

Tesis defendida por
Samuel Villarreal Rodríguez
y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Rodrigo Vargas Ramos
Director del Comité

Dr. Stephen Vaughan Smith
Miembro del Comité

Dr. Jonás De Dios De Basabe Delgado
Miembro del Comité

Dr. Juan Carlos Herguera García
Miembro del Comité

Dr. Antonio González Fernández
*Coordinador del Programa de Posgrado
en Ciencias de la Tierra*

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales
Director de Estudios de Posgrado

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**Programa de Posgrado
En Ciencias de la Tierra con orientación en Geociencias Ambientales**

Variabilidad interanual de la evapotranspiración en dos ecosistemas semiáridos con patrones de precipitación distintos

TESIS

que Para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

Samuel Villarreal Rodríguez

Ensenada, Baja California, México, 2012

Resumen de la tesis de Samuel Villarreal Rodríguez, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Geociencias Ambientales. Ensenada, Baja California.

Variabilidad interanual de la evapotranspiración en dos ecosistemas semiáridos con patrones de precipitación distintos

Resumen aprobado por:

Dr. Rodrigo Vargas Ramos
Director de Tesis

Los patrones de precipitación son una de las características climáticas más importantes en los ecosistemas áridos y semiáridos. La variabilidad, magnitud y el número de pulsos de precipitación tiene una influencia fundamental en los ciclos biogeoquímicos y los flujos de evapotranspiración en estos ecosistemas. La evapotranspiración es el resultado de la transpiración de las plantas y de la evaporación del agua del suelo y la superficie de las plantas. En este trabajo se estudiaron dos ecosistemas semiáridos: uno con inviernos fríos y húmedos (El Mogor, Baja California, México) y el segundo con veranos húmedos y calurosos (Rayón, Sonora, México). Los objetivos del presente estudio son a:) caracterizar el comportamiento de la evapotranspiración dependiendo de los patrones climáticos en los dos sitios de estudio (i.e., estación de lluvias en fase (Rayón) y desfasada (Mogor) de la radiación solar); b) cuantificar el balance anual de la evapotranspiración, describir los patrones diarios y las relaciones con variables ambientales (i.e., radiación neta, humedad en el suelo, presión de vapor) dentro de cuatro temporadas del año: lluvias, secas y sus transiciones (lluvias-secas y secas-lluvias). El presente estudio representa 6 años-sitio de mediciones de evapotranspiración utilizando la técnica de eddy-covarianza, cubriendo un periodo de tiempo del 2008-2010 (i.e., 3 años de mediciones por sitio). Los resultados muestran que Rayón tiene un flujo máximo de evapotranspiración durante la transición de secas-lluvias, mientras que el mayor flujo en el El Mogor se presenta durante la transición húmeda-seca. El Balance anual de la evapotranspiración con respecto a la precipitación varía entre el 41% al 77% en El Mogor, mientras que en Rayón el rango es entre el 38% al 48%. Los resultados sugieren que los factores ambientales que presentan una mayor relación con la evapotranspiración son la precipitación, la radiación neta y la humedad en el suelo para ambos sitios pero su influencia es distinta entre temporadas. Este trabajo representa la primera síntesis de información dentro del consorcio Mexicano de Eddy Covarianza (MexFlux).

Palabras clave: **Evapotranspiración, precipitación, estaciones, eddy covarianza, semiáridos**

ABSTRACT of the thesis presented by **Samuel Villarreal Rodriguez** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Science with orientation in Environmental Geoscience. Ensenada, Baja California, Mexico. Month Year

Inter-annual variability of evapotranspiration in two semiarid ecosystems with different climate patterns

Abstract approved by:

Dr. Rodrigo Vargas Ramos
Thesis Director

Precipitation patterns are one of the most important characteristics in arid and semiarid ecosystems. Variability, magnitude, and the number of precipitation events have a direct influence on biogeochemical cycles as well as on evapotranspiration in these ecosystems. Evapotranspiration is defined as the sum of transpiration from the vegetation, plus the evaporation of water from the soil surface. For this project, two semiarid ecosystems were studied: one with cool and wet winters (El Mogor, Baja California, Mexico), and the other with wet and warm summers (Rayón, Sonora, Mexico). The primary objectives were: a) to study the dynamics of evapotranspiration with respect to climatic patterns (i.e., rainy season in phase with solar radiation (Rayón) and out of phase (El Mogor) with solar radiation); b) to quantify the annual water budget, and describe diurnal cycles and the relationship between evapotranspiration with environmental variables (i.e., net radiation, soil moisture, vapor pressure deficit) for different seasons: wet, dry, and their transitions (wet-dry and dry-wet). This study analyzed six site-years of information between 2008 and 2010 (i.e., 3 years of measurements per site). Results show that Rayón had a maximum evapotranspiration during the dry-wet transition, while El Mogor had the maximum during the wet-dry transition. The annual percentage between evapotranspiration and precipitation ranged from 41 to 77% for El Mogor, and 38% to 48% for Rayón. The results show that precipitation, net radiation, and soil moisture have the strongest relationship with evapotranspiration at both sites, but the strength of these variables on evapotranspiration vary among seasons. This project represents the first synthesis of information by the Mexican eddy covariance consortium (MexFlux).

Keywords: **Evapotranspiration, precipitation, seasons, eddy covariance, semiarid.**

*Para mis padres
Hermanos
y sobrinos*

Agradecimientos

Agradezco al Dr. Rodrigo Vargas Ramos por el gran entusiasmo y motivación para dirigirme en la realización de este proyecto, además de su valiosa amistad y consejos fuera de las aulas.

Al comité conformado por el Dr. Stephen V. Smith, Dr. Jonás D. De Basabe y Dr. Juan Carlos Herguera Garcia por su valioso apoyo y observaciones que me ayudaron a mejorar el trabajo.

En especial al Dr. Stephen V. Smith, por aceptar colaborar en este proyecto a pesar de que se encuentra jubilado.

Con especial cariño a mis amigos, Brenda Anda Martín, José Santos Acosta Rosales, Minerva Padilla Morín, German Clemente Gallardo Mata, Sergio Martinez, Enrique Pahuamba, Lizette Michel, Cristina Sanchez Garcia, Marie Sophie Wurl, Florian Neumann, Xochitl Torres, Dulce Gutierrez, Amalia Monzón, Javier González, Alejandra Sanchez, Viridiana Herrera, Ismael Yarbuh, Gina Villalobos, Tomas Peña y a todos mis compañeros de ciencias de la tierra.

Al M.C. Jose Santos Acosta Rosales por su invaluable ayuda en la realización de este trabajo.

Al CICESE por el apoyo otorgado por medio de una beca de manutención y para asistir a congresos.

Agradezco al CONACyT por el financiamiento otorgada a través de una beca de posgrado.

Al proyecto de Ciencia Básica (152671) y FORDECYT (146606) otorgado al Dr. Rodrigo Vargas.

Tabla de contenido

	Página
Resumen español.....	I
Resumen inglés.....	II
Dedicatorias.....	III
Agradecimientos.....	VII
Lista de Figuras.....	VII
Lista de Tablas.....	VIII
Capítulo 1. Introducción.....	
1.1 Introducción.....	1
1.2 Justificación.....	3
1.3 Antecedentes.....	7
1.4 Metas.....	8
1.4.1 Pregunta de investigación.....	9
1.4.2 Objetivo general.....	9
1.4.3 Objetivos específicos.....	9
1.5 Hipótesis.....	10
Capítulo 2. Metodología.....	11
2.1 Instrumentación.....	13
2.1.2 Procesamiento de Datos.....	15
2.2.2. Balance de Energía.....	17
2.2.3 Correcciones para condiciones de baja turbulencia.....	18
2.2.4 Llenado de datos faltantes.....	19
2.3 Separación de temporadas ambientales.....	20
2.4 Análisis de Datos.....	20
2.4.1 Análisis de varianza (ANOVA).....	20
2.4.2.1 Árbol de regresión.....	21
2.4.2. Análisis wavelet.....	22
Capítulo 3. Resultados.....	23
3.1 Balance Hídrico.....	23
3.2 Variación temporal en series de mediciones ambientales..	24
3.3 Variaciones anuales y estacionales de la evapotranspiración.....	28
3.4 Promedios anuales de la evapotranspiración.....	30
3.5 Patrones diarios.....	32
3.6 Factores ambientales y su relación con la evapotranspiración.....	33
Capítulo 4. Discusiones.....	36
4.1 Variación interanual de la evapotranspiración.....	39

4.2 Variación estacional de la evapotranspiracion.....	40
4.2.1 Temporada de lluvias.....	41
4.2.2 Temporada de secas.....	42
4.2.3 Transición lluvias-secas.....	43
4.2.4 Transición secas-lluvias.....	44
4.4 Ciclos diurnos.....	45
4.5 Variables ambientales relacionadas con la evapotranspiracion.....	46
Conclusiones	48
Referencias bibliográficas.....	49

Lista de figuras

<i>Figura</i>		<i>Página</i>
1	Regiones hidrológico-administrativas de México	4
2	Evapotranspiración real.	5
3	Sitios de la red Mexflux.	6
4	Promedios de precipitación y temperatura mensual.	11
5	Sitios de estudio.	13
6	Técnica de Eddy-covarianza.	16
7	Promedios diarios del calor latente de evaporación, temperatura y radiación solar, en El Mogor.	25
8	Promedios de radiación neta, contenido volumétrico de agua en el suelo y precipitación, en El Mogor.	26
9	Promedios diarios de calor latente de evaporación, temperatura y radiación solar, en Rayón.	27
10	Promedios diarios de radiación neta, contenido volumétrico de agua en el suelo y precipitación, en Rayón.	
11	Análisis wavelet.	
12	Promedios anuales	
13	Patrones diurnos	
14	Arboles de regresión para El Mogor	
15	Arboles de regresión para Rayón	

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Balance de energía.	
2	Promedios anuales y prueba ANOVA de dos vías para El Mogor.	
3	Promedios estacionales y prueba ANOVA de dos vías para Rayón.	

Capítulo 1. Introducción

1.1 Introducción

Actualmente existe un consenso en que la temperatura de la superficie terrestre durante el siglo XX ha aumentado, siendo esto una consecuencia directa del cambio climático global (Jones y Mober, 2003). Dicho incremento de la temperatura superficial presenta repercusiones directas para distintos ciclos biogeoquímicos (Heimann y Reichstein, 2008). En este trabajo nos enfocaremos en el ciclo hidrológico, por lo tanto con el cambio global se prevé una intensificación de ese ciclo, es decir, se estima un aumento en las precipitaciones a escala global, lo cual puede repercutir en mayores caudales y en tasas mayores de evapotranspiración (Huntington, 2006). Hulme et al., (1998) mencionan que la precipitación a escala global se ha incrementado aproximadamente un 2% durante 1900-1988, sin embargo, esta presenta una alta variabilidad entre regiones (Huntington, 2006). Al igual que la precipitación, la escorrentía también presenta una considerable variabilidad regional en donde, a escala global, Labat et al., (2004) concluyen que entre 1920 y 1975 hubo un aumento en el escurrimiento en las cuencas de los principales ríos del mundo. A diferencia de la precipitación y la escorrentía, existe más incertidumbre en el comportamiento de la evapotranspiración dentro de una escala global. Jung et al., (2010) estimaron la evapotranspiración de 1982 al 2008 y concluyen que durante 1982-1997 ésta presentó un incremento de 7.1 mm/año/década, lo cual es consistente con el incremento de la temperatura superficial y la consecuente intensificación del ciclo hidrológico. Cabe mencionar que a partir del último gran evento de El Niño registrado en 1998, el incremento decadal de la evapotranspiración durante 1982-1997 dio paso a una disminución de la misma, con una tasa de decaimiento de -7.9 mm/año/década. Por lo tanto, resulta difícil el determinar si las variaciones

presentadas por la evapotranspiración a escala global se deben directamente a la influencia del cambio global o bien, responde a una oscilación climática natural (Jung et al., 2009). Es por ello que se requieren más estudios sobre la dinámica de la evapotranspiración especialmente en ecosistemas que han sido sub-representados como lo son aquellos en climas áridos y semiáridos (Baldocchi, 2008).

Las implicaciones locales o regionales del cambio climático pueden distanciarse de aquellas exhibidas de manera global (Huntington et al., 2006), pues los diferentes ecosistemas presentan distinta susceptibilidad y respuestas ante la variabilidad climática (Cramer et al., 2001). En este trabajo nos enfocamos a estudiar ecosistemas semiáridos; su importancia reside en que éstos cubren aproximadamente un 30% de la superficial global (Rotenberg y Yakir., 2010). La dinámica de los procesos biogeoquímicos en estos ecosistemas esta fuertemente ligada al ciclo hidrológico. Las proyecciones climáticas mencionan que las regiones subtropicales semiáridas del suroeste de Estados Unidos y regiones del norte de México, el Mediterráneo, así como el Medio Oriente de Asia, recibirán precipitaciones anuales menores y por ende tendrán una menor evapotranspiración (Seager et al., 2007). Consistente con el estudio de Seager et al., (2007), Diffenbaugh et al., (2010), por medio de un estudio multi-escenario y multi-modelo concluyen que una de las zonas que presenta una mayor vulnerabilidad al cambio climático son el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos. Para estas regiones se pronostica una fuerte variabilidad interanual de la precipitación al igual que en la temperatura superficial; siendo la temporada calurosa la que presenta una mayor variabilidad. Se espera que estas variaciones climáticas modifiquen el comportamiento del ciclo hidrológico para el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos. Por lo tanto, se requieren estudios para entender cómo distintos ecosistemas responden a la variabilidad climática, especialmente en zonas consideradas como “hotspots” o zonas vulnerables a cambios climáticos.

Para poder entender la dinámica climática y sus implicaciones en los ciclos biogeoquímicos, es importante entender el intercambio de masa y energía entre la biósfera y el ecosistema (Baldocchi et al., 2001). Una de las técnicas capaces de medir dichas transferencias de masa y energía es la eddy-covarianza (Baldocchi y Mayers, 1998). Las mediciones realizadas por esta técnica abarcan escalas de tiempo del orden de minutos hasta décadas (Baldocchi et al., 2001), teniendo un área de influencia típica de entre 100-2000 m (Baldocchi et al., 2001). Dada la cobertura tanto espacial como temporal de la eddy-covarianza, esta técnica tiene el potencial de medir la respuesta del ecosistema a los diferentes regímenes climáticos (Baldocchi et al., 2001). FLUXNET es la red global de mediciones de flujos micrometeorológicos, la cuál, por medio de la técnica de Eddy-covarianza calcula los flujos de carbono, agua y energía entre los ecosistemas y la atmósfera en más de 500 sitios alrededor del mundo (Stöckli et al., 2008). FLUXNET, cuenta con la infraestructura necesaria para compilar, archivar y distribuir esta información a través de la comunidad científica, con lo cual se favorece la síntesis, discusión y comunicación de las observaciones realizadas a nivel global (Baldocchi et al., 2012). En nuestro país, la red MexFlux es un consorcio científico regional que forma parte de FLUXNET. Actualmente MexFlux cuenta con más de 35 años-sitios de información, los cuales proporcionan información sobre ecosistemas de matorrales, bosques y pastizales tanto en climas áridos como tropicales (Vargas et al., 2012, en prensa).

1.2 Justificación

Los ecosistemas áridos y semiáridos cubren aproximadamente el 40% de la superficie de nuestro país (Challenger y Soberón, 2008), los cuales se encuentran principalmente en las porciones centro y norte. Hidrológicamente, estas regiones presentan una fuerte presión sobre sus recursos hídricos, en especial las regiones hidrológicas de la Península de Baja California (I) y Noroeste (II) (Figura 1; Leal-

Ascencio et al., 2008). Las actividades económicas que presentan el mayor consumo de agua en estas regiones, son las actividades agropecuarias (Leal-Ascencio et al., 2008). Por lo cual, el entender de una manera profunda el balance hidrológico para estas regiones es fundamental para el uso y manejo de los recursos hídricos, pues dentro del contexto del cambio climático global, es en donde se espera una mayor variabilidad en los eventos de precipitación (Diffenbaugh et al., 2010).

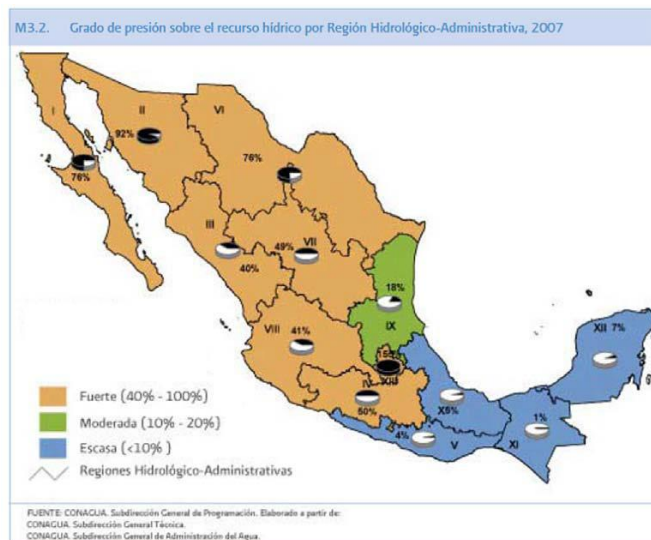


Figura 1. Regiones hidrológico-administrativas de México, la mayoría de estas regiones presenta una fuerte presión sobre los recursos hídricos. El área sombreada del círculo indica el porcentaje de explotación hídrica. (Tomada de Leal-Ascencio et al., 2008, p. 34).

Dentro del balance hidrológico una de las variables más difíciles de cuantificar es la evapotranspiración (Lettenmaier y Famiglietti, 2006), especialmente la evapotranspiración real (Figura 2).

La evapotranspiración real expresa el régimen tanto hídrico como energético del ambiente, siendo distinta de la evapotranspiración potencial, debido a que esta sólo expresa el régimen energético para una zona en donde la humedad no es un factor limitante (Fisher et al., 2011).

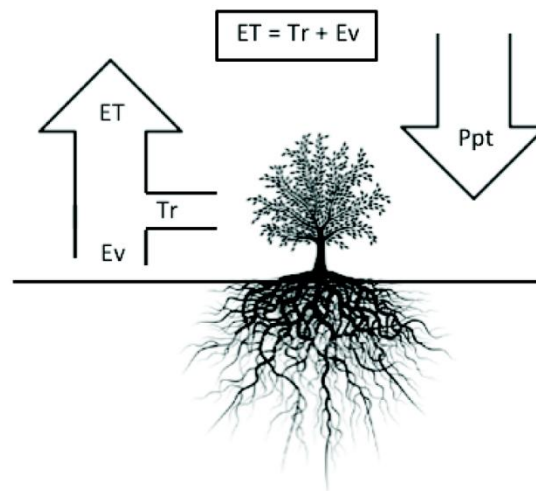


Figura 2. La evapotranspiración real (ET), es la suma de la transpiración (Tr) llevada a cabo por la vegetación, más la evaporación del suelo (Ev). En donde la humedad del ambiente proviene de las precipitaciones (Ppt). (Modificado de Vargas et al., en prensa)

La importancia de conocer el comportamiento interanual e intraanual de la evapotranspiración real es fundamental para entender la interacción entre los ecosistemas terrestres con el clima, para estimar el balance de energía en la superficie terrestre, así como en el manejo de recursos hídricos y en la elaboración de planes más eficientes de riego (Ryu et al., 2008, Rana y Katerji., 2000).

En el presente estudio se analiza la evapotranspiración real en dos ecosistemas semiáridos. Estos sitios se encuentran dentro de las regiones

hidrológicas Península de Baja California (i.e., El Mogor) y Noroeste (i.e., Rayón), regiones que presentan la mayor presión sobre sus recursos hídricos (Figura 1); ambos sitios pertenecientes a la red MexFlux (Figura 3; Vargas et al., 2012, en prensa). Con lo cual, este trabajo proporciona nuevas oportunidades de colaboración, así como la oportunidad de mostrar el beneficio de las interacciones y síntesis. Este trabajo pretende abrir nuevas oportunidades de colaboración y mostrar el beneficio de las interacciones y síntesis dentro de los científicos miembros de MexFlux.

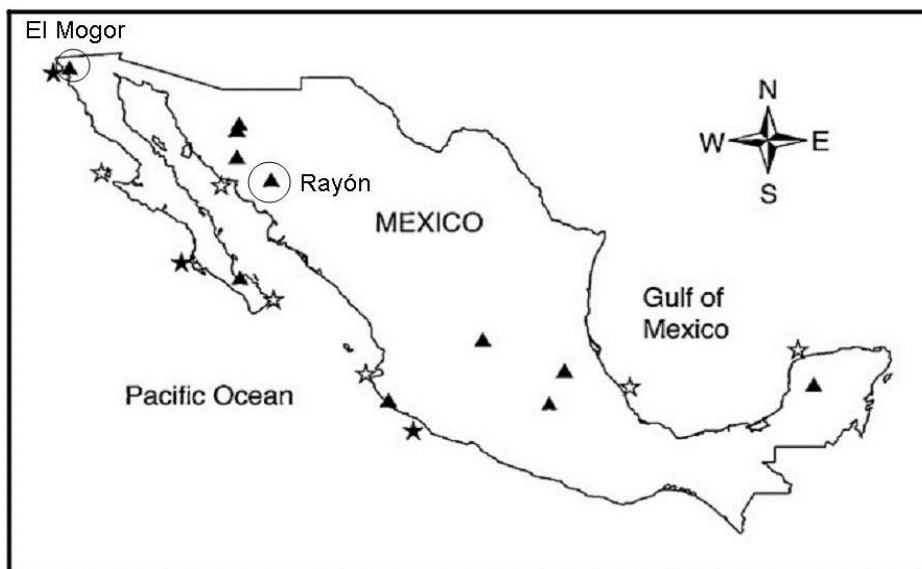


Figura 3. Sitios de monitoreo de la Red MexFlux, los sitios de El Mogor y Rayón (rodeados por un círculo) se encuentran dentro de las regiones hidrológicas que presentan una mayor presión sobre sus recursos hídricos. Los triángulos negros representan los sitios activos de MexFlux. Las estrellas corresponden a los sitios FLUCAR (consorcio mexicano de mediciones de carbono en el océano Pacífico), en donde las estrellas negras corresponden a sitios activos, mientras que las estrellas blancas son sitios en donde se planea realizar mediciones. (modificada de Vargas et al., 2012, p.88)

1.3 Antecedentes

La evapotranspiración puede ser entendida como el agua que es transferida de la superficie terrestre a la atmósfera, siendo esta la suma de la evaporación de un cuerpo superficial de agua y del suelo, más la transpiración de la vegetación (Figura 2). Uno de los métodos para calcular la evapotranspiración reside en el balance de energía:

$$LE = RN - H - G \quad (1)$$

En donde la radiación neta (RN) es la energía disponible para llevar a cabo la evapotranspiración. Esta energía se puede descomponer en calor sensible (H) el cual es la energía que permanece en el medio en forma de calor, otra fracción de esta es absorbida principalmente por el suelo (G), siendo el resto de la energía disponible de la radiación neta convertida en calor latente de evaporación (LE); esta energía, la cual es absorbida por el agua para realizar el cambio de estado físico de líquido a vapor y es expresada en unidades de energía (W/m^2). LE también representa la humedad devuelta a la atmósfera por medio de la evapotranspiración y es representada en $mm/H_2O/m^2$.

La transferencia de agua se presenta tanto por procesos aerodinámicos como por procesos biológicos (Wang y Dickinson, 2012), dicha transferencia ocurre entre el ecosistema y la capa atmosférica adyacente a este, conocida como capa límite de la atmósfera. Entre el ecosistema y la capa límite de la atmósfera se presenta un intercambio tanto de energía como de humedad (Wang y Dickinson, 2012), siendo estos flujos conducidos por la turbulencia del viento, la cual es generada por convecciones térmicas y por la tensión cortante del viento (Deardorff., 1972).

La evapotranspiración se encuentra condicionada tanto por la energía presente en el medio como por la disponibilidad de agua dentro del mismo. Un balance entre la radiación neta presente en el medio y la humedad en el mismo está dado por la evapotranspiración real (Fisher et al., 2011), la cual refleja tanto el régimen de energía como el régimen de agua dentro del sistema. Sin embargo, existen otros factores que influyen directamente la evapotranspiración, como lo son el déficit de vapor de presión, la radiación solar (tanto en forma de radiación neta como en temperatura del aire), la velocidad del viento y la humedad del suelo, esta última variable es de gran importancia para la evapotranspiración en ecosistemas semiáridos (Fisher et al., 2011. Raupach, 2001. Monteith, 1981, Domingo et al., 2011). Para ecosistemas áridos y semiáridos, los cuales se caracterizan por la escasez de agua, la ocurrencia de precipitación es el factor principal de la evapotranspiración (Wang et al., 2012), pues por lo general estos sitios presentan una evapotranspiración potencial alta (Fisher et al., 2011). Los factores biológicos que influyen en la evapotranspiración son aquellos asociadas a las características de la vegetación, referentes tanto al dosel como a la dinámica de sus raíces (Fisher et al., 2011).

1.4 Metas

Una de las posibles repercusiones ante el cambio climático global es el cambio en los patrones del ciclo hidrológico (Huntigton et al., 2006). Por lo tanto, en este trabajo se trata de comprender cómo el efecto de la variación en los patrones de temperatura y precipitación, afecta la evapotranspiración real en una de las regiones potencialmente más susceptibles al cambio climático en Norte América: el noroeste de México (Diffenbaugh et al., 2008). En éste trabajo se analiza la variabilidad interanual de la evapotranspiración real para dos ecosistemas semiáridos en el noroeste de México, los cuales presentan patrones anuales distintos en los factores limitantes para la evapotranspiración (i.e.,

radiación y precipitación). A lo largo de este trabajo nos referiremos simplemente como *evapotranspiración* a la evapotranspiración real.

1.4.1 Pregunta de investigación

Las preguntas científicas que motivan este trabajo son:

- 1- ¿Cómo influye la variación interanual de la temperatura y la precipitación en la evapotranspiración de dos ecosistemas terrestres en donde uno tiene un patrón de lluvias en invierno y otro con lluvias en verano?
- 2- ¿Cuál de los dos ecosistemas presenta la mayor sensibilidad en la variación de la evapotranspiración con respecto a cambios ambientales intra- e inter-anales?

1.4.2 Objetivo general

Analizar la variabilidad de la evapotranspiración para dos ecosistemas semiáridos con patrones de precipitación distintos.

1.4.3 Objetivos específicos

- 1- Describir los patrones anuales y la periodicidad de la evapotranspiración en dos ecosistemas semiáridos con patrones de precipitación distintos.
- 2- Definir cómo los cambios estacionales influyen en la variación intraanual del ciclo diario (i.e., ciclo de 24 horas) de la evapotranspiración.
- 3- Determinar el balance hidrológico (i.e., precipitación - evapotranspiración) para los dos sitios durante 3 años de mediciones.
- 4- Determinar cómo factores físicos (e.g., temperatura, radiación, déficit vapor de presión y humedad del suelo) regulan la magnitud de la evapotranspiración a lo largo del año en los dos sitios de estudio.

1.5 Hipótesis

La hipótesis general se basa en que el sitio de estudio que presenta lluvias más intensas y mayor temperatura durante el verano (i.e., Rayón, Sonora), mostrará una mayor evapotranspiración en comparación con el sitio en donde la lluvia tiene menor intensidad y se presenta en invierno (i.e., Mogor, Baja California). Así mismo, se espera que la radiación solar sea el factor ambiental que describa principalmente la evapotranspiración en el primer sitio. Varios factores ambientales (e.g., radiación y humedad del suelo) pueden describir la evapotranspiración en el segundo sitio ya que las lluvias no se encuentran asociadas a altas temperaturas y radiación solar.

Capítulo 2. Metodología

Se estudiaron dos ecosistemas semiáridos en el noroeste de México, analizando 3 años de información (2008-2010) en cada uno de estos. Los sitios presentan una climatología distinta. Uno de estos (El Mogor) se caracteriza por tener un clima con precipitación en invierno (Figura 4a), mientras que las precipitación en Rayón se presentan durante los meses cálidos del verano propiciadas por el Monzón de Norte América (Figura 4b).

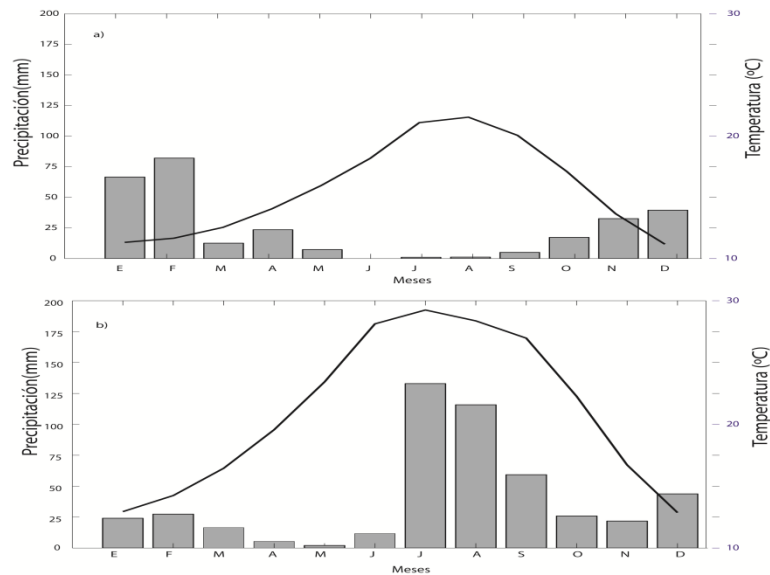


Figura 4. Patrones de la precipitación y temperatura mensual (1980-2008). Las letras en el eje horizontal denotan la primera letra del mes del año. Datos tomados de DAYMET (<http://daymet.ornl.gov/singlepixel>)

El Mogor se encuentra dentro del Valle de Guadalupe, Baja California, dentro de las coordenadas 32.0301N, 116.604219W (Figura 5). Este sitio presenta un clima tipo mediterráneo semiárido (BSks) con veranos cálidos y secos los cuales contrastan con los inviernos fríos y húmedos, anualmente presenta una temperatura media anual de 15.7°C y una precipitación promedio de 289 mm/año (1980-2008, <http://daymet.oRNI.gov/singlepixel>). La vegetación para este sitio es un matorral xerófilo, en el cual las especies dominantes son: *Ornithostaphylos oppositifolia*, *Cneodirium dumosum*, *Salvia apiana* y *Hazardia squarrosa* (León, 2012). Este sitio se quemó durante el año 1988 como parte del ciclo natural del chaparral (Vizcaíno y Sosa-Ramírez, 1997). En el año 2012 algunas características de la vegetación fueron: Altura promedio 1m, índice de área foliar promedio anual de 1.54 (León, 2012), máximo registrado en noviembre 2.145, mínimo 0.40 octubre; medido con LI-2200 (LICOR, Lincoln, NE). El suelo es somero correspondiendo a un haploxerosol típico con una textura areno-limosa, siendo 75% arena, 14% limo y 11% arcilla (Vizcaíno y Sosa-Ramírez, 1997), con una densidad del suelo de 0.93 g/cm³ (León, 2012).

Rayón se ubica dentro de la cuenca Sierra Los Locos, Sonora, en las coordenadas 29.741N, 110.5337 (Figura 5). Presenta un clima estepario cálido (BSh), con una temperatura media anual de 21°C y una precipitación media anual de (487 mm) (1961-2008, <http://daymet.oRNI.gov/singlepixel>), las precipitaciones se encuentran dominadas por el Monzón de Norte América (Julio a Septiembre) el cual aporta un 60-70% de la precipitación total anual, siendo las precipitaciones invernales de menor relevancia para este sitio (Vivoni et al., 2008). La vegetación es un matorral subtropical, las especies dominantes son: *Fouquieria macdougalii*, *Parkinsonia Praecox*, *Acacia cochiacanta*, *Jatropha cordata*, *Encelia farinose*. La altura promedio de la vegetación es de 5m, las características del suelo son: tipo Regosol, limo-arcilloso. La textura del suelo es gruesa, 56% arena, 10% limo y 34% arcillas, con una densidad de suelo de 1.4 g/cm³. Cabe mencionar que este sitio ha sido empleado ocasionalmente para pastoreo. Ambos sitios pertenecen al

consorcio Mexicano de sitios que emplea la técnica de eddy-covarianza: Mexflux (Vargas et al., 2012, en prensa).

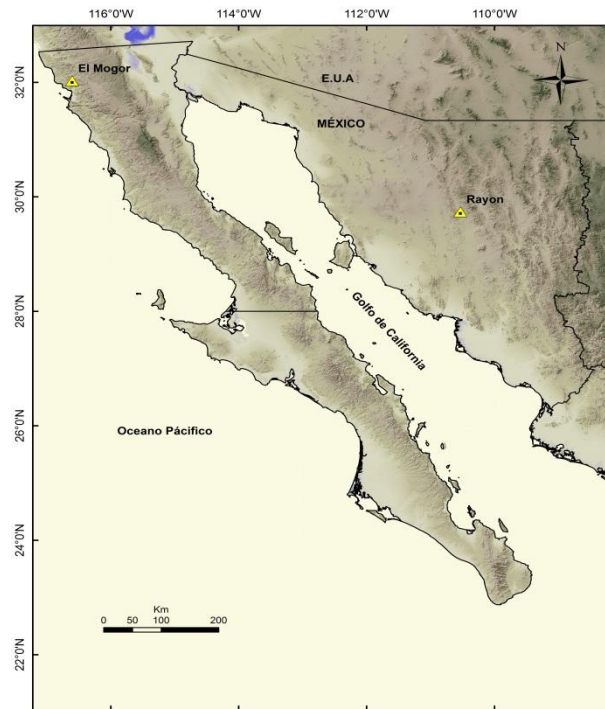


Figura 5. Localización de las torres de Eddy-covarianza. Ambos corresponden a ecosistemas semiáridos. El Mogor presenta un clima mediterráneo, mientras que Rayón se encuentra influenciado por el monzón de Norteamérica.

2.1 Instrumentación

Cada uno de los sitios está equipado con una torre de Eddy-covarianza y un equipo de sensores micrometeorológicos. El equipo de medición de flujos para Mogor consiste en un analizador de gases infrarrojo (IRGA, LI-7500, LI-COR, Lincoln, USA) y un anemómetro sónico en las tres dimensiones (81000V, Young, Traverse City, USA). Este equipo se encuentra a una altura de 5.5 m con respecto del suelo. Las mediciones fueron llevadas a cabo a una frecuencia de 20 Hz, la

adquisición de datos se realizó por medio de una computadora WaySmall 200ax, (gumstix) la cual opera con Linux; la adquisición de datos se llevó a cabo mediante un software generado en el laboratorio de Plantas y Ecosistemas Terrestres del CICESE (Castro, 2007). Complementariamente se midieron variables meteorológicas, las cuales son: radiación neta (RN; NR Lite, Kipp and Zonen, Delft, The Netherlands), radiación fotosintéticamente activa (RFA, PAR Lite, Kipp and Zonen, Delft, The Netherlands), precipitación, presión barométrica (PTB101B, Vaisala, Helsinki, Finland), flujo de calor del suelo a una profundidad de 8 cm. (HFP01, Hukseflux. Delft, The Netherlands) y sensores de humedad del suelo mediante reflectómetros en el dominio del tiempo a las profundidades de 5, 10, 20 y 40 cm. (10HS, Decagon Devices, Pullman, USA). La frecuencia de mediciones de los sensores meteorológicos fue de 1/60 Hz, estos fueron almacenados por el programa generado por el Laboratorio de Plantas y Ecosistemas Terrestres del CICESE (Castro, 2007). Las mediciones comenzaron el 26 de agosto del 2006; sin embargo, los datos analizados en el presente estudio corresponden al 1 de enero del 2008 al 31 de diciembre del 2010. El equipo utilizado para las mediciones de los flujos es calibrado mensualmente desde el inicio de las operaciones de la torre, esto se hace mediante la fijación de concentración máximas y mínimas de estándares ya conocidos.

El equipo de medición de flujos en Rayón consiste en un analizador de gases infrarrojo (IRGA, LI-7500, LI-COR, Lincoln, USA) y un anemómetro sónico en las tres dimensiones (CSAT 3, Campbell Scientific, Logan, UT, USA). Este equipo se encuentra a una altura de 8 m con respecto del suelo. Las mediciones fueron llevadas a cabo a una frecuencia de 10Hz, la adquisición de datos se realizó por medio de datalogers (CR5000, Campbell Scientific, Logan, UT). Complementariamente se midieron variables meteorológicas, las cuales son: radiación neta (RN Lite, Kipp and Zonen, Delft, The Netherlands), radiación fotosintéticamente activa (RFA, PAR Lite, Kipp and Zonen, Delft, The Netherlands), precipitación, presión barométrica (PTB101B, Vaisala, Helsinki,

Finland), flujo de calor del suelo a una profundidad de 8 cm. (HFP01, Hukseflux. Delft, The Netherlands) y sensores de humedad del suelo mediante reflectómetros en el dominio del tiempo a las profundidades de 10 y 30 cm (CS616, Campbell Scientific, Logan, UT, USA). La frecuencia de mediciones de los sensores meteorológicos fue de 1/60 Hz. En el sitio de Rayón los datos analizados son del 20 de junio del 2008 al 31 de diciembre del 2010. El equipo utilizado para las mediciones de los flujos es calibrado mensualmente desde el inicio de las operaciones de la torre.

2.1.2 Procesamiento de Datos

Los datos obtenidos directamente por el equipo presentaron algunos valores fuera del rango real de medición, para corregir esto aquellos valores fuera de 3 desviaciones estándar fueron eliminados. Datos faltantes de temperatura, precipitación, humedad, radiación solar, déficit de vapor de presión, fueron completados/suplementados por una estación meteorológica cercana “El Porvenir” (Ubicada a 5km al norte del Mogor, 32.0744N, 116.621667W). No se realizó ningún intento por llenar los datos faltantes de la torre de Rayón ya que no se encontró ninguna estación meteorológica cercana al sitio de estudio.

Posteriormente por medio de la técnica de Eddy-covarianza (Figura 6) se estimaron los flujos de energía (calor latente de evaporación y calor sensible). La técnica de eddy-covarianza es una técnica ampliamente utilizada alrededor del mundo y existen excelentes publicaciones que la describen detalladamente (Baldocchi et al., 2000. Aubinet et al., 2000). A continuación se mencionan las bases de esta técnica.

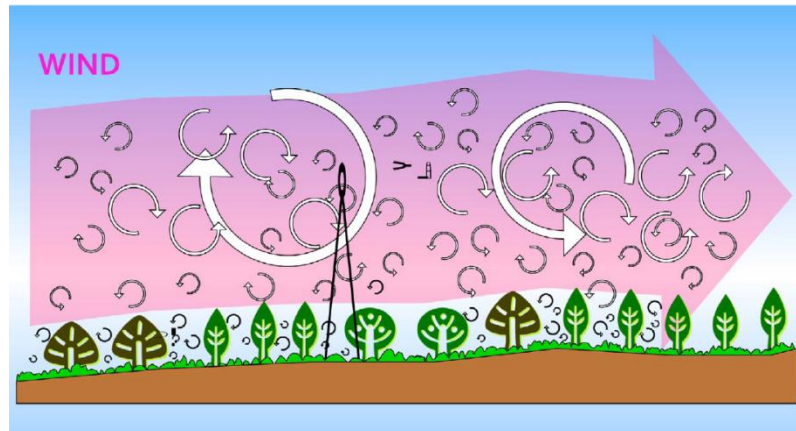


Figura 6. El flujo de aire es representado por los vórtices, los cuales tienen diferentes tamaños, frecuencias y direcciones. A pesar de este caos, el equipo es capaz de medir la dirección y velocidad de los diferentes vórtices, así como la concentración de los gases que se desea medir. (Imagen tomada de Wang y Dickinson, 2012, p.2)

La ecuación que emplea esta técnica para estimar los flujos es:

$$F \approx \rho_a W' C' \quad (2)$$

En donde F es el flujo, ρ_a la densidad media del aire, W' la desviación inmediata de la velocidad con respecto de su media y C' la desviación inmediata de la concentración del gas con respecto a su media.

El flujo de LE fue calculado a partir de los datos crudos mediante el software EddyPro 3.2 (LICOR 2008). Para asegurar una buena estimación dicho software considera correcciones para la frecuencia de respuesta, este error es del tipo instrumental y corresponde a la pérdida de flujos debido a las diferentes frecuencias de los vórtices (Figura 4; Baldocchi, 2003), corrección Webb-Pearman-Leuning la cual compensa por efectos de fluctuaciones en la temperatura y dilución del vapor de agua en fluctuaciones medidas para H_2O (Baldocchi, 2003). También se realiza una corrección por el desfaseamiento entre la

señal de la concentración del gas medido y la velocidad del viento (Baldocchi, 2003). Las variables referentes a flujo de calor del suelo, radiación neta, humedad del suelo, precipitación, déficit de vapor de presión, temperatura y radiación solar, fueron obtenidas a partir de los sensores meteorológicos una frecuencia 1/60 Hz. Los valores negativos de LE durante el día fueron eliminados y los valores negativos de LE durante la noche fueron fijados a cero.

2.2.2 Balance de energía

Uno de los métodos para estimar la confiabilidad de las mediciones de la Eddy-covarianza es el cierre de energía (Wilson et al., 2002). El cierre de balance de energía (ecuación 3) se basa en que la energía disponible en el medio es igual a la absorbida por el mismo (Wilson et al., 2002).

$$(LE + H)/(RN - G) \quad (3)$$

En donde $RN-G$ representa la energía disponible en el medio, la cual se transforma tanto en calor latente de evaporación y calor sensible ($LE + H$, respectivamente). Los sitios de estudio mostraron un alto valor para el cierre de energía (Tabla 1) y los valores son comparables con los cierres de energía de otras torres de eddy-covarianza alrededor del mundo (Wilson et al., 2002). Los valores del cierre de energía son una forma indirecta de evaluar la confiabilidad de la técnica de eddy-covarianza. Entre más alto sea el valor (máximo = 1) más confiabilidad en las mediciones. En promedio, los sitios FLUXNET tienen un valor de 0.80 (Wilson et al., 2002), variando entre 0.60 y 0.95. En la actualidad no existe un umbral para el cierre de energía el cual determiné que datos son aptos para ser analizados.

Tabla 1. La relación $(H+LE)/(RN-G)$ muestra el Balance de energía medido en el sitio de estudio, en un caso ideal este cociente tiene el valor de 1, el cual expresa que la energía de entrada al sistema es igual a las salida.

Año	El Mogor	Rayón
2008	0.92	0.82
2009	0.95	0.69
2010	0.84	0.73

2.2.3 Correcciones para condiciones de baja turbulencia

Una vez obtenidos los flujos, los valores negativos del calor latente de evaporación fueron llevados a cero y los flujos generados durante condiciones de baja turbulencia fueron eliminados, esto corresponde a valores en donde la velocidad del viento se encuentra por debajo de un umbral definido como U^* ; en donde $U^*=0.10$ m/s para El Mogor durante todo el periodo analizado. Para Rayón este umbral varió respecto a cada uno de los años, siendo $U^*=0.11$, $U^*=0.10$ y $U^*=0.14$ para los años del 2008, 2009 y 2010 respectivamente. Este umbral conocido como U^* se define mediante la separación del calor latente de evaporación en 6 clases distintas de temperatura, cada una de las cuales se subdivide nuevamente en 20 subclases referentes a la velocidad de viento. El umbral queda definido cuando el flujo nocturno alcanza más del 95% del flujo promedio de una clase U^* superior. Dicho umbral solo se acepta si se presenta una correlación baja entre la temperatura y el flujo ($r^2 \leq 0.30$), siendo el umbral final el promedio de los umbrales de las 6 clases de temperatura. Una descripción más detallada del método ha sido elaborada por Gu et al., (2005) y por Moureaux et al., (2006).

2.2.4 Llenado de datos faltantes

La técnica de eddy-covarianza permite la generación de mediciones casi continuas a lo largo del tiempo, sin embargo, existen datos faltantes en las series de tiempo, ya sea por datos eliminados por las distintas correcciones o por la ausencia de registros. Para el flujo de vapor de agua se interpolaron los datos faltantes con la herramienta en línea generada por el Biogeochemical Model-Data Integration Group del Max Planck Institute (Reichstein et al., 2005). El método considera la co-variación del flujo con algunas variables meteorológicas y la auto-covariación temporal del flujo (Reichstein et al., 2005). Para realizar la interpolación se consideran tres condiciones diferentes: 1) Únicamente falta la variable de interés (i.e., calor latente de evaporación), pero todas las variables meteorológicas se encuentran completas; 2) La temperatura del aire (T_a) o el déficit de vapor de presión (DVP) falta, pero la radiación solar (R_g) se encuentra completa; y 3) Faltan T_a , DVP y R_g .

La interpolación en los tres casos distintos emplea condiciones diferentes de interpolación, en general, se toman promedios del mismo flujo si las condiciones meteorológicas son similares, abriendo una ventana de tiempo hasta por 14 días (condiciones 1 y 2), o bien, si no se cuenta con registro de las variables meteorológicas (T_a , DVP y R_g), el valor de la variable de interés (i.e., calor latente de evaporación) es calculado a partir del promedio para la misma hora del día (1 hora). Como control de calidad de los datos se calcula el tamaño de la ventana empleada en cada interpolación, registrando la desviación estándar y el promedio de cada una de éstas.

2.3 Separación de temporadas ambientales

Para analizar la variabilidad intraanual en cada uno de los sitios, se definieron temporadas ambientales de lluvias y de secas, así como la transiciones entre estas (i.e., lluvias-secas y secas-lluvias). La temporada de lluvias para ambos sitios se definió a partir del primer evento de precipitación mayor o igual a 5mm, siempre y cuando se presente otro evento de magnitud igual o mayor dentro de un periodo de 25 días. La temporada de secas se definió a partir del último evento de precipitación mayor o igual a 5 mm, siempre y cuando no se presente otro evento de magnitud igual o mayor dentro de un periodo de 25 días. La transición lluvias-secas, se definió a partir del pulso de precipitación que marca el inicio de la temporada de secas, hasta que la humedad del suelo alcanza su valor promedio para la temporada de secas. Finalmente la transición secas-lluvias, se define a partir del pulso de precipitación que marca el inicio de la temporada de lluvias, hasta que la humedad del suelo alcanza su valor promedio para la temporada de lluvias.

2.4 Análisis de Datos

2.4.1 ANOVA

2.4.1 Análisis de Varianza (ANOVA)

Este tipo de pruebas se realizan para determinar diferencias entre las medias y la varianza de un grupo de muestras o mediciones provenientes de distintas fuentes. En el presente estudio se empleo la ANOVA de dos vías, la técnica consiste en dividir el total de datos en dos partes: La varianza en cada

replica (transiciones y temporadas) y la varianza entre las muestras (años). Para determinar diferencias significativas entre estas se calcula una suma de cuadrados corregida y posteriormente los cuadrados medios tanto para las replicas como para las muestras; determinando con base en estos el valor del umbral F. Este valor de F determina la similitud entre las replicas y las muestras (Davis, 1986). Por medio de esta técnica se determino si existían diferencias significativas ($\alpha=0.05$) entre cada uno de los años analizados, así como entre el total de las estaciones. Posteriormente por medio de una prueba post hoc (Tukey), se determinaron en donde se encuentran estas diferencias.

2.4.2 Árboles de regresión

Es un método de clasificación, el cual usa datos históricos para realizar una nueva clasificación de los datos. Los árboles de regresión se elaboran con base en: a) la construcción del máximo árbol del vector de respuesta Y (i.e. LE), el cual representa la respuesta de los valores para cada una de las observaciones de la variable independiente (i.e., radiación neta, humedad del suelo, déficit de presión de vapor y precipitación), esto se lleva a cabo a partir del método de minimización de cuadrados residuales, ; b) se selecciona la o las variables que presentan una mayor relación con el vector de respuesta, estos pueden ser obtenidos por medio de optimización del número de puntos ó por el método de validación cruzada; esto se lleva a cabo al separar la variable relacionada en nodos y umbrales que presentan una máxima homogeneidad entre si. Este proceso es iterativo y finaliza hasta que el nodo y umbral terminal contenga observaciones únicamente de una clase (Breiman et al., 1984). Esta técnica fue empleada para determinar que variable física (i.e., radiación neta, humedad del suelo, déficit de presión de vapor y precipitación) presenta una mayor relación con la evapotranspiración en cada una de las temporadas

2.4.3 Análisis wavelet

El análisis wavelet se utilizó para determinar patrones cíclicos durante el periodo de estudio. Cazelle et al (2003) mencionan que la transformada wavelet es capaz de descomponer una señal por medio de una función llamada "wavelet madre", dicha función $\varphi(t)$ puede ser expresada como función de dos parámetros, una para la posición (τ), y otra para la escala de la wavelet (a). La transformada wavelet de una serie de tiempo $x(t)$ con respecto a una función wavelet madre se lleva a cabo por la siguiente ecuación:

$$W_x(a, \tau) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \varphi \left(\frac{t-\tau}{a} \right) dt = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \varphi_{a,\tau}^*(t) dt \quad (7)$$

En donde * denota la forma de complejo conjugado. Los coeficientes de wavelet, $W_x(a, \tau)$, representan las contribuciones de la escala (valores de a) a la señal en diferentes posiciones de tiempo (valores de τ) (Cazelle et al., 2003). La transformada wavelet puede ser vista como un microscopio capaz de mostrar detalles de la señal a una posición τ con una magnificación en la escala. Esta aproximación es útil para un análisis de series de tiempo en donde el poder de la señal se encuentra modulada a diferentes escalas y varía con el tiempo (Torrence y Compo, 1988). En este estudio se utilizó la transformada continua debido a la habilidad que tiene de producir una figura dentro del dominio del tiempo y de la frecuencia, describiendo un proceso no estacionario (e.g., evapotranspiración) por medio de la interpretación visual (Vargas et al., 2010). La función madre utilizada en este estudio es la de Morlet, debido a que permite el análisis a intervalos pequeños en la escala, pues logra una buena aproximación temporal con una resolución espectral detallada (Torrence y Compo, 1988), con lo cual arroja información sobre la amplitud y fase de la señal.

Capítulo 3. Resultados

3.1 Balance Hídrico

El balance hídrico nos muestra que cantidad de agua proveniente de la precipitación regresa a la atmósfera por medio de la evapotranspiración, esta relación puede variar tanto por las características de la precipitación, cómo por la variabilidad de otros factores ambientales (i.e., radiación neta, humedad del suelo, temperatura). En el presente estudio se encontraron diferencias substanciales en la evapotranspiración tanto anual como estacional para ambos ecosistemas. En el 2008 El Mogor presentó una evapotranspiración de 164 mm correspondiendo a un 41% de la precipitación (398 mm); para este año Rayón presentó una evapotranspiración de 207 mm equivalente a un 38% de la precipitación anual (545 mm). Durante el 2009, el cociente para El Mogor fue de 77%, con una evapotranspiración de 170 mm, recibiendo 220 mm de precipitación; para Rayón este porcentaje fue de 48% con una precipitación de 361 mm y una evapotranspiración de 175 mm. En el 2010 El Mogor presentó la máxima precipitación durante el periodo de estudio, siendo ésta de 505 mm de la cual el 42% fue devuelto a la atmósfera por evapotranspiración (212 mm); para este año la evapotranspiración fue de 258 mm en Rayón, la cual corresponde a un 46% de la lluvia recibida (561 mm).

3.2 Variación temporal en series de mediciones ambientales

La evapotranspiración se encuentra condicionada principalmente por la precipitación, la radiación neta y la temperatura (Fisher et al., 2010). Además de estos factores, existen otras variables relacionadas con la evapotranspiración, como son la radiación solar, el déficit de vapor de presión, la temperatura y la humedad en el suelo (Fisher et al., 2010, Turner et al., 1984).

En El Mogor los montos máximos de calor latente (Figura 7a) se presentan durante los meses de otoño e invierno, que es cuando se presentan las lluvias (Figura 8c) sin embargo, durante esta temporada las variables de radiación solar, radiación neta y temperatura presentan valores por debajo de su media anual (Figura 7b, 7c y 8a), limitando la evapotranspiración (Wang y Dickinson., 2012). Cuando ambas variables de radiación y temperatura alcanzan sus valores máximos anuales (verano) no se presentan lluvias y tanto el calor latente como la humedad en el suelo (Figura 8b) presentan valores más bajos.

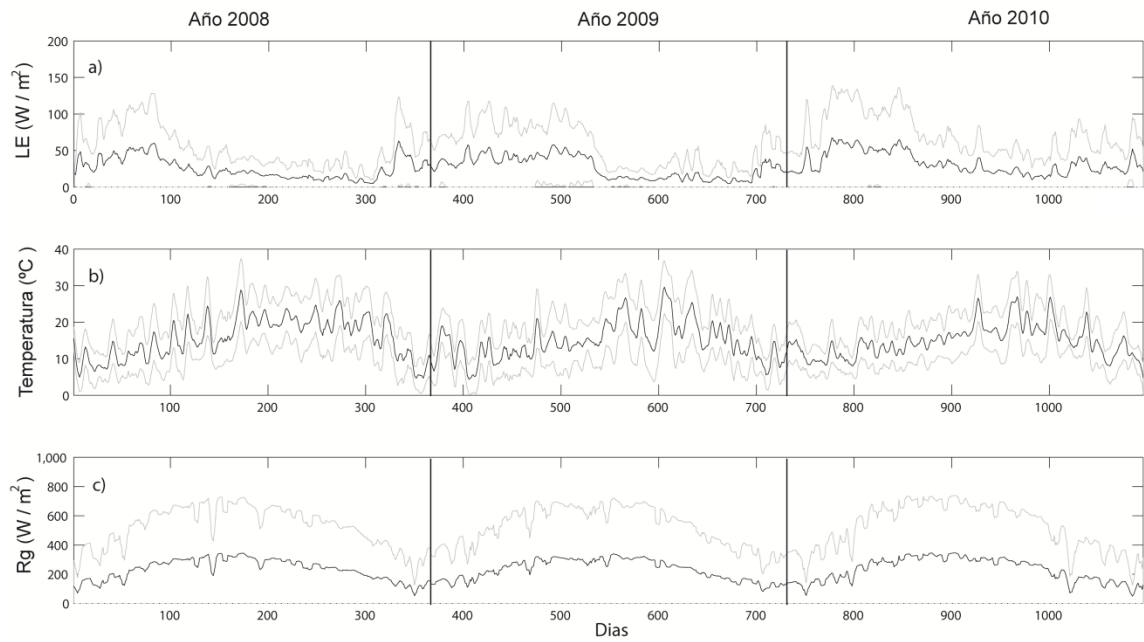


Figura 7. Promedios diarios de calor latente (LE;a), temperatura del aire (b) y radiación solar (Rg;c) en el sitio de estudio El Mogor durante los años 2008-2010. La línea superior representa ± 1 desviación estándar. LE se encuentra desfasado con respecto a la temperatura y a Rg, pues los máximos montos de LE se presentan en los meses del otoño e invierno, cuando la radiación solar y la temperatura presentan valores menores a su media.

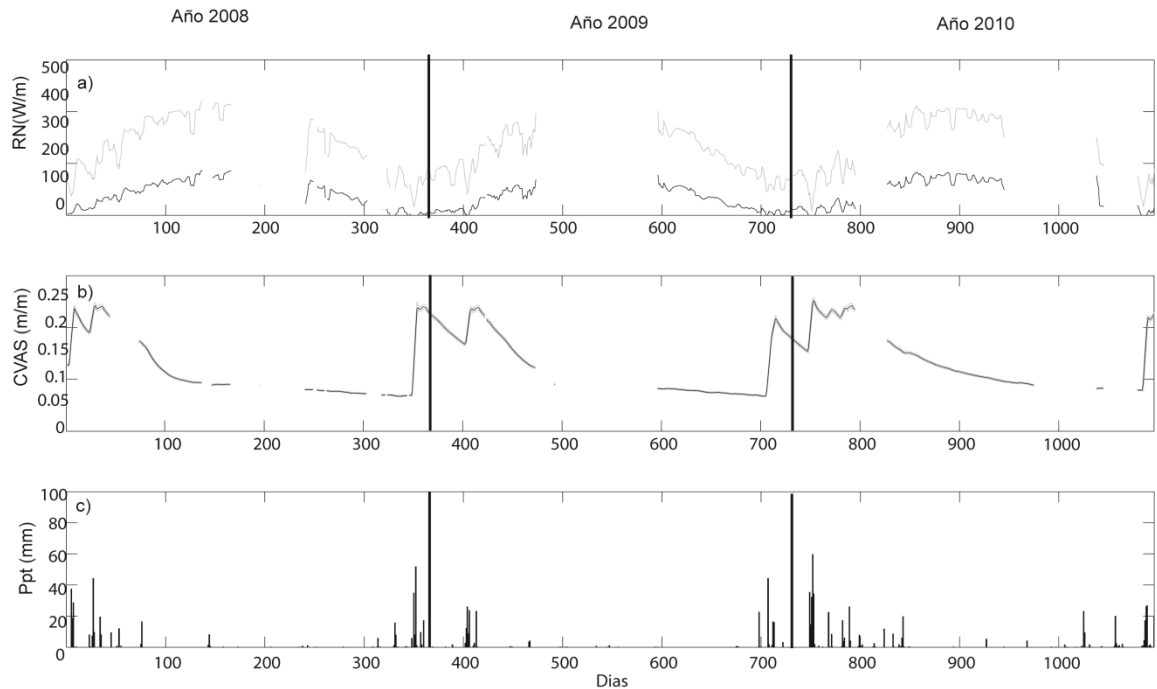


Figura 8. Promedios diarios de radiación neta (RN; a), contenido volumétrico de agua en el suelo (CVAS; b) y precipitación diaria (Ppt; c) en el sitio de estudio El Mogor durante los años 2008-2010. La humedad en el suelo, responde a los pulsos de precipitación, los cuales regulan principalmente a LE.

En Rayón, el calor latente (Figura 9a) y la humedad en el suelo (Figura 10b) aumentan considerablemente su magnitud al ser influenciadas por las intensas precipitaciones (Figura 10c) de la temporada de lluvias (i.e., Monzón de Norteamérica), la cual se presenta en los meses de julio a septiembre (Pérez-Ruiz et al., 2010). Durante estos meses la radiación solar (Figura 10a), la radiación neta (Figura 9c) y la temperatura (Figura 9b) también presentan valores superiores a su media anual, lo cual favorece la evapotranspiración. Tanto la evapotranspiración y la humedad en el suelo presentan sus valores más bajos durante los meses de la primavera e inicios del verano, debido a que en estos meses no se presentan lluvias. La radiación solar, la radiación neta y la temperatura alcanzan sus valores mínimos durante los meses del invierno.

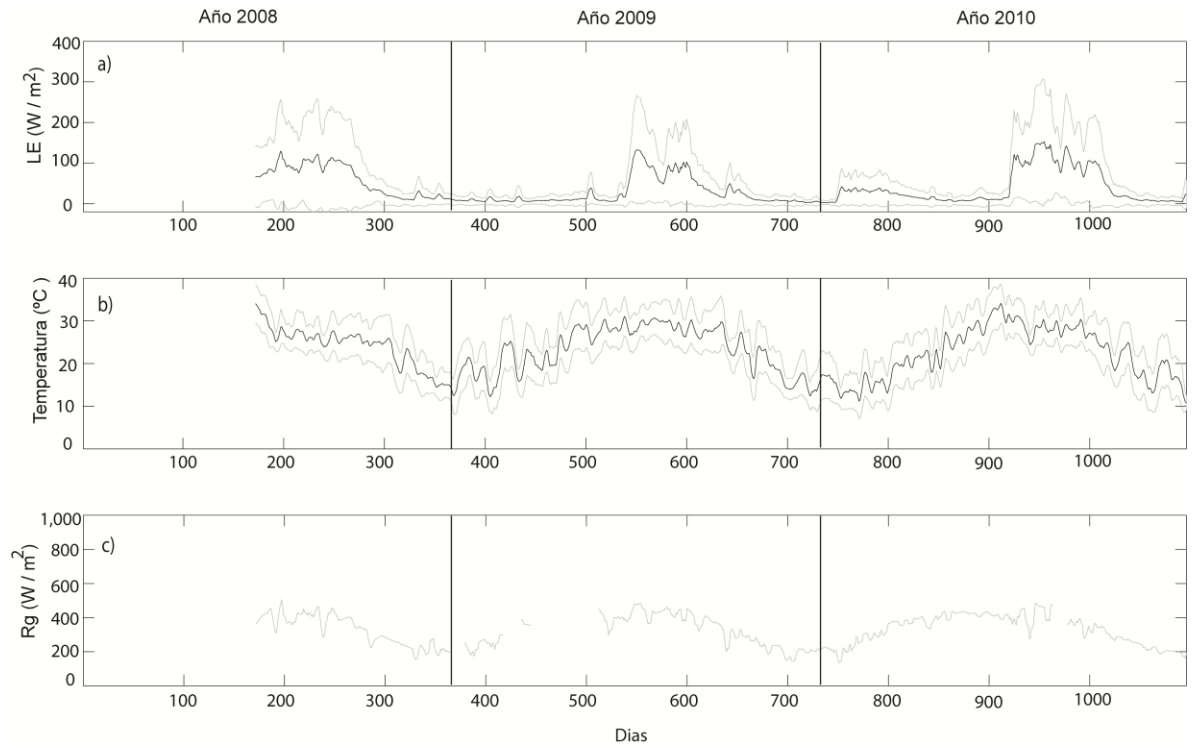


Figura 9. Promedios diarios de calor latente (LE; a), temperatura del aire (b) y radiación solar (Rg, c) en el sitio de estudio Rayón durante los años 2008-2010. La línea superior e inferior representan ± 1 desviación estándar. LE, se encuentra casi en fase con respecto a la temperatura y a la Rg, presentando valores máximos durante los meses de verano.

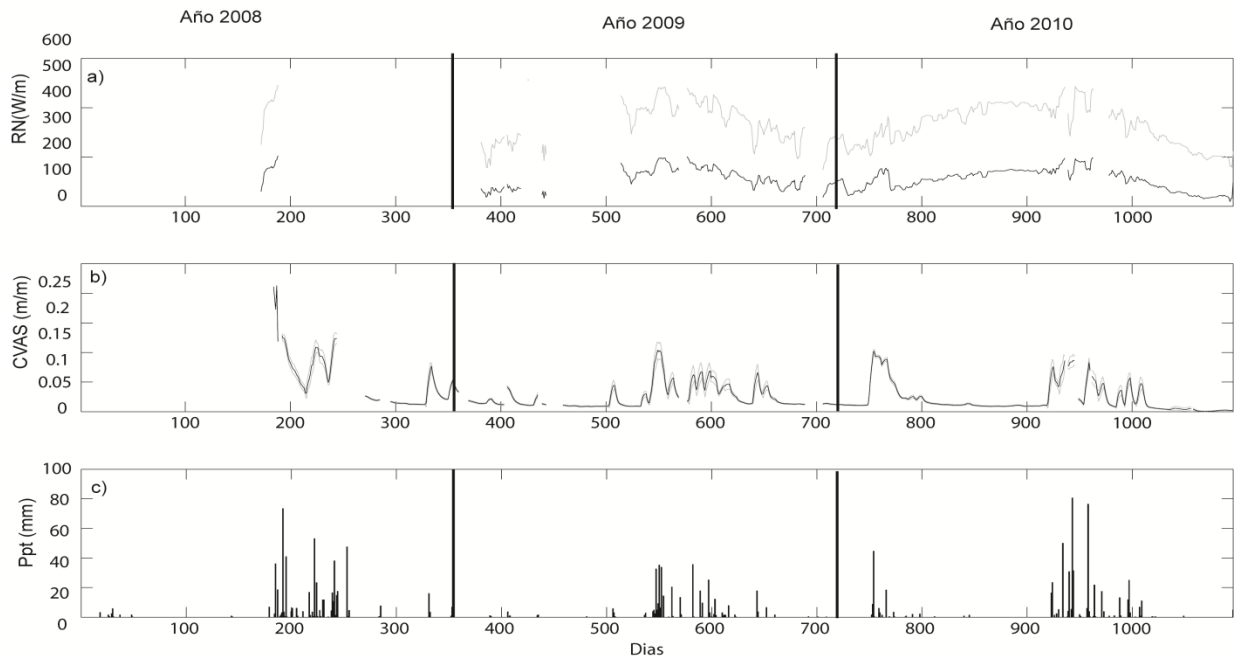


Figura 10. Promedios diarios de radiación neta (RN, a), contenido volumétrico de agua en el suelo (CVAS, b) y precipitación diaria (Ppt, c) en el sitio de estudio Rayón durante los años 2008-2010. El CVAS responde a los pulsos de precipitación, los cuales se presentan durante el verano, periodo durante el cual la RN y LE alcanzan sus valores máximos.

3.3 Variaciones anuales y estacionales de la evapotranspiración.

Por medio de los balances hídricos tanto anuales como estacionales para ambos sitios de estudio, se observó la variabilidad temporal de la evapotranspiración en estos. Las variaciones temporales, las periodicidades (así como la potencia de las mismas) se muestra por medio del análisis wavelet (Figura 11).

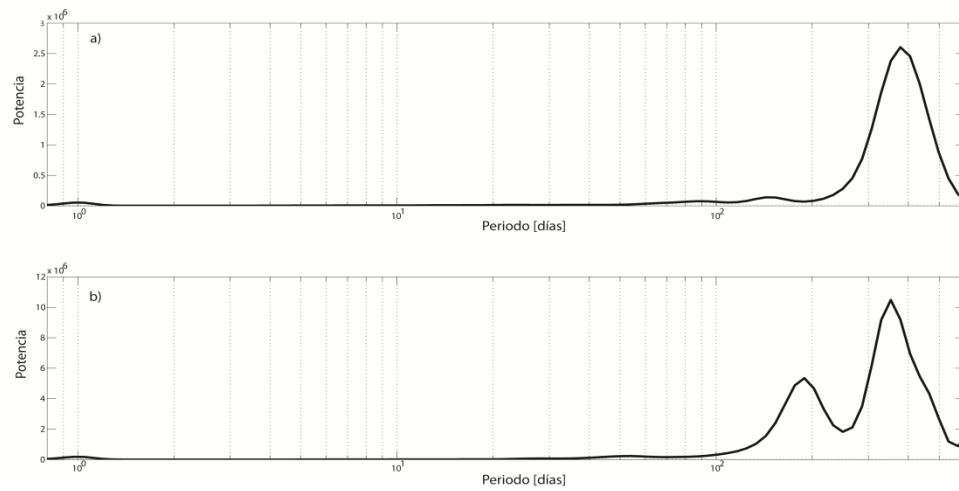


Figura 11. Análisis espectral wavelet de las series de tiempo de LE en El Mogor (a) y Rayón (b). Ambos sitios presentan periodicidades con potencia sustancial en periodos de 1-día (ciclo diario), 150-días (ciclo estacional) y 365-días (ciclo anual). En Rayón se presenta una mayor potencia en el ciclo estacional (i.e., 150-días), pues este se encuentra condicionado por el Monzón de Norteamérica.

Tanto para El Mogor como para Rayón se presentan periodicidades a 1 día y 365 días. Esto indica que las series de tiempo presentan un patrón de oscilación diario y anual. El periodo de 150-días para Rayón indica un ciclo estacional, el cual marca la diferencia entre la temporada de lluvias con respecto a la de estiaje y principalmente la influencia del Monzón de Norteamérica (Figura 11b). Para ambos sitios la componente anual es la que presenta una mayor potencia, siendo este ciclo el más sustancial para ambos sitios.

3.4 Promedios anuales de la evapotranspiración

Los patrones cíclicos mostrados por el análisis wavelet muestran las periodicidades de las estaciones climáticas para ambos sitios así como el ciclo anual; esto se puede apreciar más claramente en los promedios anuales. Dicho promedio anual, se obtuvo a partir de mediciones a 30min durante el 2008 al 2010 (Figura. 12).

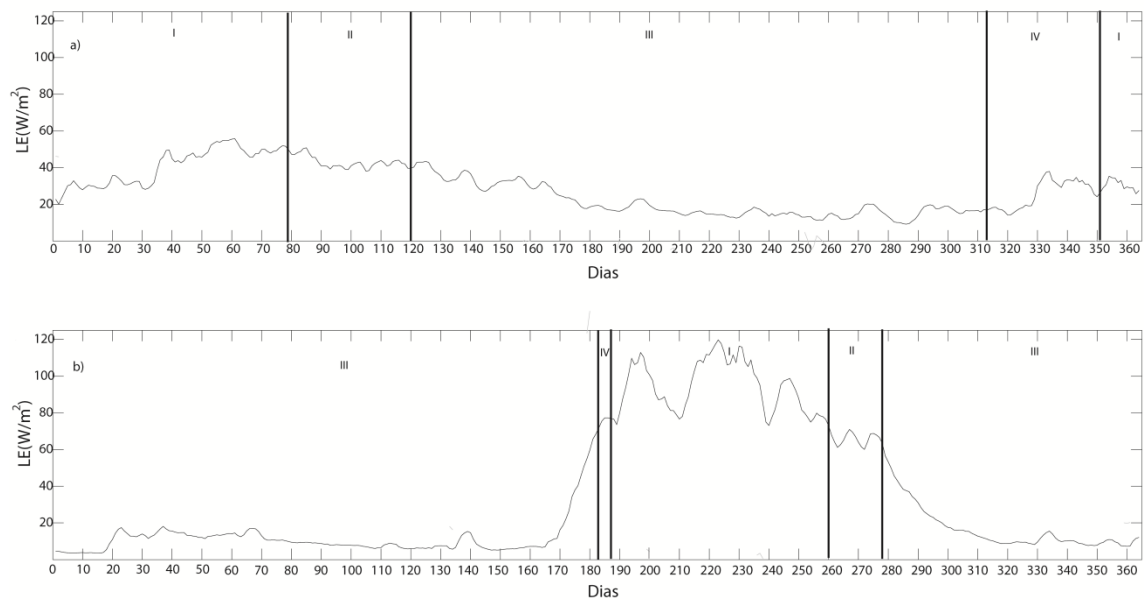


Figura 12. Promedio anual del calor latente (i.e., promedio de valores diarios para los años 2008-2010) para El Mogor (a) y Rayón (b). Las barras en las Figuras representan las transiciones lluvias (I), lluvias-secas(II), secas (III), secas-lluvias (IV).

El sitio de El Mogor presenta una evapotranspiración más uniforme a lo largo del año, es decir, no presenta una diferencia tan marcada entre la temporada de lluvia y la de secas como en Rayón. Por ende, las transiciones entre ambas temporadas son más abruptas en Rayón que en El Mogor y es por ello que la periodicidad de 150 días en Rayón tiene una potencia mayor en comparación con

El Mogor. Esto se deriva a partir de las diferencias climáticas entre ambos sitios (Figura 1) y de la relación que se tiene con las variables de radiación y precipitación (Figura 8a, 8c, 10a y 10c).

Nuestros datos muestran diferencias significativas entre los promedios diarios de LE para El Mogor (prueba ANOVA; $F=32.93$, $P<0.001$) y para Rayón (prueba ANOVA; $F=173.29$, $P<0.001$). Se encontraron diferencias significativas entre los promedios diarios de LE entre los años para El Mogor (prueba ANOVA; $F=3.04$, $P=0.048$) y para Rayón (prueba ANOVA; $F=9.86$, $P<0.001$; Tabla 2). Así mismo, se encontraron diferencias significativas entre los promedios diarios de LE entre las temporadas para El Mogor (prueba ANOVA; $F=100.79$, $P<0.001$; Tabla 3) y para Rayón (prueba ANOVA; $F=488.75$, $P<0.001$; Tabla 3). Cabe destacar que se encontraron diferencias significativas (prueba ANOVA; $F=3.15$, $P=0.005$) entre la interacción año-temporada tanto para El Mogor como para Rayón (prueba ANOVA; $F=22.87$, $P<0.001$); lo que significa que las características climáticas particulares de cada año y temporada son importantes para LE.

Tabla 2. Promedios diarios de LE en (unidades) para el Mogor y Rayón en los años 2008 - 2010. Para cada sitio letras similares representan grupos similares (minúsculas para Mogor y mayúsculas para Rayón). Diferencias entre los años fueron calculadas con una prueba de Tukey con alfa de 0.05.

Año	Mogor	Rayón
2008	28.03 ± 1.29^a	77.24 ± 2.4^A
2009	30.50 ± 1.33^b	61.46 ± 2.11^B
2010	29.70 ± 1.23^c	74.62 ± 2.31^C

Tabla 3. Promedios diarios de LE en W/m^2 para el Mogor y Rayón para cada una de las temporadas independientemente de los años. Para cada sitio letras similares representan similitudes entre los sitios (minúsculas para Mogor y mayúsculas para Rayón). Diferencias entre los años fueron calculadas con una prueba de Tukey con alfa de 0.05.

Temporada	Mogor	Rayón
Lluvias	37.49 ± 1.26^a	96.04 ± 1.25^A
Secas	19.87 ± 0.82^b	19.64 ± 0.76^B
Lluvias-secas	38.60 ± 1.31^a	63.85 ± 3.25^C
Secas-lluvias	22.10 ± 1.15^a	104.90 ± 3.70^D

3.5 Patrones Diarios

El análisis wavelet demuestra que el periodo de 1 día es importante en la serie de tiempo de LE. Sin embargo, a pesar de que el patrón diario de la evapotranspiración es constante a lo largo del año, la magnitud de este varía con respecto a las temporadas (Figura 13) y a los sitios.

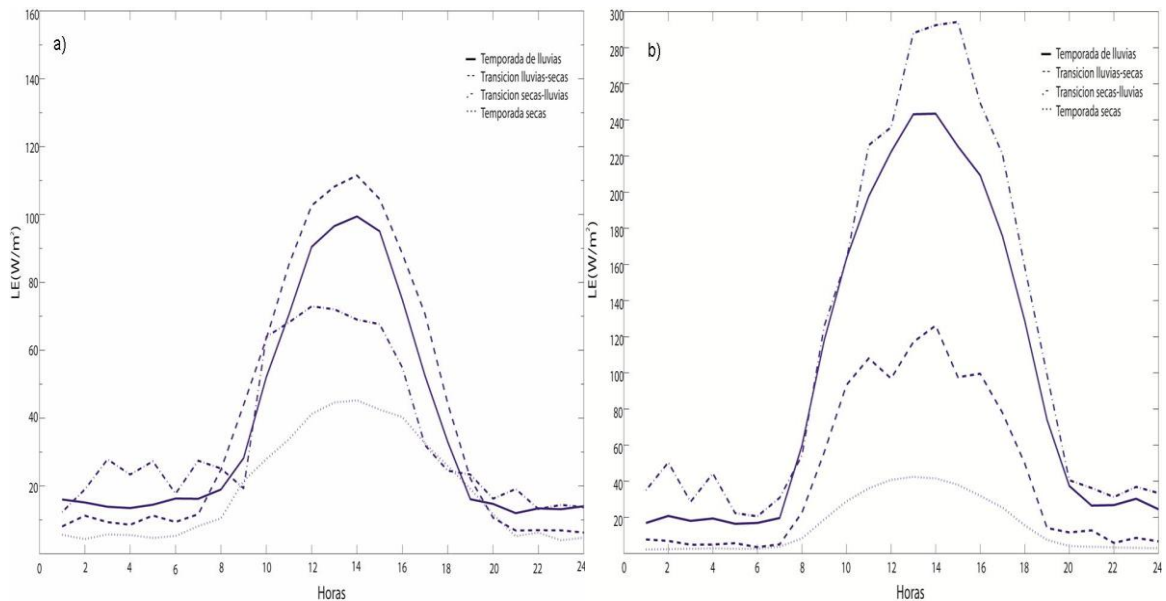


Figura 13. Patrones diarios (en ciclos de 24 horas) de calor latente en El Mogor (a) y en Rayón (b) para cada una de las temporadas establecidas. La magnitud de los flujos es considerablemente mayor en Rayón en comparación con El Mogor.

Como se muestra en el promedio anual (Figura 12) la variación de la evapotranspiración es menor en El Mogor en comparación con Rayón y esto se refleja en el comportamiento diario dentro de las diferentes temporadas. La magnitud de las diferentes temporadas en El Mogor son menores que en Rayón (excepto la temporada de secas), las cuales presentan una mayor similitud entre ellas para el sitio de El Mogor que las mostradas en Rayón. Esto describe lo mostrado por la prueba ANOVA, en donde la temporada de lluvias presenta similitud con las transiciones lluvias secas y secas lluvias para el sitio de El Mogor, sin encontrar similitud en ninguna de las temporadas en Rayón (Tabla 3). Las transiciones son quienes presentan los valores máximos de LE en los patrones diarios. En El Mogor esta es durante la transición lluvias-secas $38.6 \pm 1.31 \text{ W/m}^2$, mientras que en Rayón esta se presenta durante la transición secas-lluvias $104.90 \pm 3.70 \text{ W/m}^2$.

3.6 Factores Ambientales y su relación con la evapotranspiración

La variabilidad intraanual que presenta la evapotranspiración se encuentra condicionada por diferentes factores físicos que influyen en ella (Wang y Dickinson, 2012). Por medio de árboles de regresión se analizaron las posibles correlaciones entre evapotranspiración y variables ambientales independientes (i.e., radiación neta, temperatura, humedad del suelo, déficit de vapor de presión), para cada una de las distintas temporadas. Así mismo, esta metodología permite evaluar umbrales y las posibles relaciones entre variables independientes para predecir una variable dependiente (i.e., ET). En ambos sitios las variables que presentan una mayor relación con la evapotranspiración son la radiación neta y la humedad en el suelo (Figuras 14 y 15). Estas relaciones varían con respecto a las temporadas y los sitios. La radiación neta fue el factor principalmente relacionado

con la evapotranspiración durante las temporadas de lluvias y secas-lluvias para Rayón, al igual que para la temporada de lluvias en El Mogor. Sin embargo, para El Mogor en dicha temporada el déficit de vapor de presión también influyó en la evapotranspiración. La ET durante la temporada de secas en ambos sitios fue influenciada por la humedad en el suelo. En El Mogor esta variable junto con la temperatura del aire condicionaron la evapotranspiración durante la transición de lluvias a secas.

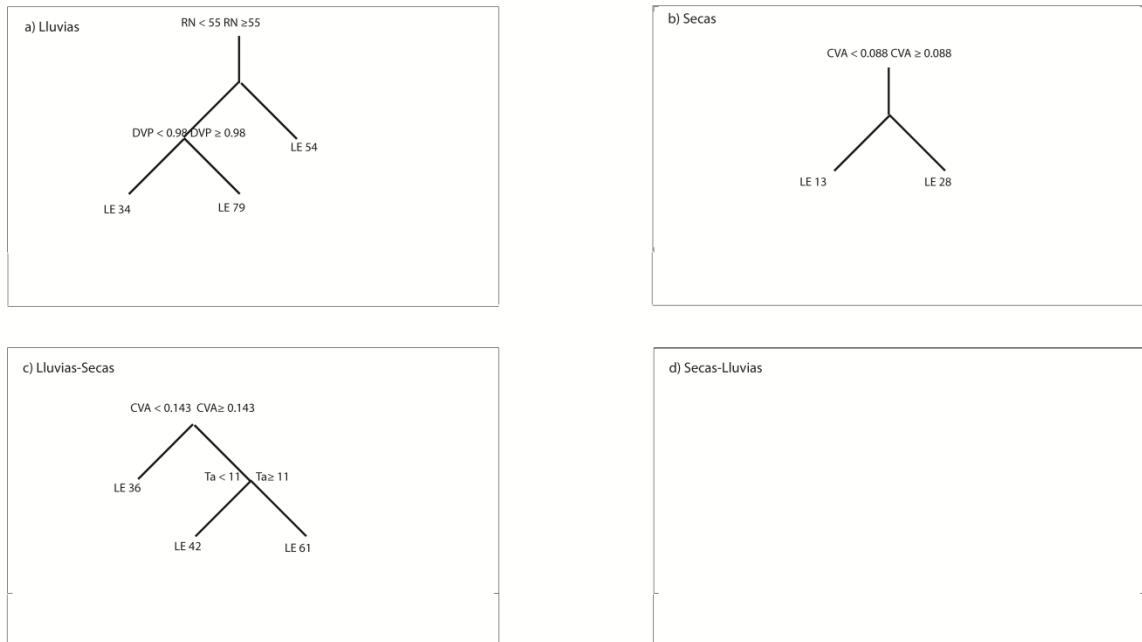


Figura 14. Sitio de estudio El Mogor. Árboles de regresión de los principales factores ambientales (i.e., temperatura del aire (T_a), contenido volumétrico de agua en el suelo (CVA) radiación neta (Rn), déficit de vapor (DVP)) relacionados con calor latente (LE) para la temporada de lluvias (a), secas (b), lluvias secas (c) y secas-lluvias (d). Para secas-lluvias no se encontraron relaciones significativas que puedan explicar la variación en LE.

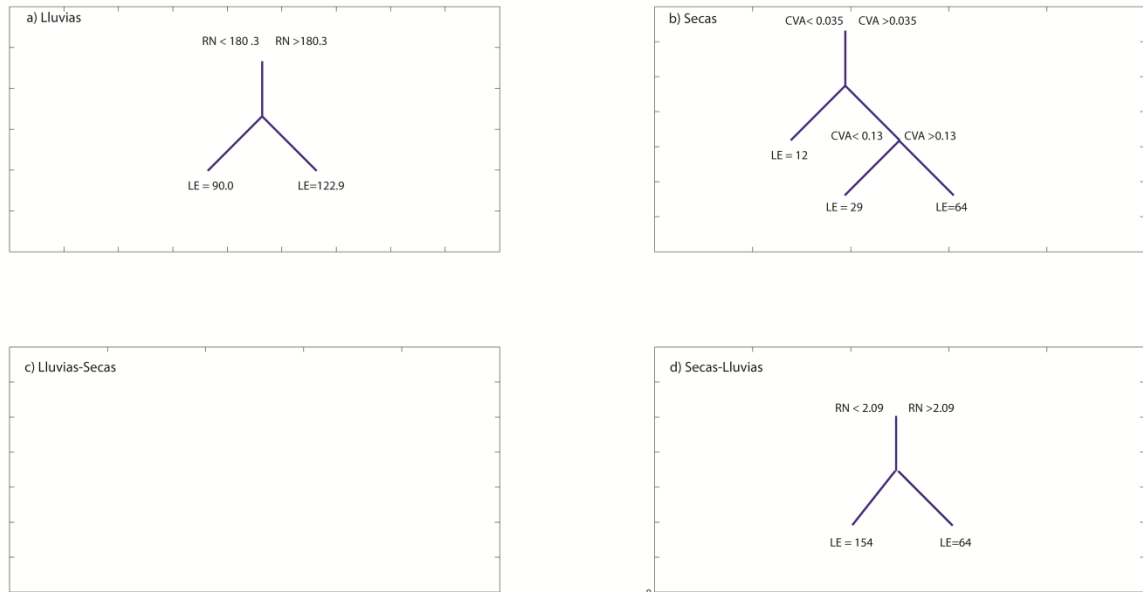


Figura 15. Sitio de estudio Rayón. Árboles de regresión de los principales factores ambientales (i.e., radiación neta (RN), contenido volumétrico de agua en el suelo (CVA) radiación neta (RN), relacionados con calor latente (LE) para la temporada de lluvias (a), secas (b), lluvias secas (c) y secas-lluvias (d). Para lluvias-secas no se encontraron relaciones significativas que puedan explicar la variación en LE.

Discusión

La hipótesis general formulada estipuló que la evapotranspiración (ET) en El Mogor (i.e., sitio con lluvias en invierno) sería menor que la presentada en Rayón (i.e., sitio con lluvias en verano) ya que en el segundo sitio se presentan lluvias en el mismo periodo de tiempo en que la radiación solar es alta. Si bien esto se cumple en los montos netos anuales durante el periodo de estudio (2008-2010), la relación entre ET/Precipitación fue similar en ambos sitios, principalmente durante los años 2008 y 2010, siendo esto contrario a lo que se esperaba. Este resultado abre nuevas preguntas de investigación sobre la dinámica de la ET en sistemas semiáridos como se discute a continuación.

El mayor aporte en la ET se presentó durante la temporada de lluvias para ambos sitios, siendo para El Mogor de un 41% de la ET total anual (precipitación 289 mm, ET 75 mm) y para Rayón del 60% (371 mm, ET 127 mm/año). Esto es de esperarse debido a que durante ésta época ambos ecosistemas se encuentran menos limitados por humedad; El Mogor, sitio que presenta condiciones típicas de los climas mediterráneos (Rana y Katerji, 2000. Arder et al., 2002), se caracteriza por que la temporada de lluvias (octubre-abril) difiere en la estacionalidad de los mayores montos de radiación solar (junio-septiembre). Por lo cual la ET actual queda condicionada principalmente por la ET potencial (Fisher et al., 2011. Ryu et al., 2004); la cual para la temporada de lluvias en climas mediterráneos es baja (Ryu et al., 2004. Rana y Katerji, 2000). Para Rayón, las precipitaciones del Monzón de Norteamérica, caracterizadas por su alta intensidad se presentan principalmente durante los meses de julio-septiembre (Adams y Comrie, 1997), periodo en el cual la radiación presenta valores altos, con lo cual se presentan

altos flujos de agua entre el ecosistema y la atmósfera. Sin embargo, se podría esperar que por ser un ecosistema semiárido y por la estacionalidad de las lluvias éste sitio presentara una mayor tasa de evaporación durante la temporada húmeda, sin embargo, la alta intensidad de las precipitaciones también favorece la generación de escorrentías superficiales (Vivoni et al., 2007). Además la nubosidad asociada al Monzón de Norteamérica provoca descenso marcados en la radiación neta para el sitio (Pérez-Ruiz., 2010), lo cual disminuye la ET potencial y por ende la ET real del sistema.

Durante la época de secas, la lluvia en El Mogor fue solamente de 30 mm y la ET de 69 mm, aportando un 38% a la ET total anual. Estos resultados sugieren un posible aporte de humedad proveniente de la niebla y/o del rocío para esta temporada; el cual complementa el déficit de agua cuando solo se toma en cuenta la precipitación. Estos patrones ocurren principalmente en ecosistemas áridos y semiáridos próximos a la costa (Agam y Berliner, 2006) ya que la humedad para este sitio se encuentre influenciada por la presencia de neblinas generadas por las surgencias del océano Pacífico (Zaytsev et al., 2003). Es por esto que probablemente la humedad en el suelo (Figura 8b) en El Mogor no decae tanto como en Rayón, ocasionando que el aporte de la temporada de secas a la ET total sea importante. Este patrón se ha registrado en ecosistemas semiáridos con precipitaciones anuales menores a los 300 mm/año (Domingo et al., 2011, Moro et al., 2007). En Rayón si bien, la mayor parte de las precipitaciones en este sitio se presentan durante el Monzón de Norteamérica (Vivoni et al., 2006), también se presentan precipitaciones invernales. Estas están asociadas a condiciones templadas de la Oscilación Decadal del Pacífico (Brito et al., 2003), en las cuales las pérdidas por ET durante la temporada de secas son cercanas a la precipitación. Para esta temporada existe una ET de 67 mm/año de los 71 mm/año totales. Esto nos habla de un régimen alto de energía en donde la ET toma casi toda el agua disponible en el ambiente (Kurc y Small, 2004).

En la transición de lluvias-secas, ambos sitios presentaron una ET mayor que la precipitación recibida, siendo la humedad en el suelo la principal fuente de humedad (Detto et al., 2006). Cabe mencionar que la alta humedad del suelo se debe a la precipitación recibida durante la temporada de lluvias lo cual incrementa el contenido de agua en éste. En El Mogor, la ET promedio diaria durante esta temporada fue la mayor (Tabla 3). En total para esta temporada hubo una ET de 29 mm/año, recibiendo únicamente una precipitación de 0.5 mm, esto se debe a que la humedad en el suelo para El Mogor no decae rápidamente (Figura 8b). Esto es congruente con lo mostrado por otros ecosistemas semiáridos, en donde la humedad en el suelo es una fuente de agua importante para la ET en ecosistemas mediterráneos (Detto et al., 2006, Domingo et al., 2011) y en donde el principal aporte en la ET es la transpiración (Arder et al., 2002). En Rayón para esta temporada la precipitación fue de 5 mm con una ET de 14 mm/año. Al igual que en El Mogor, la humedad del suelo influye de manera directa sobre la ET en el sitio de Rayón, en donde la ET se encuentra relacionada directamente con el desarrollo de la vegetación (Vivoni et al., 2008), para esta temporada debido al decremento brusco de la humedad en el suelo, y a las bajas precipitaciones, se presentan los últimos flujos altos de la ET, los cuales se encuentran por encima de sus valor medio anual (Figura 12).

El comportamiento de la ET durante la transición de secas-lluvias es contraria a la transición de lluvias-secas. Durante esta temporada la precipitación recibida fue considerablemente superior a las pérdidas por ET. En El Mogor, la precipitación recibida fue de 22 mm/año, con una ET de 9 mm/año. Esto se debe a que durante esta época del año (octubre-diciembre) la radiación neta es baja (Figura 8a), además el desarrollo de la vegetación aun permanece bajo (Del Toro, 2012). En Rayón, la precipitación alcanzó 47 mm/año con una ET de 10 mm/año. Los pulsos de precipitación en ecosistemas semiáridos detonan rápidamente la ET (Schwinning y Sala, 2004) pero las condiciones secas del medio previo al inicio de las lluvias ocasiona que el agua que es recibida por precipitación sea rápidamente

absorbida por las plantas y la materia orgánica del suelo lo que regula la ET (Schwinning y Sala, 2004).

4.1 Variación interanual de la evapotranspiración

Los ciclos anuales de la ET se encuentran marcados principalmente por la estacionalidad de la precipitación. Es decir, la variabilidad en el comportamiento anual de la precipitación influye en los patrones de los ciclos anuales de la ET en sistemas áridos y semiáridos (Schwinning y Sala, 2004. Le Houérou et al., 1988). Así mismo, la variabilidad interanual de la precipitación se debe tanto por el monto total de ésta, cómo por el número, la frecuencia y la magnitud de sus pulsos individuales (Yaseef et al., 2009). Cabe mencionar que durante el periodo de estudio (2008-2010) no se presentó similitud en el comportamiento anual de la ET para ninguno de los sitios (Tabla 2), lo que sugiere una alta variabilidad interanual en los patrones de precipitación. Estos resultados sugieren la necesidad de realizar estudios a largo plazo (i.e., más de 10 años) para realmente entender la variabilidad interanual y determinar con mayor precisión los patrones interanuales de ET.

Durante el 2008 la precipitación en El Mogor fue de 398mm, distribuida en 51 eventos, sobresaliendo 4 eventos mayores a 30 mm. Para este año, Rayón presentó una precipitación de 545 mm, distribuida en 58 eventos, de los cuales se tienen 6 eventos mayores a 30 mm, destacando un pulso mayor a los 70 mm. Para el 2009, ambos sitios registraron las menores precipitaciones durante el periodo de estudio. El Mogor recibió 220 mm en 38 eventos, de los cuales solamente un pulso fue mayor a 30 mm. Rayón tuvo una precipitación de 361 mm en 53 eventos donde 4 eventos fueron superiores a 30 mm. El 2010 presentó el año más húmedo para ambos sitios, las precipitaciones en El Mogor alcanzaron 505 mm registrados en 76 eventos de los cuales únicamente 2 eventos

sobrepasan los 30 mm y destaca un pulso de 60 mm. Rayón tuvo una precipitación de 561 mm registrados en 57 eventos, con 6 eventos superiores a los 30 mm y destacan dos eventos superiores a los 75 mm. La importancia de los pulsos extremos de precipitación (i.e., >30 mm) reside en que éstos logran humedecer capas más profundas del suelo, favorecen la ET (Yaseef et al., 2009) y otros procesos metabólicos en el ecosistema como es la respiración del suelo (Vargas et al., 2012). Esta activación en el metabolismo del ecosistema no se observa cuando existen pulsos de precipitación pequeños, ya sea de forma aislada o de forma regular, debido a que la mayoría del agua es evaporada y no utilizada por los organismos vivos (Thomey et al., 2011).

En El Mogor, tanto el número de eventos cómo los montos de precipitación fueron distintos para cada año. Lo cual influyó en que los ciclos anuales de la ET no presentaran gran similitud entre ellos. En Rayón se observa una consistencia tanto en el número de eventos totales, como en aquellos pulsos mayores a 30 mm. Sin embargo, la magnitud de estos pulsos varía con respecto a los años: a) para el 2008 estos pulsos sumaron 289 mm; b) en el 2009 fueron de 137 mm; y c) para el 2010 alcanzaron 314 mm. A pesar de la similitud en la precipitación durante el 2008 y el 2010, el patrón anual de la ET fue distinto. Esto puede deberse a que el 2008 inicia en el día del año, 172 o bien a los pulsos extremos (i.e., >30 mm) durante el 2010. Por lo tanto estos resultados demuestran la importancia en cómo la frecuencia e intensidad de los pulsos de precipitación regulan los patrones y magnitud de ET anual.

4.2 Variación estacional de la evapotranspiración.

La estacionalidad de la precipitación influye en las variaciones intra-anales de la ET (Potts et al., 2006). Si bien la ET puede responder a pulsos sustanciales de precipitación (Schwinning y Sala., 2004), existen otros factores ambientales

(e.g., radiación, humedad del suelo, temperatura, déficit de vapor de presión) que influyen en los patrones intra-anales de la ET (Fisher et al., 2011). Por ejemplo, la humedad en el suelo suele ser uno de los principales factores ambientales que influyen en la ET, debido a que ésta proporciona la humedad superficial que absorbe energía del sistema transformándola en calor latente de evaporación. Así mismo la humedad del suelo ejerce una fuerte influencia sobre la estructura vegetal y su organización y es un factor primordial en muchos de los procesos ecológicos en el ecosistema (Rodríguez Iturbe., 1999). Otro factor importante es el déficit de vapor de presión (DVP), pues este se encuentra asociado a la capacidad espacio-temporal de la capa límite de la atmósfera en absorber humedad del medio (Du et al., 2010). Finalmente, la temperatura es otra de las variables relacionadas con la ET, debido a que estimula procesos fisiológicos de la vegetación, favoreciendo la ET (Xu y Baldocchi, 2003). A continuación se describe la importancia de estos factores en cada una de las temporadas.

4.2.1 Temporada de lluvias

Para ésta temporada ambos sitios recibieron una precipitación superior al 75% del monto total de ésta, siendo para El Mogor de 288 mm (77%) y en Rayón de 370 mm/año (76%). La distribución de la precipitación fue distinta entre los sitios, presentándose en El Mogor durante los meses de octubre-abril con una duración promedio de 123 ± 53 días, mientras que en Rayón esta fue de 79 ± 20 días, durante los meses de julio-septiembre. En El Mogor la radiación neta es de 45 ± 35 w/m², mientras que en Rayón alcanza 152 ± 45 W/m² lo que demuestra los distintos regímenes de radiación. La humedad en el suelo también presenta un comportamiento distinto entre los sitios de estudio, como se muestra en la Figura 8b y 10b, en donde la media para El Mogor es de $(0.197 \pm 0.043$ m³/m³) y en Rayón de $(0.111 \pm 0.068$ m³/m³). Para El Mogor, a pesar de que recibe menor precipitación en un lapso de tiempo mayor en comparación con Rayón, la

humedad en el suelo es mayor. Es por esto que los flujos de ET para esta temporada son considerablemente menores que en Rayón (Figura 12) ya que la ET real en climas mediterráneos durante la temporada de lluvias se encuentra condicionada por la ET potencial la cual es relativamente baja durante el otoño e invierno (Rana y Katerji, 2000. Ryu et al., 2000).

Podría suponerse que debido a las altas precipitaciones en Rayón, este sitio debería de presentar una mayor humedad en el suelo pero es menor que en El Mogor. Esto se puede explicar debido a que la alta radiación y la mayor cantidad de agua en el medio detonan flujos más altos de ET en comparación con El Mogor (Figura 12). Esto es congruente con lo presentado en estudios previos sobre el comportamiento de la ET para sitios influenciados por el Monzón de Norteamérica (Vivoni et al., 2009, Vivoni et al., 2008, Kurc y Small., 2004, Pérez-Ruiz et al., 2010), en donde la temporalidad de la precipitación y la mayor cantidad de radiación se encuentran en fase y generan altos flujos de ET. Durante esta temporada la ET relativa fue menor para El Mogor (26%) en comparación con Rayón (34%). Con lo cual, se podría pensar que las características de magnitud y distribución temporal de las precipitaciones en El Mogor bajo condiciones de baja radiación, favorecen las escorrentías y/o la infiltración. Esto en contrasta con Rayón, pues este sitio muestra una mayor frecuencia de eventos extremos en un periodo de tiempo más corto bajo condiciones de alta radiación, favoreciendo así flujos altos de ET.

4.2.2 Temporada de secas

La temporada de secas para ambos sitios es la más extensa, siendo esto una característica de los ecosistemas semiáridos (Loveland et al., 2000). En Mogor, ésta tiene una duración de 203 ± 78 días, durante los meses de abril a octubre, mientras que en Rayón ésta es de 265 ± 25 días, durante los meses de

octubre a junio. La temporada de secas dada su magnitud temporal ocasiona similitudes en las condiciones micrometeorológicas en los sitios de estudio. Por ejemplo, la radiación neta presentó valores similares entre ambos sitios, siendo para El Mogor de $98 \pm 50 \text{ W/m}^2$, mientras que en Rayón fue de $96 \pm 49 \text{ W/m}^2$. Sin embargo, la precipitación para El Mogor es de apenas 30 mm/año, monto que es aproximadamente el doble para Rayón, el cual registró 71 mm/año. A pesar de las características de precipitación, la humedad en el suelo es mayor para El Mogor ($0.0914 \pm 0.020 \text{ m}^3/\text{m}^3$) en comparación con Rayón ($0.037 \pm 0.036 \text{ m}^3/\text{m}^3$). Como se mencionó anteriormente, los montos de ET son similares para estos sitios, a pesar de que la precipitación en El Mogor sea aproximadamente la mitad de la registrada en Rayón. Esto indica que los regímenes de energía (i.e., radiación neta) en el ambiente son similares, y por lo tanto la ET potencial. Se propone que el déficit de humedad en El Mogor con respecto a Rayón es cubierto por las neblinas y el rocío asociado a las surgencias del Pacífico (Zaytsev et al., 2003). Finalmente, podemos especular que dentro del contexto de cambio climático, en donde la temporada de secas puede ser temporalmente mayor (Diffenbaugh et al., 2011), la influencia de la humedad proveniente del océano en El Mogor puede ser más importante; mientras que en Rayón, al disminuir las precipitaciones la razón entre ET/Precipitación es cercana a 1. Esto ocasionaría una reducción en las escorrentías y en la recarga del acuífero, lo cual causaría un mayor estrés hídrico sobre el ecosistema

4.2.3 Transición llluvias-secas

La transición de llluvias secas se caracteriza por ser la estación que presenta los menores montos de precipitación. Sin embargo, la ET para esta temporada es relativamente alta, en especial para El Mogor (Tabla 3). La duración de esta temporada en El Mogor es de 41 ± 14 días en los meses de marzo-abril, siendo en Rayón de 13 ± 5 días entre agosto y septiembre. La precipitación en

ambos sitios es casi nula (El Mogor 0.4mm, Rayón 5mm), sin embargo la humedad del suelo es relativamente alta, en especial para El Mogor ($0.151 \pm 0.035 \text{ m}^3/\text{m}^3$) en comparación con Rayón ($0.0.37 \pm 0.031 \text{ m}^3/\text{m}^3$). Esto se debe a que los flujos de evapotranspiración son más bajos en El Mogor en comparación con Rayón, lo cual ocasiona que en este último sitio la humedad en el suelo sea menor. La radiación es relativamente alta en ambos sitios, alcanzando $121 \pm 27 \text{ W/m}^2$ para El Mogor y para Rayón de $105 \pm 28 \text{ W/m}^2$. A pesar de que las precipitaciones son muy bajas para ambos sitios, el aporte de esta temporada a la ET total es importante (Figura 12). Esto es especialmente importante en El Mogor, pues esta es del 16% de la ET total (19mm/año), mientras que en Rayón solamente del 6% (10mm/año) de la ET total. Debido a que los flujos de ET en esta temporada son superiores a la precipitación recibida es probable que la transpiración sea la variable que tenga un mayor aporte a la ET. Sin embargo, para poder estudiar ET en sistemas áridos es sumamente importante entender la diferencia entre la evaporación y la transpiración para identificar claramente cuáles son los mecanismos que regulan la ET (Yepez et al., 2003).

4.2.4 Transición secas-lluvias

La transición secas-lluvias es la más corta de todas las temporadas, teniendo una duración promedio de 12 ± 3 días en El Mogor y de 6 ± 1 día para Rayón. A continuación se describen los patrones de ET en esta temporada pero debido a la corta duración de esta temporada es difícil interpretar los procesos que regulan ET. Los resultados muestran que durante esta temporada la precipitación excede la evapotranspiración. En El Mogor la precipitación fue de 22 mm/año, con una ET de 9mm/año, mientras que en Rayón fue de 47 mm/año con una ET de solamente 10mm/año. Algunos pulsos de precipitación fueron superiores a los 20 mm/día, o bien, se presentaron pulsos importantes (i.e., >5 mm) en días consecutivos, ocasionando el rápido humedecimiento del suelo. Esto demuestra la

importancia sobre la distribución y magnitud en los pulsos de precipitación y cómo pueden influir en los flujos de ET para cada temporada (Schwinning y Sala, 2004). En El Mogor el suelo presenta una humedad para esta temporada con un valor de $0.085 \pm 0.038 \text{ m}^3/\text{m}^3$, y una radiación neta baja de $26.32 \pm 11.40 \text{ W}/\text{m}^2$. Rayón presentó la máxima humedad del suelo registrada de $0.151 \pm 0.059 \text{ m}^3/\text{m}^3$ y una radiación de $156 \pm 35 \text{ W}/\text{m}^2$. Cabe destacar que en Rayón, durante esta temporada es cuando se presentan los flujos mayores de ET (Tabla 3). Esto se puede explicar debido a que al inicio de la transición, durante la temporada de secas, probablemente la ET potencial es alta debido a las bajas precipitaciones y altas temperaturas (Figuras 10c y 9b). Con lo cual, las primeras lluvias del Monzón de Norteamérica absorben rápidamente esta energía disponible en el medio ambiente, convirtiéndola en calor latente de evaporación.

4.4 Ciclos diurnos

El Patrón diario muestra el comportamiento promedio de la evapotranspiración para cada una de las temporadas (Figura 13). Para El Mogor, las temporadas que presentan una mayor similitud es la de lluvias con ambas transiciones. Esto se debe a la relación que tiene el régimen de humedad para El Mogor con otros factores ambientales que influyen en la ET (e.g., RN y en menor medida la temperatura y el déficit de vapor de presión). Para Rayón, sitio que se encuentra influenciado directamente por el Monzón de Norteamérica, no se presentan similitudes para ninguna de las temporadas, pues a pesar de ser la radiación neta el principal factor que influye en la ET, los regímenes de humedad a través de las temporadas son muy diferentes.

Cabe mencionar que todos los patrones diurnos dentro del ecosistema están fuertemente determinados por RN. La RN define el día con respecto a la noche y por ende los ciclos de fotosíntesis al igual que a la temperatura del aire y

del suelo. Por lo tanto, existe la necesidad de generar aproximaciones estadísticas para eliminar la influencia de RN con respecto a otros factores biofísicos (e.g., temperatura o fotosíntesis) o generar experimentos específicos para cuantificar la influencia de cada factor (Vargas et al., 2011). La importancia del estudio de los ciclos diarios reside en que estos proporcionan información sobre las condiciones de la capa límite de la atmósfera y de la superficie del ecosistema (Heerwaarden et al., 2010).

4.5 Variables ambientales relacionadas a la evapotranspiración

Los principales factores ambientales relacionados con la ET fueron la humedad del suelo y la RN y esto es acorde con las características de los ambientes semiáridos (Wang y Dickinson, 2012, Fisher et al., 2011). La ET dentro de la temporada de lluvias se encuentra relacionada principalmente con la RN, esto se debe a que durante esta temporada la humedad en el suelo no parece ser un factor limitante, pues en ambos sitios, la precipitación alcanza más del 75% del total registrada durante el periodo de estudio. Estos resultados son congruentes con lo encontrado en otros sitios semiáridos (Du et al., 2011, Guo et al., 2006, Scott et al., 2004). Para El Mogor, durante esta temporada el déficit de vapor de presión fue un factor secundario para la ET, esto es encontrado en sitios donde la ET potencial es un factor limitante (Guo et al., 2006, Gazal et al., 2006), la cual en climas mediterráneos alcanza su valor mínimo anual durante esta temporada (Ryu et al., 2004). Para la temporada de secas la humedad en el suelo es el factor principal en ambos sitios, pues la escasez de agua es el factor limitante (Alfieri et al., Ivans et al., 2007). Durante la transición de lluvias-secas, la ET en El Mogor esta relacionada con la humedad del suelo y como factor secundario la temperatura. Esto se debe a que el suelo puede retener la humedad proveniente de las precipitación de la época de lluvias, dicha humedad es tomada por parte de la vegetación (Law et al., 2002). Para Rayón esta temporada se caracteriza por un

brusco descenso de la ET, pues la precipitación es poca y el suelo pierde rápidamente su humedad. Durante la transición secas-lluvias, no se encontró un factor principal para El Mogor, esto puede deberse a que estos pulsos se presentan de una manera dispersa, y por lo tanto puede que no haya suficiente agua disponible para generar un flujo de ET. Para Rayón, la transición secas-lluvias se encuentra influenciada únicamente por la RN, esto se debe a que este sitio recibe una alta precipitación, la cual estuvo precedida de un largo periodo de estiaje, con lo cual el agua disponible en el ambiente absorbe la energía proveniente de la RN y es transformada en calor latente de evaporación.

Conclusiones

Las conclusiones principales de este estudio se resumen a continuación. Las mediciones registradas indican que las variaciones en el comportamiento tanto estacional como interanual de la ET en ambos sitios de estudio, son ocasionadas principalmente por la variabilidad en la precipitación, lo cual lleva a que interanualmente la evapotranspiración en El Mogor sea más variable que en Rayón. Se encontró que la variabilidad intra-anual de la evapotranspiración, se encuentra condicionada principalmente por la estacionalidad de las lluvias, pero además, por el patrón anual de la radiación neta y por la dinámica de la humedad del suelo, esto se puede apreciar en los patrones diarios para cada una de las temporadas y sus transiciones.

La sensibilidad de la ET a cambios en la precipitación es distinta entre los sitios de estudio. Esto se debe a que en El Mogor, el comportamiento intra-anual de la evapotranspiración no presenta una estacionalidad tan marcada como en el sitio de Rayón. Pues en Rayón, la ET se encuentra condicionada casi en su totalidad por el Monzón de Norteamérica. Estos resultados son relevantes, debido a que para esta región, las proyecciones del cambio climático indican una mayor variabilidad en los patrones de precipitación, los cuales se espera que tengan un impacto mayor en Rayón, en comparación con El Mogor. Finalmente, debido a que no se presentaron similitudes en ninguno de los años, el analizar series de tiempo más longevas nos permitirá poder hacer comparaciones interanuales entre mas años y determinar patrones similares de evapotranspiracion.

Referencias bibliográficas

Adams, D. K. and A. C. Comrie, (1997), *The North American Monsoon*. Bulletin of the American Meteorological Society 78(10): 2197–2213.

Agam, N. and P.R. Berliner, (2006), *Dew formation and water vapor adsorption in semiarid environments: a review*. Journal of Arid Environments 65, 572e590.

Alfieri J. G., Blanken P. D., Yates D. N. and K. Steffen, (2007), *Variability in the environmental factors driving evapotranspiration from a grazed rangeland during severe drought conditions*. J. Hydrometeorol., 8(2), 207–220, doi:10.1175/JHM569.1.

Archer N., Hess T. and J Quinton, (2002), *The water balance of two semi-arid shrubs on abandoned land in South-Eastern Spain after season rainfall*. Hydrology & Earth System Sciences. 6, 913-926, doi:10.5194/hess-6-913-2002

Aubinet M., Grelle A., Ibrom A., Rannik Ü., Moncrieff, V. J., Foken T., Kowalski A.S., Martin P.H., Berbigier P., Bernhofer C. H., Clement R., Elbers J., Granier A., Grünwald V. T., Morgenstern K., Pilegaard K., Rebmann C., Snijders V. W., Valentini R., Vesala T., (2000). *Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology*. Adv. Ecol. Res. 30, 113–175.

Austin T.A., Yahdjian L., Stark J.M., Belnap J., Porporato A., Norton U., Ravetta D.D., Schaeffer S.M. (2004), *Water pulses and biogeochemical cycles in arid and semiarid ecosystems*. Pulse Events and Arid Ecosystems. Ecologia. 141: 221–235 DOI 10.1007/s00442-004-1519-1

Baldocchi D.D., Falge E., Wilson K., (2000). *A spectral analysis of biosphere–atmosphere trace gas flux densities and meteorological variables across hour to year time scales*. Agric. For. Meteorol., 2915 1–27

Baldocchi D. (2008). *Breathing of the terrestrial biosphere: lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems*. Australian Journal of Botany 56:1-26.

Baldocchi D., Falge E., Gu L., Olson R., Hollinger D., Running Steve., Anthoni P., Bernhofer C., Davis K., Evans R., Fuentes J., Goldstein A., Katul G., Law B., Lee X., Malhi Y., Meyers T., Munger W., Oechel W., Paw K. T., Pilegaard K., Schmid H. P., Valentini R., Verma S., Vesala T., Wilson K., Wofsy S., (2001), *FLUXNET: A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem–Scale Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy Flux Densities*. Bulletin of the American

Meteorological Society, 82, 2415–2434. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(2001\)082<2415:FANTTS>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<2415:FANTTS>2.3.CO;2)

Baldocchi D., and Meyers T., (2001), *Biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective*. Agricultural and Forest Meteorology. 90:1-25.

Breiman L., Friedman J.H., Olshen R.A., Stone C. J., (1984), *Classification and Regression Trees*. Belmont, CA, Wadsworth.

Brito-Castillo L., Douglas A. V., Leyva-Contrares A., Lluch-Belda D., (2003), *The effect of large-scale circulation on precipitation and streamflow in the Gulf of California continental watershed*. Int. J. Climatol. 23: 751–768.

Cazelles B., Chavez M., Berteaux D., Ménard F., Vik J. O., Jenouvrier S., Stenseth N. C. (2008). *Wavelet analysis of ecological time series*. Oecologia. 156:287-304. DOI 10.1007/s00442-008-0993-2.

Challenger, A. and J. Soberón. (2008). *Los ecosistemas terrestres*. Pages 87-108 in CONABIO, editor. Capital natural de México.

Cramer, W., Bondeau, A., Woodward, F. I., Prentice, I. C., Betts, R. A., Brovkin, V., Cox, P. M., Fisher, V., Foley, J. A., Friend, A. D., Kucharik, C., Lomás, M. R., Ramankutty, N., Sitch, S., Smith, B., White, A. and Young-Molling, C. (2001), *Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO₂ and climate change: results from six dynamic global vegetation models*. Global Change Biology, 7: 357–373. doi: 10.1046/j.1365-2486.2001.00383.x

Davis J. C. (1973). *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley & Sons. (p.74-80).

Deardroff, J. W., (1972): *Parameterization of the Planetary Boundary layer for Use in General Circulation Models*. Mon. Wea. Rev., 100, 93–106.

Detto, M., N. Montaldo, J. D. Albertson, M. Mancini, and G. Katul (2006), *Soil moisture and vegetation controls on evapotranspiration in a heterogeneous Mediterranean ecosystem on Sardinia, Italy*, Water Resources Research., 42, W08419, doi:10.1029/2005WR004693.

Domingo F., Serrano-Ortiz P., Were A., Villagarcia L., Garcia M., Ramirez D.A., Kowalski A.S., Moro M.J., Oyonarte C. (2011) *Carbon and water exchange in semiarid ecosystems in SE Spain*. Journal of Arid Environments 75 1271e1281

- Domingo F., Villagarcia L., Brenner A.J., Puigdefabregas J. *Evapotranspiration model for semi-arid shrub-lands tested against data from SE Spain* (1999). *Agricultural and Forest Meteorology* 95 67-84.
- Du, S., Y.-L. Wang, T. Kume, J.-G. Zhang, K. Otsuki, N. Yamanaka, and G.-B. Liu (2011), *Sapflow characteristics and climatic responses in three forest species in the semiarid Loess Plateau region of China*, *Agricultural and Forest Meteorology.*, 151(1), 1–10, doi:10.1016/j.agrformet.2010.08.011.
- Fisher J.B., Whittaker R. J., Malhi Y., (2011). *ET come home? potential evapotranspiration in geographical ecology*. *Global Ecology and Biogeography*. 20,1-18.
- Gazal, R. M., R. L. Scott, D. C. Goodrich, and D. G. Williams (2006), *Controls on transpiration in a semiarid riparian cottonwood forest*, *Agricultural and Forest Meteorology.*, 137(1–2), 56–67, doi:10.1016/j. agrformet.2006.03.002.
- Gu L., Falge E. M., Boden T., Baldocchi D. D., Black T.A. (2005). *Objective Threshold Determination for Nighttime Eddy Flux Filtering*. *Agricultural and Forest Meteorology*.128 179–197.
- Guo, Z. C., Dirmeyer P.A., Koster R. D., Sud Y. C., Bonan G., Oleson K. W., Edmon Ch., Versegny D., Cox P., Gordon C. T. McGregor J. L., Kanae S., Kowalczyk E., Lawrence D., Liu P., Mocko D., Lu C., Mithcell K., Malyshev S., McAveny B., Oki T., Yamada T., Pitman A., Taylor C. M., Vasik R., Xue Y. (2006), *GLACE: The Global Land-Atmosphere Coupling Experiment: Part II. Analysis*, *J. Hydrometeorol.*, 7(4), 611–625, doi:10.1175/JHM511.1.
- Heimann, M. and M. Reichstein. (2008). *Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks*. *Nature* 451:289-292.
- Hulme, M., Osborn, T.J., Johns, T.C., (1998). *Precipitation sensitivity to global warming: comparisons of observations with HadCM2 simulations*. *Geophysical Research Letters* 25, 3379–3382.
- Huntington T. G., (2006) *Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis*. *Journal of Hydrology*. 319 83–95.
- Jones, P.D., Moberg, A., (2003). *Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2001*. *Journal of Climatology* 16, 206–223.
- Jung M., Reichstein M., Ciais P., Seneviratne S.I., Sheffield J., Goulden M.L., Bonan G., Cescatti A., Chen J., De Jeu R., Dolman J, Eugster W, Gerten D,

Gianelle D, Gobron N, Heinke J., Kimball J., Law B.E., Montagnani L., Mu Q., Mueller B., Oleson K, Papale D, Richardson A.D., Rouspard O, Running S, Tomelleri E., Viovy N., Weber U., Williams C., Wood E., Zaehle1 A., Zhang K. (2010). *Recent Decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply*. Nature 467 doi:10.1038/nature09396.

Jung, M., Reichstein, M. & Bondeau, A. (2009) *Towards global empirical upscaling of FLUXNET eddy covariance observations: validation of a model tree ensemble approach using a biosphere model*. Biogeosciences 6, 2001–2013.

Kurc, S. A., and E. E. Small (2004), *Dynamics of evapotranspiration in semiarid grassland and shrubland ecosystems during the summer monsoon season, central New Mexico*, Water Resources Research., 40, W09305, doi:10.1029/2004WR003068.

Labat, D., Godderis, Y., Probst, J.L., Guyot, J.L., (2004). *Evidende for global runoff increase related to climate warming*. Advances Water Resources 27, 631-642.

Law, B. E., Falge E., Gu L., Baldocchi D. D., Bakwin P., Berbigier P., Davis K., Dolman A. J., Falk M., Fuentes J. D., Goldstein A., Granier A., Grelle A., Hollinger D., Janssen I.A., Jarvis P., Jensen N.O., Katul G., Mahli Y., Matteucci G., Meyers T., Monson H., Munger W., Oechel W., Olson R., Pilegaard K., Paw K.T., Thorgeirsson H., Valentini H., Verma K., Wofsy S., (2002), *Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation*, Agricultural and Forest Meteorology, 113(1–4), 97–120, doi:10.1016/S0168-1923(02) 00104-1.

Loveland, T. R., B. C. Reed, J. F. Brown, D. O. Ohlen, Z. Zhu, L. Yang, and J. W. Merchant. (2000). *Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data*. International Journal of Remote Sensing 21:1303- 1330.

Leal Ascencio M.T., Millan Gomez C.G., Mendez Jaime C.G., Servin Jungdorf C.A., (2008) *Evaluacion de la afectacion de la calidad del agua en cuerpos de agua superficiales y subterranos por efecto de la variabilidad y el cambio climatico y su impacto en la biodiversidad, agricultura, salud, turismo e industria*. Instituto Nacional de Ecologia (INE).

LE Houerou H. N., Bingham R. L., Skerbek W (1988), *Relationship between the variability of primary production and the variability of annual precipitation in the world arid lands*. Journal Arid Environment 15:1-18

Lettenmaier, D. P., and J. S. Famiglietti (2006), *Water from on high*, Nature, 444(7119), 562– 563.

- Monteith, J.L. (1981) *Evaporation and surface temperature*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 107,1–27.
- Moro, M.J., Were, A., Villagarcía, L., Cantón, Y., Domingo, F., (2007). *Dew measurement by eddy covariance and wetness sensor in a semiarid ecosystem of SE Spain*. Journal of Hydrology 335, 295e302.
- Moureaux C., DEbacq A., Bodson B., Heinesch B., Aubinet M. (2006). *Annual net ecosystem carbon exchange by a sugar beet crop*. Agricultural and Forest Meteorology 139 (2006) 25–39.
- Rana G., Katerji N. (2000) *Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review*. European Journal of Agronomy. 13 125–153
- Raupach, M.R. (2001) *Combination theory and equilibrium evaporation*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 127, 1149–1181.
- Reichstein M., Falge E., Baldocchi D., Papale D., Aubinet M., Berbigier P., Bernhofer C., Buchmann N., Gilmanov T., Granier A., Grunwald T., Havrankova K., Ilvesniemi H., Janous D., Knohl A., Laurila T., Lohila A., Loustau D., Matteucci G., Meyers T., Miglietta F., Ourcival J., Pumpanen J., Rambal S., Rotenberg E., Sanz M., Tenhunen J., Seufert G., Vaccari F., Vesala T., Yakir D., Valentini R., (2005). *On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm*. Global Change Biology 11, 1424-1429.
- Perez-Ruiz E.R., Garatuza-Payan J., Watts C. J., Rodriguez J. C., Yopez E. A., Scott R. L., (2010) *Carbon dioxide and water vapour exchange in a tropical dry forest as influenced by the North American Monsoon System (NAMS)* Journal of Arid Environments. 74 (2010) 556–563.
- Potts D. L., Huxman T. E., Cable J. M., English N. B., Ignace D. D., Elits J. A., Máson M. J., Weltzin J. F., Williams D. G., (2006). *Antecedent moisture and seasonal precipitation influence the response of canopy-scale carbon and water exchange to rainfall pulses in a semi-arid grassland*. New Phytologist. 170(4):849-60.
- Rodriguez-Iturbe I., D'Odorico, A. Porporato, L. Ridolfi. (1999) *On the spatial and temporal links between vegetation, climate, and soil moisture*. Water Resources Research VOL. 35, NO. 12, PAGES 3709–3722
- Rotenberg E., Yakir D., (2010) *Contribution of Semi-Arid Forests to the Climate System*. Science **327**, 451 ; DOI: 10.1126/science.1179998

Ryu, Y., D. D. Baldocchi, S. Ma, and T. Hehn (2008), *Interannual variability of evapotranspiration and energy exchange over an annual grassland in California*, Journal of Geophysical Research., 113, D09104, doi:10.1029/2007JD009263.

Seager R., Ting M., Held I, Kushnir Y, Lu J, Vecchi G., Huang H.P., Harnik N., Leetmaa A, Cheung N.L., Li C., Velez J., Naik N., 2007. *Transition to a More Arid Climate in Southwestern North America*. Science 316, 1181 (2007)

Schwinning S., Sala O. S., (2004) *Hierarchy of responses to resource pulses in arid and semi-arid ecosystems*. Ecologia 141: 211–220 DOI 10.1007/s00442-004-1520-8.

Scott, R. L., E. A. Edwards, W. J. Shuttleworth, T. E. Huxman, C. Watts, and D. C. Goodrich (2004), *Interannual and seasonal variation in fluxes of water and carbon dioxide from a riparian woodland ecosystem*, Agricultural and Forest Meteorology, 122(1–2), 65–84, doi:10.1016/j.agrformet.2003.09.001.

Stockli, R., D. M. Lawrence, G.-Y. Niu, K. W. Oleson, P. E. Thornton, Z.-L. Yang, G. B. Bonan, A. S. Denning, and S. W. Running (2008), *Use of FLUXNET in the Community Land Model development*, Journal of Geophysical Research, 113, G01025, doi:10.1029/2007JG000562.

Thomey ML, Collins SL, Vargas R, Johnson JE, Brown RF, Natvig DO, Friggs MT (2011) *Effect of precipitation variability on net primary production and soil respiration in a Chihuahuan Desert grassland*. Global Change Biology, 17, 1505–1515.

Torrence, Christopher, Gilbert P. Compo, 1998: *A Practical Guide to Wavelet Analysis*. Bulletin of the American Meteorology Society, 79, 61–78. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)

Vizcaino-Franco E., Sosa-Ramirez J., *Soil Properties and nutrient relations in burned and unburned Mediterranean-climate shrublands of Baja California, Mexico*. Acta Oecologia: 18 (4) 503-517.

Van Heerwaarden C. C., Vila-Guerau J., Gounou A., Guichard F., Couvreur F. (2010). *Understanding the daily cycle of evapotranspiration: a method to quantify the influence of forcing and feedbacks*. American Meteorological Society. DOI: 10.1175/2010JHM1272.1

Vargas R., Yépez E. A., Andrade J.L., Tulio-Arredondo G. A., Castellanos A. E., Delgado J., Garatuza-Payan J., González del Castillo E., Oechel W., Azofeifa A.

- S., Velasco E., Vivoni E. R., Watts C. (En prensa). *Progress and opportunities for monitoring greenhouse gases fluxes in Mexican ecosystems: The Mexflux network*. *Atmósfera* (en prensa).
- Vargas R, Collins SL, Thomey M , Johnson J, Brown R, Natvig D, Friggens M. (2012) *Precipitation variability and fire influence the temporal dynamics of soil CO₂ efflux in an arid grassland*. *Global Change Biology* 18:1401-1411.
- Vargas R, Detto M, Baldocchi DD, Allen M.F. (2010) *Multiscale analysis of temporal variability of soil CO₂ production as influenced by weather and vegetation*. *Global Change Biology*. 16:1589-1605
- E.R. Vivoni, D. Entekhabi, R.L. Bras, V. Yvanov (2007). *Controls on runoff generation and scale-dependence in a distributed hydrologic model*. *Hydrology & Earth System Sciences Sciences Discussions*. 4, 983–1029
- Vivoni, E. R., H. A. Moreno, G. Máscaro, J. C. Rodriguez, C. J. Watts, J. Garatuza-Payan, and R. L. Scott (2008), *Observed relation between evapotranspiration and soil moisture in the North American monsoon region*, *Geophysical Research Letter.*, 35, L22403, doi:10.1029/2008GL036001.
- Wang, K., and R. E. Dickinson (2012), *A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability*, *Reviews of Geophysical.*, 50, RG2005, doi:10.1029/2011RG000373.
- Wilson KB, Goldstein AH, Falge E et al. (2002) *Energy balance closure at FLUXNET sites*. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113, 223-243.
- Yaseef N.R., Yakir D., Rotenbrg E., Schiller G., Cohen S. (2009) *Ecohydrology of a semi-arid forest: partitioning among water balance components and its implications for predicted precipitation changes* . *Ecohydrology*. DOI: 10.1002/eco.65
- Yepez E.A., Williams D.G., Scott R.L., Lin G.(2003) *Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semiarid savanna woodland from the isotopic composition of water vapor*. *Agricultural and Forest Meteorology* 119 (2003) 53–68
- Zaytsev O., Cervantes-Duarte R., Montante O., Gallegos-Garcia A. (2003) *Coastal Upwelling activity on the Pacific Shelf of the Baja California Peninsula*. *Journal of Oceanography*, Vol. 59, pp. 489 to 502.