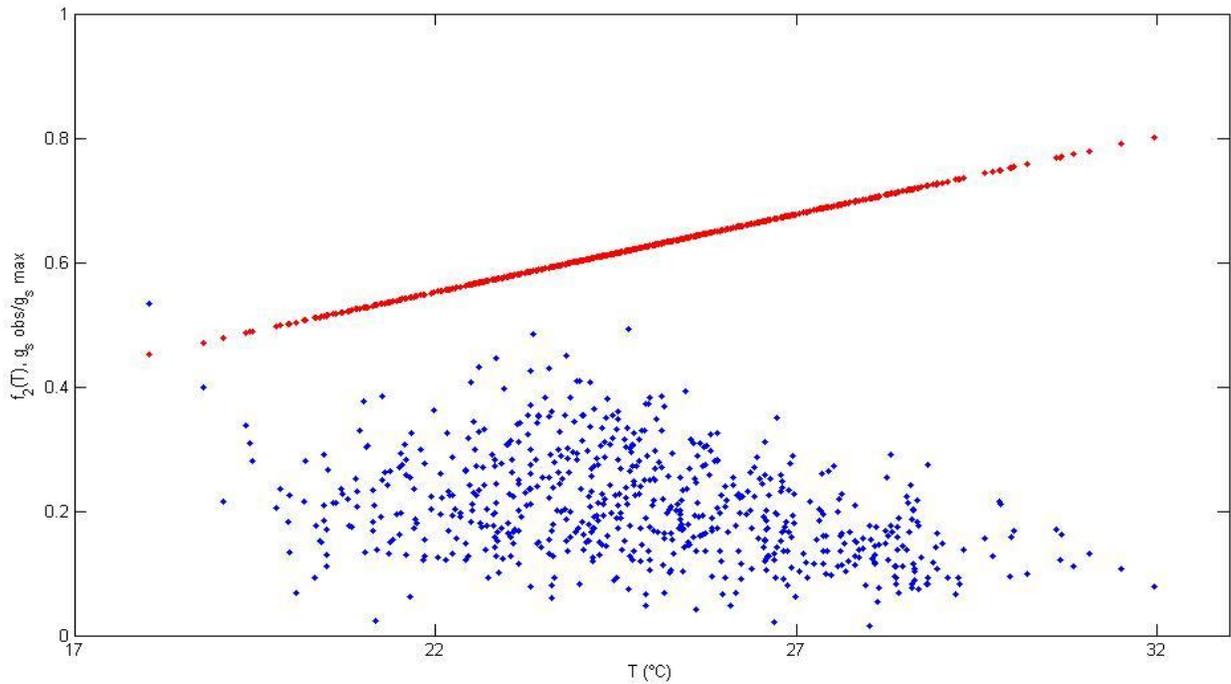
Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B.E., Kowalski, A., Andy; Meyers, Tilden; Moncrieff, John; Monson, Russ; Oechel, Walter; Tenhunen, John; Verma, Shashi; and Valentini, Riccardo., 2002. Energy Balance Closure at FLUXNET Sites. *Papers in Natural Resources* 153.

Williams-Linera, G.,Manson, R.H., Isunza-Vera, E., 2002. La fragmentacion del bosque mesofilo de montaña y patrones de uso del suelo en la región oeste de Xalapa, Veracruz, México .*Madera y Bosques* 8: pp. 69-85.

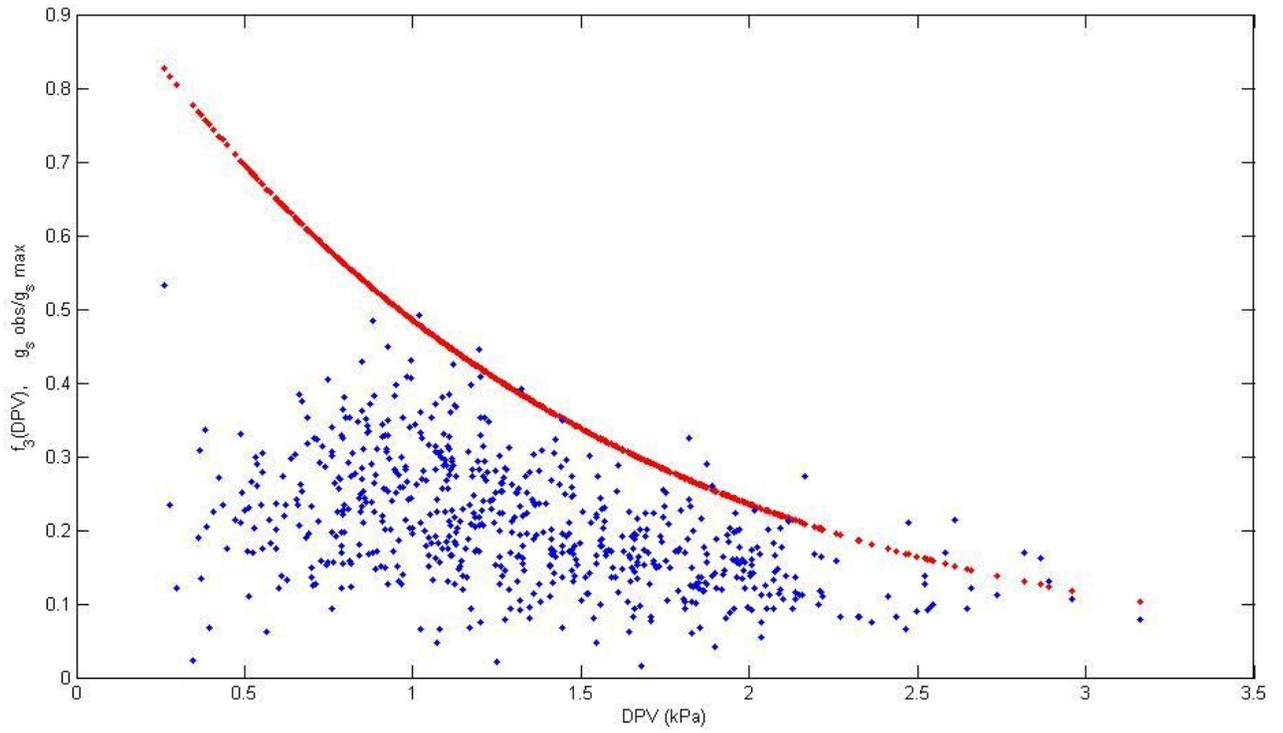
ANEXO 1



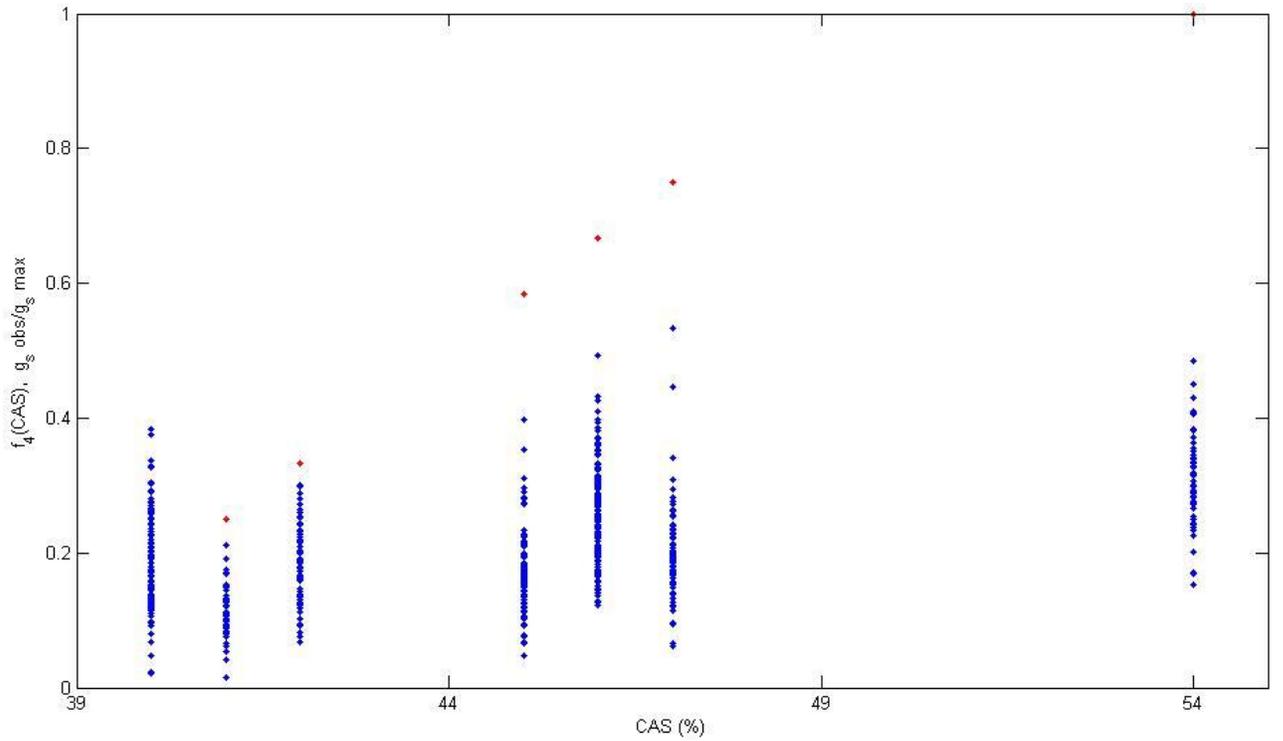
Relación de R_s con g_s observada para el primer modelo (R_s , T y DPV). En azul se muéstrala relación de g_s/g_s máx. En rojo se muestra la función para $f_1(R_s)$ contra R_s .



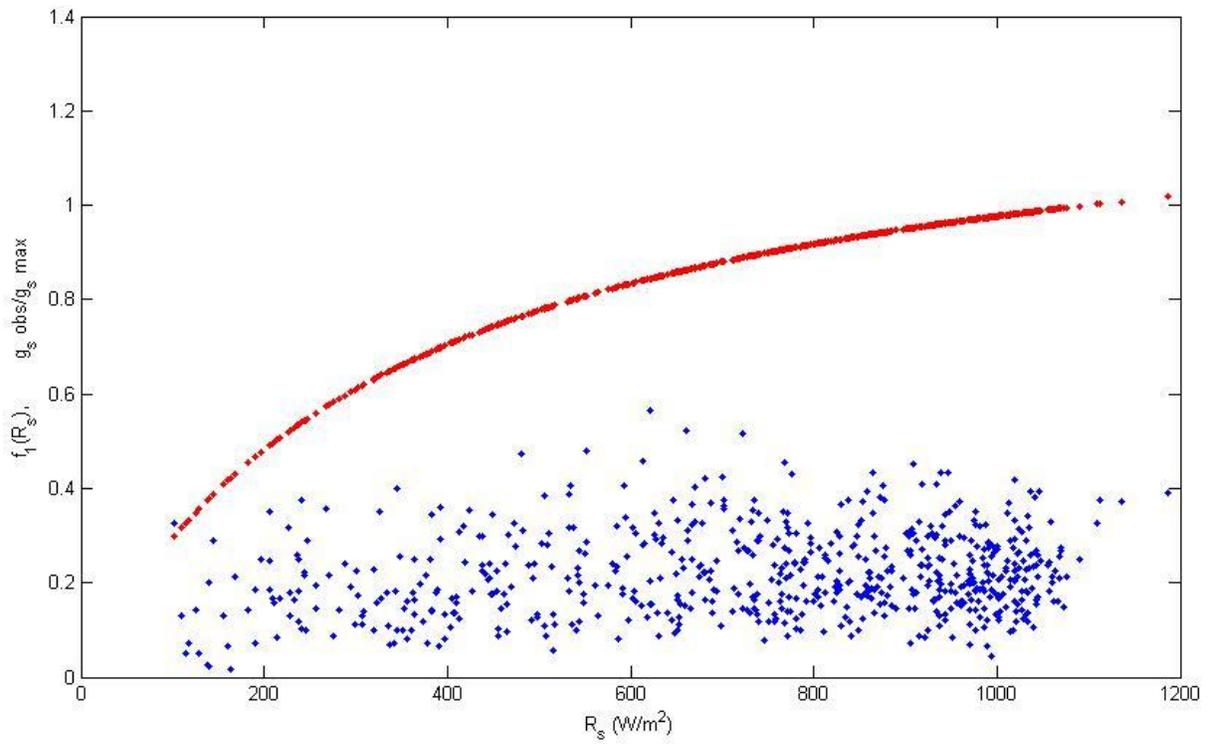
Relación de T con g_s observada para el primer modelo (R_s , T y DPV). En azul se muéstrala relación de g_s/g_s máx. En rojo se muestra la función para $f_2(T)$ contra T .



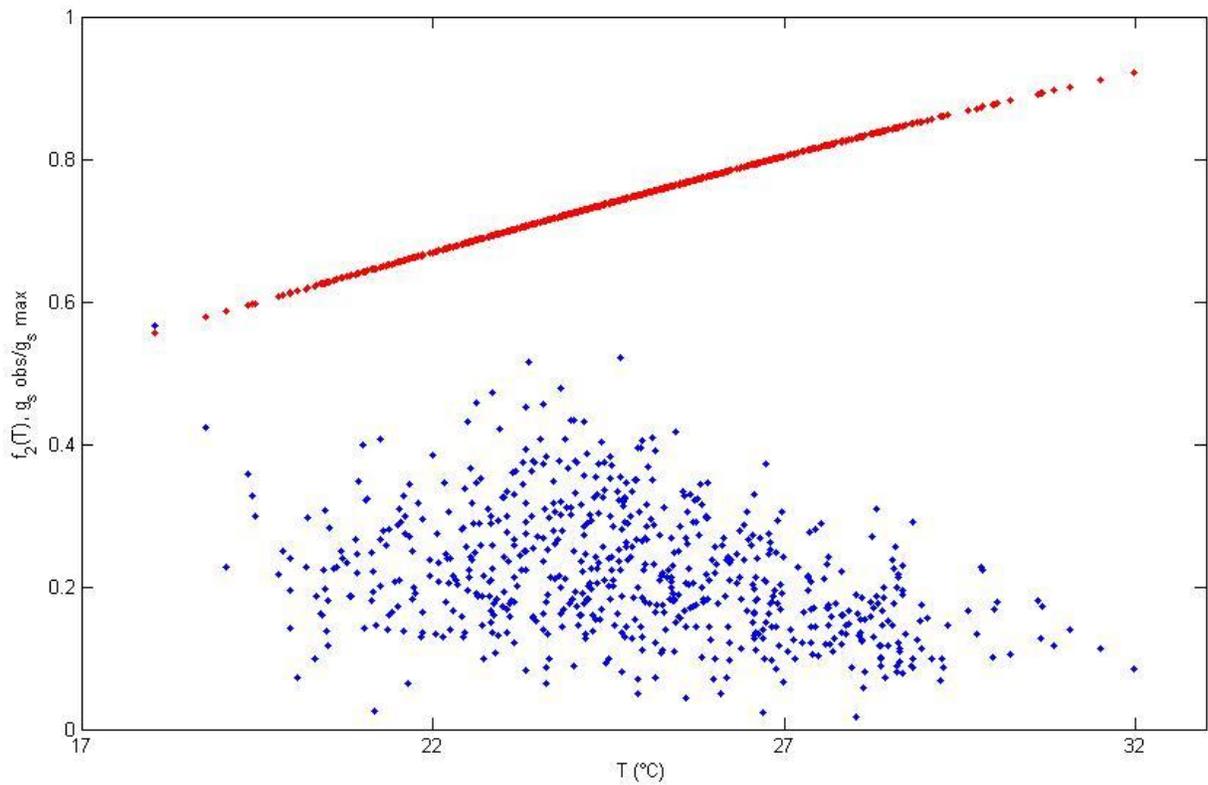
Relación de DPV con g_s observada para el primer modelo (R_s , T y DPV). En azul se muéstrala relación de $g_s / g_s \text{ máx.}$ En rojo se muestra la función para $f_3(\text{DPV})$ contra DPV.



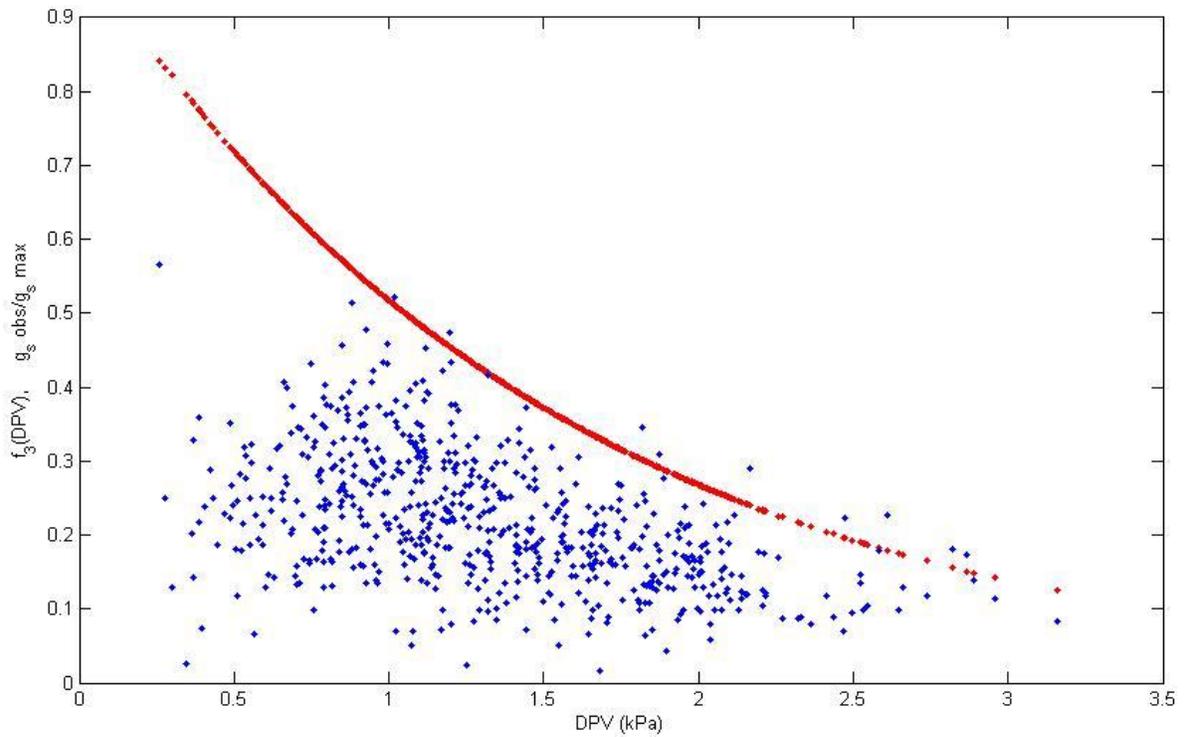
Relación de CAS con g_s observada para el primer modelo (R_s , T y DPV). En azul se muéstrala relación de $g_s / g_s \text{ máx.}$ En rojo se muestra la función para $f_4(\text{CAS})$ contra CAS.



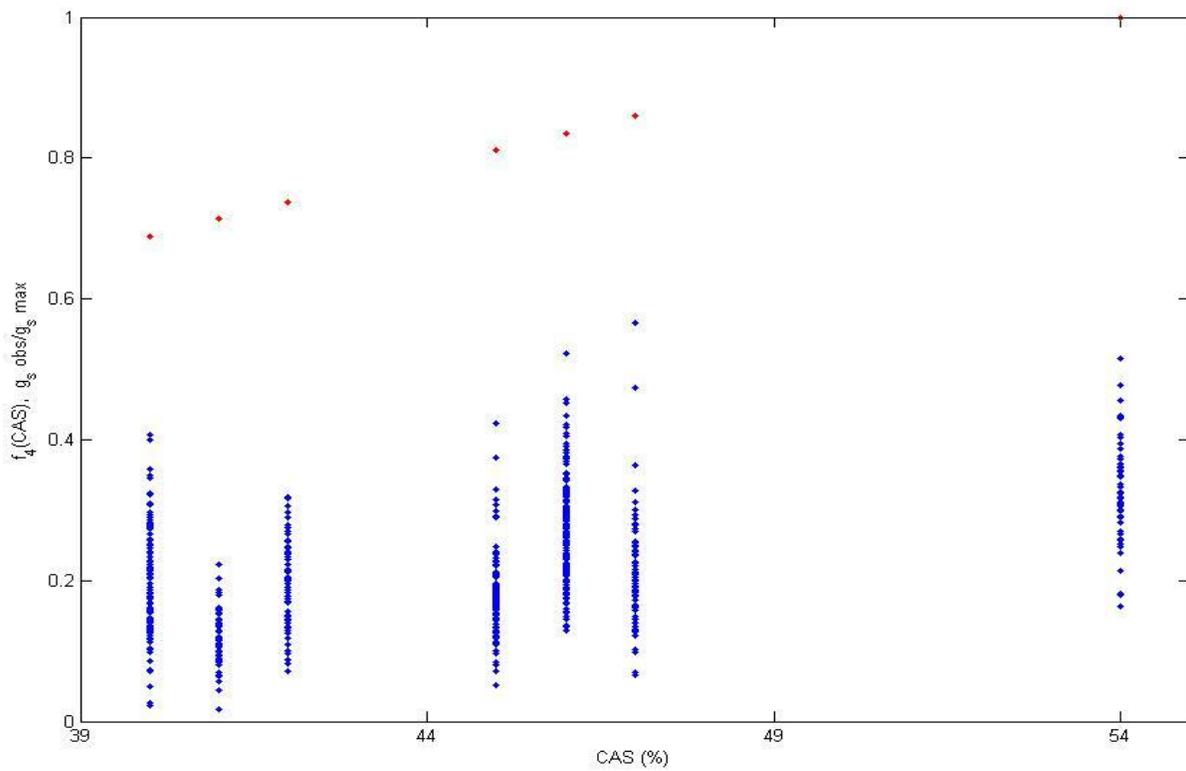
Relación de R_s con g_s observada para el segundo modelo (R_s , T , DPV y CAS). En azul se muestra la relación de g_s / g_s máx. En rojo se muestra la función para $f_1(R_s)$ contra R_s .



Relación de T con g_s observada para el segundo modelo (R_s , T , DPV y CAS). En azul se muestra la relación de g_s / g_s máx. En rojo se muestra la función para $f_2(T)$ contra T .



Relación de DPV con g_s observada para el segundo modelo (R_s , T , DPV y CAS). En azul se muestra la relación de g_s/g_s máx. En rojo se muestra la función para f_3 (DPV) contra DPV.



Relación de CAS con g_s observada para el segundo modelo (R_s , T , DPV y CAS). En azul se muestra la relación de g_s/g_s máx. En rojo se muestra la función para f_4 (CAS) contra CAS.