



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
INGENIERÍA CIVIL – INGENIERÍA DE COSTAS Y RÍOS

DINÁMICAS ESPACIALES Y TEMPORALES DE LOS FLUJOS DE AGUA,
CARBONO Y ENERGÍA EN LA INTERFASE SUPERFICIE-ATMÓSFERA EN
SISTEMAS TROPICALES. PENÍNSULA DE YUCATÁN

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN INGENIERÍA

PRESENTA:
JORGE MAXIMILIANO UUH SONDA

TUTOR PRINCIPAL
DR. BERNARDO FIGUEROA ESPINOZA, INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM

COMITÉ TUTOR
DR. HUGO A. GUTIERREZ JURADO, UNIVERSITY OF TEXAS AT EL PASO
DR. LUIS A. MÉNDEZ BARROSO, INSTITUTO TECNOLÓGICO DE SONORA
DR. ENRICO A. YÉPEZ GONZÁLEZ, INSTITUTO TECNOLÓGICO DE SONORA
DRA. RUTH CEREZO MOTA, INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

JURADO ASIGNADO:

Presidente: DRA. RUTH CEREZO MOTA

Secretario: DR. HUGO A. GUTIERREZ JURADO

1^{er.} Vocal: DR. BERNARDO FIGUEROA ESPINOZA

2^{do.} Vocal: DR. LUIS A. MÉNDEZ BARROSO

3^{er.} Vocal: DR. ENRICO A. YÉPEZ GONZÁLEZ

Lugar o lugares donde se realizó la tesis: Sisal, Yucatán, México; Ciudad Obregón, Sonora, México; y El Paso, Texas, Estados Unidos.

TUTOR DE TESIS:

DR. BERNARDO FIGUEROA ESPINOZA

FIRMA

RESUMEN

La Península de Yucatán (PY), alberga más del 30% de las selvas tropicales, secas y húmedas, del País. Estos ecosistemas constituyen importantes reservas naturales donde se captura y almacena el Dióxido de Carbono (CO₂) atmosférico. También, son capaces de interceptar y almacenar humedad en reservorios superficiales y subterráneos. Así mismo, a escala regional, son reguladores del transporte atmosférico de la energía (calor latente y sensible), influyendo directamente sobre el clima y mitigando el calentamiento global. Desafortunadamente, también son de los ecosistemas más amenazados por las actividades humanas y por los efectos de la variabilidad climática y eventos extremos. A pesar de ello, existe una falta de conocimiento sobre el estado actual de estos ecosistemas en la PY, y poco se ha estudiado sobre los efectos potenciales que tienen dichas amenazas sobre la productividad, capacidad de asimilar CO₂, y resiliencia de dichos ecosistemas. En este contexto, esta Tesis plantea un estudio ecohidrológico de los distintos ecosistemas de la PY, a dos escalas: 1) a escala regional, observando toda la Península de Yucatán; y 2) a escala local, estudiando la selva baja caducifolia Yucateca en la Reserva Estatal de El Palmar. El principal objetivo de este trabajo, fue determinar las dinámicas espaciales y temporales del intercambio de los flujos verticales de agua, carbono y energía entre la superficie y la atmósfera, así como la dinámica espacial y temporal de los flujos laterales de agua subterránea. Para ello, se utilizaron más de 15 años de datos provenientes de plataformas satelitales (percepción remota de MODIS, TRMM, CHIRPS, GRACE y GLDAS), y más de dos años de mediciones obtenidas en campo utilizando la técnica de covarianza de vórtices (Eddy Covarianza, EC). Diferentes análisis de series temporales de variables biometeorológicas como precipitación, evapotranspiración, radiación y productividad del ecosistema (Producción Primaria Bruta, GPP; Producción Primaria Neta, NPP; Intercambio Neto del Ecosistema, NEE), fueron realizados para establecer patrones de comportamiento normales y anómalos. Nuestros resultados muestran que la hidrología y productividad de los ecosistemas de la PY están fuertemente relacionadas a la existencia de un acuífero kárstico altamente permeable, que permite a los ecosistemas un fácil acceso al agua

subterránea; y a un gradiente climático que conduce a una transición de selvas secas en el noroeste de la PY a selvas más húmedas en el sureste de la PY. Esto conduce a que los flujos de agua superficial estén modulados principalmente por la Evapotranspiración (ET), y que estén fuertemente acoplados a la Productividad Primaria Bruta (GPP) del ecosistema. El comportamiento de estos dos parámetros es sensible a la estacionalidad y a la variabilidad intranual de las condiciones de humedad por precipitación, así como a la disponibilidad de energía por radiación solar. Así mismo, la productividad de estos ecosistemas muestra un efecto de legado o de memoria a las condiciones previas de humedad observadas y a las condiciones de acceso al agua subterránea del acuífero somero. También, se observa que la vegetación en los ecosistemas tiene diferentes estrategias en el uso del agua. Este estudio es el primero a nivel región de la PY que integra datos de percepción remota y datos de campo para evaluar sus dinámicas ecohidrológicas a largo plazo (más de 10 años). Este enfoque responde a la necesidad nacional de conocer el comportamiento base y las características frente a extremos climáticos, de los distintos ecosistemas prioritarios del país, con el objetivo de llenar vacíos en el conocimiento, y generar información que ayude a la protección de estos ecosistemas.

ABSTRACT

The Yucatan Peninsula (YP) hosts more than 30 % of the country's tropical dry and wet forests. These ecosystems constitute important natural reserves where atmospheric Carbon Dioxide (CO₂) is captured and stored. Also, they are capable of intercept and store humidity in surface and underground reservoirs. Likewise, at a regional scale, they are regulators of the atmospheric transport of energy (latent and sensible heat), directly influencing climate and mitigating global warming. Unfortunately, these ecosystems are among the most threatened by human activities and by the effects of climate variability and extreme events. Despite this, there is a gap in knowledge about the current state of these ecosystems in the YP, and little has been studied about the potential effects that these threats have on the productivity, capacity to assimilate CO₂, and resilience of these ecosystems. In this context, this Thesis proposes an ecohydrological study of the different ecosystems of the YP, at two scales: 1) on a regional scale, observing the whole Yucatan Peninsula; and 2) locally, studying the Yucatecan short deciduous forest in the "El Palmar" State Reserve. The main objective of this work was to determine the spatial and temporal dynamics of the exchange of vertical fluxes of water, carbon and energy between the surface and the atmosphere, as well as the spatial and temporal dynamics of lateral fluxes of groundwater. In order to attain this objective, more than 15 years of data from satellite platforms (remote sensing of MODIS, TRMM, CHIRPS, GRACE and GLDAS), and more than two years of field measurements, obtained with the Eddy Covariance technique (EC), were employed. Different time series analyses of biometeorological variables such as precipitation, evapotranspiration, radiation, and ecosystem productivity (Gross Primary Production, GPP; Primary Net Production, NPP; Net Ecosystem Exchange, NEE), were performed to establish normal and anomalous behavior patterns. The results show that the hydrology and productivity of the YP ecosystems are strongly related to the existence of a highly permeable karst aquifer, which allows for the ecosystems easy access to groundwater, and a climatic gradient that leads to a transition from dry forests in the northwest to wet forests in the southeast of the YP. Consequently, surface water fluxes are

mainly modulated by Evapotranspiration (ET), and that they are strongly coupled to the Gross Primary Productivity (GPP) of the ecosystem. The behavior of these two parameters is sensitive to seasonality and the intra-annual variability of humidity conditions due to precipitation, as well as availability of energy from solar radiation. Likewise, the productivity of these ecosystems shows a legacy or memory effect to the previous humidity conditions observed and to the conditions of access to groundwater in the shallow aquifer. Also, it is observed that the vegetation in the ecosystems has different strategies in the use of water. This study is the first at the level of YP region that integrates remote sensing data and field measurements to assess at long-term (more than 10 years) the ecohydrological dynamics. This approach responds to the national need to know the current behavior and characteristics against climatic extremes of the different priority ecosystems in the country, with the aim of filling gaps in knowledge, and generating information that helps protect these ecosystems.

A Rebeca, Jorge, Aurea ♥, Amy, Alberto, Juan Pablo,
Alexito, Albertito, Rodriguito,
Cruzy, Gilda, Ema.
A la memoria de Consuelo †.

*“Consideremos nuevamente este punto (La Tierra).
Eso es aquí, es nuestro hogar. Eso somos nosotros.
En él están todos los que amamos, todos los que conocemos...”*

-- Carl Sagan

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), al Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC) del Instituto de Ingeniería (II), y al Laboratorio Nacional de Resiliencia Costera (LANRESC). Sin su respaldo y apoyo, este trabajo no pudo haberse realizado.

Al programa de Becas de Posgrado del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por la beca de posgrado y beca mixta asignada (Apoyo: 415123).

A la Universidad de Texas en El Paso (UTEP) y al Instituto Tecnológico de Sonora (ITSON), donde pude llevar a cabo estancias cortas y de Doctorado, que fueron muy productivas para enriquecer mi trabajo.

A mi director de Tesis, Dr. Bernardo Figueroa Espinoza, y a mis supervisores y colegas, Dr. Hugo Gutiérrez Jurado y Dr. Luis Méndez Barroso, por su confianza en mi trabajo, y quienes con su orientación y asesoría contribuyeron a mi formación académica, además de brindarme su amistad.

Al personal académico del Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros del Instituto de Ingeniería, especialmente al Dr. Alec Torres Freyermuth, Dr. Paulo Salles Afonso de Almeida, Dr. Christian Appendini Albrechtsen, Dra. Ruth Cerezo Mota, Dra. María Eugenia Allende, quienes siempre estuvieron al pendiente de mi trabajo y formación académica.

Al personal técnico de la UNAM, del Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros del Instituto de Ingeniería y del Laboratorio Nacional de Resiliencia Costera, especialmente al Dr. José López González, M.C. Mariana Gómez Nicolas, M.I. Juan Gómez Liera, ISC. Gonzalo Martín Ruiz, quienes me apoyaron en las salidas de campo de la parte experimental de mi proyecto, así como en el mantenimiento y revisión de los instrumentos y sistemas de cómputos empleados.

A los grupos Ejidales organizados de Hunucmá, Yucatán y a la organización "Chencopo X'cancay" por las facilidades otorgadas para el acceso de nuestro sitio de monitoreo, y por el deseo de conservar las tierras y ecosistemas alrededor de la Reserva Estatal de El Palmar.

A la M. Stephanie George, Dr. José Luis Hernández Stefanoni, Dr. José Luis Andrade Torres, Ing. Roberth Us Santamaria, del Centro de Investigaciones Científicas de Yucatán (CICY) por su apoyo en la realización de un inventario forestal alrededor de nuestro sitio y el acceso a los datos.

Al personal administrativo de la UNAM, del Instituto de Ingeniería y del Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros del Instituto de Ingeniería, especialmente a Lucila Correa, Alma Rivero Santiago, Diana Medina, quienes siempre me apoyaron en la realización de trámites administrativos a lo largo de este proceso.

Al personal académico, administrativo, y compañeros estudiantes del Instituto Tecnológico de Sonora, en especial al Dr. Enrico Yépez González, Dra. Zulia Sanchez Mejia, M.C. Karol Granados Martínez, Ing. Aylin Cristina Barreras Apodaca, Ing. Juan Rivas Márquez, M.C. Juan Jaime García Gómez, por su amistad y por permitir que mis estancias en Sonora fueran muy agradables.

Al personal académico, administrativo, y compañeros estudiantes de la Universidad de Texas en el Paso, en especial al M. Orlando Ramírez Valle, M. Suzan Aranda-Luna, por su amistad y apoyo en mi estancia en UTEP.

A mis compañeros de posgrado en el Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros del Instituto de Ingeniería, en especial a, M.I. Cesar Canul Marcario, M. I. David Balam Tamayo, Dr. Wilmer Rey Sanchez, M. I. Alejandro Paladio Hernández, Ing. Estefania García Caballero, M. Ana Ramírez Manguilar, M.I. Clemente Tuz Pech, por su apoyo, amistad y por hacer agradable los momentos en el Instituto.

A todos los que hicieron posible la realización de este trabajo.

PERSONALES

A mi padre Jorge y a mi madre Rebeca, gracias por apoyarme y motivarme en todo momento, ustedes me han enseñado a nunca rendirse y hacer las cosas con amor y dedicación. Al amor de mi vida, Aurea, tú has sido cómplice de mis aventuras y cimiento de mis sueños, sin ti esto no tendría el mismo sentido. A mis hermanos Amy, Alberto y Juan Pablo, ustedes son mi ejemplo de trabajo, sacrificio y dedicación, los quiero mucho. A mis sobrinitos, Alexito, Albertito y Rodriguito, espero poder contribuir a dejarles un mejor planeta. A mis tías y al resto de mi familia, quienes de alguna forma siempre se preocuparon y me apoyaron de muchas maneras.

A mis amigos más cercanos, Marcos, Erik, Josef y Nacho, quienes con sus pláticas y discusiones crean los mejores momentos.

A mi Director de Tesis, Bernardo, y a mis supervisores, Hugo y Luis, por el apoyo, ayuda, amistad y buenos momentos a lo largo de mi Doctorado.

A todos ustedes, ¡Muchas Gracias!

CONTENIDO

CAPITULO 1. GENERALIDADES DEL ESTUDIO	9
1.1 Objetivo y motivación	9
1.2 Metodología.....	10
1.2.1 Escala Regional	12
1.2.2 Escala Local	13
1.3 Integración de trabajos en la Tesis	14
CAPITULO 2. ECOHIDROLOGÍA DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN: DINÁMICAS ESPACIO- TEMPORALES DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN Y ABSORCIÓN DE CARBONO EN SUS DISTINTOS ECOSISTEMAS	16
2.1 Antecedentes y objetivos específicos	16
2.1.1 Variabilidad climática, deforestación y efectos sobre los ecosistemas	16
2.1.2 Acoplamiento de la evapotranspiración y asimilación de carbono	18
2.1.3 Hidrología de la región	19
2.1.4 Alcances de esta parte del estudio	20
2.2 Metodología.....	20
2.2.1 Región de estudio.....	20
2.2.2 Datos empleados.....	22
2.2.2.1 Evapotranspiración	23
2.2.2.2 Productividad de la Vegetación (GPP y NPP) y verdor (EVI).....	25
2.2.2.3 Precipitación (PPT)	27
2.2.2.4 Uso de los productos satelitales	28
2.2.3 Métodos.....	29
2.2.3.1 Análisis espacial y temporal	29
2.2.3.2 Eficiencia de Uso de Agua (WUE) y correlación cruzada.....	30
2.3 Resultados.....	32
2.3.1 Dinámica espacial y temporal de la PPT, ET y GPP de los ecosistemas	32
2.3.2 Balance de agua superficial de la Península de Yucatán. Detectando áreas de recarga y descarga	36
2.3.3 Productividad del ecosistema, WUE, y extremos climáticos	39
2.3.4 Análisis de la curva de Budyko.....	44
2.3.5 Análisis de Correlación Cruzada	45
2.4 Discusión.....	46
2.4.1 Dinámica espacial y temporal de la PPT, ET y GPP en los ecosistemas	46
2.4.1.1 Variabilidad Espacial	46
2.4.1.2 Variabilidad Intranual e Interanual	49
2.4.1.3 La influencia de la Estacionalidad de la Precipitación en la ET y GPP	50
2.4.2 Balance de Agua Superficial (SWB) en la Península de Yucatán	52
2.4.3 Productividad del ecosistema, Eficiencia de Uso de Agua (WUE) y extremos climáticos	54
2.4.3.1 Productividad de los ecosistemas de Yucatán y WUE	54
2.4.3.2 ET y respuesta de la vegetación a los extremos y variabilidad climática	56

2.4.4 Curva de Budyko y análisis de correlación cruzada.....	58
2.5 Conclusiones	59
<i>CAPITULO 3. DÍNAMICA DE LA RECARGA Y DESCARGA DEL FLUJO DE AGUA EN EL ACUIFERO DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN</i>	62
3.1 Antecedentes y objetivos específicos	62
3.1.1 Demanda y uso de agua en la Península de Yucatán	64
3.2 Set de datos y métodos.....	65
3.2.1 Enfoque de estudio	65
3.2.2 Región de estudio.....	66
3.2.3 Componentes satelitales del Balance de Agua.....	68
3.2.3.1 Almacenamiento en la columna vertical.....	68
3.2.3.2 Humedad del suelo en la zona radicular (zona no-saturada)	69
3.2.3.3 Evapotranspiración	69
3.2.3.4 Precipitación	70
3.2.3 Métodos.....	70
3.2.3.1 Aproximación del balance de agua	70
3.2.3.2 Análisis espacial y temporal	72
3.3 Resultados y discusión	75
3.3.1 Dinámica del balance de agua anual en la Península de Yucatán	75
3.3.2 Patrones espaciales de la recarga y descarga del acuífero de la Península de Yucatán	79
3.3.3 Dinámica del balance de agua de los ecosistemas de la Península de Yucatán	83
3.4 Conclusiones	84
<i>CAPITULO 4. PRODUCTIVIDAD DEL ECOSISTEMA Y DINÁMICA DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN EN UNA SELVA TROPICAL ESTACIONALMENTE SECO DE LA PENINSULA DE YUCATÁN</i>	86
4.1 Antecedentes y objetivos específicos	86
4.2 Sitio de Estudio.....	89
4.3 Materiales y Metodología.....	92
4.3.1 Mediciones en campo: variables biometeorológicas	92
4.3.2 Mediciones en campo: Flujos de Covarianza de Vórtices	93
4.3.2.1 Control de calidad de los datos y cierre de balance energético	94
4.3.2.2 Rellenado de datos faltantes y particionamiento de los flujos	95
4.3.3 Datos de percepción remota empleados en esta parte	97
4.3.3.1 Índice de Vegetación (MODIS).....	98
4.3.3.2 Precipitación (PPT) de CHIRPS	100
4.4 Resultados y Discusión.....	102
4.4.1 Variabilidad inter e intranual de la precipitación y el verdor del ecosistema	102
4.4.2 Dinámicas y estacionalidad de la producción del ecosistema y evapotranspiración provenientes de las observaciones de la Covarianza de Vórtices	109
4.4.3 Limitación de Energía	118
4.4.4 Balance de agua en el ecosistema y dependencia de agua subterránea.....	120

4.5 Conclusiones	124
<i>CAPITULO 5. CONCLUSIONES GENERALES.....</i>	126
<i>APÉNDICE A. SITIO DE MONITOREO ECOHIDROLÓGICO DE EL PALMAR.....</i>	130
<i>APÉNDICE B. PUBLICACIONES Y PARTICIPACIONES EN CONGRESOS</i>	133
B.1 Artículos científicos	133
B.2 Capítulos de libros/manuales.....	134
B.3 Base de datos	134
B.4 Congresos/seminarios	134
<i>REFERENCIAS</i>	136

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Metodología seguida en las dos distintas escalas de enfoque para este proyecto.....	11
Figura 2.1 Ecosistemas de la Península de Yucatán conforme a la Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO, 1999): Manglar, Selva Alta Perennifolia (TEF), Selva Baja Caducifolia (SDF), Selva Baja Perennifolia (SEF), Selva Mediana Caducifolia (MHDF) y Selva Mediana Perennifolia (MHEF). Las zonas urbanas y las zonas de manejo agrícola-forestal (Man. Agr.-For.) también son mostradas.....	23
Figura 2.2 Distribución espacial histórica (2000-2014) en la Península de Yucatán del: a) el promedio del acumulado cada 8-días de la precipitación (PPT) y b) su coeficiente de variación; d) el promedio diario de la evapotranspiración (ET) y e) su coeficiente de variación; g) el promedio diario de la producción primaria bruta (GPP) y h) su coeficiente de variación. También se ilustra las funciones de densidad de probabilidad de: c) la PPT, f) la ET, e i) la GPP para cada uno de los ecosistemas de la Figura 2.1.	32
Figura 2.3 Series de tiempo de la ET, GPP (líneas) y PPT (barras) para los siguientes ecosistemas: Manglar (negro), SDF (rojo), y MHDF (cyan). Las áreas sombreadas representan +/- una desviación estándar. Cada dato en la serie de tiempo está a un intervalo de 8-días.....	35
Figura 2.4 Series de tiempo de la ET, GPP (líneas) y PPT (barras) para los siguientes ecosistemas: TEF (azul), SEF (verde), y MHEF (magenta). Las áreas sombreadas representan +/- una desviación estándar. Cada dato en la serie de tiempo está a un intervalo de 8-días.....	35
Figura 2.5 Comportamiento promedio intranual e interanual-estacional de la GPP, PPT, y ET para los siguientes ecosistemas: a) Manglar; b) SDF; c) MHDF; d) TEF; e) SEF; y f) MHEF. El EVI (Índice de Vegetación Mejorado) se muestra como referencia del verdor de cada ecosistema. Las barras de error representan +/- la desviación estándar interanual para el periodo de estudio (2000–2014).	36
Figura 2.6 Balance de agua superficial anual en la Península de Yucatán (PPT-ET) para el periodo del año 2000 al 2014. Los tonos rojizos indican áreas donde ET > PPT, mientras que los tonos azulados muestran las áreas donde PPT > ET. Los tonos verdes indican las áreas donde PPT ≈ ET. Los años más húmedos fueron el 2006, 2006 y 2013; y los más secos fueron el 2004 y 2009.	39
Figura 2.7 Para todos los ecosistemas: a) promedio anual de GPP; b) promedio anual de NPP; c) y d) anomalía de precipitación (PPT) y balance de agua superficial (PPT-ET); e) y f) promedio anual de la eficiencia de uso de agua (WUE). Los paneles a) a f) muestran en sombreado azul los años húmedos (encima del promedio anual; 2005, 2006 y 2013); y el sombreado rojo muestra los años más secos (por debajo del promedio anual, 2004 y 2009). g) El número de ciclones tropicales por año (depresiones, tormentas y huracanes) que directamente afectaron la PY. h) Los valores mensuales del ONI (Índice Oceánico de El Niño) son mostrados para el periodo de este estudio (2000-2014).....	42
Figura 2.8 GPP anual versus ET anual por ecosistema para a) los años secos y b) los años húmedos. Las líneas punteadas muestran el mejor ajuste lineal para cada set de datos.....	43
Figura 2.9 Balance de agua superficial para la Península de Yucatán a una escala de ecosistema graficada sobre el plano/curva de Budyko. El panel superior, a), muestra los valores promedios anuales para cada ecosistema. El panel inferior, b), muestra los “boxplots” del balance de agua superficial promedio para el periodo de 15 años de este estudio tanto para el índice evaporativo como para el índice de aridez.	46

Figura 2.10 Correlación cruzada desfasada de la GPP respecto de la PPT para cada uno de los ecosistemas de la Península de Yucatán. La línea vertical gruesa indica el desfase para la máxima correlación en unidades de 8-días.	47
Figura 2.11 Correlación cruzada desfasada de la ET respecto de la PPT para cada uno de los ecosistemas de la Península de Yucatán. La línea vertical gruesa indica el desfase para la máxima correlación en unidades de 8-días.	48
Figura 2.12 Distribución espacial de la bimodalidad observada (Tabla 2.2) en los valores promedios diarios de la ET y GPP para el: a) Manglar, b) SDF, y c) SEF. El fondo gris indica la elevación topográfica (metros por encima del nivel medio del mar, mamsl) proveniente del “Shuttle Radar Topography Mission” (United States Geological Survey, 2006).	53
Figura 2.13 Correlación entre la variabilidad estacional interanual de la PPT versus GPP y de la PPT versus ET para: a) Manglar; b) Selva Baja Caducifolia (SDF); c) Selva Mediana Caducifolia (MHDF); d) Selva Alta Perennifolia (TEF); e) Selva Baja Perennifolia (SEF); y f) Selva Mediana Perennifolia (MHEF).	55
Figura 3.1 Localización de nuestra Región de Estudio, la Península de Yucatán (PY), para la estimación del balance de agua mediante diferentes productos satelitales. a) Domino del estudio; b) Ecosistemas principales de la PY y la elevación del terreno; c) Cobertura espacial del producto de GRACE utilizado para obtener el total de agua almacenada (S); d) Cobertura espacial para la humedad de suelo en la zona radicular o zona no-saturada ($S\theta$) obtenida con GLDAS y para la precipitación (PPT) obtenida con TRMM; e) Cobertura espacial del producto de MODIS para la evapotranspiración (ET); f) Diagrama ilustrando las componentes del balance de agua en la columna vertical del acuífero kárstico para los ecosistemas caducifolios y perennifolios típicos de la PY, que retrata los cambios en el almacenamiento en condiciones húmedas y secas para ambos tipos de ecosistemas. Las componentes incluyen en almacenamiento (SC) de agua en diferentes reservorios: suelo o zona no-saturada ($S\theta$), subsuelo o zona saturada (Sg) y vegetación (SV); precipitación (PPT); evapotranspiración (ET); y escorrentía subterránea (Q).	67
Figura 3.2 Variabilidad a) interanual e b) intranual (escala mensual) de las componentes del balance de agua en la Península de Yucatán expresadas como un altura de agua promedio (eje-y izquierdo) y volumen total (eje-y derecho). Las componentes incluyen descarga (+QG) y recarga ($-QG$) de agua subterránea, balance de agua superficial (W), cambio en el almacenamiento de humedad de suelo ($\Delta S\theta$) y cambio en el almacenamiento de agua en la vegetación y zona saturada ($\Delta SgV = \Delta Sg + \Delta SV$). Los patrones de fondo indican los años que tienen un superávit de agua superficial (patrón de ondas) o un déficit de este (patrón de puntos).	77
Figura 3.3 Distribución espacial de la descarga (+QG, tonos amarillos-rojizos) y recarga ($-QG$, tonos azules) de agua subterránea en la Península de Yucatán para: a) los años promedio, es decir sin extremos; años secos por debajo del promedio histórico, b) 2004 y c) 2009; años húmedos por encima del promedio histórico, d) 2005 y e) 2013. f) Los cenotes pertenecientes al “Anillo de Cenotes” y sus alrededores son mostrados (círculos negros) sobre una región del mapa del panel a. (rectángulo negro; Fuente: POETY, 2007).	81
Figura 3.4 Dinámica anual a escala de ecosistema de las diferentes componentes del balance hídrico; (a) recarga/descarga (QG); (b) balance de agua superficial (W); (c) cambios en el almacenamiento total (ΔS); (d) cambios en el almacenamiento de agua subterránea (zona saturada) y vegetación (ΔSgV); (e) y almacenamiento de humedad en la zona no-saturada ($\Delta S\theta$).	

<i>Los patrones de fondo indican los años que tienen un superávit de agua superficial (patrón de ondas) o un déficit de este (patrón de puntos).</i>	82
Figura 4.1 a) Ubicación del sitio de estudio. b) Torre de flujo "El Palmar"	89
Figura 4.2 Diseño experimental en el sitio de monitoreo ecohidrológico de "El Palmar". Torre de flujo con instrumentos para medir el intercambio de gases entre la superficie y la atmósfera y datos meteorológicos.	91
Figura 4.3 Estacionalidad del EVI y métricas de la vegetación. Identificación del inicio y fin de la temporada de verdor de la vegetación usando las series de tiempo del EVI y promedios móviles hacia atrás (BMA) y hacia adelante (FMA). Determinación de la temporada de verdor integrada en el tiempo (<i>iEVI</i>), EVI máximo (<i>EVI_{max}</i>), EVI mínimo en la senescencia (<i>EVI_{min}</i> , <i>SN</i>), rango estacional de EVI (Δ <i>EVI</i>), tasa de reverdecimiento (<i>RGU</i>), tasa de senescencia (<i>RSN</i>), duración de la temporada de verdor (<i>DG</i>) y duración de la senescencia (<i>DSN</i>).	100
Figura 4.4 Correlación entre la precipitación observada en el sitio de estudio usando datos de percepción remota (<i>PPTCHIRPS</i>) y datos in-situ (<i>PPTPalmar</i>), para el periodo de enero 2017 a agosto 2019.....	102
Figura 4.5 Precipitación histórica, EVI y métricas de vegetación. a) Series de tiempo de la precipitación (<i>PPTCHIRPS</i> , barras negras) y EVI (líneas y sombreado azul) obtenidas con datos de percepción remota para el periodo de enero de 2001 a agosto de 2019, así como la precipitación medida in-situ (<i>PPTPalmar</i> , puntos rojos) con un pluviómetro, para el periodo de enero 2017 a agosto 2019. El día del año (DoY) para el inicio y final de la temporada de verdor del ecosistema está indicado. b) Anomalía de precipitación trimestral para cada año, expresado en múltiplos de su desviación estándar. c), d) y e) Variación anual de las diferentes métricas de la vegetación. ..	104
Figura 4.6 Variación anual de los diferentes trimestres de precipitación respecto de la precipitación anual o estacional. Las líneas azules son el ajuste para aquellos años que se encuentran en un régimen de precipitación por encima del promedio estacional (puntos azules). Las líneas rojas son el ajuste para aquellos años que se encuentran en un régimen de precipitación por debajo del promedio estacional (puntos rojos). Las líneas negras son el ajuste de la unión de ambos regímenes. a) Correlación entre el primer trimestre (enero-marzo) y la precipitación anual. Correlación entre el segundo (b; abril-junio), tercero (c; julio-septiembre) y cuarto (d; octubre-diciembre) trimestre y la precipitación estacional (abril-diciembre). e) Correlación entre la precipitación estacional y el primer trimestre de precipitación del año siguiente.	106
Figura 4.7 a) Relación entre la producción de biomasa (<i>iEVI</i>) y las condiciones hidrológicas (precipitación estacional) del sitio. La línea azul es el ajuste para aquellos años en el régimen de precipitación por encima del promedio estacional (2001,2002, 2005, 2007, 2010, 2013 y 2014), y la línea roja es el ajuste para aquellos años en el régimen de precipitación por debajo del promedio estacional (2003, 2004, 2006, 2008, 2009, 2011, 2012, 2015, 2016, 2017 y 2018). b) Diferencias en el perfil del EVI dependiendo del régimen de precipitación: por debajo (sombreado rojo) y por encima (sombreado azul) del promedio estacional. El sombreado gris marca los periodos en los cuales ambas distribuciones son estadísticamente diferentes. El perfil del EVI para los dos años con mediciones en sitio (2017 y 2018) son mostrados.	107
Figura 4.8 Correlación entre las diferentes métricas de vegetación y las condiciones hidrológicas. Las líneas azules son el ajuste para aquellos años en el régimen de precipitación por encima del promedio estacional (puntos azules). Las líneas rojas son el ajuste para aquellos años en el régimen de precipitación por debajo del promedio estacional (puntos rojos). Las líneas negras son	

el ajuste de la unión de ambos regímenes. a) EVI máximo, b) Rango de EVI, c) Duración de la temporada de verdor, e) Tasa de reverdecimiento, y f) Tasa de senescencia, comparadas con la precipitación estacional (abril-diciembre). d) Duración de la senescencia, y g) EVI mínimo en la senescencia, comparadas con el primer trimestre de precipitación (enero-marzo). h) Duración entre el mínimo y el máximo EVI comparado con la precipitación entre enero y junio.	111
Figura 4.9 Series de tiempo de los datos in-situ del 2016 (diciembre), 2017 (enero-diciembre), 2018 (enero-diciembre), y 2019 (enero-agosto). a) Disponibilidad de los datos medidos en “El Palmar”, mostrando los datos faltantes en el periodo de este estudio para cada variable. b) Precipitación diaria (<i>PPTPalmar</i> , barras), Humedad del suelo promedio diaria (θ <i>Palmar</i> , línea negra), y EVI promedio cada 16-días (línea y círculos rojos) para el sitio. c) Estimaciones en el sitio de los flujos de carbono (<i>GPP</i> y <i>Reco</i> , línea roja y azul) y agua (<i>ET</i> , línea negra). d) Algunas variables atmosféricas medidas en el sitio (promedios diarios): Radiación Fotosintéticamente Activa (<i>PARPalmar</i> , línea negra), Déficit de Presión de Vapor (<i>VPDPalmar</i> , línea roja) y Temperatura del aire (<i>TairPalmar</i> , línea azul).....	112
Figura 4.10 Promedios (líneas y puntos) y desviaciones estándares (sombreados) diurnas estacionales, en temporada seca (enero-mayo), temporada de lluvias (junio-octubre) y posttemporada de lluvias (noviembre-diciembre) de la GPP (a, b y c) y la ET (d, e y f) para el 2017 (rojo) y 2018 (azul).	115
Figura 4.11 Valores acumulados para el 2017, 2018 y 2019. a) Precipitación (<i>PPTPalmar</i>). b) Evapotranspiración (<i>ETPalmar</i>). c) Producción Primaria Bruta (<i>GPPPalmar</i>). d) Eficiencia de Uso de Agua (<i>WUEPalmar</i>). e) Intercambio Neto del Ecosistema (<i>NEEPalmar</i>). f) Respiración del Ecosistema (<i>Reco Palmar</i>). G) Series de tiempo del <i>WUEPalmar</i> y h) Series de tiempo del <i>NEEPalmar</i> , las áreas donde el $NEE > 0$ y $NEE < 0$ han sido sombreadas en rojo y azul, respectivamente.	116
Figura 4.12 Comparación del verdor de la vegetación en la selva tropical seca localizada en la Reserva Estatal “El Palmar” durante la temporada seca del 2016 y 2017. Las imágenes fueron tomadas en lo alto de la torre de flujos usando una cámara digital, la hora de captura (hora local) se muestra en cada imagen. La imagen de la izquierda fue capturada el 7 de mayo de 2016 (DoY=128), mientras que la imagen de la derecha fue capturada el 4 de mayo de 2017 (DoY=124). Las imágenes muestran las diferencias interanuales en el verdor de la vegetación como respuesta a los cambios en la disponibilidad de agua durante la temporada de secas para cada año.	120
Figura 4.13 Acumulados cada media-hora de la Radiación Global (RG) para las temporadas de lluvia del 2017 contra los del 2018. La línea 1:1 es mostrada. Los círculos color cian indican diferencia estadística evaluadas con un t-test, mientras que los círculos cafés indican similitud estadística. En general, 2017 muestra un déficit de RG acumulada comparada con el 2018, y que los datos con la mayor radiación (8.30-14:30 hrs.) muestran la mayor diferencia. El déficit del 2017 puede alcanzar hasta un 14% de su correspondiente en el 2018.	122
Figura 4.14 Balance de Agua Superficial (<i>SW</i>) para los años 2017 (línea roja) y 2018 (línea azul), mostrando los periodos (áreas sombreadas) y días (líneas horizontales y números en la parte de abajo del gráfico) cuando la ET podría estar sostenida por el agua de lluvia; b) y c) muestran las pendientes para la tasa de consumo de agua vía ET en diferentes momentos codificados por colores (barra horizontal en la parte superior del gráfico) según la temporada para los años 2017 y 2018, respectivamente.	123
Figura A.1 Instalación de equipos en el Sitio de Monitoreo Ecohidrológico de “El Palmar”	132

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1 Productos Satelitales empleados en esta primera parte del estudio de enero-2000 a diciembre-2014	24
Tabla 2.2 Valores promedios de ET, GPP y PPT (2000-2014) por ecosistema	31
Tabla 2.3 Balances anuales de agua superficial (PPT-ET) por ecosistema, y para la Península.....	38
Tabla 2.4 Valores promedios anuales de GPP y NPP. Las zonas sombreadas muestran los años más húmedos (gris fuerte) y los más secos (gris bajo)	41
Tabla 3.1 Productos satelitales usados en este estudio para el periodo 2003 a 2016.....	68
Tabla 3.2 Fechas de adquisición para el producto de almacenamiento de agua (S_m) mensual proveniente de GRACE	74
Tabla 4.1 Instrumentos y sensores instalados en el sitio "El Palmar"	95
Tabla 4.2 Productos satelitales usados en esta parte del estudio	98
Tabla 4.3 Valores anuales totales	117

CAPITULO 1.

GENERALIDADES DEL ESTUDIO

1.1 Objetivo y motivación

El aumento de la variabilidad climática ha propiciado cambios rápidos y dramáticos en la cobertura vegetal en vastas regiones del planeta (Breshears et al., 2005; Allen et al., 2010). Junto con ello, el desarrollo industrial y urbano a nivel mundial, ha llevado a un uso irracional de los recursos naturales que ha puesto en amenaza a varios ecosistemas en el planeta (Cervantes-Torre-Marín et al., 2009), al deforestarse grandes extensiones de estos. Estos cambios por la pérdida de la cobertura de la vegetación transforman la capacidad de estas regiones de fijar carbono (CO_2), captar y almacenar humedad (H_2O) en el suelo y subsuelo y afectan la capacidad de retención de esa humedad para el aprovechamiento humano y de los ecosistemas (MEA, 2005; Ilstedt et al., 2016). Este fenómeno puede ser particularmente dramático en ecosistemas tropicales y ha sido documentado ya en diversas regiones del mundo (Laurance, 1999; Allen et al., 2010).

México es uno de los países más diversos en ecosistemas del mundo (Jiménez-Sierra et al., 2014) y no ha sido ajeno a este problema. En nuestro país se estimaba que en el 2002 solo se conservaba el 38% de la cobertura vegetal original, y de 1993 a 2002 se calcula se perdieron 2.8 millones de hectáreas de bosques, selvas, matorrales y pastizales (Jiménez Sierra et al., 2014). Por fortuna, la Península de Yucatán, que alberga más del 30% de las selvas tropicales del país (INEGI, 2011), ha sido una de las regiones menos afectadas por pérdida de cobertura vegetal (<1%; SEMARNAT 2006), aunque también resulta ser una de las más amenazadas recientemente (González-Iturbide et al., 2001). A pesar de ello, los posibles efectos en la productividad (asimilación de carbono) y resiliencia de los ecosistemas ante dichas amenazas han sido poco evaluadas, especialmente frente a la variabilidad climática observada en los recientes años. Por ello, resulta importante estudiar dichos ecosistemas, sobre

todo considerando que la PY es susceptible a frecuentes eventos climáticos extremos como sequías, ciclones y tormentas tropicales (CONAGUA, 2015; CONAGUA, 2016; NOAA, 2017).

De esta forma, el desafío actual es comprender cuantitativamente cómo se encuentran y como se ven afectados los umbrales fisiológicos de la vegetación bajo condiciones climáticas normales y extremas (principalmente estrés hídrico), así como conocer las dinámicas espaciales y temporales de las componentes involucradas en el funcionamiento de los ecosistemas: los flujos de agua como la precipitación (PPT), la evapotranspiración (ET), los almacenes de agua (S), los flujos subterráneos de agua (Q_G), y los flujos de carbono como la producción primaria bruta (GPP , por sus siglas en Ingles: Gross Primary Production), la producción primaria neta (NPP : Net Primary Production), la respiración del ecosistema (R_{eco}), y por último el intercambio neto del ecosistema (NEE : Net Ecosystem Exchange). Todo ello con la intención de llenar los vacíos de conocimiento sobre el funcionamiento, las dinámicas y los procesos en el acoplamiento del uso de agua y productividad del ecosistema, así como su impacto en los recursos hídricos de la Península de Yucatán.

A nivel nacional ya se han estado realizando esfuerzos para entender mejor estas dinámicas y procesos en diversos ecosistemas del país a través de la red mexicana de sitios de monitoreo de flujos de gases, MexFlux (Vargas et al. 2013; Verduzco et al. 2015). Sin embargo, aún se requiere mucho para poder tener una síntesis nacional, y en este contexto nuestro estudio en la Península de Yucatán es fundamental para apoyar los esfuerzos nacionales.

1.2 Metodología

Para estudiar las dinámicas espaciales y temporales de los flujos de agua, carbono y energía, en la Península de Yucatán (PY), este proyecto contempló dos escalas de enfoque: (1) la escala regional, estudiando toda la PY mediante datos de percepción remota; y (2) a escala local (nivel ecosistema), utilizando datos provenientes de instrumentos instalados en un

sitio de monitoreo ecohidrológico al noroeste de la PY, en la selva baja caducifolia (Figura 1.1).

La idea de tener estos dos enfoques es obtener una descripción regional e histórica de las dinámicas de los flujos de agua y carbono en los distintos ecosistemas de la PY, poder detectar comportamientos normales y anómalos frente a distintas condiciones climáticas y poder discutir el grado de resiliencia de sus ecosistemas. Sin embargo, al tratarse de datos provenientes de plataformas satelitales, resulta necesario tener una validación in situ de dichas estimaciones y comportamientos, el cual, es un objetivo a futuro de esta investigación. El ensamble de ambas escalas nos proporciona una descripción más detallada de los parámetros estudiados.

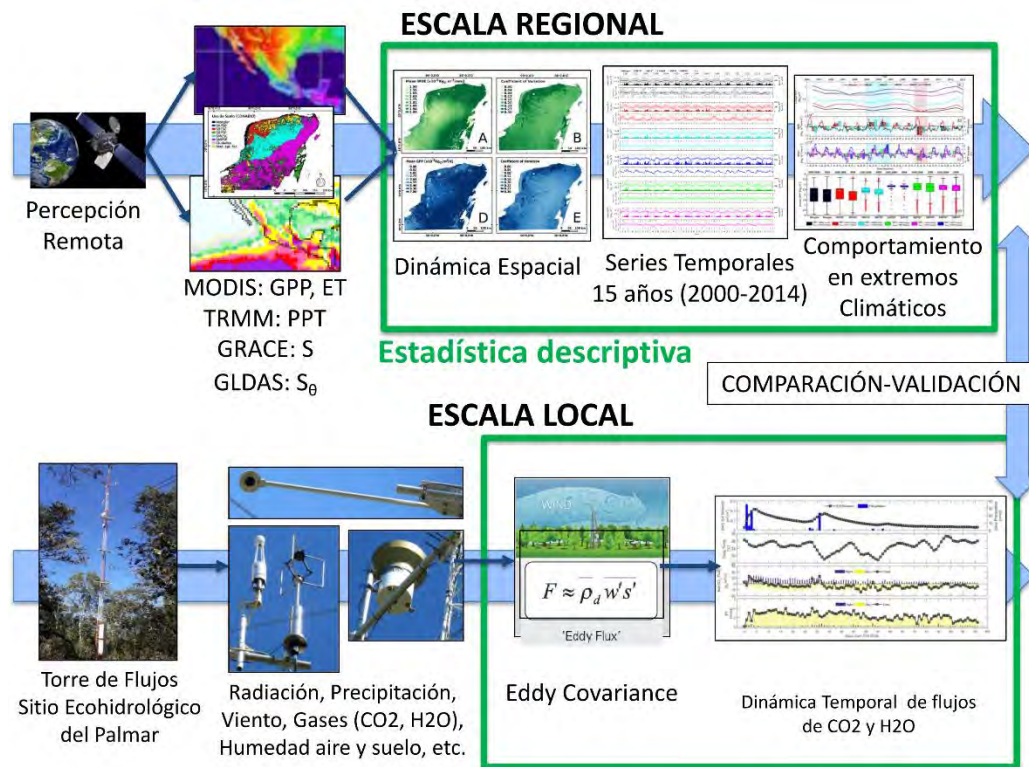


Figura 1.1 Metodología seguida en las dos distintas escalas de enfoque para este proyecto

1.2.1 Escala Regional

El primer paso en este proyecto consistió en evaluar la dinámica histórica de los flujos de agua superficiales de la región, bajo condiciones normales y extremas de humedad. Para ello se llevó a cabo un análisis estadístico-descriptivo (promedios históricos espaciales, variabilidad espacial, series de tiempos para cada ecosistema, anomalías estandarizadas de *PPT*, entre otros), a nivel Península de Yucatán (PY), de la dinámica temporal y espacial de la precipitación (*PPT*), evapotranspiración (*ET*), productividad primaria bruta (o *GPP*, por sus siglas en inglés: Gross Primary Production) y productividad primaria neta (*NPP*: Net Primary Production). Estos procesos están fuertemente ligados y su interacción determinan la tasa de transferencia de agua de la superficie a la atmosfera, y la capacidad de los ecosistemas de absorber y retener el CO_2 atmosférico. Tales procesos son sensibles a la variabilidad climática y particularmente a extremos climáticos, como sequías y tormentas.

Para este análisis se emplearon 15 años de datos (2000-2014) de percepción remota, provenientes de las plataformas satelitales MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) y TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission). El análisis fue llevado a cabo en cada uno de los ecosistemas presentes en la PY, con la intención de determinar similitudes y diferencias entre estos. La metodología específica empleada en esta parte, así como los resultados y la discusión para este análisis son presentados en el Capítulo 2 de este trabajo.

El Capítulo 3 presenta un balance hídrico regional más detallado, donde se considera el agua subterránea y sus almacenes, no contemplados en el Capítulo 2. Por ello, se explora la dinámica espacial y temporal de los flujos de agua subterránea con la ayuda de otros dos productos de percepción remota: GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) y GLDAS (Global Land Data Assimilation System). Este análisis se centra en describir el comportamiento histórico (2003-2016) de la descarga y recarga del acuífero (Q_G), con la intención de entender mejor la dinámica hidrológica del acuífero y su estrecha interacción con los procesos superficiales.

1.2.2 Escala Local

La evapotranspiración (ET) de los flujos terrestres de agua es uno de los procesos que domina el ciclo hidrológico, juega un papel importante en la dinámica de almacenamiento de recursos hídricos (Jasechko et al., 2013), y es un parámetro de entrada clave en diversos modelos climáticos e hidrológicos (Leler, 2008). Sin embargo, dicha componente es la menos comprendida y la más difícil de medir directamente (Jovanovic y Sumaya, 2012; Newman et al., 2006). Por otro lado, la productividad de un ecosistema puede ser determinada mediante el balance neto (o *NEE* por sus siglas en Inglés: Net Ecosystem Exchange) de los flujos verticales de uno de los gases de efecto invernadero (GEI) más importantes, el dióxido de carbono (CO_2). Esto debido a que los ecosistemas terrestres son capaces de capturar (vía *GPP*) cerca de un cuarto de las emisiones antropogénicas (Friedlingstein et al., 2010), lo cual representa cerca de 120 *Gt* de carbono. No obstante, se devuelve mucho de este carbono (Chapin et al., 2011) mediante los procesos de respiración del ecosistema (R_{eco}). Dependiendo del tipo de ecosistemas y clima predominante se esperan diferencias espaciales y temporales en la captura y liberación de este gas (Luyssaert et al., 2007), lo cual hace necesario contar con mediciones de este flujo a un nivel de ecosistema.

Los sistemas de percepción remota, como MODIS, son alternativas económicas y viables para la obtención de datos de *ET* y *GPP* en escalas regionales (Bastiaanssen et al., 1998a.b). Sin embargo, estas estimaciones tienden a subestimar o sobrestimar los valores reales de dichos flujos (Turner et al., 2006). Por otro lado, existen diversos métodos instrumentales que se han desarrollado para medir flujos de agua, carbono y energía, in situ, tales como la Covarianza de Vórtices (Eddy Covariance en Inglés, EC; Baldocchi, 2003; Burba, 2013). Dicho método provee mediciones de *ET* y *NEE* ($NEE = GPP - R_{eco}$) sobre el dosel vegetal, pero cuya implementación está limitada a terrenos con coberturas de superficie relativamente homogénea y plana, que afortunadamente se presentan en la parte noroeste de la PY.

En este contexto, se puso en marcha desde diciembre de 2016 un sitio de monitoreo ecohidrológico en una vasta zona de la Reserva Estatal de “El Palmar” al noroeste de la Península de Yucatán dentro de la selva baja caducifolia. Dicho sitio de monitoreo fue

provisto de una torre de Covarianza de Vórtices (también llamada torre de flujos) que ha estado midiendo, prácticamente de forma continua los flujos verticales de agua, carbono y energía, así como datos biometeorológicos. Los datos obtenidos en este sitio, junto con algunos otros provenientes de plataformas satelitales fueron empleados para evaluar la dinámica temporal de los flujos de agua (*PPT* y *ET*) así como los flujos de carbono (*NEE*, *GPP* y *R_{eco}*) en este ecosistema en particular. La metodología específica empleada en esta parte, así como los resultados y la discusión para esta evaluación son presentados en el Capítulo 4 de este trabajo.

1.3 Integración de trabajos en la Tesis

La Tesis aquí presentada es el resultado de la integración de los trabajos experimentales y de percepción remota llevados a cabo durante mi investigación doctoral. Las contribuciones de la misma han sido reportadas en tres artículos científicos, que fueron realizados bajo la dirección y colaboración de los Doctores Bernardo Figueroa (Instituto de Ingeniería-UNAM), Hugo Gutiérrez Jurado (University of Texas at El Paso) y Luis Méndez Barroso (Instituto Tecnológico de Sonora).

El Capítulo 2 se enfoca en el estudio a escala regional de las dinámicas espaciales y temporales de los flujos de agua (evapotranspiración y precipitación) y carbono (producción primaria bruta y neta). Esta parte del trabajo corresponde a un análisis de datos de percepción remota a nivel ecosistema en un periodo de 15 años, y ha sido reportado en el artículo científico titulado “On the ecohydrology of the Yucatan Peninsula: Evapotranspiration and carbon intake dynamics across an ecoclimatic gradient” (Uuh-Sonda et al., 2018) publicado en julio de 2018 dentro del número especial titulado “Hydrological Processes across climatic and geomorphological gradients of Latin America” de la revista “Hydrological Processes”.

El Capítulo 3, el cual es una extensión del balance de agua superficial regional presentado en el Capítulo 2, integra más datos de percepción remota para poder determinar la dinámica temporal y espacial de los flujos verticales de agua subterránea en el acuífero de

la Península de Yucatán. Los hallazgos de este estudio han sido reportados en el artículo titulado “Recharge and Discharge Dynamics of the Yucatán Peninsula aquifer”, que se encuentra bajo preparación para ser sometido, en breve, a la revista “Geophysical Research Letters”.

Finalmente, el Capítulo 4 nos presenta un estudio experimental realizado en una vasta región de la Selva Baja Caducifolia Yucateca. En este estudio, empleando datos provenientes de instrumentos instalados en una torre de Covarianza de Vórtices, así como datos de percepción remota, se determinó el comportamiento estacional e interanual de las dinámicas de los flujos de agua, carbono y energía, que regulan el comportamiento en la productividad de este ecosistema (escala local). Los resultados de este estudio han sido reportados en el artículo titulado “Ecosystem productivity and evapotranspiration dynamics of a seasonally dry tropical forest of the Yucatan Peninsula”, el cual recientemente fue regresado de su primera revisión con comentarios menores y algunos comentarios mayores. Este artículo ya fue re-sometido para formar parte del número especial titulado “MexFlux: advances in ecosystem carbon and water fluxes across Mexico” del “Journal of Geophysical Research-Biogeosciences”.

CAPITULO 2.

ECOHIDROLOGÍA DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN: DINÁMICAS ESPACIO-TEMPORALES DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN Y ABSORCIÓN DE CARBONO EN SUS DISTINTOS ECOSISTEMAS

2.1 Antecedentes y objetivos específicos

2.1.1 Variabilidad climática, deforestación y efectos sobre los ecosistemas

En las últimas décadas se ha puesto atención en varias regiones alrededor del mundo que han mostrado un rápido y dramático cambio en la estacionalidad y cobertura de su vegetación (Allen et al., 2010; Breshears et al., 2005). Estos cambios están relacionados al incremento observado en la variabilidad climática como consecuencia del calentamiento global (IPCC, 2014; IPCC, 2018). En nuestro país, el Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático (IECC, 2016; Met Office, 2011; Programa Especial de Cambio Climático, 2014) reportó una tendencia al calentamiento con un aumento promedio de $0.17\text{ }^{\circ}\text{C}$ por década, y un incremento promedio en las temperaturas de invierno de $0.26\text{ }^{\circ}\text{C}$ por década; así como una disminución en las precipitaciones de 17.33 mm por década, para el periodo de 1960 a 2010. Una tendencia similar también ha sido observada en estaciones meteorológicas dentro de la Península de Yucatán (PY; Aguilar et al., 2005; Márdero et al., 2012). Del mismo modo, se prevé una disminución de las precipitaciones acompañada de sequías más largas y cálidas en los próximos años para todo el país (Liverman y O'Brien, 1991; Met Office, 2011; Programa Especial de Cambio Climático, 2014). Proyecciones futuras para la PY pronostican un aumento de 2.0 a $3.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la temperatura y una disminución del 10 al 20% en la precipitación para el año 2100, con reducciones de precipitación de hasta 48% durante los períodos de sequía más extremos (Met Office, 2011; Márdero et al., 2012). Asimismo, otra variable importante en el ciclo hidrológico, la demanda de evaporación atmosférica, medida

con tanques de evapotranspiración, ha mostrado una tendencia decreciente en México (-3.2 mm/año^2) que es consistente con las tendencias mundiales según datos desde 1960 (Breña-Naranjo et al., 2016). Además de los efectos del calentamiento global, la pérdida de cobertura vegetal en algunas regiones produce cambios que afectan la partición de los flujos de energía y agua en la superficie. Tales alteraciones afectan la capacidad de asimilar CO_2 atmosférico y la capacidad de interceptar y almacenar humedad en los reservorios de la superficie terrestre, lo que lleva a una disminución en la disponibilidad de agua para uso humano y del ecosistema (Acharya et al., 2017; Ghannam et al., 2016; Kim y Jackson, 2012; McColl et al., 2017; Winter et al., 1998). Este fenómeno puede ser particularmente dramático en ecosistemas tropicales y se ha documentado en varios lugares alrededor del mundo (Allen et al., 2010; Chazdon et al., 2005; Condit et al., 1995; Khan et al., 1994; Laurance et al., 2001; Leigh et al., 1990; Lwanga, 2003; Phillips et al., 2009; Rolim et al., 2005; Williamson et al., 2000). En México, donde cerca del 30% de la superficie nacional está cubierta por ecosistemas tropicales y subtropicales, se han reportado cambios significativos en la variabilidad climática con posibles efectos perjudiciales para la integridad de estos ecosistemas (de la Mora Orozco et al., 2016; Jauregui, 1997; Mateos et al., 2016).

Las selvas tropicales tienen una distribución amplia y fragmentada en América Latina y el Caribe, y son de los ecosistemas más amenazados en el mundo (Banda-R et al., 2016). La Península de Yucatán (PY), contiene más del 30% de las selvas tropicales del país, y es considerada una de las regiones más importantes en términos de biodiversidad y servicios ecosistémicos (INEGI, 2011). Sin embargo, los potenciales efectos del incremento en la variabilidad climática en la productividad, resiliencia y la capacidad de asimilación de CO_2 no han sido evaluados. Además, la ubicación geográfica de la PY la hace susceptible a posibles impactos en la productividad y resiliencia (Vargas, 2012) de sus ecosistemas debido a la alta frecuencia de huracanes y tormentas tropicales (Breña-Naranjo et al., 2015; CONAGUA, 2016; NOAA, 2017). Dichos eventos no solo reducen la capacidad de almacenar CO_2 debido a la caída de árboles y la pérdida de área foliar (Li et al., 2007; Martínez-Yrizar et al., 2018; Parker et al., 2018; Vargas et al., 2010; Whigham et al., 1991), sino que también propician la liberación de grandes cantidades de CO_2 a la atmósfera debido a la

descomposición de grandes cantidades de materia orgánica disponible (Vargas, 2012; Vargas y Allen, 2008). Además, estos eventos tienen efectos directos sobre los organismos responsables de la absorción de nutrientes y agua en las plantas (p. ej., arbuscular mycorrhizal fungi; Vargas et al., 2010) y generan cambios en los nutrientes del suelo (Scatena et al., 1993; Vargas et al., 2010; Whigham et al. 1991). Además, en los últimos 60 años, México y la PY han sido amenazados por la deforestación persistente debido a cambios en el uso de suelo, como nuevos asentamientos urbanos, fábricas, granjas y áreas agrícolas (Ellis et al., 2017; Rueda, 2010; Turner et al., 2001). Sin embargo, no todos los ecosistemas de la PY han sido afectados de igual forma. En la región noroeste, los efectos de deforestación y sucesión de la selva son más notables, ya que pocos sitios preservan vegetación antigua, mientras que en las regiones sureste y suroeste conservan coberturas forestales grandes y menos fragmentadas, así como bajas tasas de deforestación (Rico-Gray y Garcia-Franco, 1992; Urquiza-Haas et al., 2007). Para el este de la PY, Urquiza-Haas et al. (2007) mostraron que las principales causas en la reducción del área basal y la biomasa aérea son las perturbaciones humanas como la tala y los incendios forestales, mientras que los factores ambientales como los huracanes contribuyen poco.

2.1.2 Acoplamiento de la evapotranspiración y asimilación de carbono

Es bien conocido que la evapotranspiración (*ET*) y la asimilación de CO_2 atmosférico por la vegetación (Producción Primaria Bruta, *GPP*) son dos procesos fuertemente acoplados que juntos regulan la productividad del ecosistema a través de la fotosíntesis y los intercambios de flujos de agua y energía con la atmósfera (Brunsell y Wilson, 2013; Ferguson y Veizer, 2007; Law et al., 2002; Wang y Dickinson, 2012). En la PY, estos dos procesos responden en consecuencia a la fenología del ecosistema que está controlada principalmente por un claro gradiente climático que va de un oeste-noroeste más seco a un este-sureste más húmedo (Gondwe, Lerer, et al., 2010). Estudios anteriores han intentado describir la distribución espacial y la dinámica interanual de *ET* en la PY utilizando datos de percepción remota (Bauer-Gottwein et al., 2011; Gondwe, Lerer, et al., 2010). Sin embargo, las diferencias en las dinámicas espacio-temporales de los flujos de agua en cada uno de los ecosistemas y la

correlación con su productividad aún no han sido evaluados. El estudio de Dai, Johnson, Birdsey, Hernández-Stefanoni y Dupuy (2015) es uno de los trabajos pioneros en la PY que ha evaluado la respuesta de la capacidad de almacenamiento de carbono a los cambios en la precipitación y la temperatura. Sin embargo, este estudio se llevó a cabo utilizando resultados de modelos de ecosistemas en una pequeña área, lo que resulta en una falta de representatividad de la dinámica altamente variable en los ecosistemas de toda la PY. A pesar del progreso en la comprensión de los procesos ecosistémicos, no se ha realizado un estudio que investigue las dinámicas espacio-temporales de la *ET* y la productividad de la vegetación de los ecosistemas a nivel de toda la PY. Este trabajo intenta llenar un vacío en el conocimiento caracterizando la dinámica de los flujos de *ET* y *CO₂* para definir sus rangos y respuesta a eventos climáticos extremos. El objetivo de este trabajo es que los resultados sirvan como una guía para evaluar la capacidad de recuperación de los ecosistemas y sus posibles impactos sobre los recursos hídricos de la PY.

2.1.3 Hidrología de la región

Hidrológicamente, la naturaleza kárstica de la PY y su falta de relieve topográfico limitan los flujos de agua superficial a la *ET* y precipitación, la cual se infiltra rápidamente en el sustrato debido a la alta permeabilidad del suelo y las rocas de la PY, lo que lleva a la formación de flujos de agua subterránea. Los ecosistemas de la PY dependen en gran medida de los recursos de agua subterránea, especialmente en aquellas áreas donde la capa freática se encuentra a menos de 30 m de profundidad (Bauer-Gottwein et al., 2011; Gondwe, Lerer, et al., 2010; Gondwe et al 2011). Estudios previos realizados en el acuífero de la Biosfera de Sian Ka'an muestran cómo la partición del balance hídrico y la distribución de la recarga de agua subterránea están dominados por el comportamiento de la vegetación, la geología, la topografía y la proximidad de la capa freática a la superficie del suelo (Gondwe, Hong, et al., 2010; Gondwe, Lerer, et al., 2010). Una descripción más extensa de la hidrología de la PY es presentada en la descripción del sitio de estudio en la sección 2.2.1.

2.1.4 Alcances de esta parte del estudio

Los objetivos principales de esta parte del trabajo son 1) caracterizar y cuantificar la dinámica espacio-temporal intra e interanual de la ET y la asimilación/captura de CO_2 (GPP y producción primaria neta; NPP , por sus siglas en inglés) de los principales ecosistemas de la PY a través de estimaciones de productos satelitales; 2) determinar los rangos normales de estas variables; y 3) evaluar las respuestas de dichas variables a eventos climáticos extremos (es decir, sequías y años húmedos superiores a lo normal) para cada ecosistema en la PY. En general, el objetivo de este trabajo es proporcionar una evaluación de la respuesta ecohidrológica de los ecosistemas de la PY a la variabilidad climática durante parte de las últimas dos décadas, basados en datos de percepción remota.

2.2 Metodología

2.2.1 Región de estudio

La Península de Yucatán se asienta sobre una plataforma plana de rocas carbonatadas (dolomitas y evaporitas) con diversos grados de meteorización (Bauer-Gottwein et al., 2011; Schmitter-Soto et al., 2002). La naturaleza porosa de los carbonatos que forman la Península, junto con el prácticamente inexistente relieve topográfico (Bauer-Gottwein et al., 2011), permite que la precipitación se infiltre rápidamente, lo que conduce a una escorrentía superficial prácticamente inexistente. Esto ha dado lugar a un extenso sistema kárstico con una red de cuevas y cavernas completamente sumergidas llamados "cenotes", que en muchos lugares pueden estar interconectados (Gondwe, Lerer, et al., 2010; Perry et al., 2002) y que a la escala de la Península forman el acuífero de Yucatán. Un consenso general de cómo fluye el agua subterránea en la PY es presentada en Bauer-Gottwein et al. (2011). En resumen, el agua subterránea regional en el centro de la YP fluye hacia la costa, lo que conduce a patrones de flujo complejos determinados principalmente por las ligeras diferencias en la elevación del suelo y las fracturas a escala regional. Una de esas fracturas es el llamado "anillo de cenotes", el cual es el resultado del impacto de un gran asteroide al final del Cretácico (Perry et al., 1995). A lo largo de esta fractura, existe una alta densidad

de “cenotes”, y generalmente, el agua subterránea fluye más rápido que a sus alrededores (Bauer-Gottwein et al., 2011; Capítulo 3, Sección 3.3.2). La recarga de agua subterránea para toda la Península de Yucatán (basada en datos de percepción remota de sólo *ET* y *PPT*) ha sido presentada en Gondwe, Lerer, et al. (2010), donde se muestra cómo la salida de agua dulce a través de la *ET* puede ser una parte significativa del balance hídrico anual. En promedio, las áreas a lo largo de la costa y el noroeste son zonas donde la *ET* es mayor que la precipitación, mientras que, en el sureste de la Península, se observa el comportamiento opuesto, es decir la precipitación es mayor que el *ET*.

La PY muestra dos tipos de clima predominante: 1) en la parte sureste es tropical lluvioso con una corta estación seca en invierno; y 2) en la parte más noroeste es tropical árido con un invierno seco (White y Hood, 2004). La temperatura promedio mensual, en los tres estados que conforman la PY (Campeche, Yucatán y Quintana Roo) es de 27.5 °C con un rango de 18 a 37 °C. La temperatura más baja ocurre entre noviembre y febrero, mientras que la máxima se observa entre abril y mayo. El promedio anual de precipitación para toda la Península es de 1207 mm. Cerca del 70% de la precipitación cae entre junio y octubre (CONAGUA, 2017). La PY muestra un claro gradiente climático que varía del noroeste al sureste y está relacionado a un existente gradiente de precipitación (norte y noroeste < 800 mm; sur y sureste > 1400 mm), que es consecuencia de la prevalencia de vientos del este (White y Hood, 2004).

De acuerdo a la Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO, 1999), la Península de Yucatán tiene seis ecosistemas principales (Figura 2.1): 1) Manglar; 2) Selva Alta Perennifolia (TEF, por sus siglas en inglés: Tall Evergreen Forest); 3) Selva Baja Caducifolia (SDF: Short Deciduous Forest); 4) Selva Baja Perennifolia (SEF: Short Evergreen Forest); 5) Selva Media Caducifolia (MHDF: Mid-Height Deciduous Forest); y 6) Selva Media Perennifolia (MHEF: Mid-Height Evergreen Forest). La diferencia en la vegetación de estos ecosistemas está asociada con el gradiente climático atravesando la península (White y Darwin, 1995), ya que la temperatura y la precipitación son los principales factores que determinan tanto la distribución como la estructura de la vegetación tropical (Holdridge, 1947). Así mismo, las características de los suelos y sustratos

son importantes para la distribución del ecosistema y su diversidad (White & Hood, 2004). Los tallos más grandes observados en la parte este de la PY podrían atribuirse a la relación bien conocida entre el tamaño de los árboles y la humedad del suelo observada en otros bosques secos (Sussman y Rakotozafy, 1994; White y Hood, 2004). Por otro lado, las diferencias en la altura del dosel entre la porción occidental y oriental de la PY están relacionadas con las diferencias en la duración de la estación seca, lo que resulta en un gradiente de aumento en la altura del dosel hacia el este (Holbrook, Whitbeck y Mooney, 1995; White y Hood, 2004) mientras que la cantidad acumulada de precipitación está estrechamente relacionada con el aumento de la diversidad de vegetación (Swaine, 1992; White y Hood, 2004). En la parte norte y central de la Península es posible encontrar varias especies extendidas, incluyendo *Bursera simaruba*, *Caesalpinia gaumeri*, *Gymnopodium floribundum*, *Piscidia piscipula*, y *Thouinia paucidentata*. La parte más al oeste de la PY es dominada por *Guettarda elliptica*, *Lysiloma bahamense*, y *Neea choriophylla*; y la parte más al este predominan *Coccoloba cozumelensis*, *Coccoloba spicata*, *Croton reflexifolius*, *Eugenia buxifolia*, *Gymnanthes lucida*, y *Manilkara zapota* (Durán-García y Méndez-González, 2010; White y Hood, 2004). Los manglares en la costa se caracterizan por la presencia de *Rhizophora mangle*, *Avicennia germinans*, *Laguncularia racemosa* y *Conocarpus erectus* (Acosta-Lugo et al., 2010; Zaldívar-Jiménez et al., 2010).

2.2.2 Datos empleados

Los datos usados en esta parte del estudio provienen de dos plataformas de percepción remota que son de uso abierto: El “Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer” (MODIS) y la “Tropical Measuring Rainfall Mission” (TRMM). Ambas fuentes tienen una serie de productos que han sido probados y empleados alrededor del mundo y que cubren una variedad de climas y tipos de cobertura de suelo. Aquí, se emplean productos de MODIS para obtener datos de las estimaciones de *ET* y productividad de la vegetación (*GPP* y *NPP*); y TRMM para obtener estimaciones de precipitación diaria (*PPT*). La tabla 2.1 enlista las principales características de los productos satelitales usados: resolución temporal, resolución espacial, número total de imágenes, y la referencia a la metodología de cada

producto. A continuación, se describe a detalle cada set de datos de los productos usados en este estudio.

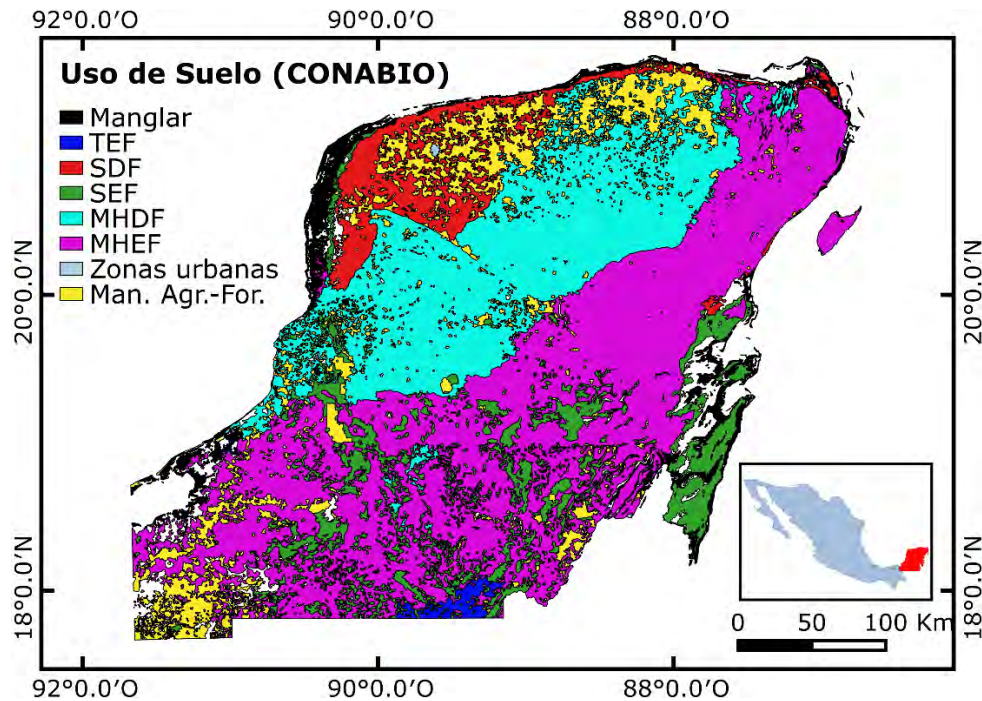


Figura 2.1 Ecosistemas de la Península de Yucatán conforme a la Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO, 1999): Manglar, Selva Alta Perennifolia (TEF), Selva Baja Caducifolia (SDF), Selva Baja Perennifolia (SEF), Selva Mediana Caducifolia (MHDF) y Selva Mediana Perennifolia (MHEF). Las zonas urbanas y las zonas de manejo agrícola-forestal (Man. Agr.-For.) también son mostradas.

2.2.2.1 Evapotranspiración

La *ET* es la segunda componente más grande del ciclo de agua terrestre a escala global (Mu et al., 2011) y una de las más difíciles de estimar con precisión (Jovanovic y Sumaya, 2012; Newman et al., 2006). Sin embargo, las estimaciones de *ET* son esenciales para evaluar la respuesta de las dinámicas de los ecosistemas terrestres al clima (Ruhoff et al., 2013). Las variaciones espaciales en vegetación, clima, suelos y topografía hacen que la distribución espacial de la *ET* sea heterogénea; por lo tanto, obtener mediciones directas y precisas en campo resulta ser un trabajo muy difícil y caro (de Queiroga Miranda et al., 2017; Teixeira

et al., 2013). Debido a esto, los productos satelitales se han vuelto populares y ahora son opciones valiosas en estudios regionales y globales. Sin embargo, los productos globales de *ET* son escasos y apenas en los últimos años han estado mejorado y estando disponibles de forma abierta al público.

Además de los productos basados en imágenes satelitales, es posible encontrar varios productos globales de *ET* basados en datos de reanálisis, simulaciones de modelos de superficie terrestre y estimaciones basadas en escalamientos empíricos de observaciones in situ, cada uno de estos métodos poseen diferentes ventajas y desventajas (Liu et al., 2016). Uno de los productos basados en imágenes de satélite más usado en la actualidad, y sobre todo validado alrededor del mundo, es el proveniente de la plataforma MODIS: el producto “MOD16 ET” (8 días, 1 Km x 1 Km), el cual se empleó en esta parte del estudio.

Tabla 2.1 *Productos Satelitales empleados en esta primera parte del estudio de enero-2000 a diciembre-2014*

Componente	Producto	Resolución Temporal	Resolución Espacial	Total de Datos (N)	Referencia
ET & PET	MOD16A2	8d	1Km	690	Mu et al. (2011)
GPP	MOD17A2	8d	1Km	690*	Zhao et al. (2005)
GPP & NPP	MOD17A3	1año	1Km	15	Running et al. (2004)
EVI	MOD13A2	16d	1Km	345	Didan et al. (2015)
PPT	TMPA-3B42 V7	8d*, 1año*	0.25°(~26Km)	690	Huffman (2013)

(*) Creado con Datos diarios

Para productos MODIS: Univ. of Montana: <http://www.ntsug.umt.edu/project/mod16>,
<http://www.ntsug.umt.edu/project/mod17> & <https://earthdata.nasa.gov/>

Para productos TRMM: NASA: http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/SSW/#keywords=TRMM_3B42_daily%207

“MOD16 ET” es estimado con un algoritmo que emplea otros productos de MODIS (p.e. la fracción absorbida de radiación fotosintéticamente activa y el índice de área foliar) y datos climáticos provenientes de la “Global Meteorological Assimilation Office”, como datos de entrada para resolver la ecuación de Penman-Monteith (Mu et al., 2011). Este producto considera la *ET* durante el día y la noche provenientes de la transpiración de las plantas, la evaporación del agua interceptada por el dosel de la vegetación, y la evaporación del suelo húmedo. El algoritmo del “MOD16 ET” ha sido extensamente validado con datos de Eddy

Covariance (EC) en diferentes ecosistemas y tipos de coberturas de suelo cubriendo un amplio rango de climas. Por ejemplo, la evaluación de 46 diferentes sitios presentada en Mu et al. (2011), reporta un sesgo absoluto promedio de 24.1% (16% considerando sólo sitios con similar tipo de cobertura vegetal que la PY, sistemas caducifolios) con respecto a la *ET* obtenida con los datos de EC. En selvas de Asia, Kim et al. (2012), observan que el producto “MOD16 ET” tiene su mejor desempeño en las selvas continentales caducifolias, perennifolias y mixtas, mientras que se tiende a sobreestimar la *ET* (en relación a los datos de EC) en algunos ecosistemas tropicales ecuatoriales. En otros biomas tropicales (Sabana Brasileña), se ha encontrado que “MOD16 ET” puede también sobreestimar las mediciones realizadas en suelo, pero en porcentajes (19%; Ruhoff et al., 2013) que caen dentro de las incertidumbres de las mediciones de las torres de EC (Mu et al., 2011). En general, los resultados de estos estudios muestran que el producto “MOD16 ET” puede proporcionar estimaciones razonables de *ET* a largo plazo y que es una de las mejores fuentes de datos de *ET*, hasta el momento, para estudios a escala regional (> 100 Km²) de grandes zonas forestales.

2.2.2.2 Productividad de la Vegetación (GPP y NPP) y verdor (EVI)

La productividad primaria de la vegetación es una variable importante debido a su relación directa con el ciclo global de carbono. La producción primaria bruta (*GPP*), es decir la acumulación fotosintética de carbono por las plantas, es el principal conducto de captura de carbono de la atmósfera hacia la superficie terrestre (Gebremichael y Barros, 2006; Heinsch et al., 2006). Aproximadamente la mitad de esta cantidad global es regresada a la atmósfera a través de la respiración de las plantas, mientras que la otra mitad es incorporada a la vegetación como biomasa (Zhao et al., 2005). La conversión del CO₂ atmosférico en biomasa vegetal puede ser cuantificada en términos de la Producción Primaria Neta (*NPP*). El algoritmo del producto “MOD17” proporciona las primeras estimaciones globales operativas, casi en tiempo real, de *GPP* y *NPP* (Zhao et al., 2005) a una resolución temporal de 8 días y anual, y con una resolución espacial de 1 Km x 1 Km.

Dicho algoritmo se basa en la eficiencia del uso de la luz solar de las plantas como mecanismo de control de la *GPP* (Monteith, 1972; Monteith, 1977). Similar al algoritmo de la *ET*, el algoritmo del producto “MOD17 GPP-NPP” emplea información proveniente de la misma plataforma de MODIS para obtener características de los biomas, tales como la fracción de radiación fotosintéticamente activa y el índice de área foliar, así como datos meteorológicos provenientes de la “Data Assimilation Office” de la NASA. El “MOD17 GPP-NPP” ha sido validado por estimaciones independientes provenientes de mediciones con torre de flujos de Eddy Covariance (EC). Zhao et al. (2005). encuentran que el “MOD17 GPP” ajusta bien con mediciones derivadas de 12 torres de flujos desplegadas en varios tipos de cobertura de suelo en América del Norte, incluidos selvas perennifolias y caducifolias (error relativo: 19%). Para la *NPP*, ellos reportan una buena concordancia con datos provenientes de modelos del “Ecosystem Model-Data Intercomparison”. Resultados similares fueron encontrados por Heinsch et al. (2006) tras haber evaluado el algoritmo del “MOD17” en 15 sitios de Norteamérica con mediciones de torres de flujos de EC, que incluyeron algunas selvas caducifolias. Para este tipo de ecosistemas, el “MOD17” ha mostrado una subestimación del 19%, y para el resto de los biomas, los productos de MODIS sobreestiman las estimaciones de las torres en un 24%. La estación del año que muestra una mejor concordancia con los datos de las torres, es el verano. La evaluación de los datos de “MOD17 GPP-NPP” se ha llevado a cabo en varias locaciones. Por ejemplo, Gebremichael y Barros (2006) comparan este producto contra estimaciones derivadas de torres meteorológicas, una en una selva tropical húmeda mixta en Nepal y otra en un matorral abierto semi-árido en Sonora, México. El sitio de Nepal, mostró un gran sesgo entre el producto de MODIS y las estimaciones de la torre (-77%) comparada con el pequeño sesgo encontrado en el sitio de Sonora (18%). Las diferencias en el desempeño del algoritmo del “MOD17 GPP” entre estos sitios son atribuidas a las discrepancias que existen entre los valores de la radiación fotosintéticamente activa, temperatura, y déficit de presión de vapor que se registran en la torre con aquellas empleadas por el algoritmo de MODIS. Otro estudio en una selva húmeda tropical en Brasil encontró que “MOD17 GPP” subestima las mediciones de la torre de EC en un 23% (Turner et al., 2006). Aunque estos estudios indican

que el producto “MOD17 GPP-NPP” puede subestimar la producción primaria de vegetación en sitios de alta productividad, como las selvas (Turner et al., 2006), estas desviaciones, en muchos de los casos, no tienden a ser grandes. Por lo tanto, “MOD17 GPP-NPP” sigue siendo un producto confiable para trabajar a escalas regionales.

Para evaluar el estado de la vegetación (verdor) en el ecosistema, se empleó el Índice de Vegetación Mejorado (*EVI*, por sus siglas en inglés: Enhanced Vegetation Index) de la plataforma de MODIS (MOD13 EVI; 16 días, 1 Km × 1 Km). El *EVI* es un índice optimizado desarrollado para mejorar la sensibilidad en regiones con alta biomasa, separando la señal del dosel vegetal con la del fondo, que resulta relevante en doseles abiertos, y reduciendo los efectos atmosféricos (Huete et al., 2002). Por este motivo, el *EVI* es preferido sobre el más tradicional Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (*NDVI*; Méndez-Barroso et al., 2009). El MODIS-EVI ha sido ampliamente utilizado en estudios para monitorear variaciones estacionales, interanuales y a largo plazo de la estructura de la vegetación (Méndez-Barroso et al., 2009; Sims et al., 2006; Zhang et al., 2003). También ha sido validado en varios biomas (Gao et al., 2003; Huete et al., 2002).

2.2.2.3 Precipitación (PPT)

Antes de la llegada de los productos de percepción remota de lluvia espacialmente explícitos, los conjuntos cuadrículados de datos de precipitación sobre vastas regiones se basaban en el análisis de los registros puntuales de lluvia en estaciones climatológicas geográficamente separadas y dispersas. En los últimos años, un producto de precipitación diaria de grado científico, conocido como TRMM TMPA-3B42 V7 (Huffman et al., 2007), se puso a disposición de todo el mundo para las regiones tropicales y subtropicales de la tierra (es decir, cubriendo las latitudes de 50 ° S a 50 ° N). Dicho producto ha sido procesado para asegurar el control de calidad y también se ha validado ampliamente con datos de precipitación terrestres, proporcionando cuadrículas de datos de lluvia confiables a una resolución espacial de 0.25 ° × 0.25 ° (~ 26 Km × 26 Km). Para México, el TRMM TMPA-3B42 V7 se ha utilizado constantemente (por ejemplo, en la contribución de los ciclones

tropicales a la lluvia, Breña-Naranjo et al., 2015; y en el monitoreo de sequías, De Jesús et al., 2016) y ha demostrado ser una herramienta confiable. Para ganar confianza en el producto de lluvia de TRMM, realizamos una comparación entre la precipitación medida, proveniente de 147 estaciones meteorológicas a lo largo de la península de Yucatán (CONAGUA, 2017) y la precipitación acumulada en periodos de 8-días de TRMM, para probar la precisión de los datos de TRMM en el período de nuestro estudio (2000-2014). Los resultados de esta comparación indican una buena coincidencia entre los registros de las estaciones y el producto satelital. En promedio, el error cuadrático medio (*RMSE*) fue de $8.81 \text{ mm}/8d$, donde la peor correlación se observa en el TEF ($R^2 = 0.72$; $RMSE = 13.23 \text{ mm}/8d$) y el mejor en el MHEF ($R^2 = 0.92$; $RMSE = 6.32 \text{ mm}/8d$). Anualmente, la diferencia de los valores promedio de los productos satelitales y los obtenidos en las estaciones puede alcanzar hasta $170 \text{ mm}/año$, indicando una sobreestimación de TRMM.

2.2.2.4 Uso de los productos satelitales

En resumen, se emplearon los siguientes productos satelitales para obtener conjuntos de datos espacialmente cuadrículados de precipitación (*PPT*), evapotranspiración (*ET*) y productividad de la vegetación (*GPP* y *NPP*): para *PPT*, el TRMM-PPT diario; para la *ET*, el acumulado de 8 días MOD16-ET; y para *GPP* (acumulado de 8 días) y *NPP* (acumulado anual), se emplearon el MOD17-GPP y MOD17-NPP, respectivamente. Se cubrió un período de 15 años desde enero de 2000 hasta diciembre de 2014. Para el TRMM-PPT, se acumularon los datos diarios para obtener periodos de 8-días y se desagregaron los píxeles de 0.25° en píxeles de $1 \text{ Km} \times 1 \text{ Km}$ para que coincida con la resolución temporal y espacial de la cuadrícula de MODIS.

2.2.3 Métodos

2.2.3.1 Análisis espacial y temporal

Con la finalidad de obtener valores promedios diarios de *ET* y *GPP* ($X_{ij,t}^d$, donde X puede ser *ET* o *GPP*), cada dato original de 8-días de MOD16-ET y MOD17-GPP ($X_{ij,t}^{8d}$) fue dividido entre ocho, excepto para el último valor de cada año que se dividió entre cinco en un año normal y entre seis en un año bisiesto. Posteriormente, se calculó los promedios históricos (Ecuación 2.1) para ambas componentes, así como el coeficiente de variación temporal (Ecuación 2.2), para cada píxel en la PY, de la siguiente manera:

$$\bar{X}_{ij}^d = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N X_{ij,t}^d, \quad (2.1)$$

$$CVX_{ij} = \frac{1}{\bar{X}_{ij}^d} \left[\frac{1}{N-1} \sum_{t=1}^N (X_{ij,t}^d - \bar{X}_{ij}^d)^2 \right]^{1/2}, \quad (2.2)$$

donde t indica el número de la medición de la *ET* y *GPP* (de 1 a N , donde $N = 690$) para el ij -ésimo píxel (i, j corresponden a la posición, horizontal y vertical respectivamente).

Para poder realizar un análisis de todas nuestras variables a escala de ecosistemas, se clasificó toda el área de estudio (Figura 2.1) utilizando la designación de cobertura y uso del suelo de la Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO, 1999). Para cada componente satelital enlistado en la Tabla 2.1, se crearon subconjuntos espaciales ($X_{ij \in E}$), donde cada ecosistema (E) posee un área total de M_E píxeles. Los valores de área, y moda de *ET*, *GPP* y *PPT* para cada ecosistema se determinaron y son mostradas en la Tabla 2.2.

El promedio diario de la *ET* y *GPP* ($X_{ij,t}^d$) junto con el acumulado de 8 días del TRMM- PPT ($PPT_{ij,t}^{8d}$) se promediaron espacialmente para formar series temporales para cada ecosistema:

$$\bar{X}_t^d = \frac{1}{M_E} \sum_{i,j \in E} X_{ij,t}^d; \quad \overline{PPT}_t^{8d} = \frac{1}{M_E} \sum_{i,j \in E} PPT_{ij,t}^{8d}. \quad (2.3)$$

Así mismo, para cada serie de tiempo de *ET*, *GPP* y *PPT*, se calculó el promedio espacial histórico, el cual se muestra en la Tabla 2.2:

$$\bar{X}^d = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \bar{X}_t^d; \quad \overline{PPT}^{8d} = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \overline{PPT}_t^{8d} \quad (2.4)$$

Para evaluar la distribución de los valores más frecuentes en el promedio histórico de la *ET*, *GPP* y *PPT* por subconjunto de ecosistemas ($\bar{X}_{ij \in E}^d, \overline{PPT}_{ij \in E}^{8d}$), se estimaron las funciones de densidad de probabilidad de cada promedio espacial a través de una estimación de la función de densidad suavizada de Kernel (Ecuación 2.5). La estimación se basa en una función de Kernel normal evaluada en 100 puntos igualmente espaciados (\bar{X}_k) con un ancho de banda óptimo ($h_E \approx (1.06 \cdot \sigma_{\bar{X},E} \cdot M_E)^{-1/5}$), donde $\sigma_{\bar{X},E}$ es la desviación estándar de cada muestra (Bowman y Azzalini, 1997):

$$\hat{f}_{X,E}(\bar{X}_k) = \frac{1}{M_E \cdot h_E} \sum_{ij \in E} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\bar{X}_k - \bar{X}_{ij \in E}^d}{h_E} \right)^2} \quad (2.5)$$

Para identificar en los datos las ventanas de tiempo en los que las condiciones climáticas se desviaron de lo normal (es decir, sequía y años húmedos superiores a lo normal), se estimó la anomalía estandarizada anual de precipitación ($st_anPPT_t^y$) para cada tipo de vegetación en toda el área de estudio, de la siguiente manera:

$$st_anPPT_t^y = \frac{\overline{PPT}_t^y - \overline{PPT}^y}{\sigma_{\overline{PPT}_t^y}}, \quad (2.6)$$

$$\text{donde, } \overline{PPT}^y = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \overline{PPT}_t^y \quad \text{y} \quad \sigma_{\overline{PPT}_t^y} = \left[\frac{1}{N-1} \sum_{t=1}^N (\overline{PPT}_t^y - \overline{PPT}^y)^2 \right]^{1/2}.$$

2.2.3.2 Eficiencia de Uso de Agua (WUE) y correlación cruzada

Para evaluar la resistencia de cada ecosistema a las perturbaciones de corto y largo plazo en las condiciones climáticas (principalmente precipitación), se calculó la eficiencia del uso del agua (*WUE*, por sus siglas en inglés: Water Use Efficiency), definida como la cantidad de CO_2 asimilada (*GPP*) por unidad de agua utilizada en la *ET* (Yu et al., 2008), evaluándola

contra el registro de precipitación (*PPT*). El *WUE* es una métrica útil que muestra la dinámica de la asimilación de CO_2 a nivel de ecosistema (Tang et al., 2014; Yu et al., 2017) y su respuesta al uso del agua por parte de este. Para cada ecosistema, se empleó el valor promedio espacial diario de la *ET* y *GPP* (\overline{ET}_d^t y \overline{GPP}_d^t de la Ecuación 2.3) para estimar la serie temporal *WUE* como:

$$WUE_t = \frac{\overline{GPP}_d^t}{\overline{ET}_d^t}. \quad (2.7)$$

Para evaluar la respuesta de la *ET*, *GPP* y *WUE* a la precipitación (*PPT*), realizamos un análisis de correlación cruzada retrasada normalizada (normalized lagged-cross-correlation; Rabiner y Schafer, 1978; Stoica y Moses, 2005):

$$R_{X_t Y_t}(k) = \sum_{t=0}^{N-k-1} X_{t+k} \cdot Y_t \cdot [(\sum_{t=0}^{N-1} X_t^2) \cdot (\sum_{t=0}^{N-1} Y_t^2)]^{-1/2} \quad (2.8)$$

Este análisis estima la similitud entre dos series temporales X_t y Y_t en función de un retraso creciente (k) en X_t con respecto a Y_t . El análisis de correlación cruzada retrasada permite detectar el retraso (desfase temporal) en el que dos series de tiempo tienen la correlación más alta.

Tabla 2.2 Valores promedios de *ET*, *GPP* y *PPT* (2000-2014) por ecosistema

Ecosis. (E)	Área ($M_E, Km^2\%$)	ET		GPP		PPT	
		Media $\pm \sigma$ (mm/d)	Moda (mm/d)	Media $\pm \sigma$ ($10^{-3} Kg_C / m^2 / d$)	Moda ($10^{-3} Kg_C / m^2 / d$)	Media $\pm \sigma$ (mm/8d)	Moda (mm/8d)
Manglar	4935 - 4.28	3.18 \pm 0.95	2.46 - 4.14*	5.72 \pm 2.40	3.60- 7.10*	25.39 \pm 6.22	22.22-27.83-34.09*
SDF	7555 - 6.56	3.32 \pm 0.62	2.25 - 3.65*	6.23 \pm 1.72	4.10 - 6.80*	22.97 \pm 3.49	19.22-21.73-26.17*
MHDF	31873 - 27.66	3.70 \pm 0.36	3.81	6.65 \pm 1.20	6.30	28.31 \pm 2.86	26.18-30.87*
SEF	13883 - 12.05	3.81 \pm 0.33	3.85- 3.95*	7.40 \pm 1.27	6.90 - 7.50*	30.67 \pm 4.07	28.19-39.05*
MHEF	56068 - 48.67	3.84 \pm 0.28	3.87	7.40 \pm 1.10	6.90	30.68 \pm 4.55	28.17-30.79-38.99*
TEF	898 - 0.79	3.83 \pm 0.11	3.83	7.73 \pm 0.40	7.80	33.65 \pm 0.72	33.84-35.47*

(*): Muestra múltiples modas
Área Total de estudio: 115,212 Km²

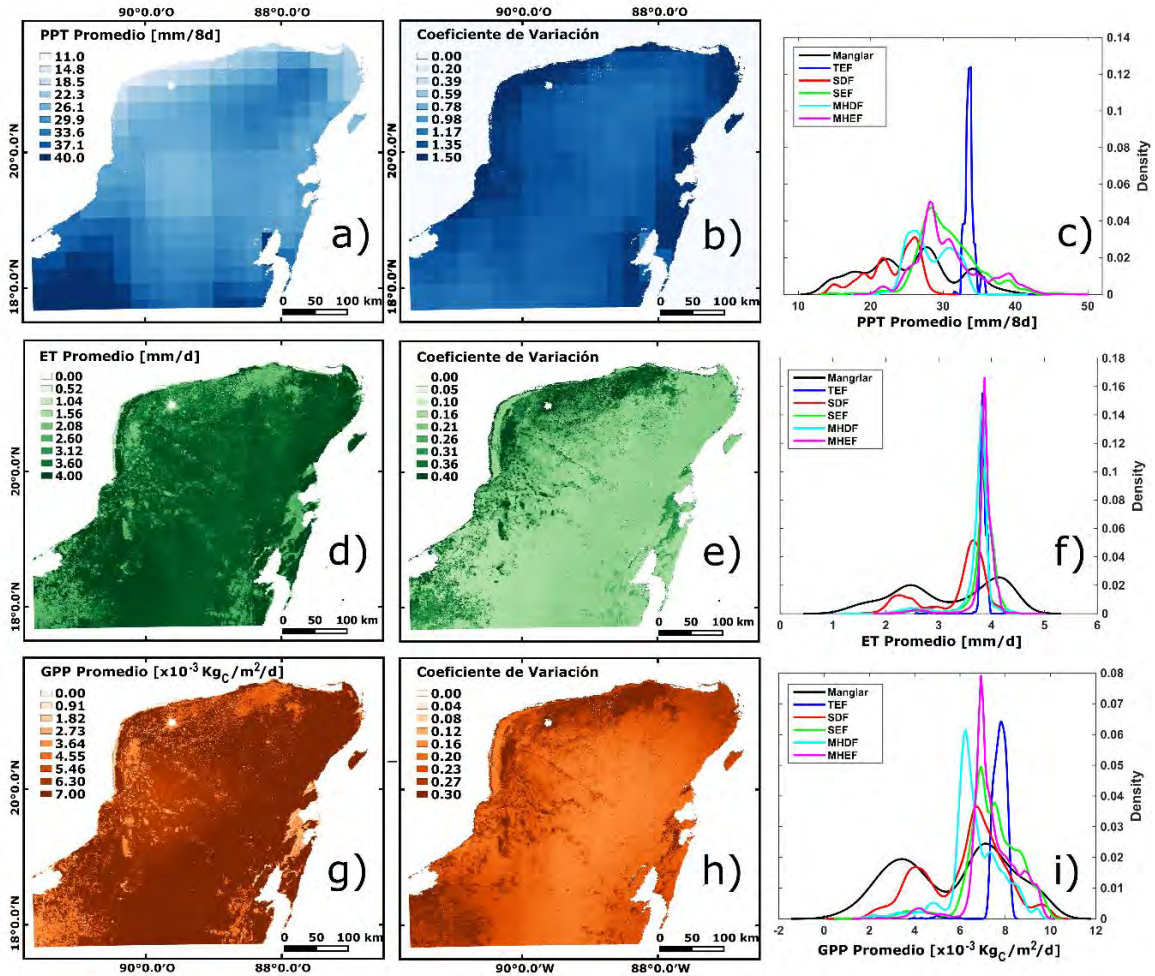


Figura 2.2 Distribución espacial histórica (2000-2014) en la Península de Yucatán del: a) el promedio del acumulado cada 8-días de la precipitación (PPT) y b) su coeficiente de variación; d) el promedio diario de la evapotranspiración (ET) y e) su coeficiente de variación; g) el promedio diario de la producción primaria bruta (GPP) y h) su coeficiente de variación. También se ilustra las funciones de densidad de probabilidad de: c) la PPT, f) la ET, e i) la GPP para cada uno de los ecosistemas de la Figura 2.1.

2.3 Resultados

2.3.1 Dinámica espacial y temporal de la PPT, ET y GPP de los ecosistemas

Los patrones espaciales de precipitación (PPT; Figura 2.2 a) en la PY varían en todas las direcciones cardinales, pero pueden ser resumidas de la siguiente manera: las áreas de mayor PPT están localizadas en la parte más al sur, siendo el cuadrante suroeste el más grande y húmedo ($> 36.30 \text{ mm}/8d$ o $1,670 \text{ mm}/\text{año}$) de la PY; la segunda área más grande

y con valores elevados de *PPT* se localiza en el centro del cuadrante noreste, con valores promedios que van desde 29.24 a 36.30 *mm/8d* (1,345 a 1,670 *mm/año*); las áreas con los valores de *PPT* más bajos están localizadas a lo largo de costa norte de la Península con valores promedios que van desde los 10.87 hasta los 21.76 *mm/8d* (500 a 1000 *mm/año*). A escala de la Península, y excluyendo el cuadrante suroeste húmedo y las áreas secas de la costa norte, existe una clara progresión de menor a mayor *PPT* que va desde el oeste hacia el este (Figura 2.2 a) y de las selvas caducifolias a las selvas perennifolias (Figura 2.2 c). La variabilidad temporal de la *PPT* en la PY muestra un patrón (Figura 2.2 b) donde la región costera de la PY presenta la mayor variabilidad temporal (es decir coeficiente de variación > 1.30), y la parte central muestra los valores más bajos de variabilidad temporal en la precipitación (coeficiente de variación < 1.25). Temporalmente, la *PPT* se concentra durante la estación de lluvias que inicia en mayo y finaliza en octubre, siendo agosto y septiembre los meses más húmedos de la temporada. En algunas temporadas (Figura 2.3), existe un comportamiento temporal bimodal con dos periodos de tiempo que concentran la mayor parte de la precipitación, uno cerca del inicio de la temporada de lluvias en junio y otro cerca del final de la temporada al término de septiembre o inicios de octubre.

La PY muestra una fuerte correlación espacial entre la *ET* y *GPP* (Tabla 2.2; Figura 2.2 d, g). Esta correlación es también observada en la variabilidad temporal de ambos parámetros (Figura 2.2 e, h), aunque la variabilidad temporal en la *ET* es ligeramente superior que aquella en la *GPP*. Las áreas con los valores más altos de *ET* y *GPP* muestran los valores más bajos de variabilidad temporal. Por el contrario, las áreas con los valores más bajos de *ET* y *GPP* (ejemplo, la parte norte y suroeste) muestran la mayor variabilidad temporal y corresponden mayormente a lugares que han sido sujetos a cambios en su uso de suelo, donde la conversión de selvas tropicales a zonas de agricultura ha ocurrido (Dupuy-Rada et al., 2015). Las selvas perennifolias muestran los valores más altos de *ET* y *GPP*, y particularmente, la selva clasificada como MHEF que comprende más del 48% de la Península muestra los valores más altos, mientras que la SDF, que comprende solo el 6.56% de la Península, muestra la variabilidad temporal más alta. La Figura 2.2 muestra un claro gradiente Noroeste (NO)-Sureste (SE) en la *ET* y *GPP* que sigue muy de cerca los cambios

en vegetación. Por otro lado, tres de los cuatro ecosistemas más pequeños (es decir, Manglar, SDF, y SEF; Tabla 2.2) muestran una bimodalidad tanto en la *ET* como la *GPP*. Esta bimodalidad revela que existen zonas respondiendo de forma diferente dentro del mismo ecosistema. Este comportamiento es discutido en la sección 2.4.1.1.

La dinámica temporal de cada ecosistema en la PY durante el periodo de estudio (2000-2014) muestra una fuerte estacionalidad en todos los casos, pero con marcadas diferencias en los tiempos cuando la *GPP* y la *ET* muestran sus máximos o picos (Figura 2.3, 2,4 y 2,5). Por ejemplo, los periodos de máximo *ET* en los ecosistemas perennifolios (es decir, TEF, SEF y MHEF) están en desfase respecto a la precipitación (y con el índice de vegetación del ecosistema), mientras que en los ecosistemas caducifolios (MHDF, SDF y Manglar), tanto la *GPP* y la *ET* siguen muy de cerca la ocurrencia de la precipitación. En los ecosistemas caducifolios, los valores más bajos de *GPP* y *ET* se observan durante los primeros meses del año (enero-mayo), que también corresponden la parte más seca de año, mientras que alcanzan los máximos de *GPP* y *ET* en algún momento entre el periodo junio-octubre cuando la precipitación es abundante. Notablemente, en los ecosistemas caducifolios, la mayor variabilidad espacial tanto de la *GPP* como de la *ET* ocurre durante la temporada seca, mientras que en los ecosistemas perennifolios son más grandes durante el periodo con los valores más grandes de *ET* y *GPP*. Los valores más bajos de *GPP* y los más altos de *ET*, en las selvas perennifolias, coinciden con los periodos de más baja precipitación anual (es decir, enero-mayo). Aunque los ecosistemas perennifolios muestran los valores más grandes de *ET* y *GPP*, su rango es pequeño (*ET*: 3-6 mm/d; *GPP*: 0.005-0.012 Kg_c/m²) comparados con aquellos de los ecosistemas caducifolios (*ET*: 1-6 mm/d; *GPP*: 0.002-0.011 Kg_c/m²). Individualmente, los ecosistemas con la más alta variabilidad espacial en *GPP* y *ET* son el Manglar y SDF, y aquel con la más baja variabilidad espacial es la TEF.

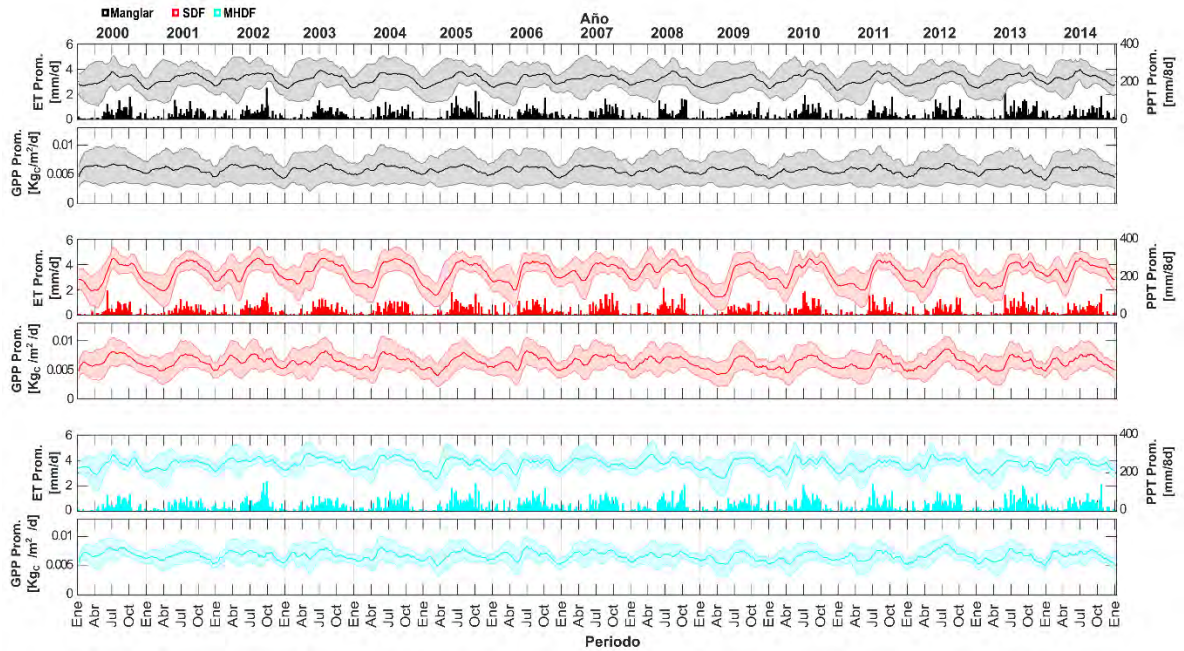


Figura 2.3 Series de tiempo de la ET, GPP (líneas) y PPT (barras) para los siguientes ecosistemas: Manglar (negro), SDF (rojo), y MHDF (cyan). Las áreas sombreadas representan +/- una desviación estándar. Cada dato en la serie de tiempo está a un intervalo de 8-días.

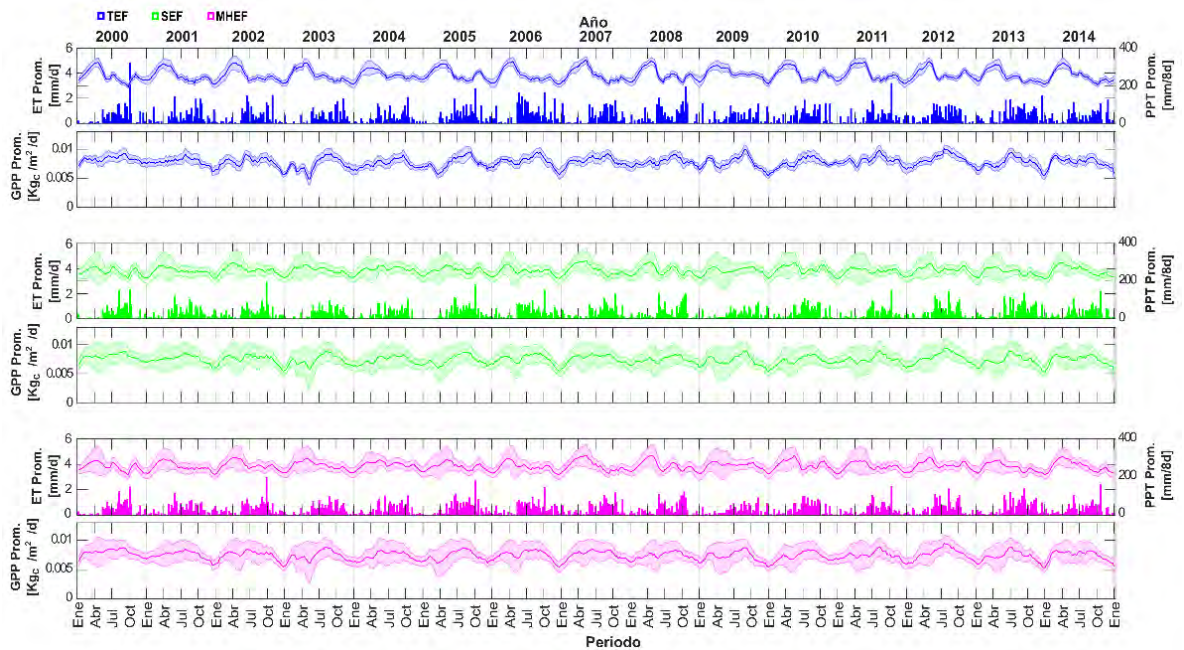


Figura 2.4 Series de tiempo de la ET, GPP (líneas) y PPT (barras) para los siguientes ecosistemas: TEF (azul), SEF (verde), y MHEF (magenta). Las áreas sombreadas representan +/- una desviación estándar. Cada dato en la serie de tiempo está a un intervalo de 8-días.

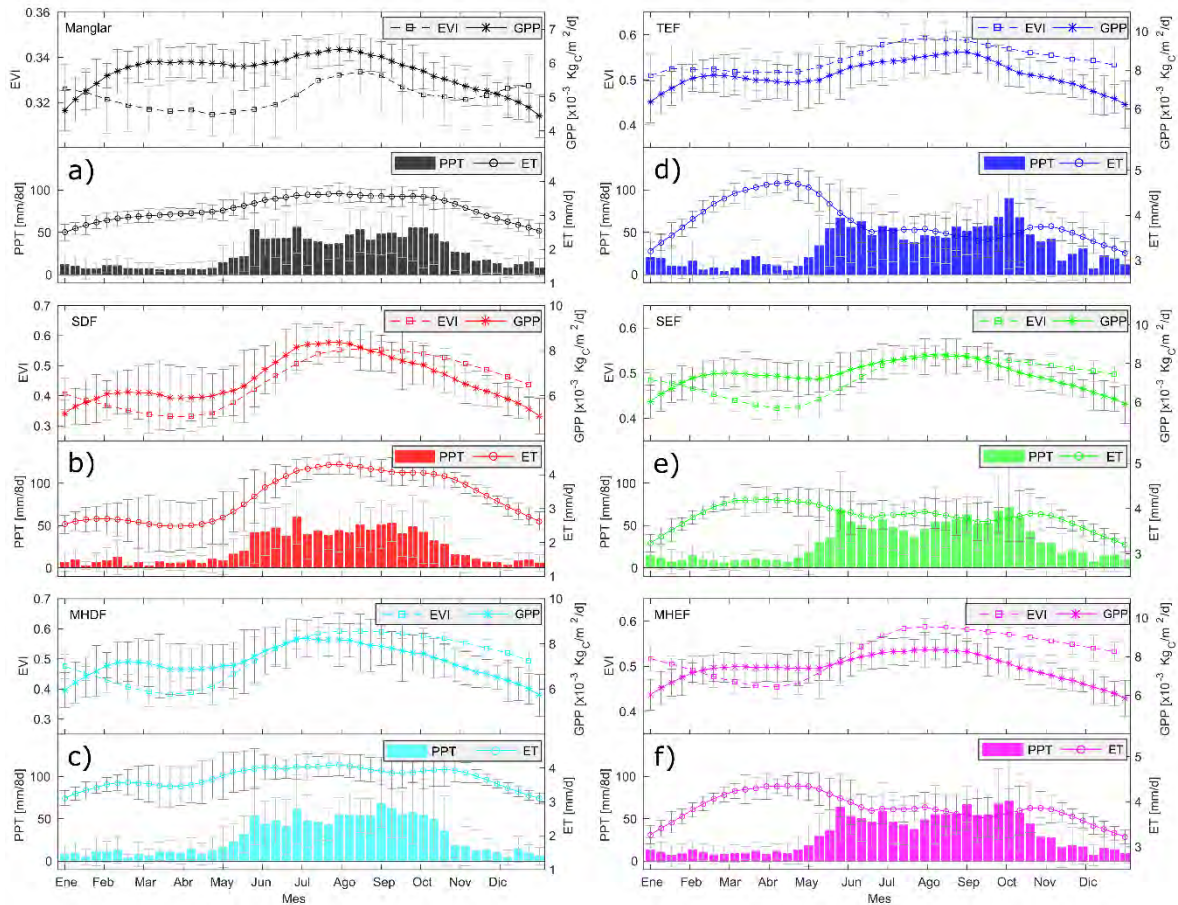


Figura 2.5 Comportamiento promedio intranual e interanual-estacional de la GPP, PPT, y ET para los siguientes ecosistemas: a) Manglar; b) SDF; c) MHDF; d) TEF; e) SEF; y f) MHEF. El EVI (Índice de Vegetación Mejorado) se muestra como referencia del verdor de cada ecosistema. Las barras de error representan \pm la desviación estándar interanual para el periodo de estudio (2000–2014).

2.3.2 Balance de agua superficial de la Península de Yucatán. Detectando áreas de recarga y descarga

Dado que la escorrentía superficial en la PY puede ser despreciada, el balance de agua superficial (SWB, por sus siglas en inglés: Surface Water Balance) anual puede ser estimado sustrayendo el total anual de la *ET* al total anual de la precipitación (*PPT*). La Figura 2.6 muestra el comportamiento espacial interanual del SWB en la PY para el periodo de 15 años de este estudio. En esos mapas, los tonos azules indican un excedente de agua ($PPT > ET$), los tonos rojizos indican un déficit de agua ($PPT < ET$), y los tonos verdes/amarillos indican

una cercanía al balance ($PPT \approx ET$). Estos balances de agua anuales tienen importantes implicaciones para los procesos de recarga y descarga superficial de los almacenamientos de agua subterránea (zona saturada y no saturada) en la PY. Debido a la alta naturaleza permeable del ambiente kárstico de la PY y la falta de escorrentía superficial, un excedente en el SWB sugiere que el acuífero (zona saturada) y la zona no saturada podrían estar siendo rellenadas (aumento de los almacenes), mientras que un déficit del SWB mostraría un uso de agua (disminución de los almacenes) ya sea del acuífero o de la zona vadosa/no-saturada a través de la ET . Esta parte de los almacenes y su dinámica son evaluados en el Capítulo 3 de este trabajo. Los análisis espacio-temporales de la SWB durante nuestro periodo de estudio revelan que: 1) en general, a lo largo de la PY, los patrones espaciales de los procesos de descarga y recarga superficial son altamente variables y dependen de las condiciones climáticas particulares de cada año; 2) la región Sur de la PY consistentemente muestra condiciones de superávit de agua sugiriendo que ésta es una fuente de recarga superficial, cuyo flujo de mueve hacia la parte norte de la PY; y 3) las regiones costeras del noroeste y noreste de la PY consistentemente muestran condiciones de déficit de agua, indicando que dichas áreas son zonas de descarga superficial.

Un análisis del SWB total anual para toda la PY y la contribución de cada ecosistema son presentados en la Tabla 2.3. De este análisis se puede distinguir: 1) aquellos años en los cuales existió un excedente total de agua, significando un alto potencial para el almacenamiento de agua subterránea; 2) aquellos años en los cuales existió un déficit significativo de agua, implicando un gran uso de agua almacenada; 3) aquellos años en que el excedente y el déficit de agua son lo suficientemente pequeños como para sugerir un equilibrio en el balance hídrico de la PY; y 4) aquellos años en que los ecosistemas contribuyeron más para inclinar el SWB de una forma u otra. Este análisis muestra un SWB excedente significativo ($>5 \text{ Km}^3$ o 43.4 mm/año de agua) en los años 2002, 2005, 2006 y 2013; un significativo SWB déficit ($< -5 \text{ Km}^3$ o -43.4 mm/año de agua) en los años 2000, 2001, 2003, 2004, 2009 y 2011; y cerca de un SWB neutral (entre 5 y -5 Km^3 o 43.4 y -43.4 mm/año de agua) en los años 2007, 2008, 2010, 2012 y 2014. Los mayores contribuyentes a los altos déficits o excedentes del SWB son el MHDF y el MHEF, que

también comprenden el mayor porcentaje de área dentro la Península (27% y 48%, respectivamente). Sin embargo, en la mayoría de los casos, estos dos ecosistemas contribuyen con al menos un 10% más a los volúmenes de déficits o excedentes de la PY en relación con el área que representan. Por lo tanto, cuando cambia el balance hídrico de la Península, es en el MHEF y el MHDF donde dichos cambios parecen más dramáticos (por ejemplo, de 2004 a 2005 y de 2008 a 2009). En términos absolutos, el año más húmedo fue el 2013, y el año más seco fue el 2009. Durante el año 2009, la mayoría del MHEF y una parte significativa del MHDF actuaron como áreas de descarga superficial. Por el contrario, durante el año 2013, solo una delgada franja costera del noroeste se comportó como zona de descarga superficial, y el resto de la Península estuvo ya sea en equilibrio o actuando como una zona de recarga superficial.

Tabla 2.3 Balances anuales de agua superficial (PPT-ET) por ecosistema, y para la Península

	Volúmenes de Agua (PPT – ET)[Km ³] [10 ¹² L]						Total anual	Anomalía de PPT [σ]
	Manglar	TEF	SDF	SEF	MHDF	MHEF		
2000	0.07	0.11	-2.05	-0.50	-9.24	-4.77	-16.37	-0.49
2001	-0.10	0.13	-1.83	-0.60	-7.66	-4.18	-14.24	-0.56
2002	0.25	0.05	-0.93	-0.27	3.34	3.53	5.97	0.79
2003	-0.21	-0.14	-2.05	-2.00	-8.29	-6.90	-19.60	-0.45
2004 [^]	-0.78	-0.15	-1.24	-3.46	-5.51	-10.71	-21.84	-1.07
2005 [*]	0.88	0.14	0.14	1.73	8.37	11.98	23.25	1.33
2006 [*]	0.69	0.65	-0.29	3.38	2.87	11.99	19.28	1.11
2007	-0.11	0.10	-0.85	-0.08	-2.00	0.36	-2.59	0.03
2008	0.16	0.31	-1.16	0.97	-0.28	2.01	2.01	0.20
2009 [^]	-1.24	-0.14	-2.09	-3.97	-8.17	-17.36	-32.97	-1.98
2010	0.16	0.07	-1.01	0.36	-0.51	-1.55	-2.48	0.03
2011	-0.60	0.02	-1.67	-2.13	-4.47	-9.16	-18.01	-0.87
2012	0.36	0.14	-2.09	1.54	-1.97	2.30	0.29	0.13
2013 [*]	1.74	0.55	0.03	6.27	7.26	21.43	37.27	1.93
2014	-0.03	0.02	-1.77	0.59	-1.63	-0.65	-3.48	-0.13
Acumulado	1.25	1.84	-18.85	1.82	-27.90	-1.67	-43.51	

(^{*}): Los años más húmedos, ([^]): Los años más secos

Nota: Para obtener los resultados en *mm*, se divide el valor del volumen de agua (en litros; 1 Km³ = 10¹² L) entre el área de cada ecosistema listado en la Tabla 2.2 (en m²; 1 Km² = 10⁶ m²).

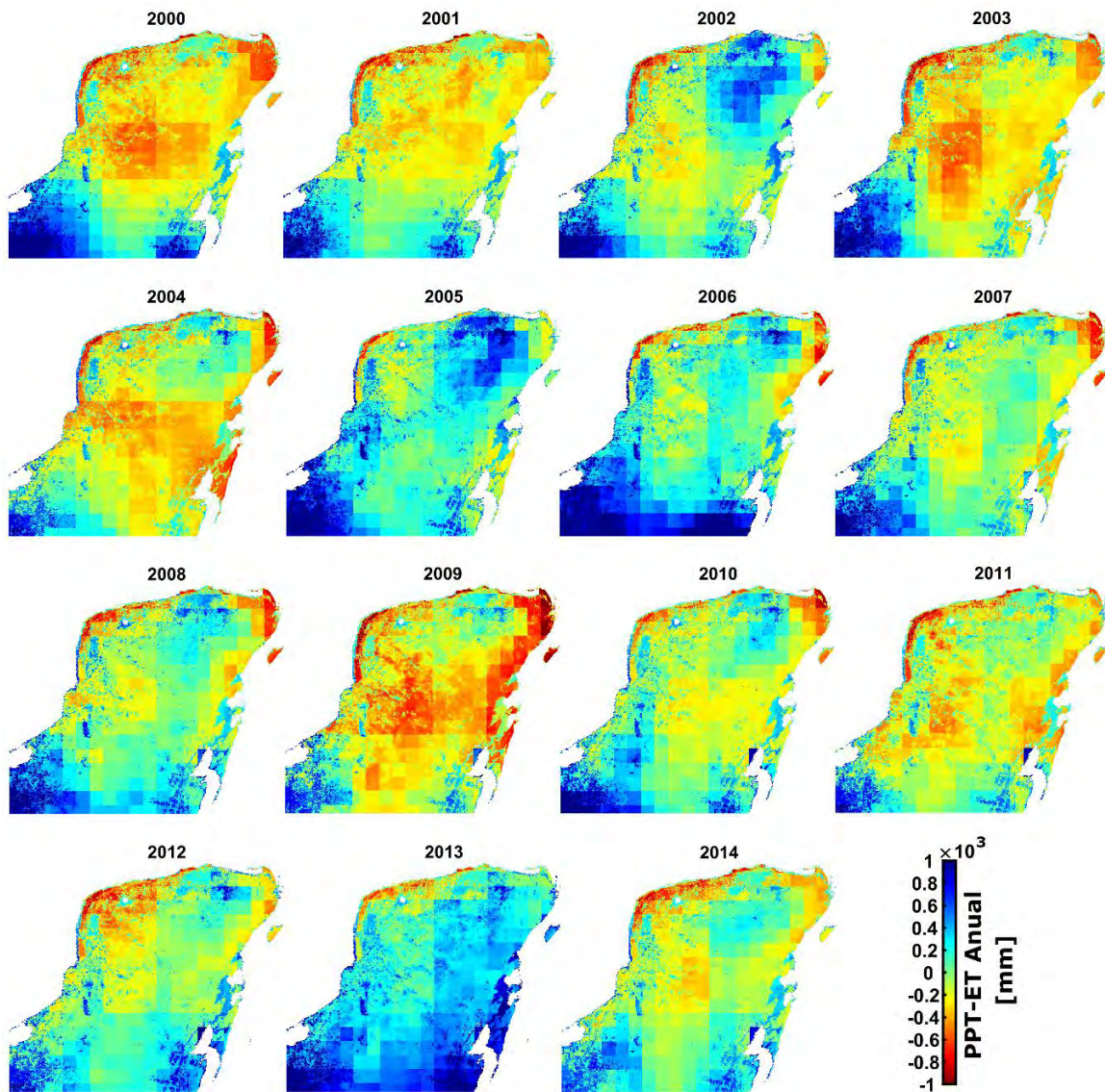


Figura 2.6 Balance de agua superficial anual en la Península de Yucatán (PPT-ET) para el periodo del año 2000 al 2014. Los tonos rojizos indican áreas donde $ET > PPT$, mientras que los tonos azulados muestran las áreas donde $PPT > ET$. Los tonos verdes indican las áreas donde $PPT \approx ET$. Los años más húmedos fueron el 2006, 2007 y 2013; y los más secos fueron el 2004 y 2009.

2.3.3 Productividad del ecosistema, WUE, y extremos climáticos

La productividad de cada ecosistema fue analizada para el periodo completo de este estudio (2000-2014). La Figura 2.7 a, b y la Tabla 2.4 muestra la productividad anual total tanto en GPP como en NPP , ambas en $Kg_C/m^2/año$. Como se recordará, la GPP es la cantidad de

CO_2 asimilado por el ecosistema y la *NPP* es la cantidad de CO_2 ganado por el ecosistema después de que cierta parte de dicho CO_2 , el cual es regresado a la atmósfera por efecto de la respiración del ecosistema, es sustraído de la *GPP*. Las series de tiempo tanto de la *GPP* como de la *NPP*, son presentadas para evaluar la respuesta a la variabilidad de las condiciones climáticas y particularmente a la variabilidad de las condiciones de humedad del ambiente. Para dicho análisis, se identificaron los años más húmedos y más secos (es decir, los extremos climáticos) detectando los periodos cuando la precipitación total anual, en cada uno de los ecosistemas, estuvo por encima (más húmedo que el promedio) o debajo (menos seco que el promedio) de la anomalía estandarizada de los registros históricos de precipitación. De este análisis, se identificó que los años más húmedos fueron el 2005, 2006 y 2013 (sombreados en azul en la Figura 2.7 a-f), y los años más secos fueron 2004 y 2009 (sombreado en rojo en la Figura 2.7 a-f). El año más húmedo de todos fue el 2013, mientras que el más seco de todos fue el 2009. Para evaluar la relación de los años secos y húmedos con la influencia de ciclones tropicales y con El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés: El Niño Southern Oscillation), se ha incluido en la figura 2.7 g, h el número de ciclones tropicales por año (depresiones, tormentas y huracanes) que directamente afectaron nuestra área de estudio (Breña-Naranjo et al., 2015; NOAA, 2017), así como el índice ONI (Oceanic Niño Index; <http://origin.cpc.ncep.noaa.gov>), el cual indica si un periodo está relacionado al fenómeno de El Niño ($ONI > +0.5$) o de la Niña ($ONI < -0.5$).

En general, todos los ecosistemas siguen similares trayectorias de *GPP* y *NPP* a lo largo de sus series de tiempo, excepto para el año 2003 cuando los ecosistemas perennifolios (TEF, SEF, y MHEF) disminuyen sus tasas de *GPP* y *NPP* respecto al año previo, mientras que el Manglar y los ecosistemas caducifolios (MHDF y SDF) prácticamente mantiene ambas tasas (Tabla 2.4). En el 2009, la SDF también mostró una reducción significativa en su tasa de *GPP*, comparada con los otros ecosistemas. De forma notable, los valores más altos de *GPP* y *NPP* no se observan en los años con la mayor humedad. Los máximos valores anuales de *GPP* y *NPP*, para cada uno de los ecosistemas, fueron observados en el 2000. Por el contrario, solo dos de los ecosistemas caducifolios (SDF y MHDF) muestran tener los valores más bajos de *GPP* y *NPP* en el año más seco (2009), mientras que para el Manglar y la

MHEF los valores mínimos son observados hasta el siguiente año (2010). También, en los ecosistemas perennifolios, el *NPP* anual alcanza sus valores más bajos durante el año 2003, el cual no fue considerado de forma general uno de los años más secos, aunque para estos ecosistemas dicho año fue más seco de lo normal (Figura 2.7 d). Notablemente, tanto la *GPP* como la *NPP* decrecen de forma significativa durante el 2013 (el año más húmedo de todos), después de haber tenido un año promedio en precipitación en el 2012. En términos de *NPP*, el ecosistema menos productivo es la MHDF, y el más productivo en la TEF, seguidos por la SEF y la MHEF.

Tabla 2.4 Valores promedios anuales de *GPP* y *NPP*. Las zonas sombreadas muestran los años más húmedos (gris fuerte) y los más secos (gris bajo)

Año	GPP ($Kg_C/m^2/año$)						NPP ($Kg_C/m^2/año$)					
	Manglar	SDF	MHDF	TEF	SEF	MHEF	Manglar	SDF	MHDF	TEF	SEF	MHEF
2000	2.25*	2.43*	2.62*	3.03*	2.89*	2.90*	0.98*	0.97*	0.93*	1.24*	1.16*	1.11*
2001	2.12	2.25	2.41	2.85	2.74	2.73	0.86	0.80	0.73	1.08	1.00	0.94
2002	2.16	2.38	2.51	2.84	2.75	2.74	0.86	0.84	0.73	1.05	0.98	0.92
2003	2.13	2.39	2.51	2.68^	2.66	2.68	0.85	0.86	0.73	0.91^	0.91^	0.87^
2004	2.15	2.31	2.44	2.75	2.67	2.68	0.85	0.83	0.71	0.97	0.91^	0.87^
2005	2.11	2.22	2.40	2.77	2.67	2.66	0.85	0.81	0.73	0.95	0.92	0.89
2006	2.10	2.33	2.47	2.88	2.74	2.73	0.88	0.87	0.80	1.12	1.03	0.98
2007	2.14	2.39	2.53	2.90	2.79	2.77	0.86	0.83	0.74	1.10	1.00	0.94
2008	2.06	2.38	2.43	2.86	2.70	2.70	0.83	0.80	0.67^	1.04	0.95	0.89
2009	2.05	2.05^	2.28^	2.81	2.64	2.66	0.83	0.74^	0.67^	1.00	0.94	0.88
2010	2.00^	2.19	2.32	2.77	2.63^	2.63^	0.80^	0.75	0.68	1.01	0.92	0.87^
2011	2.08	2.18	2.37	2.93	2.72	2.71	0.87	0.82	0.74	1.13	1.02	0.96
2012	2.13	2.36	2.57	3.01	2.85	2.84	0.90	0.88	0.82	1.18	1.08	1.02
2013	2.00^	2.14	2.31	2.76	2.63^	2.63^	0.80^	0.75	0.71	1.02	0.94	0.88
2014	2.08	2.38	2.49	2.85	2.73	2.74	0.85	0.83	0.75	1.06	0.98	0.93

(*): Los valores más altos; (^): Los valores más bajos

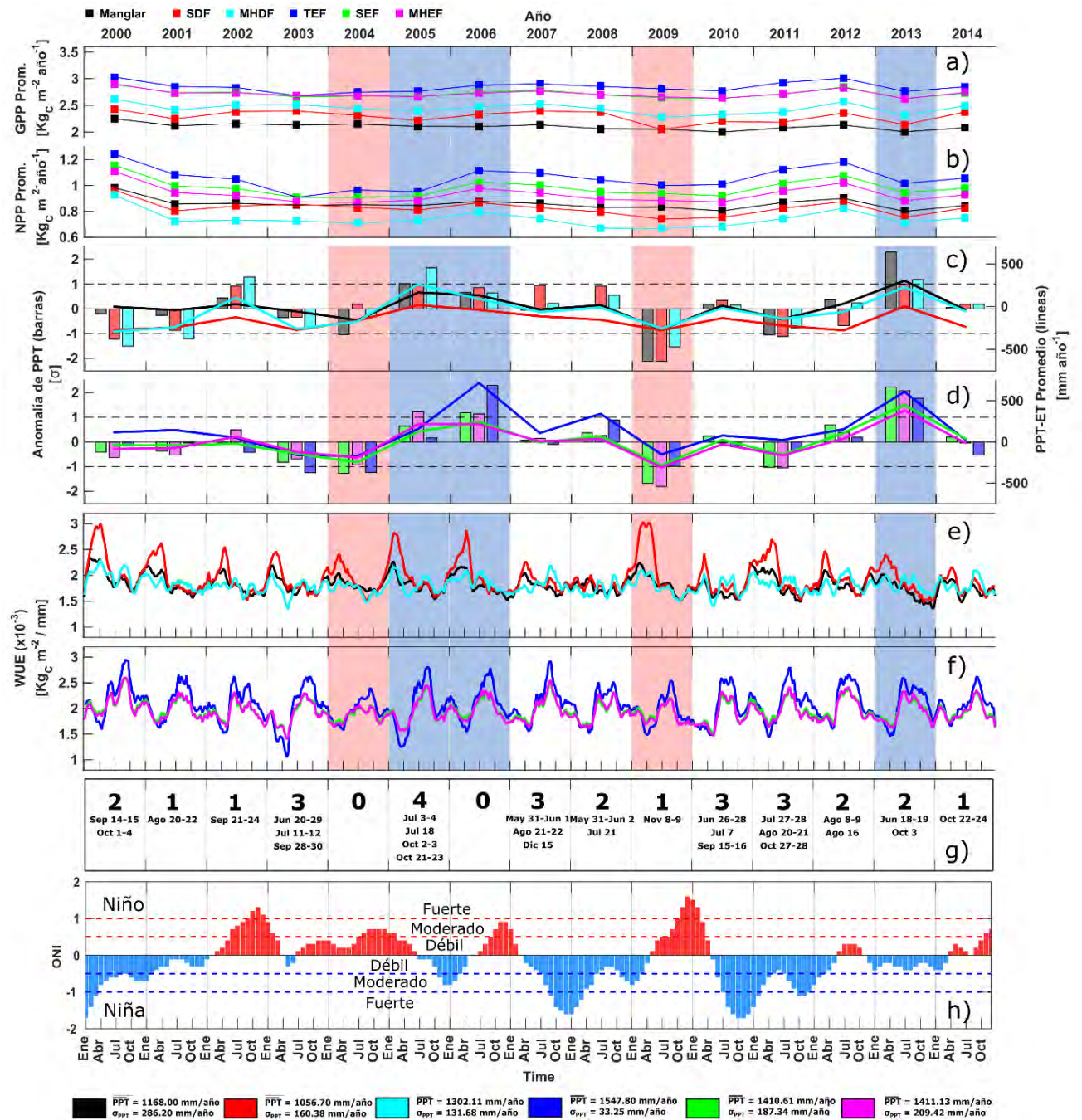


Figura 2.7 Para todos los ecosistemas: a) promedio anual de GPP; b) promedio anual de NPP; c) y d) anomalía de precipitación (PPT) y balance de agua superficial (PPT-ET); e) y f) promedio anual de la eficiencia de uso de agua (WUE). Los paneles a) a f) muestran en sombreado azul los años húmedos (encima del promedio anual; 2005, 2006 y 2013); y el sombreado rojo muestra los años más secos (por debajo del promedio anual, 2004 y 2009). g) El número de ciclones tropicales por año (depresiones, tormentas y huracanes) que directamente afectaron la PY. h) Los valores mensuales del ONI (Índice Oceánico de El Niño) son mostrados para el periodo de este estudio (2000-2014).

La eficiencia de uso de agua, WUE ($WUE = GPP/ET$; Figura 2.7 e–f), muestra una clara estacionalidad en todos los ecosistemas. Para el Manglar y las selvas caducifolias (SDF y MHDF), los máximos valores de WUE son alcanzados en los primeros (y más secos) meses del año, mientras que, para los ecosistemas perennifolios, sus máximos son observados dentro de la temporada de lluvias. Individualmente, las selvas perennifolias son aquellas que presentan los valores promedios más altos de WUE ($1.92\text{-}2.02\text{ g}_C/\text{m}^2/\text{mm}$) en comparación con el Manglar y los ecosistemas caducifolios ($1.78\text{-}1.90\text{ g}_C/\text{m}^2/\text{mm}$). La convergencia del WUE , en los extremos climáticos, fue evaluada siguiendo la aproximación de Huxman et al. (2004), quien evaluó la convergencia en diferentes biomas de La Eficiencia del Uso de Lluvia (Rain Use Efficiency; $RUE = NPP/PPT$). La correlación entre la GPP anual y la ET anual (Figura 2.8), por ecosistema, para los años secos (2004 y 2009) y húmedos (2005, 2006 y 2013) es discutida en la Sección 2.4.3.2.

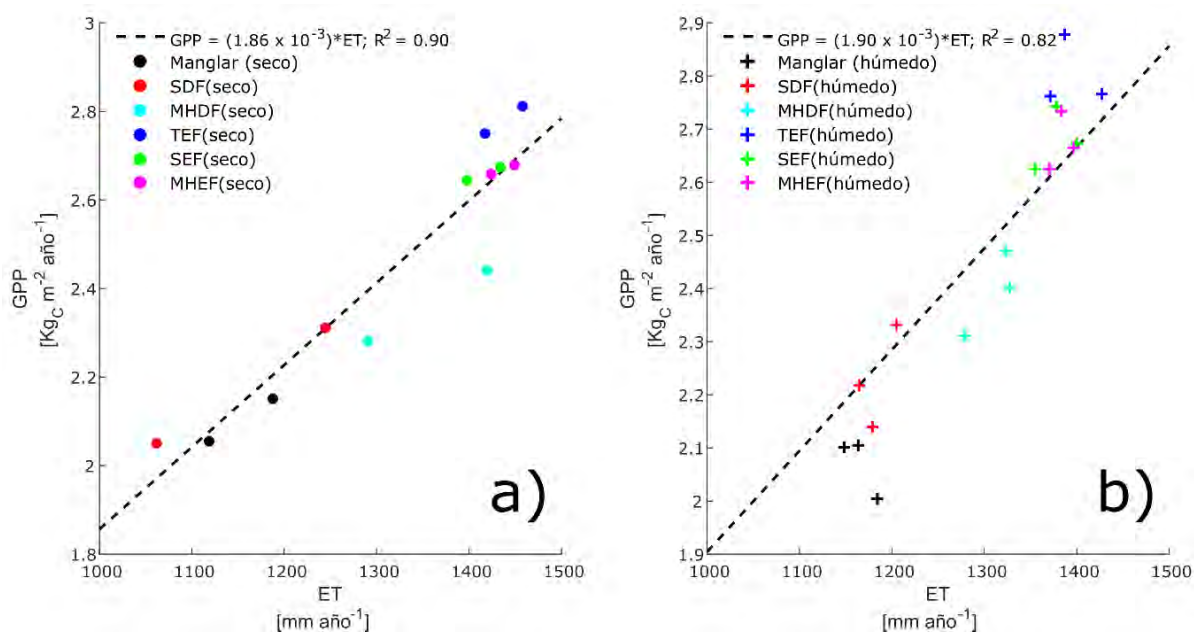


Figura 2.8 GPP anual versus ET anual por ecosistema para a) los años secos y b) los años húmedos. Las líneas punteadas muestran el mejor ajuste lineal para cada set de datos.

2.3.4 Análisis de la curva de Budyko

Empleando los valores anuales de la ET actual y la ET potencial (ET_a y ET_p , respectivamente), así como los valores anuales de precipitación (PPT) se puede definir dos índices: 1) el índice de aridez (ET_p/PPT) y 2) el índice evaporativo (ET_a/PPT). Dichos índices son empleados para efectuar un análisis de Budyko (Creed et al., 2014; Zhang et al., 2008), el cual consiste en graficar dichos índices sobre la llamada curva de Budyko (Budyko, 1958; línea gris en la Figura 2.9 a). En el plano de Budyko, el índice evaporativo describe la respuesta hidrológica a largo plazo de una región, mientras que el índice de aridez describe las condiciones climáticas a largo plazo. Es decir, observando en que parte del plano de Budyko, se encuentra un ecosistema en particular, podemos tener una referencia de las condiciones anuales del balance de agua como una función de las condiciones climáticas durante cierto año en particular. Además, analizando la dispersión en ambos ejes del plano de Budyko en cada uno de los ecosistemas, para los diferentes años, podemos inferir la “elasticidad” (Creed et al., 2014) de la respuesta hidrológica (dispersión en eje y) frente a la variabilidad en las condiciones climáticas observadas con los datos (dispersión en el eje x). La Figura 2.9 muestra la distribución de la respuesta hidrológica de cada ecosistema (eje y) frente a la distribución de las condiciones climáticas (eje x). Los resultados de este análisis muestra que: 1) a una escala anual y durante años con condiciones normales de humedad, todos los ecosistemas están limitados por agua ($ET_p/PPT > 1$); 2) los ecosistemas perennifolios están más cerca de las condiciones de equilibrio de agua que los ecosistemas caducifolios, y de hecho, con excepción de la TEF, las selvas perennifolias y el manglar se encuentran la mitad del tiempo por debajo de la línea de “limitados por agua” y la mitad del tiempo están por encima de dicha línea; 3) La elasticidad tanto en la respuesta hidrológica (es decir, la dispersión en ET_p/PPT) y las condiciones climáticas es más grande en la Selva Baja Perennifolia (SEF) y la MHDF que en el resto de los ecosistemas; 4) con excepción de la TEF, todos los demás ecosistemas están sesgados hacia valores altos del índice de aridez y tienen una alta variabilidad en sus condiciones climáticas (es decir, el rango en ET_p/PPT es grande); 5) en una escala anual, la TEF es el único ecosistema sesgado hacia las condiciones de limitación por energía (es decir, una distribución de ET_p/PPT más

cercana hacia valores de 1), y el único con la mayoría de sus años sin condiciones de limitación por agua; 6) existe una clara progresión de aumento de aridez (disminución de humedad) en el siguiente orden: TEF, SEF, MHEF, MHDF, Manglar y SDF; y 7) todos los ecosistemas se encuentra por arriba de la línea de Budyko (línea gris en Figura 2.9), indicando un input de agua diferente al de la PPT.

2.3.5 Análisis de Correlación Cruzada

El análisis de correlación cruzada, aquí empleado, muestra una rápida respuesta de la *ET* a los eventos de *PPT* (dentro de los primeros 8 días) en el Manglar y la SDF, mientras que la respuesta en la MHDF muestra un desfase o corrimiento de aproximadamente 30 días (Figura 2.11). En las selvas perennifolias (TEF, SEF y MHEF), la respuesta de la *ET* a la *PPT* muestra un desfase aún más grande, de aproximadamente 100 días (Figura 2.11). Por otro lado, la respuesta de la *GPP* a la *PPT* es rápida (dentro de los primeros 8 días) para las selvas caducifolias (SDF y MHDF) y más lenta para el Manglar y los ecosistemas perennifolios (TEF, SEF y MHEF) con un desfase que varía entre 25 y 64 días (Figura 2.10). En resumen, el análisis de correlación cruzada muestra que los ecosistemas perennifolios presentan un mayor desfase entre el pico de máxima *ET* y de máxima *GPP* comparada con el tiempo de desfase de las selvas caducifolias, cuyo comportamiento es claramente modulado por la *PPT*. El Manglar y las selvas caducifolias presentan bajos valores de *ET* y *GPP* durante los primeros meses del año (entre enero y mayo), alcanzando su máximo durante el periodo más húmedo de la temporada de lluvias. Esto está en concordancia con el análisis previo de las series temporales que mostraban que los ecosistemas más áridos están en fase con la *PPT*, mientras que la *ET* en los ecosistemas más húmedos de la Península está en desfase con la temporada de lluvias.

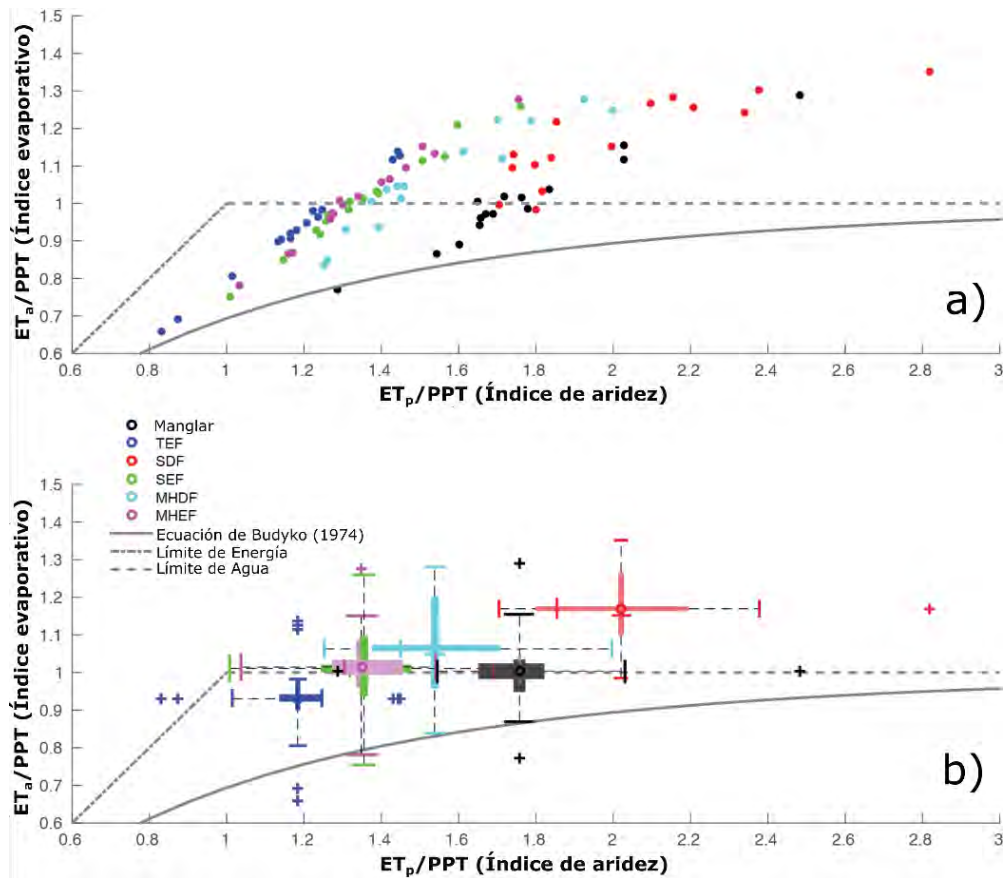


Figura 2.9 Balance de agua superficial para la Península de Yucatán a una escala de ecosistema graficada sobre el plano/curva de Budyko. El panel superior, a), muestra los valores promedios anuales para cada ecosistema. El panel inferior, b), muestra los “boxplots” del balance de agua superficial promedio para el periodo de 15 años de este estudio tanto para el índice evaporativo como para el índice de aridez.

2.4 Discusión

2.4.1 Dinámica espacial y temporal de la PPT, ET y GPP en los ecosistemas

2.4.1.1 Variabilidad Espacial

Los patrones espaciales obtenidos de la *PPT* y la *ET* muestran gran similitud a aquellos presentados, para el periodo 2004-2008, en los trabajos de Gondwe, Lerer, et al. (2010) y Bauer-Gottwein et al. (2011); y para el periodo 2000-2013, en los trabajos de Breña-Naranjo et al. (2015) y en De Jesús et al. (2016). La *PPT* muestra dos claras regiones con altos valores de precipitación, una localizada en la parte más suroeste (SO) de la PY y otra en el centro del cuadrante noreste (NE), y una región con valores bajos localizados a lo largo de la región

costera del norte (N). Para el resto de la PY, la *PPT* incrementa desde el noroeste (NO) hacia el sureste (SE) siguiendo los cambios en la vegetación, formando efectivamente un “gradiente eco-climático”. Una tendencia similar fue observada para la *ET* y *GPP*.

A nivel de ecosistema, son el Manglar y las selvas caducifolias quienes presentan las variabilidades espaciales más grandes de *PPT*, *GPP* y *ET*, con desviaciones estándar de varían entre el 10-25%, el 18-40%, y el 10-30% del promedio, respectivamente. Por el contrario, los ecosistemas perennifolios son aquellos que muestran una pequeña variabilidad espacial (*PPT*: 2-10%; *GPP*: 5-17%; *ET*: 3-9%) y los valores promedios diarios y anuales más grandes (Tabla 2.2). La variabilidad espacial de la *ET* y *GPP* muestra una fuerte correlación entre ellas ($R^2 = 0.98$), mientras que la variabilidad espacial de la *PPT* muestra una correlación más baja cuando se compara con la *ET* ($R^2 = 0.67$) y *GPP* ($R^2 = 0.70$). Sin embargo, mucha de la variabilidad espacial observada en la *ET* y *GPP* de la YP puede ser atribuida a las variaciones espaciales de la *PPT*.

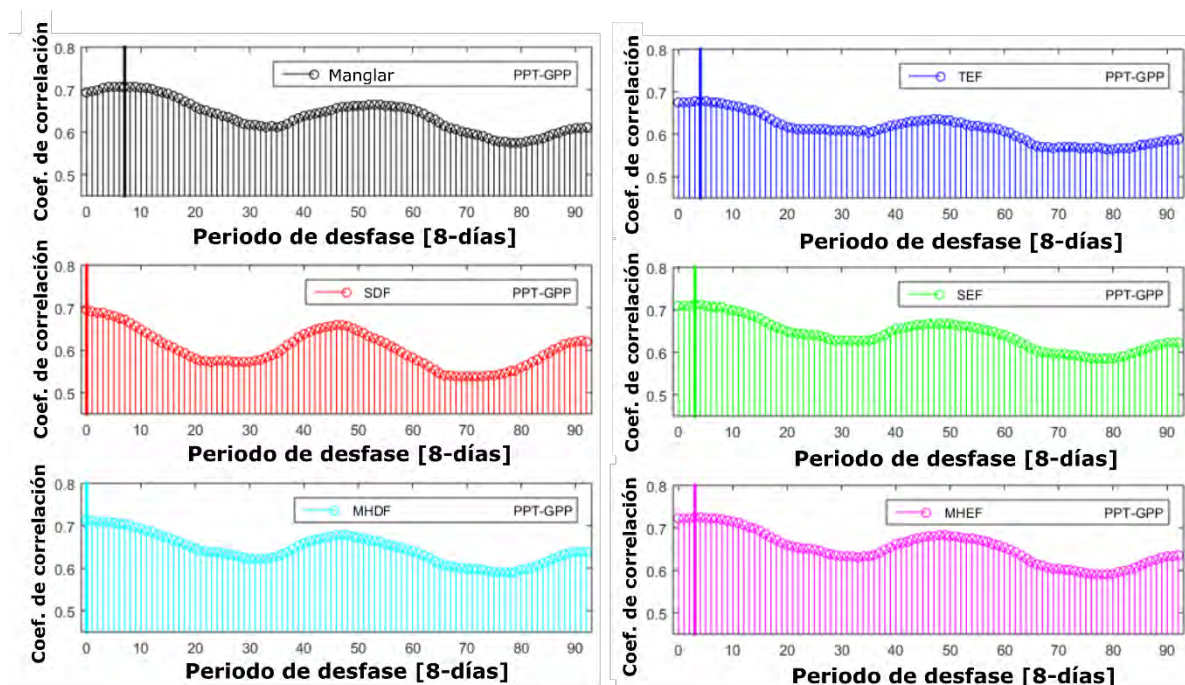


Figura 2.10 Correlación cruzada desfasada de la *GPP* respecto de la *PPT* para cada uno de los ecosistemas de la Península de Yucatán. La línea vertical gruesa indica el desfase para la máxima correlación en unidades de 8-días.

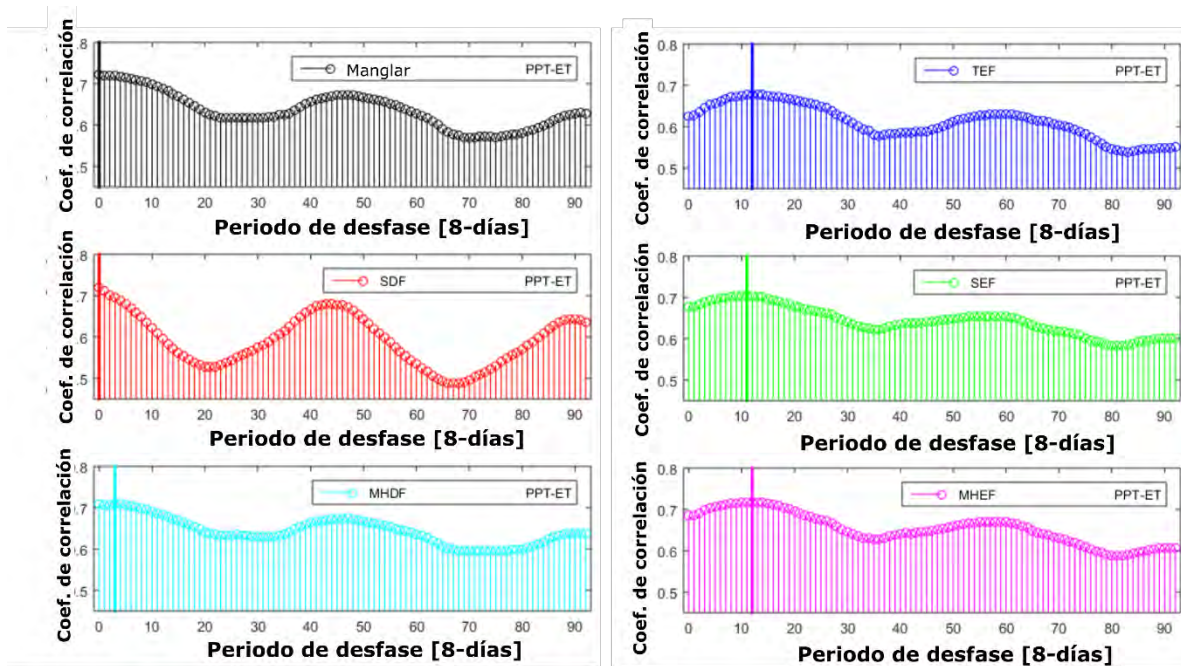


Figura 2.11 Correlación cruzada desfasada de la ET respecto de la PPT para cada uno de los ecosistemas de la Península de Yucatán. La línea vertical gruesa indica el desfase para la máxima correlación en unidades de 8-días.

Tres ecosistemas de la PY (Manglar, SDF, y SEF) muestran una bimodalidad en los valores medios de la *GPP* y *ET* (Tabla 2.2). La distribución espacial de esta bimodalidad (Figura 2.12) revela que para el Manglar y la SDF, las zonas con las modas más bajas (altas) de *ET* corresponden de la misma forma con las zonas con las modas más bajas (altas) de *GPP* (Figura 2.12 a, b). Sin embargo, para la SEF, este comportamiento es invertido (Figura 2.12 c). En general, el Manglar muestra progresivamente valores más altos conforme se aleja de la costa (Figura 2.12 a), posiblemente debido al aumento en el tamaño y a la menor fragmentación (más homogéneo) de los parches de vegetación al adentrarse al continente, o a la diferencia en la predominancia de las especies entre las áreas más cercanas a la costa y aquellas tierra adentro (Cissell et al, 2018; Rioja-Nieto, et al, 2015). La bimodalidad en la SDF muestra una distribución espacial más mezclada, probablemente debido a la fuerte fragmentación y disturbios que dicho ecosistema ha sufrido por causas antropogénicas (Ellis et al., 2017). Finalmente, la distribución espacial de la bimodalidad en la SEF muestra una buena correspondencia con las características topográficas y características del suelo de la

PY (Figura 2.12c). Las zonas con las modas más altas de *ET* (y bajas de *GPP*) están relacionadas a la región “montañosa” menos elevada (suroeste, < 100 m), mientras que las zonas con las modas más bajas de *ET* (y altas de *GPP*) son encontradas en las zonas “montañosas” más elevadas (sur y sureste, > 100 m). A pesar de que la Figura 2.12 parece arrojar algo de luz sobre el origen de esta bimodalidad, sus causas están fuera del alcance de este trabajo y será estudiado más ampliamente en futuras investigaciones. En general, aquellos ecosistemas que muestran una distribución bimodal en *ET* y *GPP* revelan diferentes estrategias fenológicas para la absorción de agua que podrían estar estrechamente relacionadas con el tiempo y la distribución de los pulsos de lluvia dentro de la PY. Además, la disponibilidad de agua está fuertemente controlada por la topografía local y las propiedades del suelo. En el caso de los Manglares, la bimodalidad podría ser causada por una respuesta diferente a factores de estrés como las propiedades de los sedimentos, la topografía local, los períodos de inundación y los aportes de agua dulce (Alongi, 2014).

2.4.1.2 Variabilidad Intranual e Interanual

La variabilidad intranual para la *ET* y *GPP* muestra un comportamiento similar, donde el Manglar y los ecosistemas caducifolios presentan la más alta variabilidad (*ET*: 11-23 %; *GPP*: 11-15 %), y los ecosistemas perennifolios muestran valores más pequeños (*ET*: 8-11 %; *GPP*: 10-11 %). Sin embargo, en el caso de la *PPT*, la variabilidad intranual es grande (104-119 %), lo cual es de esperarse debido a la fuerte estacionalidad de los eventos de precipitación. Los ecosistemas que muestran la más grande variabilidad de *PPT* dentro de un año son el Manglar, la SDF, y la TEF (> 108%), mientras que las menos variables son la MHDF, SEF, y MHEF (< 107%). Como en el caso espacial. Mucha de la variabilidad intranual de la *ET* y *GPP* puede ser atribuida a la variabilidad de la *PPT* (*PPT-GPP*: $R^2 = 0.66$; *PPT-ET*: $R^2 = 0.72$). Sin embargo, se ha sugerido que el principal factor que induce una variabilidad estacional para la *ET* es la Radiación Neta (Gondwe, Lerer, et al., 2010). Esto implica que la nubosidad es un factor importante que regula la *ET*, ya que esta podría ser la primera variable que cambia las condiciones de exposición a la mayor fuente contribuyente de la radiación neta, es decir la radiación solar entrante. En la PY, una mayor

nubosidad y tiempos más largos de condiciones nubladas son esperadas en las zonas más hacia el Este, las cuales corresponden bien con las áreas donde los ecosistemas perennes se encuentran.

La variabilidad interanual tanto de la *ET* como de la *GPP* es pequeña, y para ambos casos, los ecosistemas perennifolios muestran la menor variabilidad (*ET*: 0.7-1.1%; *GPP*: 1.9-2.1%), mientras los ecosistemas caducifolios son ligeramente más variables (*ET*: 1.2-3%; *GPP*: 2.6-2.7%). Sin embargo, para la *PPT* y *NPP*, este comportamiento cambia: el Manglar, SDF y MHDF presentan las variabilidades más bajas (*PPT*: 11-13%; *NPP*: 5-7%), mientras que el MHEF, SEF y TEF muestran valores más altos de variabilidad (*PPT*: 13-16%; *NPP*: 7-9%). Como se ha observado en otros ecosistemas (Knapp & Smith, 2001), sólo una pequeña parte de la variabilidad interanual de *NPP* está relacionada con la variabilidad interanual de la *PPT* ($R^2 = 0.3$), mientras que la variabilidad interanual de la *ET* y *GPP* no está relacionada con la variabilidad interanual de la *PPT* ($R^2 < 0.02$). Lo anterior también es observado a un nivel estacional (Figura 2.5). De todos los ecosistemas de la PY, solo los ecosistemas perennifolios (TEF, SEF y MHEF) muestran una correlación significativa entre la variabilidad interanual de la *PPT* y aquella de la *ET* ($R^2 = 0.51$ a 0.59 ; Figura 2.13), mientras que el Manglar, muestra una baja correlación ($R^2 = 0.13$). Para los ecosistemas caducifolios, ninguna correlación es observada ($R^2 = 0.05$ a 0.06). Esto sugiere que la *ET*, en los ecosistemas caducifolios, es menos sensible a los cambios anuales de la *PPT* que en los ecosistemas perennifolios, donde la mayor variabilidad interanual se observa en la temporada de lluvias. Esto último podría tener una relación en que tan dependientes son los ecosistemas al agua de lluvia y al agua subterránea para satisfacer su demanda de *ET*. Para el caso de la *GPP* contra la *PPT*, ningún ecosistema muestra una significativa correlación ($R^2 < 0.01$).

2.4.1.3 La influencia de la Estacionalidad de la Precipitación en la ET y GPP

La precipitación en los ecosistemas de la PY muestra una marcada estacionalidad: Las lluvias de verano comienzan entre mayo y julio y terminan entre septiembre y octubre; algunas

lluvias se presentan en invierno originadas de frentes fríos conocidos como “Nortes” (Magaña et al., 2003); en el medio de la temporada de lluvias de verano, entre julio y agosto, una depresión en la precipitación, conocida como “Canícula” (Magaña et al., 1999) es observada. Es importante notar que la presencia de ciclones tropicales recurrentes (depresiones, tormentas y huracanes) en la PY (entre agosto y octubre) contribuyen significativamente a la cantidad total de precipitación anual (~20%; Breña-Naranjo et al., 2015). Tanto la “Canícula” y la incidencia de ciclones tropicales producen un comportamiento bimodal que es observado en las series de tiempo y en el comportamiento promedio intranual de la *PPT* (Figuras 2.3, 2.4 y 2.5).

La variabilidad en la *ET* y *GPP* parece estar asociada a la disponibilidad de agua de lluvia (humedad de la zona). En todos los casos, la variabilidad espacial en la *ET*, y en menor medida la de la *GPP* (Figura 2.5), es alta durante los meses más secos al comienzo del año (enero-mayo), alcanzando un pico en abril (probablemente el mes más seco), y luego disminuye hasta alcanzar su nivel más bajo al final de la temporada de lluvias. Una posible explicación de este comportamiento es que a medida que avanza la temporada de lluvias de la península, también lo hace la accesibilidad del agua para toda la vegetación, llegando finalmente a una condición "suficientemente húmeda" en la que *ET* y la *GPP* están espacialmente en su estado más homogéneo.

La mayor variabilidad espacio-temporal de *ET*, *GPP* y *NPP* observada en los ecosistemas caducifolios, en comparación con los perennifolios, está directamente relacionada con la estacionalidad de las lluvias. Durante la estación seca del año, la mayoría de los árboles en estas selvas caducifolias pierden sus hojas (Acosta-Lugo et al., 2010), lo que disminuye la asimilación de carbono y el retorno del agua a la atmósfera a través de la *ET*, mientras que en los ecosistemas perennifolios, la disponibilidad de agua, ya sea por lluvia o por agua subterránea, permite mantener un comportamiento más homogéneo durante el año, produciendo una menor variabilidad espacial y temporal en comparación con las selvas caducifolias.

2.4.2 Balance de Agua Superficial (SWB) en la Península de Yucatán

Como en el caso de la *PPT* y la *ET*, el patrón espacial del SWB concuerda con lo presentado, para el período 2004-2008, en Gondwe, Lerer, et al. (2010) y Bauer-Gottwein et al. (2011). Del mismo modo, se puede observar (Figura 2.6) marcadas variaciones espaciales anuales dependiendo de las anomalías de precipitación existentes. Nuestros datos muestran que, en la PY, la pérdida de agua a través de la *ET* es por mucho, el mayor flujo de descarga (ver Tabla 2.3). En los años secos, el balance superficial anual total ($PPT - ET$) presenta valores negativos (por ejemplo, 2009: -32.97 Km^3 o -286 mm/año), mientras que, en los años húmedos, el SWB se vuelve positivo (por ejemplo, 2013: 37.27 Km^3 o 323 mm/año). Esto tiene implicaciones importantes para la recarga superficial del acuífero debido a su naturaleza kárstica y a la escorrentía superficial prácticamente inexistente. Algunas estimaciones sugieren que la recarga superficial efectiva (es decir, la precipitación que alcanza la capa freática) en el YP es del 23 % de la precipitación media anual (Gondwe, Lerer, et al., 2010). Sin embargo, nuestros datos muestran que un porcentaje similar (22 %) se observó solo en el año más húmedo (2013), mientras que en el año más seco (2009), un valor de -28% , apunta a una descarga superficial neta en toda la península (es decir, salida de los almacenes del acuífero $>$ entrada). Para el resto de los años, en los análisis del SWB, los porcentajes de recarga/descarga superficial fluctúan entre 8 % y -8% , respectivamente.

Para el sureste de la PY que abarca la Biosfera de Sian Ka'an, Gondwe, Lerer, et al. (2010) encontraron que las áreas con la mayor recarga superficial son aquellas caracterizadas por tener una vegetación menos densa y más corta. Dicho estudio indica que las áreas de descarga superficial están ubicadas cerca de la costa donde la capa freática es lo suficientemente baja como para facilitar el acceso a la vegetación y la absorción de agua subterránea. Así mismo, se muestra que los patrones de vegetación, geología, topografía y los gradientes de la capa freática de la PY juegan un papel importante en las relaciones de recarga y descarga. Para nuestro período de estudio, nuestros datos revelan que el litoral de la PY es siempre una zona de descarga superficial, independientemente de cuán húmedo o seco haya sido un año. Por el contrario, las áreas de recarga y descarga, tierra adentro, tienen un comportamiento dinámico que está fuertemente vinculado a la precipitación

anual total y está modulado por las condiciones de la *ET* durante todo el año. La última afirmación es válida para la mayoría de la PY, excepto para la esquina suroeste donde siempre se observa un área de alta recarga superficial (Figura 2.6).

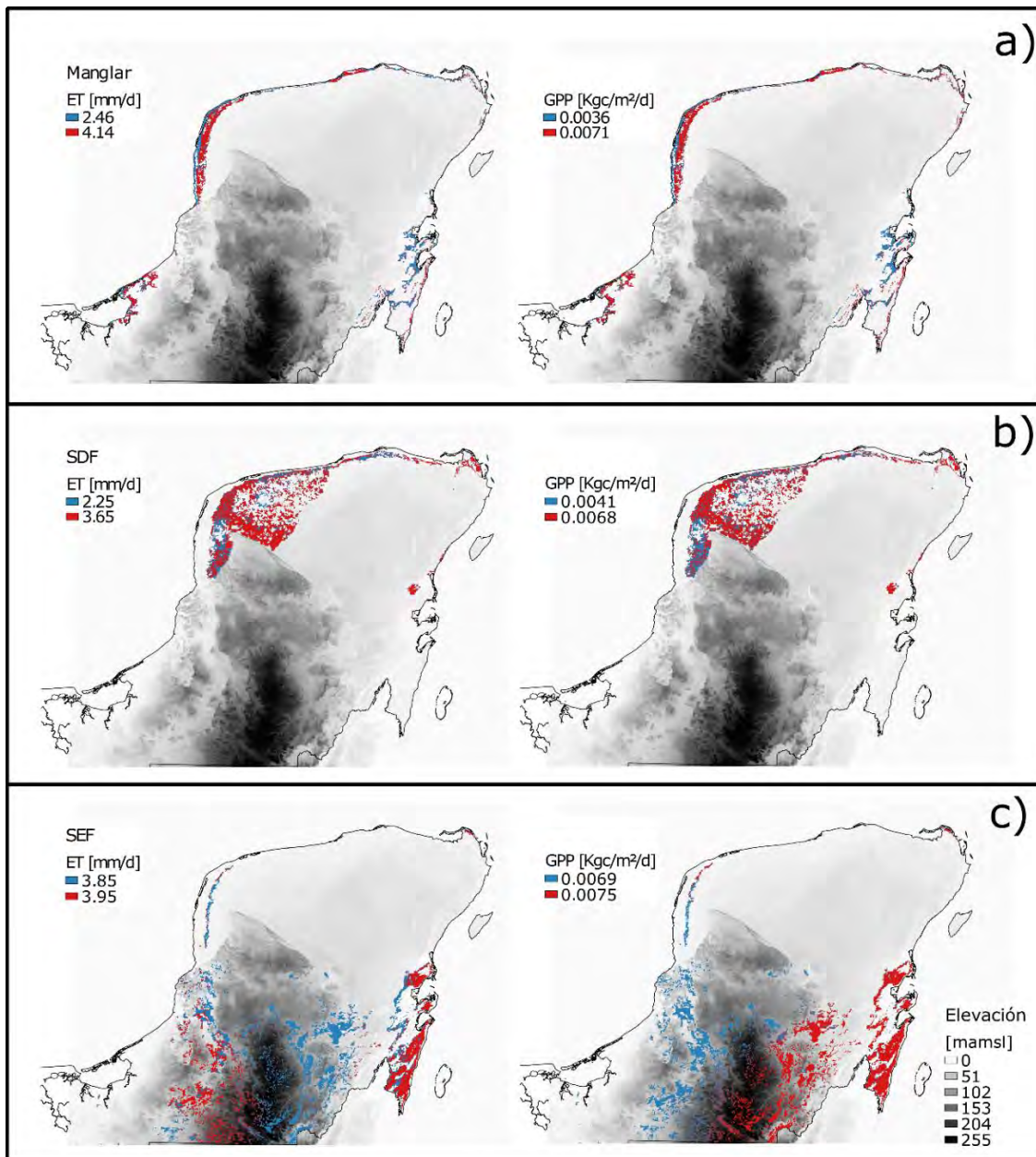


Figura 2.12 Distribución espacial de la bimodalidad observada (Tabla 2.2) en los valores promedios diarios de la ET y GPP para el: a) Manglar, b) SDF, y c) SEF. El fondo gris indica la elevación topográfica (metros por encima del nivel medio del mar, mamsl) proveniente del "Shuttle Radar Topography Mission" (United States Geological Survey, 2006).

2.4.3 Productividad del ecosistema, Eficiencia de Uso de Agua (WUE) y extremos climáticos

2.4.3.1 Productividad de los ecosistemas de Yucatán y WUE

Al igual que otros biomas del mundo (Huxman et al., 2004; Knapp y Smith, 2001), las tasas de productividad anual (*NPP*) en la PY muestran ser más altas en aquellos ecosistemas que tienen los mayores promedios anuales de *PPT* (es decir, los perennifolios). Sin embargo, en la PY, esta correlación es débil (para todos los años: $R^2 = 0.20$; para años secos $R^2 = 0.24$; para años húmedos: $R^2 = 0.44$), lo que indica que los cambios anuales en la *NPP* no están completamente relacionados con los cambios anuales de la *PPT*, probablemente porque se ha observado que los ecosistemas tienen diferentes tiempos de respuesta a los períodos secos según su clasificación climática, el tipo de vegetación y el acceso directo al agua subterránea (Vicente-Serrano et al., 2013).

Similar a la *PPT*, la *ET*, la *GPP* y la *NPP*, el *WUE* diario/anual es en promedio mayor en los ecosistemas perennifolios que en los caducifolios (Figura 2.7 e, f). Sin embargo, el mayor *WUE* intranual fue registrado en el SDF en la región noreste (NE) de la Península. En particular, los mayores valores de *WUE* registrados en el SDF ocurren tanto en los años húmedos encima del promedio como también en los años secos debajo del promedio. Una inspección minuciosa de los datos, revela que esta aparente insensibilidad a las condiciones húmedas y secas en el alto *WUE* del SDF, se debe al hecho de que estos elevados valores aparecen siempre durante los primeros meses del año (es decir, la estación más seca); Este mismo comportamiento se observa en los manglares y el MHDF. Por el contrario, el *WUE* es más alto en las selvas perennifolias durante la temporada de lluvias (es decir, la parte más húmeda del año) y más bajo durante la primera parte del año, que también es la más seca. Esto puede explicarse por el hecho de que, durante los primeros meses del año, los ecosistemas perennifolios en la PY no están limitados por la energía; por lo tanto, pueden fotosintetizar y transpirar a altas tasas. Aunque hacen la transición a una condición de energía limitada durante la temporada de lluvias, los ecosistemas alcanzan una tasa de asimilación fotosintética y de CO_2 relativamente alta, pero una tasa de transpiración más

baja debido a la energía entrante limitada posiblemente por las condiciones de nubosidad. Este comportamiento es algo evidente en las series de tiempo de los datos y en el comportamiento intranual promedio de la *ET*, la *GPP* y la *PPT* (ver Figuras 2.3, 2.4 y 2.5).

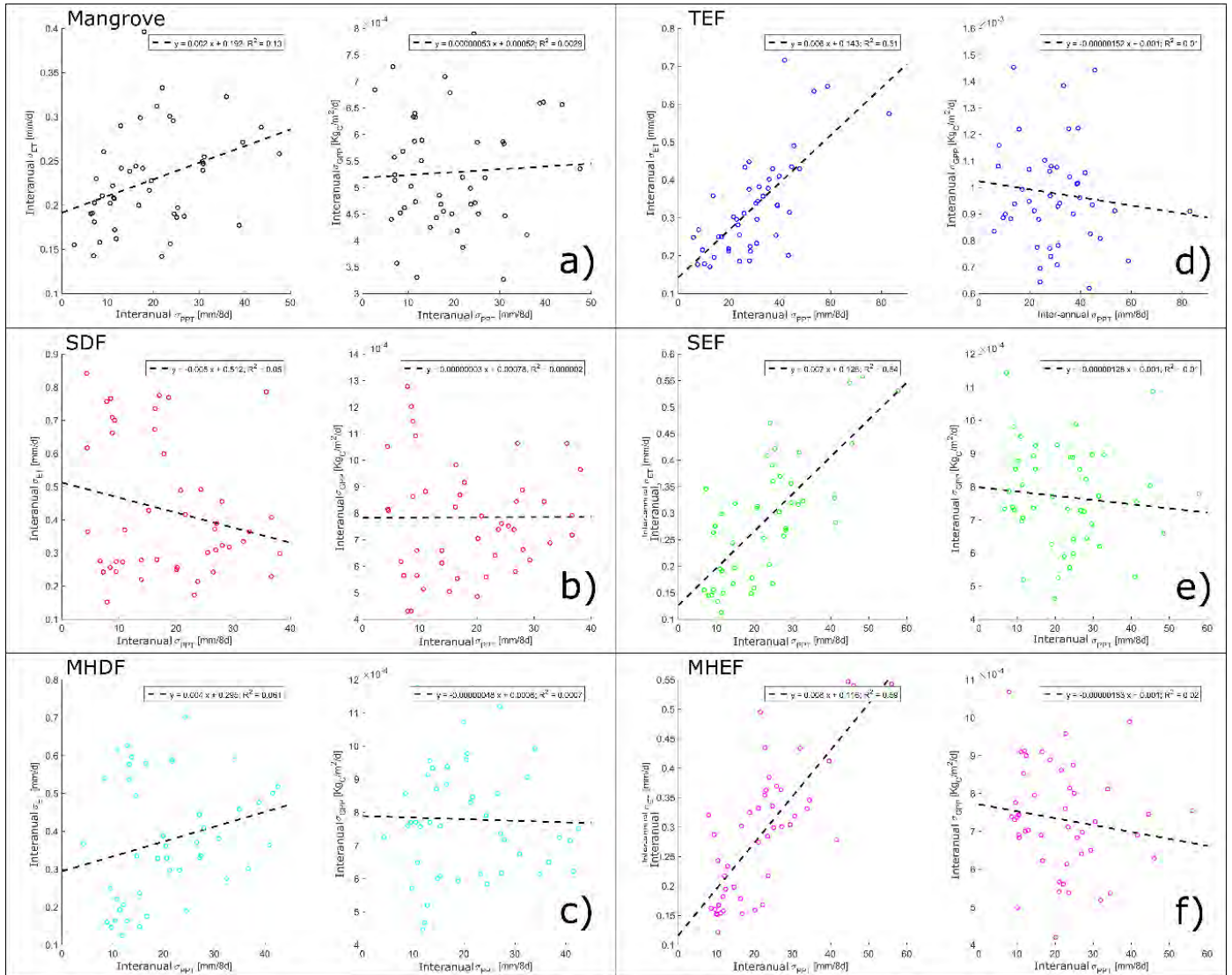


Figura 2.13 Correlación entre la variabilidad estacional interanual de la PPT versus GPP y de la PPT versus ET para: a) Manglar; b) Selva Baja Caducifolia (SDF); c) Selva Mediana Caducifolia (MHDF); d) Selva Alta Perennifolia (TEF); e) Selva Baja Perennifolia (SEF); y f) Selva Mediana Perennifolia (MHEF).

2.4.3.2 ET y respuesta de la vegetación a los extremos y variabilidad climática

Es bien conocido que El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y su contraparte La Niña, son fenómenos que afectan globalmente el clima, causando variabilidad año tras año en los trópicos (Magaña et al., 2003). Los impactos de El Niño/La Niña en las condiciones normales de precipitación ya han sido explorados en México por Magaña et al. (2003): Para la región de la PY, la frecuencia de los ciclones tropicales disminuye en los años de El Niño, lo que resulta en precipitaciones por debajo de lo normal, mientras que, durante La Niña, se pueden esperar precipitaciones de verano por encima del promedio. Breña-Naranjo et al. (2015) encontraron evidencia de que un ciclón tropical puede generar una anomalía de precipitación positiva a nivel regional. En los inviernos de El Niño, se ha observado que el número de Nortes aumenta, aunque la cantidad de precipitación en el invierno disminuye. De esta manera, durante los años de El Niño, se producen anomalías negativas de precipitación (y en algunos casos sequías severas), mientras que, durante los años de La Niña, las condiciones vuelven a la normalidad o dan como resultado una mayor precipitación y, por lo tanto, años más húmedos (Magaña et al., 2003). En este estudio, se identificaron 2 años como los más secos (2004 y 2009) y 3 años como los más húmedos (2005, 2006 y 2013). En la PY, los años con períodos moderados o fuertes de El Niño (2002, 2004, 2006 y 2009) muestran pocos eventos de ciclones tropicales (0 o 1), lo que podría conducir a déficits de precipitación, dando como resultado la detección de dos de esos años (2004 y 2009) como los más secos en este estudio. El año 2009 aparece como el año más seco de nuestro período de estudio y se ha relacionado con un período de sequía (De Jesús et al., 2016). Por otro lado, la mayoría de los años con más de dos eventos de ciclones tropicales (2000, 2005, 2007, 2010, 2011 y 2013) están relacionados con los períodos de La Niña. De todos los años en este estudio cuando ocurrió La Niña, 2005 fue el año con el mayor número de ciclones tropicales, y uno de los más húmedos. 2010 y 2013 fueron los años con la mayor contribución de precipitación por ciclones tropicales (Breña - Naranjo et al., 2015). Las dos últimas observaciones podrían conducir a un superávit de precipitación causando que el 2005 y 2013 hayan sido detectados como los más húmedos en nuestro

estudio. Solo el 2006, detectado en nuestro estudio como uno de los años más húmedos, muestra estar relacionado con un período moderado de El Niño, contrario a lo esperado. Por lo tanto, los años identificados como los más secos (más húmedos) muestran estar relacionados con la ausencia (presencia) de ciclones tropicales, que parecen estar relacionados con El Niño (La Niña). Desafortunadamente, nuestro estudio no comprende suficientes años para tener significación estadística a ese aspecto.

Cuando se evalúa las dos componentes anuales del *WUE* (*GPP* y *ET*) para todos los ecosistemas de la PY, durante los años más secos y más húmedos, se observa que hay un mejor ajuste lineal entre la *GPP* y la *ET* en el período seco ($R^2 = 0.90$) que en el húmedo ($R^2 = 0.82$), teniendo en ambos casos un máximo *WUE* similar (obtenido de la pendiente de los ajustes lineales en la Figura 2.8) de 1.86×10^{-3} y $1.90 \times 10^{-3} \text{ Kg}_C/\text{m}^2/\text{mm}$, respectivamente. Todos los ecosistemas de la PY muestran valores promedios anuales de *WUE* en el rango de 1.7×10^{-3} a $2.2 \times 10^{-3} \text{ Kg}_C/\text{m}^2/\text{mm}$, con una variabilidad interanual pequeña (2.5-3.3%). Similar a lo encontrado en las variabilidades interanuales de la *GPP* y la *ET*, la variabilidad interanual del *WUE*, no se correlaciona con la variabilidad interanual de la *PPT* ($R^2 < 0.02$).

De los dos años más secos, solo en el 2009 (el más seco) los ecosistemas caducifolios (SDF y MHDF) muestran una fuerte disminución en los valores de *GPP* y *NPP*, mientras que en las selvas perennifolias (SEF, MHDF y TEF), los efectos sobre la productividad son menos significativos. Esto se debe probablemente a que se ha observado que los ecosistemas más áridos tienen respuestas más rápidas a la sequía que los ecosistemas subhúmedos, y que los efectos sobre la productividad son sensibles a la severidad del período seco (Vicente-Serrano et al., 2013). Para el Manglar, la disminución en los valores de *GPP* y *NPP* no se observó hasta el año siguiente, después de los años más secos, lo que sugiere un "efecto de memoria". Este efecto de memoria también se observa en los años más húmedos para todos los ecosistemas, ya que hay un aumento en la productividad (*GPP* y *NPP*) un año después de estos períodos húmedos. Esto muestra que la productividad en años, bajo condiciones húmedas para todos los ecosistemas, y la productividad, en condiciones secas para el Manglar, siguen una trayectoria y no responden de inmediato a los cambios en las

condiciones de humedad (o sequía). La diferencia entre los valores máximos y mínimos de *GPP*, para cada ecosistema, representa del 10 al 17% del valor promedio histórico anual.

2.4.4 Curva de Budyko y análisis de correlación cruzada

La *ET* y la captura de carbono (*GPP*) son dos flujos altamente acoplados que proporcionan información acerca de la productividad y la dinámica del ecosistema. Sin embargo, en este estudio, y similar a otros trabajos, dichos flujos responden de manera diferente entre los ecosistemas y están estrechamente controlados por la fenología de la vegetación y por factores ambientales y climáticos (Brunsell y Wilson, 2013; Newman et al., 2006). Comúnmente, las tasas de estos flujos se estiman a escalas pequeñas y rara vez se estima la variación espacial de la productividad de la vegetación y la evapotranspiración en los ecosistemas controlados por la precipitación. La PY muestra un claro gradiente en la distribución del ecosistema controlado por la precipitación (puntos por debajo del índice de evaporación < 1 en la Figura 2.9 a) y por la disponibilidad de agua subterránea (puntos por encima del índice de evaporación > 1 en la Figura 2.9 a), mostrando en algunos años una fuerte dependencia de agua subterránea. Por otro lado, la variación temporal de la productividad de los ecosistemas y la cuantificación del *WUE* no se habían explorado en detalle en la PY antes.

En general, los ecosistemas de la PY muestran altos valores anuales de *ET* ($> 800 \text{ mm/año}$) y *GPP* ($> 2.0 \text{ Kg}_c/\text{m}^2/\text{año}$), como se espera de este tipo de ecosistema y cercano a los valores reportados de estudios de áreas similares (Yuan et al., 2010). Para el manglar, SDF y MHDF, la *GPP* y la *ET* están claramente modulados por el comportamiento estacional de la *PPT*, que es de esperar debido a su naturaleza caducifolia. Al comienzo del año (enero-febrero), algunos eventos de precipitación (debido a los Nortes) producen un ligero aumento en los valores de la *ET* y la *GPP*, que nuevamente disminuyen a medida que comienza el período más seco del año (marzo-mayo). La correlación cruzada entre la *GPP*, la *ET* y la *PPT* no mostró retrasos significativos en dichos ecosistemas. Para los ecosistemas perennifolios, este comportamiento también se observa, pero solo para la *GPP*. Para la TEF,

SEF y MHEF, los valores máximos de la *ET* muestran un retraso de aproximadamente 100 días con respecto a los valores máximos de la *PPT*. La reducción de la *ET* durante la temporada de lluvias podría deberse a la reducción de la radiación debido a las condiciones nubladas de la temporada, lo que refuerza la idea de que el factor principal que modula el *ET* en la PY es la radiación neta (Gondwe, Lerer, et al., 2010).

2.5 Conclusiones

La *ET* y la *GPP* muestran un claro gradiente NO-SE (Noroeste-Sureste) siguiendo los patrones de precipitación (*PPT*) de la PY. El Manglar y los ecosistemas caducifolios (SDF y MHDF) presentan los valores más bajos de *ET*, *GPP*, y *PPT* y la más grande variabilidad espacial y temporal a escalas intra e interanuales. Por su parte, los ecosistemas perennifolios (SEF, MHEF, y TEF) muestran los más grandes valores de *ET*, *GPP*, y *PPT* y la menor variabilidad espacial y temporal (intra e interanual). La mayor parte de la variabilidad espacial y temporal a una escala intranual de la *ET* y la *GPP* puede ser atribuida a la variabilidad de la *PPT*. Sin embargo, a una escala temporal interanual, la variabilidad de la *PPT* no explica la variabilidad observada tanto en la *ET* como en la *GPP*. Incluso cuando se analiza por periodos o estación, solo los ecosistemas perennifolios muestran una correlación significativa entre la variabilidad interanual de la *ET* y la *PPT*. En el caso de la *NPP*, sólo una pequeña parte de la variabilidad interanual podría estar relacionada a la variabilidad que se observa año tras año en la *PPT*.

En la Península de Yucatán, la pérdida de agua vía *ET* es por mucho el flujo de descarga más grande, especialmente en las áreas costeras. El déficit y superávit de agua (expresado como la diferencia de la *PPT* y la *ET*) muestra variaciones espaciales y temporales a lo largo de la PY, las cuales muestran estar influenciadas por el tipo de ecosistema (espacialmente) y las anomalías de precipitación del año cada año (temporal). Este estudio muestra que la PY está típicamente bajo un déficit de agua (superávit) cuando la MHEF y la MHDF presentan un déficit (superávit). Por lo tanto, el balance de agua superficial (SWB) de la PY, es altamente dependiente del estatus de humedad de esos dos ecosistemas (MHDF y MHEF).

Los eventos climáticos extremos tales como años más húmedos de lo normal o sequías determinan si una región específica se comportará como una zona de recarga (superávit en el SWB) o de descarga (déficit en el SWB).

En este trabajo, se encontró que todos los ecosistemas de la PY muestran una marcada variabilidad estacionalidad en la *GPP*, *ET* y *WUE*. Sin embargo, su respuesta a la precipitación es distinta entre ecosistemas. Por ejemplo, la *GPP* y la *ET* en el Manglar, SDF y MHDF muestran estar en fase con la *PPT*, mientras que el *WUE* muestra un desfase con sus máximos valores observados durante el inicio de cada año. Por el contrario, la *GPP* y la *WUE* en los ecosistemas perennifolios (TEF, SEF, y MHEF) están en fase con la *PPT*, mientras que la *ET* se encuentra desfasada. Se encontró un amplio rango de los tiempos de respuesta de la *ET* a la *PPT*, que varían dependiendo del ecosistema. Por ejemplo, para el caso del Manglar la respuesta es casi de inmediato, mientras que en los ecosistemas perennifolios el retraso en la respuesta es de aproximadamente 100 días.

Los años identificados como los más secos en este estudio muestran una relación con el déficit de ciclones tropicales afectando la PY, presumiblemente debido a la presencia de periodos de “El Niño”; y los años más húmedos estarían relacionados al gran número de ciclones tropicales posiblemente por la presencia de periodos de “La Niña”. En el año más seco, la productividad de los ecosistemas caducifolios se ve más afectada que la productividad de los ecosistemas perennifolios, probablemente a causa de que los ecosistemas áridos son más susceptibles a las condiciones de sequía que los ecosistemas húmedos. Por otro lado, se encontró que la máxima productividad de los ecosistemas de la PY presenta un “efecto de memoria” altamente acoplada con la precipitación acumulada en los años previos, en lugar que con la precipitación del año en curso. Esta observación sugiere que los eventos climáticos extremos tales como sequías o huracanes podrían tener un efecto aumentado sobre la productividad de los ecosistemas de la PY. Las estrategias de uso de agua a través de los distintos ecosistemas de la PY, también serían afectados por los extremos climáticos. De forma que se observa una mejor convergencia del WUE en los años secos que en los años húmedos, aunque en ambos casos se presentan con similar WUE máximo.

El análisis de Budyko realizado en este estudio provee evidencia cuantitativa de la existencia de un “gradiente eco-climático” en la PY, en el cual los ecosistemas siguen una clara progresión de humedad decreciente desde los ecosistemas perennifolios más húmedos (desde el sureste) hacia las selvas caducifolias más bajas y secas (hasta el noroeste).

Finalmente, este trabajo presenta por primera vez un análisis espacio-temporal de las dinámicas de la evapotranspiración y la productividad de la vegetación en respuesta a la variabilidad climática observada durante una parte de las última dos décadas en la PY. La memoria sobre las entradas de humedad por precipitación, que posteriormente llegan a estar disponible como agua subterránea almacenada, para los ecosistemas, muestra ser el mayor factor de control de la productividad en la península. Por esta razón, es importante considerar esta memoria o propiedad de legado como el mecanismo que controla la resiliencia de los ecosistemas en la península, por lo tanto, es también una importante variable para desarrollar estrategias de conservación, y planes o políticas de manejo de recursos naturales.

CAPITULO 3.

DÍNAMICA DE LA RECARGA Y DESCARGA DEL FLUJO DE AGUA EN EL ACUIFERO DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN

3.1 Antecedentes y objetivos específicos

Como se ha mencionado anteriormente, la Península de Yucatán (PY) se encuentra rodeada del golfo de México cubriendo un área de alrededor de 100000 Km^2 . Se conforma por los estados de Campeche, Quintana Roo y Yucatán. La PY tiene un terreno bastante plano, sin cadenas montañosas o elevaciones altas ($< 300 \text{ m}$), prácticamente sin ríos o arroyos que puedan actuar como sistemas de drenaje superficial (Bauer-Gottwein et al., 2011). Por lo tanto, toda el agua precipitada sobre la Península se pierde a través de la evapotranspiración (*ET*), o es almacenada en las zonas saturadas y no-saturadas. Geológicamente, la PY se asienta sobre una plataforma de carbonatos compuesta principalmente de calizas, dolomitas y evaporitas que pueden alcanzar un espesor de más de 1500 m (Weidie, 1985). Los primeros cientos de metros superiores consisten principalmente en depósitos de carbonato terciario y cuaternario sin grandes deformaciones tectónicas (Morán, 1985). La presencia de capas de arcilla es escasa, por lo tanto, no se encuentran acuitardos (unidades geológicas relativamente impermeables) en la región. El acuífero de la PY está mayormente confinado, con la excepción de una franja estrecha paralela a la costa. En general, este acuífero se caracteriza por su alta permeabilidad, bajo gradiente hidráulico y porosidad que varía de 0.07 a 0.41. Las rocas carbonatadas son rocas altamente solubles que se disuelven fácilmente al interactuar con el agua. Debido a este fenómeno, el agua que ingresa a la Península se percola rápidamente por la roca propiciando el desarrollo de un acuífero kárstico (Gondwe, Lerer, et al., 2010). A escala regional, en la parte norte de la Península, el movimiento de las aguas subterráneas, en el acuífero, está controlado por el Anillo de Cenotes. Este es una alineación

circular de sumideros de agua que delimita la zona de impacto del cráter de Chicxulub que subyace en el acuífero de la Península a profundidades que oscilan entre 300 y 1000 *m*. (Perry et al., 1995). Algunos autores han señalado que el Anillo de Cenotes forma un complejo sistema de cuevas interconectadas, totalmente sumergidas, que juntas componen un sistema fluvial subterráneo que drena hacia el Anillo y desemboca en el mar al alcanzar la costa. En otras palabras, el Anillo de Cenotes actúa como una barrera para el flujo de aguas subterráneas, excepto en su parte suroeste (SO), donde el agua fluye dentro del Anillo (Morín, 1994). Estudios previos en el acuífero de la PY han establecido una intrusión significativa de agua de mar, de hasta 90 *Km* tierra adentro, encontrada especialmente en el estado de Yucatán en la parte norte de la Península.

Hasta la fecha, no hay estimaciones de la recarga o descarga total de agua subterránea de toda la Península, así como sus variaciones espaciales. Además, las áreas de recarga y descarga no están bien definidas debido a la falta de observaciones hidrológicas en este complejo sistema kárstico. Si bien se han realizado algunos esfuerzos para estimar la descarga de agua subterránea en la Península de Yucatán, estos se han dispersado en algunos lugares, centrándose en pequeñas escalas espaciales ($< 100 \text{ m}^2$) utilizando una variedad de métodos de observación hidrológica, como medidores de filtración, mini piezómetros, elementos trazadores (Burnett et al, 2001, Burnett, B. et al, 2002) y marcadores químicos e isotópicos (Back, W. et al, 1979). Este tipo de enfoques se han llevado a cabo a lo largo de las zonas costeras mediante un extenso trabajo de campo, que incluye el muestreo de las salidas de aguas subterráneas en el fondo del mar durante períodos cortos de tiempo. Sin embargo, la estimación de la descarga total de agua subterránea de la Península, usando estas técnicas de muestreo, plantea una serie de dificultades técnicas (Burnett et al, 2001), ya que la gran mayoría de estas salidas no han sido mapeadas y, debido a la naturaleza del entorno kárstico, algunas todavía están en desarrollo. Por ello, debido a la gran extensión espacial del área de estudio (perímetro de la PY $> 1000 \text{ Km}$), y las dificultades logísticas-técnicas, las mediciones manuales no son prácticas (incluso al muestrear solo una fracción de ellas). Por otro lado, la información

recopilada en este estudio pretende comprender también el comportamiento del agua subterránea alrededor de la península, no solo a lo largo de la costa.

3.1.1 Demanda y uso de agua en la Península de Yucatán

La Península de Yucatán es conocida por sus características naturales que incluyen Cenotes, canales de agua subterránea, cuevas, arrecifes y diversos ecosistemas. Estas atracciones naturales son del gusto del turismo local, nacional e internacional que impulsan enormemente la economía de la región. Por ello, la PY es considerada entre los destinos vacacionales más populares del mundo. Según el Instituto Nacional de Estadística y Geografía de México (INEGI), los estados de la Península de Yucatán se encuentran con los niveles socioeconómicos más bajos de México, lo que significa que la fuente de ingresos vía el turismo es muy importante para la región. Esta actividad económica se concentra principalmente en el ecoturismo (que involucran atracciones naturales) y las industrias de servicios. El creciente desarrollo de dichas actividades económicas y el crecimiento de la población han creado presión sobre los recursos hídricos (Bauer-Gottwein et al, 2011). Los pobladores dependen en gran medida de los recursos hídricos de la región para uso doméstico, industrial y agrícola, sin mencionar que los ecosistemas también dependen de los recursos hídricos subterráneos (humedales, selvas tropicales y arrecifes). Según la Comisión Nacional del Agua en México (CONAGUA), el 61% de la extracción total de agua subterránea se usa para la agricultura, el 20% para uso doméstico y el 19% para uso industrial.

En general, la Península tiene una capa de suelo muy delgada junto con una capa de agua poco profunda que ayuda a mantener las abundantes selvas. Debido al limitado almacenamiento de agua en estos suelos, los ecosistemas no dependen completamente de la precipitación, sino que usan cantidades significativas de agua subterránea (Capítulo 2). Por esta razón, no solo la precipitación sino también el agua subterránea desempeña un papel igualmente importante en el control de los procesos superficiales, como la productividad de la vegetación, la partición de energía y los flujos de agua. Además, la descarga de agua subterránea es un factor clave para mantener la salud del ecosistema costero ya que el agua subterránea contiene una mayor concentración de nutrientes

disueltos que se transportan a los estuarios y arrecifes (Burnett et al., 2002). Este último mecanismo es crucial para el desarrollo de importantes áreas de arrecifes como el arrecife de Sian Ka'an, el segundo arrecife más grande del mundo (después de la Gran Barrera de Coral en Australia), y que recientemente fue declarado como Patrimonio de la Humanidad por La Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO). Por lo tanto, una primera estimación de la descarga de agua subterránea hacia el mar puede darnos una idea de la carga total de nutrientes en los ecosistemas costeros. La conductividad hidráulica del acuífero de la PY es muy alta (del orden de 1×10^0 y $1 \times 10^{-1} \text{ m/s}$), lo que resulta en una recarga considerablemente alta. Sin embargo, el aumento de la presión sobre los recursos hídricos por el crecimiento de la población está generando preocupación por el impacto directo en la disponibilidad de agua subterránea. Por esta razón, es muy importante tener una mejor comprensión de los procesos hidrológicos en el acuífero de la Península de Yucatán (Burnett et al, 2001). De acuerdo con Wang et al. (2014), medir las componentes del balance de agua en grandes áreas es crucial para comprender la disponibilidad de recursos hídricos en cuencas y acuíferos regionales. Sin embargo, la falta de cobertura espacial en las observaciones hidrológicas es un factor limitante para estimar el balance hídrico a tales escalas. Recientemente, el desarrollo de datos hidrológicos de percepción remota y reanálisis ha permitido estimar el balance hídrico de grandes cuencas y/o acuíferos. En este trabajo, hemos evaluado diferentes productos hidrológicos basados en datos satelitales para estimar la recarga y descarga de agua subterránea, mediante la resolución de una ecuación de balance de agua propuesta para la Península de Yucatán.

3.2 Set de datos y métodos

3.2.1 Enfoque de estudio

En nuestro enfoque, el almacenamiento total de agua en la Península se determinará estimando el cambio en la masa gravitacional (sobre la columna vertical) debido a las entradas y salidas de agua. La única forma en que la península recibe agua es a través de la

precipitación y se pierde por evapotranspiración o descarga de agua subterránea. Por lo tanto, el balance de agua mensual de la península de Yucatán se puede expresar como:

$$\Delta S_C = PPT - ET - Q_G, \quad 3.1$$

siendo:

$$\Delta S_C = \Delta S_\theta + (\Delta S_g + \Delta S_V), \quad 3.2$$

donde ΔS_C representa el cambio en el total de agua almacenada en la Península, el cual fue obtenido con el "Gravity Recovery and Climate Experiment" (GRACE); la precipitación (PPT) fue estimada del "Tropical Rainfall Measuring Mission" (TRMM); la evapotranspiración (ET) fue adquirida del Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS); mientras que el cambio en la humedad del suelo en la zona radicular o zona no-saturada (ΔS_θ) fue obtenida del Global Land Data Assimilation System (GLDAS). El término Q_G representa la descarga lateral de agua subterránea o la recarga lateral de esta, dependiendo del signo (+ o -, respectivamente), mientras $\Delta S_g + \Delta S_V$ es la suma del cambio del agua almacenada en el acuífero o zona saturada (ΔS_g) y del agua almacenada en la vegetación (ΔS_V). Este trabajo representa un parteaguas en la estimación del balance hídrico regional en acuíferos kársticos. Además, presenta una visión previamente inexistente de la dinámica del balance hídrico del acuífero que podría usarse como una herramienta para mejorar tanto la gestión del uso de los suelos como de los recursos hídricos. Todo ello para ayudar a las partes locales interesadas y a las agencias gubernamentales a conservar dichos recursos preciosos, y con ellos, importantes servicios ecosistémicos.

3.2.2 Región de estudio

El dominio para la estimación del balance hídrico regional incluye toda la Península de Yucatán (PY) que abarca los estados de Yucatán, Quintana Roo y Campeche (Figura 3.1 a). El acuífero de la Península de Yucatán, uno de los acuíferos más importantes del mundo, consiste principalmente en un sistema kárstico joven que alberga el sistema de cuevas submarinas más largo del mundo (Gondwe, Lerer, et al., 2010). El dominio del estudio se

centró en dicho acuífero (esquina superior izquierda: 21.5° N, 91.06° W y esquina inferior derecha: 18.5° N, 86.79° W, Figura 3.1 b). Debido a la diferencia en la resolución espacial entre los productos satelitales del balance de agua, la cobertura de datos dentro del acuífero de la PY varió considerablemente. La Figura 3.1 c-e muestra la diferencia en dicha cobertura espacial (cuadrículas) de las diferentes componentes del balance de agua.

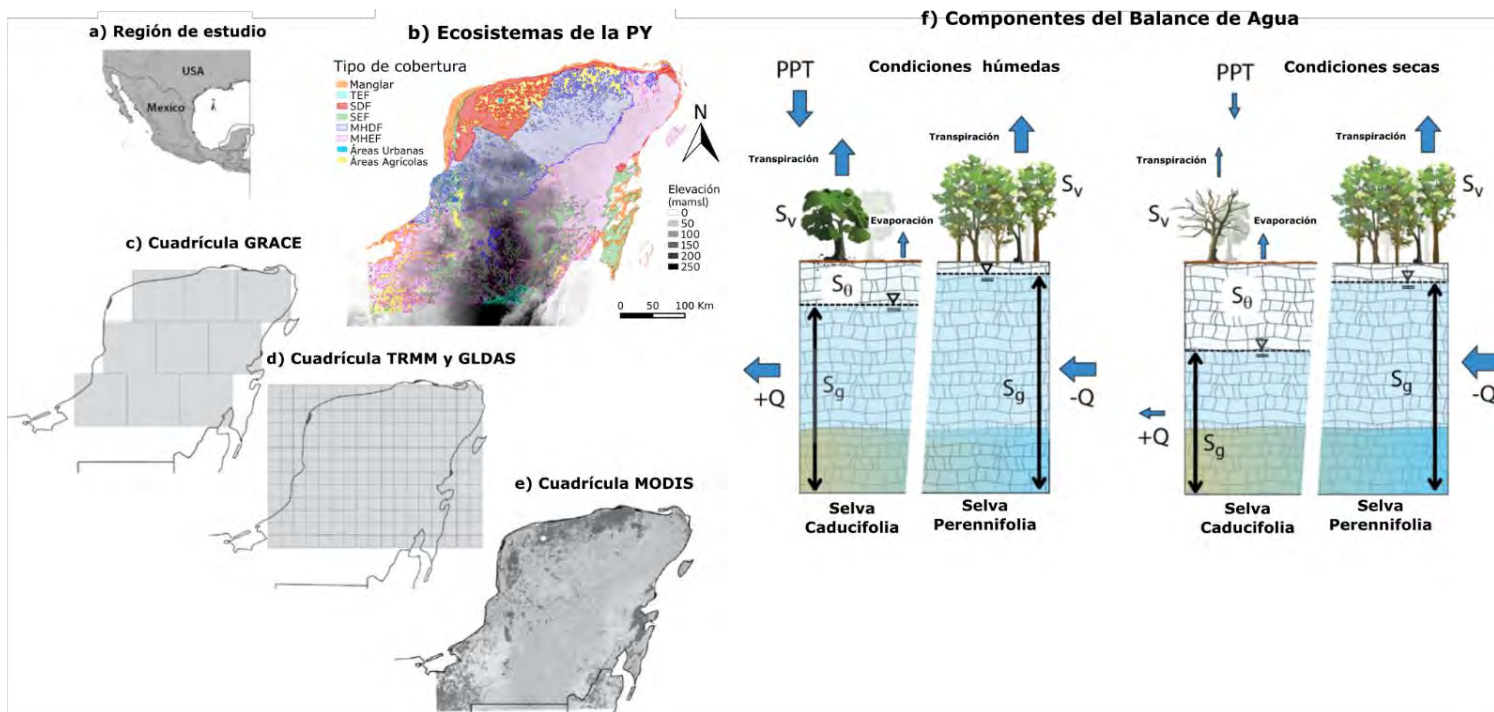


Figura 3.1 Localización de nuestra Región de Estudio, la Península de Yucatán (PY), para la estimación del balance de agua mediante diferentes productos satelitales. a) Dominio del estudio; b) Ecosistemas principales de la PY y la elevación del terreno; c) Cobertura espacial del producto de GRACE utilizado para obtener el total de agua almacenada (S); d) Cobertura espacial para la humedad de suelo en la zona radicular o zona no-saturada (S_θ) obtenida con GLDAS y para la precipitación (PPT) obtenida con TRMM; e) Cobertura espacial del producto de MODIS para la evapotranspiración (ET); f) Diagrama ilustrando las componentes del balance de agua en la columna vertical del acuífero kárstico para los ecosistemas caducifolios y perennifolios típicos de la PY, que retrata los cambios en el almacenamiento en condiciones húmedas y secas para ambos tipos de ecosistemas. Las componentes incluyen en almacenamiento (S_C) de agua en diferentes reservorios: suelo o zona no-saturada (S_θ), subsuelo o zona saturada (S_g) y vegetación (S_v); precipitación (PPT); evapotranspiración (ET); y escorrentía subterránea (Q).

3.2.3 Componentes satelitales del Balance de Agua

Las componentes del balance hídrico se extrajeron de diferentes fuentes de datos abarcando el período 2003-2016 (Tabla 3.1).

Tabla 3.1 *Productos satelitales usados en este estudio para el periodo 2003 a 2016*

Componente	Producto	Resolución Temporal	Resolución Espacial	Total de Datos (Mes, Año)	Referencia
<i>ET</i>	MOD16A2	~Mensual*, 1 año [^]	1 Km	147, 13.6	Mu et al. (2011)
<i>PPT</i>	TRMM-3B42 V7	~Mensual*, 1 año [^]	0.25° (~26 Km)	147, 13.6	Huffman (2007)
ΔS	GRACE	~Mensual*, 1 año [^]	1° (~110 Km)	147, 13.6	Save et al. (2016)
ΔS_{θ}	GLDAS-2.1-NOAH	~Mensual*, 1 año [^]	0.25° (~26 Km)	147, 13.6	Rodell et al. (2004)

(*) Creado con datos de 8-días

(**) Creado con datos diarios

([^]) Creado con datos mensuales

Para productos MODIS: <https://search.earthdata.nasa.gov/search>

Para productos TRMM, (NASA): <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>

Para productos GRACE: <https://ccar.colorado.edu/grace/gsf.html>

Para productos GLDAS: <https://disc.sci.gsfc.nasa.gov/datasets?keywords=GLDAS>

3.2.3.1 Almacenamiento en la columna vertical

Los cambios en el almacenamiento terrestre del agua (ΔS_C) se estimaron utilizando la misión satelital Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE; Luthcke et al., 2015) lanzada en 2002 con el objetivo de medir la variabilidad temporal del campo gravitatorio terrestre, un proxy para las variaciones en almacenamiento total de agua (Famiglietti, 2011). Aunque GRACE tiene una resolución temporal y espacial grande (mensual y 1 grado respectivamente), es adecuado para estimar la variabilidad en el almacenamiento de agua a escala regional. Se descargaron un total de 148 imágenes (cuadrículas) mensuales de almacenamiento total de agua (S_C) del sitio web GRACE-GSFC (<https://ccar.colorado.edu/grace/gsf.html>). El formato nativo de NetCDF se leyó, se recortó y se transformó en matrices utilizando MATLAB versión 2016b (The MathWorks Inc., Natick, MA, EE. UU.).

3.2.3.2 Humedad del suelo en la zona radicular (zona no-saturada)

La humedad promedio mensual del suelo de la zona radicular o zona no-saturada (S_{θ}) se extrajo del “Global Land Data Assimilation System” (GLDAS-2.1-NOAH), un conjunto de datos globales que integra observaciones satelitales y de estaciones con modelos de superficie terrestre (Rodell et al., 2004). Específicamente, S_{θ} se estimó a partir del Noah Land Surface Model y contiene un promedio, a través de una profundidad de 0-100 cm, desde el primer hasta el último día de cada mes. Un total de 148 cuadrículas mensuales de GLDAS 2.1 fueron descargadas, para la humedad de suelo en la zona radicular, con una resolución espacial de 0.25 grados desde el sitio web del “Goddard Earth Science Data Information and Services Center” (GES-DISC; <https://disc.sci.gsfc.nasa.gov/datasets?keywords=GLDAS>). Las cuadrículas globales se recortaron en el dominio de la península de Yucatán y se transformaron en matrices usando MATLAB versión 2016b.

3.2.3.3 Evapotranspiración

La evapotranspiración superficial (ET) se obtuvo del producto de satelital basado en el “Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer” (MODIS16A2, similar al empleado en el Capítulo 2 pero con mejor resolución espacial). El compuesto de cada 8-días del MODIS-ET tiene un tamaño de píxel de $500 \times 500 \text{ m}$ y se basa en la ecuación de Penman-Monteith, el cual emplea como entradas, datos de reanálisis meteorológico diarios junto con datos de productos de MODIS como la dinámica de la vegetación, albedo y cobertura del suelo (Mu et al., 2011). Se descargaron un total de 623 imágenes cuadrículas, de cada 8-días del producto MODIS16A2, del sitio web de búsqueda del “EarthData” (<https://search.earthdata.nasa.gov/search>). La conversión del formato de imagen (desde el formato nativo “Hierarchical Data Format” o hdf al formato “Tag Image File Format” o TIFF), el recorte a nuestra zona de estudio y la reproyección de imagen (de sinusoidal a geográfico) se realizó en la herramienta “MODIS Reprojection Tool” (https://lpdaac.usgs.gov/tools/modis_reprojection_tool).

3.2.3.4 Precipitación

Por último, se obtuvo la precipitación diaria (*PPT*) de la “Tropical Rainfall Measuring Mission” (TRMM-3B42, similar al empleado en el Capítulo 2), una misión conjunta de la NASA y la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japón. TRMM proporciona estimaciones confiables de precipitación en regiones tropicales y subtropicales mediante la integración de un radar de precipitación (PR) y un generador de imágenes de microondas para estimar la estructura e intensidad de la tormenta (Kummerow et al., 1998; Huffman, 2007). Como se mencionó en el Capítulo 2 (Uuh-Sonda et al., 2018), una comparación de la precipitación de TRMM con las mediciones de precipitación en el suelo obtenidas de la red regional de estaciones meteorológicas gestionadas por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), reveló que la precipitación de TRMM representa muy bien la variabilidad espacial y temporal de la lluvia en la Península de Yucatán. En total se descargaron 4940 datos diarios de precipitación de TRMM del sitio web del “GES-DISC Interactive Online Visualization And aNalysis Infrastructure” (GIOVANNI; <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>).

3.2.3 Métodos

3.2.3.1 Aproximación del balance de agua

Se utilizó un enfoque de columna vertical para estimar el balance de agua basado en un modelo conceptual que integra todos los flujos hidrológicos en el acuífero kárstico de la Península de Yucatán (PY). La Figura 1 f, resume el enfoque utilizado en esta parte del estudio donde el cambio mensual en el almacenamiento total de agua (ΔS_{C_m}) se expresa como la diferencia en el almacenamiento mensual de agua obtenido de GRACE de un mes siguiente (S_{C_2} , en la Figura 1 f, representada como condiciones secas) con la medición de un mes actual (S_{C_1} , en la Figura 1f, representada como condiciones húmedas):

$$\Delta S_{C_1} = S_{C_2} - S_{C_1}, \quad 3.3$$

de modo que si ΔS_{C_m} es positivo se estaría representando una ganancia en el almacenamiento de un mes para otro, mientras que de ser negativo se estaría observando una pérdida en el agua almacenada en la columna vertical.

El almacenamiento mensual de agua (S_{C_m}) se define como la suma del almacenamiento de agua sobre la columna vertical, que incluye el agua almacenada en la vegetación y la superficie de la tierra (S_{V_m}), el almacenamiento de agua como humedad del suelo en la zona vadosa, radicular o no-saturada (S_{θ_m}), y el almacenamiento de agua en la zona saturada (S_{g_m}):

$$S_{C_m} = S_{V_m} + S_{\theta_m} + S_{g_m} . \quad 3.4$$

Las componentes mensuales del balance de agua para el acuífero de la PY comprenden el cambio en el almacenamiento de agua de GRACE (ΔS_C), la evapotranspiración superficial de MODIS (ET), la precipitación de TRMM (PPT), y la recarga/descarga lateral de agua subterránea (Q_G):

$$\Delta S_{C_m} = PPT_m - ET_m - Q_{G_m} . \quad 3.5$$

Por lo tanto, las tasas de recarga/descarga lateral de agua subterránea mensual y anual puede ser estimada como el residuo resultante de resolver la Ecuación 3.5.

$$Q_{G_m} = PPT_m - ET_m - \Delta S_{C_m} . \quad 3.6$$

Así mismo, se puede estimar el déficit/superávit de agua superficial (W) expresado como la diferencia de la entrada de precipitación (PPT), menos la salida por evapotranspiración (ET):

$$W_m = PPT_m - ET_m . \quad 3.7$$

3.2.3.2 Análisis espacial y temporal

Para todas las componentes del balance de agua, se cubrió un período de 13.6 años a partir de enero de 2003 y hasta julio de 2016. La principal limitación de este periodo fue la disponibilidad de los datos del producto GRACE-GSFC. El producto de almacenamiento de agua de GRACE (S_C) ofrece una medición aproximadamente cada mes. Para nuestro período de estudio, las fechas de estas mediciones se enumeran en la Tabla 3.2. Estas fechas son la base para generar los valores acumulados mensualmente de ET y PPT . En el caso de la humedad del suelo de la zona radicular (S_θ), se utilizó el valor promedio mensual ofrecido por el producto GLDAS-2.1-NOAH. Para realizar comparaciones y operaciones aritméticas entre los productos con diferente resolución espacial (Tabla 3.1), se desagregaron los productos GRACE, GLDAS y TRMM a cuadrículas con un tamaño de pixel de $500 \times 500 m$ para que coincidan con la resolución espacial del producto MODIS-ET. En el producto MODIS-ET, se observó una falta píxeles en algunos de los datos de 8 días (34% del conjunto total). Para corregir esto, hemos realizado interpolaciones cúbicas utilizando MATLAB, en cada serie de tiempo de los píxeles con datos faltantes.

Para cada pixel (ij) en la PY, el cambio mensual en el total de agua almacenada ($\Delta S_{C_m}^{ij}$) fue calculada sustrayendo el valor obtenido de cada mes siguiente ($S_{C_{m+1}}^{ij}$) menos el valor de la medición de cada mes corriente ($S_{C_m}^{ij}$):

$$\Delta S_{C_m}^{ij} = S_{C_{m+1}}^{ij} - S_{C_m}^{ij}. \quad 3.8$$

De forma similar, el cambio mensual en la humedad del suelo de la zona radicular ($\Delta S_{\theta_m}^{ij}$) fue estimada sustrayendo los valores del mes siguiente menos el mes corriente:

$$\Delta S_{\theta_m}^{ij} = S_{\theta_{m+1}}^{ij} - S_{\theta_m}^{ij}. \quad 3.9$$

En el caso de la evapotranspiración mensual acumulada (ET_m^{ij}) y la precipitación mensual acumulada (PPT_m^{ij}), se agregaron todos los datos diarios (ET_d^{ij} y PPT_d^{ij}) dentro de cada periodo mensual de GRACE (“Fecha” en Tabla 3.2):

$$ET_m^{ij} = \sum_{d \in m} ET_d^{ij} \quad \vee \quad PPT_m^{ij} = \sum_{d \in m} PPT_d^{ij}. \quad 3.10$$

Por lo tanto, la recarga/descarga lateral de agua subterránea mensual ($Q_{G_m}^{ij}$), el déficit de agua superficial mensual (ΔW_m^{ij}), y la suma de los cambios en el almacenamiento de agua subterránea y el almacenamiento superficial en la vegetación y superficie ($\Delta S_{gV_m}^{ij} = \Delta S_{g_m}^{ij} + \Delta S_{V_m}^{ij}$) para cada pixel de la PY puede ser estimada por:

$$Q_{G_m}^{ij} = PPT_m^{ij} - ET_m^{ij} - \Delta S_{C_m}^{ij}, \quad 3.11$$

$$W_m^{ij} = PPT_m^{ij} - ET_m^{ij} \quad \vee \quad 3.12$$

$$\Delta S_{gV_m}^{ij} = \Delta S_{C_m}^{ij} - \Delta S_{\theta_m}^{ij}; \quad 3.13$$

para este estudio, $m= 1$ a 147.

Los valores anuales de Q_G , ET , PPT , W , ΔS_{gV} y ΔS_{θ} fueron calculados sumando los datos mensuales de cada año (a , para este estudio $a= 1$ a 14). Por ejemplo, la descarga anual de agua subterránea ($Q_{G_a}^{ij}$) fue calculado de la siguiente manera:

$$Q_{G_a}^{ij} = \sum_{m \in a} Q_{G_m}^{ij}. \quad 3.14$$

Tanto los valores mensuales como los valores anuales fueron espacialmente integrados sobre la superficie de la PY contemplado en este estudio (91791.25 Km^2 ; 367165 pixels) para obtener el total de volumen de agua (en Km^3), y promediado para obtener una altura promedio de agua (en mm). Por ejemplo, el volumen total mensual para la evapotranspiración (ET_m^V) y la altura de agua promedio mensual para la misma componente (\overline{ET}_m) fue calculado de la siguiente manera:

$$ET_m^V = 0.25 \times 10^{-6} \sum_{ij} ET_m^{ij} \quad \vee \quad \overline{ET}_m = \frac{1}{N} \sum_{ij} ET_m^{ij}, \quad 3.15$$

donde, 0.25 indica que nuestro pixel es 1/4 de 1Km^2 y el 10^{-6} es el factor de conversión de mm a Km . N es el número total de pixeles.

Finalmente, con el fin de explorar las diferencias de las componentes del balance de agua a través de los diferentes ecosistemas de la PY, los valores anuales de Q_G , W , ΔS_{gV} y ΔS_θ fueron promediados dentro del dominio de cada ecosistema (E) de la PY: Manglar, Selva Baja Caducifolia (SDF), Selva Baja Perennifolia (SEF), Selva Mediana Caducifolia (MHDF), y Selva Mediana Perennifolia (MHEF) (CONABIO, 1999; Figure 1 b). Por ejemplo, el promedio anual del déficit de agua superficial para cada ecosistema (\bar{W}_y^E) fue calculado como sigue:

$$\bar{W}_y^E = \frac{1}{N_E} \sum_{ij \in E} W_y^{ij}, \quad 3.16$$

donde, N_E es el número total de pixeles para cada ecosistema.

Tabla 3.2 Fechas de adquisición para el producto de almacenamiento de agua (S_m) mensual proveniente de GRACE

Año	Fecha (dd/mm)											
2003	05/01	20/02	15/03	14/04	06/05	-	15/07	15/08	14/09	14/10	14/11	14/12
2004	05/01	15/02	15/03	14/04	15/05	14/06	14/07	15/08	14/09	15/10	14/11	14/12
2005	14/01	13/02	15/03	14/04	15/05	14/06	15/07	15/08	14/09	14/10	14/11	14/12
2006	14/01	13/02	15/03	14/04	15/05	14/06	15/07	15/08	15/09	14/10	14/11	14/12
2007	14/01	13/02	15/03	14/04	15/05	14/06	15/07	15/08	13/09	17/10	14/11	14/12
2008	15/01	14/02	15/03	14/04	15/05	14/06	14/07	15/08	14/09	15/10	14/11	14/12
2009	14/01	13/02	15/03	14/04	15/05	14/06	14/07	15/08	14/09	14/10	14/11	14/12
2010	14/01	13/02	15/03	14/04	15/05	14/06	15/07	15/08	14/09	14/10	14/11	13/12
2011	-	17/02	15/03	14/04	15/05	-	17/07	15/08	14/09	14/10	29/10	29/12
2012	15/01	14/02	15/03	02/04	-	14/06	14/07	15/08	11/09	-	17/11	14/12
2013	14/01	12/02	-	19/04	15/05	14/06	14/07	-	-	15/10	14/11	14/12
2014	07/01	-	15/03	14/04	15/05	11/06	-	15/08	14/09	14/10	14/11	-
2015	21/01	13/02	14/03	13/04	23/04	-	14/07	14/08	11/09	-	-	21/12
2016	15/01	12/02	13/03	-	19/05	14/06	14/07					

3.3 Resultados y discusión

3.3.1 Dinámica del balance de agua anual en la Península de Yucatán

A nivel de la península, el período de estudio muestra dos años húmedos (2005 y 2013) con superávits (es decir $PPT > ET$) significativos del balance de agua superficial (W), así como tres años muy secos ($W < -200 \text{ mm}$) con grandes déficits de W (es decir, $PPT < ET$), y 9 años con condiciones secas moderadas ($-200 \text{ mm} < W < -100 \text{ mm}$) o cerca de condiciones neutras ($-100 < W < 100 \text{ mm}$; Figura 3.2 a). Notablemente, en el período de 14 años, solo tres años (2005, 2006 y 2013) experimentaron excedentes de W (es decir, $PP > ET$) mientras que los déficits anuales de W fueron la norma en la mayoría de los años (Capítulo 2). En esos años, de forma sistemática, ocurren pérdidas en el almacenamiento de humedad de la zona no-saturada ($-\Delta S_\theta$). Nueve de los 14 años de estudio muestran una recarga lateral neta ($Q_G < 0$) del acuífero, tres años (2008, 2013 y 2014) muestran condiciones cercanas a la neutralidad ($Q_G \approx 0$, la entrada y salida del flujo lateral de agua subterránea se equilibran), y solo dos años (2005 y 2006) muestran descarga lateral neta del acuífero ($Q_G > 0$). Por lo tanto, la Península en su conjunto, generalmente se comporta como un depósito de recarga lateral que es drenado constantemente por los flujos verticales de evapotranspiración (Gondwe et al., 2010; Bauer-Gottwein et al., 2011; Uuh Sonda et al., 2018). En la mayoría de los casos, fueron posibles grandes déficits de W debido a las altas cantidades de recarga lateral de agua subterránea ($-Q_G$), y de hecho, dos de los años con los mayores déficits de W (2003 y 2009) también estuvieron entre los años con los valores más grandes de recarga lateral ($-Q_G$). Cinco años (2003, 2007, 2010, 2011, 2015) mostraron aumentos netos en el almacenamiento de agua subterránea ($+\Delta S_{gV}$), que ocurrieron cuando la suma de la recarga ($-Q_G$) y el uso de humedad almacenada en la zona no-saturada ($-\Delta S_\theta$) excedieron el déficit de W , es decir que la recarga lateral del acuífero y el uso de la humedad almacenada en la zona no-saturada pudieron suplir el déficit debido a que la $ET > PPT$, teniendo aún una ganancia neta que se almacenó en el reservorio de la vegetación y agua subterránea. Otros dos años (2006 y 2013) también mostraron aumentos netos en el almacenamiento de agua subterránea ($+\Delta S_{gV}$), pero esto ocurrieron cuando se tiene un superávit en W ($PPT > ET$) y una descarga neta del acuífero ($+Q_G$), lo

que sugiere que el exceso de precipitación (PPT) es almacenada en los depósitos de vegetación, agua subterránea y en la zona no-saturada, con una notable preferencia hacia la zona no-saturada en el 2013. De los siete años mencionados anteriormente, solo dos (2003 y 2015) mostraron un valor significativo de $+\Delta S_{gV}$, ($> 80 \text{ mm}$) y ocurrieron cuando se consumió una cantidad similar de ΔS_{θ} ($< -80 \text{ mm}$), lo que indica que en realidad el cambio en el almacenamiento de agua sobre la columna vertical fue muy pequeña ($\Delta S_C = \Delta S_{gV} + \Delta S_{\theta}$) y que prácticamente las entradas y salidas de agua fueron muy similares. El 2005, muestra signos similares en W , Q_G y ΔS_{θ} que el 2006 y 2013, pero el almacenamiento de agua subterránea muestra una disminución neta ($-\Delta S_{gV}$), por lo que este año sugiere que el exceso en PPT fue almacenado solo en el depósito de la zona vadosa (ΔS_{θ}), mientras que la pérdida de humedad en el acuífero estaría relacionada a la descarga neta del mismo. Seis años (2004, 2008, 2009, 2012, 2014, 2016) mostraron disminuciones netas en el almacenamiento de agua subterránea ($-\Delta S_{gV}$) y en la zona vadosa ($-\Delta S_{\theta}$), que ocurrieron cuando se presenta una recarga en el acuífero ($-Q_G$) más grande que el déficit en W , lo que sugiere que la recarga y el uso de la humedad almacenada en el subsuelo y la zona vadosa son capaces de suplir el déficit debido a que $ET > PPT$. En los años promedio, los términos de almacenamiento (ΔS_{gV} y ΔS_{θ}) fueron porciones relativamente pequeñas del balance hídrico, excepto en el 2014 y 2015, después de un 2013 excepcionalmente húmedo, cuyas magnitudes son similares a las de W o Q_G . Interesantemente, en los años más húmedos, los aumentos en el almacenamiento de humedad de la zona no-saturada ($+\Delta S_{\theta}$) fueron la segunda porción más grande del balance hídrico. Hay profundas implicaciones para esta observación; los suelos a lo largo de la PY son pocos profundos y en algunos lugares están limitados a pequeños espacios ("bolsas") entre fracturas de la roca madre expuesta, sin embargo, debajo de las capas delgadas del suelo ($> 20 \text{ cm}$ de profundidad) o de las superficies de roca dura expuestas conocidas como "lajas", se encuentra un sedimento de piedra caliza con textura friable y esponjosa conocida como "sascab", la cual se ha documentado puede almacenar cantidades significativas de agua a las que la vegetación puede acceder fácilmente (Querejeta et al., 2007; Estrada-Medina et al., 2013). Esto implica que los excedentes de agua de años considerablemente húmedos ($W > 100 \text{ mm}$) se

almacenan principalmente en dichas bolsas del suelo y en el “sascab” de la zona no-saturada para ser utilizado por la vegetación en tiempos posteriores.

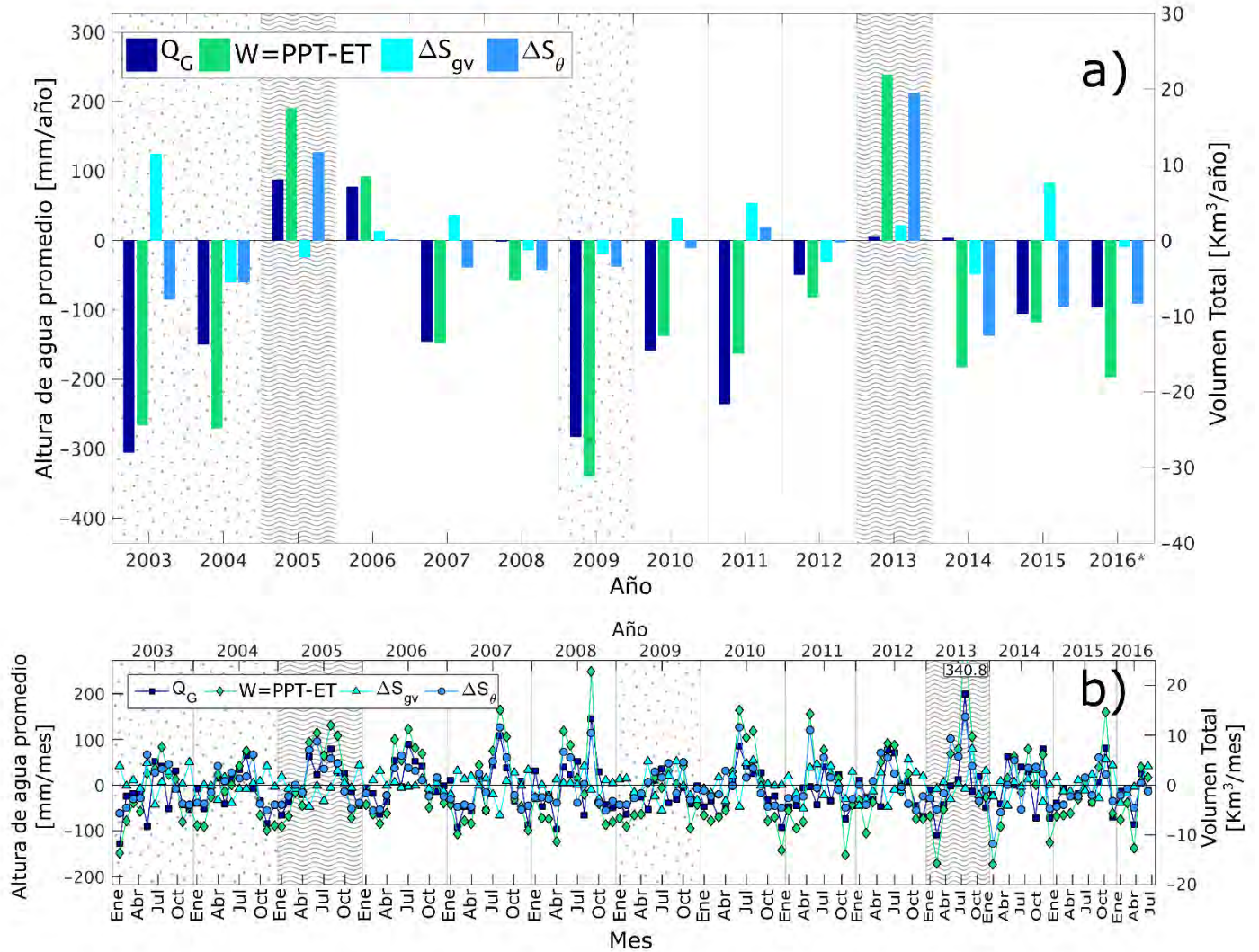


Figura 3.2 Variabilidad a) interanual e b) intranual (escala mensual) de las componentes del balance de agua en la Península de Yucatán expresadas como un altura de agua promedio (eje-y izquierdo) y volumen total (eje-y derecho). Las componentes incluyen descarga ($+Q_G$) y recarga ($-Q_G$) de agua subterránea, balance de agua superficial (W), cambio en el almacenamiento de humedad de suelo (ΔS_{θ}) y cambio en el almacenamiento de agua en la vegetación y zona saturada ($\Delta S_{gv} = \Delta S_g + \Delta S_v$). Los patrones de fondo indican los años que tienen un superávit de agua superficial (patrón de ondas) o un déficit de este (patrón de puntos).

La dinámica del balance hídrico en la escala mensual (Figura 3.2 b) revela aspectos importantes del ciclo anual en la hidrología de la PY: 1) todas las componentes del balance hídrico muestran una fuerte estacionalidad y un periodo similar, excepto para ΔS_{gV} , que se encuentra fuera de fase con la Q_G , W y ΔS_θ ; 2) W constantemente muestra el rango de valores más amplio a lo largo de los años, con los mayores déficits mensuales al comienzo de la estación seca entre los meses de diciembre a febrero, y los superávits mensuales durante la temporada de lluvias desde principios de junio hasta septiembre; 3) en distinta medida, Q_G y ΔS_θ son expresiones atenuadas de W , siguiendo de cerca las mismas trayectorias y mostrando valores mínimos y máximos aproximadamente al mismo tiempo que W ; 4) las trayectorias y formas similares de W y ΔS_θ , así como sus magnitudes relativas, permiten identificar los periodos cuando los excesos o déficits de W permiten almacenar (época húmeda) o retirar la humedad (época seca) de la zona no-saturada (ΔS_θ); 5) las trayectorias opuestas de Q_G y ΔS_{gV} y sus magnitudes relativas permiten identificar los periodos cuando la recarga lateral de agua subterránea (Q_G) estuvo reponiendo el almacenamiento del acuífero (ΔS_{gV}) y cuando este fue utilizado para complementar la demanda de agua por transpiración de las selvas ($-W$). Por ejemplo, en diciembre de 2003 y 2005, el déficit de W fue suministrado por el agua almacenada en la zona no-saturada ($-\Delta S_\theta$), mientras que el agua subterránea ($-Q_G$) reponía el acuífero (ΔS_{gV}). Una clara estacionalidad en las componentes del balance hídrico revela un patrón en el que Q_G , W y ΔS_θ muestran valores negativos a medida que se acerca el final de la temporada de lluvias entre septiembre y octubre y vuelven a ser positivos al comienzo de la temporada de lluvias a finales de mayo o principios de junio. Similar a la escala anual, mensualmente se observaron aumentos en el almacenamiento de agua subterránea ($+\Delta S_{gV}$) durante periodos cuando la suma de la recarga ($-Q_G$) y el uso de humedad almacenada en la zona no saturada ($-\Delta S_\theta$) excedió el déficit de W .

3.3.2 Patrones espaciales de la recarga y descarga del acuífero de la Península de Yucatán

Una de las principales motivaciones de este estudio fue evaluar los patrones espaciales de la dinámica del acuífero de la PY, y en particular, de sus áreas de recarga y descarga netas. Dado que los procesos de recarga ($-Q_G$) y descarga ($+Q_G$) lateral ocurren en diferentes momentos a lo largo de la PY, en esta sección, la recarga neta y la descarga neta se refieren al término dominante en la escala anual. La Figura 3.3 a y f, muestra la media temporal de los patrones espaciales de recarga ($-Q_G$) y descarga ($+Q_G$) lateral del acuífero de la PY para años promedio (es decir, sin extremos); 1) el mapa muestra zonas claras de recarga ($-Q_G$) concentradas a lo largo de la costa este de la PY, en franjas estrechas cerca de las costas norte y occidental, así como en un área más amplia en la región centro-izquierda de la Península. De forma notable, las regiones al sur del borde del “Anillo de Cenotes” muestran un comportamiento de zona de recarga moderada, muy probablemente debido a que el anillo de cenote funge como una barrera frente al flujo entrante (Morín, 1994); 2) Las áreas con condiciones neutras ($Q_G \approx 0$) aparecen en el cuadrante centro-noreste, así como en las partes sureste y suroeste de la península rodeadas de áreas de recarga al este y áreas de descarga al oeste; 3) Las áreas de descarga ($+Q_G$) se concentran en el lado norte y oeste de la Península y, al contrario de los patrones espacialmente contiguos de las zonas neutras y de recarga, estas aparecen como características irregulares al interior de las zonas neutras o de recarga. Así mismo, los bordes del “Anillo de Cenotes” y las zonas donde se localizan los cenotes en las inmediaciones de este, muestran ser zonas de descarga moderada, lo cual podría estar relacionado a que los flujos de agua subterránea dentro del propio Anillo de cenote, fluye más rápido que a sus alrededores (Bauer-Gottwein et al., 2011), y un mayor flujo podría implicar una mayor descarga. Las áreas con la recarga anual promedio más alta ($Q_G < -600 \text{ mm}$) aparecen en la esquina noreste de la YP, mientras que las áreas con la descarga anual promedio más alta aparecen como parches rojos ($Q_G > 600 \text{ mm}$) en el cuadrante noreste y suroeste de la Península, y alrededor de la ciudad de Mérida. La mayoría de estas áreas corresponden a zonas suburbanas y tierras de cultivo donde las selvas nativas han sido taladas para asentamientos humanos, agricultura y/o ganadería

(Ellis y Porter-Bolland, 2008), mientras que una menor porción, especialmente para el caso de las áreas del noreste, estarían relacionadas locaciones donde se encuentran cenotes. Los años extremos o anormalmente secos (2003, 2004 y 2009) o húmedos (2005 y 2013) pueden modificar o exacerbar los patrones espaciales observados en la Península. Por ejemplo, los años secos preservan el patrón espacial de las zonas de descarga, pero las zonas neutrales se convierten en áreas de alta recarga, por su parte, las ubicaciones habituales de recarga intensifican su uso de agua subterránea aumentando la cantidad de recarga. Por otro lado, los años húmedos convierten la mayoría de las áreas de recarga en zonas neutrales o de descarga leve ($QG \approx 200 \text{ mm}$), mientras que las ubicaciones de habituales de descarga muestran un marcado contraste entre los años húmedos; en 2005, la extensión espacial, la continuidad y la intensidad de las zonas de descarga aumentaron con respecto a los años normales y secos, mientras que en 2013 la extensión espacial de las zonas de alta descarga se limitó a un número reducido de zonas de descarga bien definidas. Esta diferencia en el patrón espacial de las zonas de descarga para los años húmedos parece estar influenciada por las condiciones de humedad precedentes del ecosistema. Por ejemplo, el año 2005 estuvo precedido por dos años casi normales de precipitación y de evapotranspiración, en las zonas norte-central y suroeste de la Península (Uuh-Sonda et al., 2018), por lo que el déficit por evapotranspiración fue suplido por el uso de agua almacenada en la zona no-saturada (Figura 3.4 e; para SDF y MHDF), permitiendo que el almacenamiento de agua en la zona saturada no se redujera tanto (Figura 3.4 d; para SDF y MHDF) lo cual, junto con la recarga neta positiva de esos dos años precedentes (Figura 3.4 a; para SDF y MHDF), condujo a una suficiente cantidad de agua subterránea disponible para la descarga. En contraste, el 2013 estuvo precedido por dos años ligeramente más secos pero con comportamientos promedio en la evapotranspiración, por lo que el déficit por evapotranspiración fue suplido no solamente por el agua almacenada en la zona no-saturada, sino también por aquella de la zona saturada, lo cual, junto con la recarga prácticamente neutra de esos dos años precedentes, habrían disminuido la cantidad de agua disponible para la descarga. El patrón espacial de recarga y descarga neta anual muestra una fuerte asociación con los tipos de ecosistemas y la cobertura del suelo (Figura

3.1 b). Por ejemplo, durante los años secos y promedio, las áreas de alta recarga corresponden en gran medida a las selvas perennifolias (SEF y MHEF); las áreas de recarga neutra y leve en la parte central de la Península pertenecen a las selvas mediana caducifolias (MHDF); y las áreas de descarga ocurren en las selvas bajas caducifolias del norte (SDF) y principalmente en las áreas degradadas, agrícolas y ganaderas dispersas por todo el norte, oeste y suroeste de la Península, donde también se encuentran la mayoría de la distribución de los cenotes.

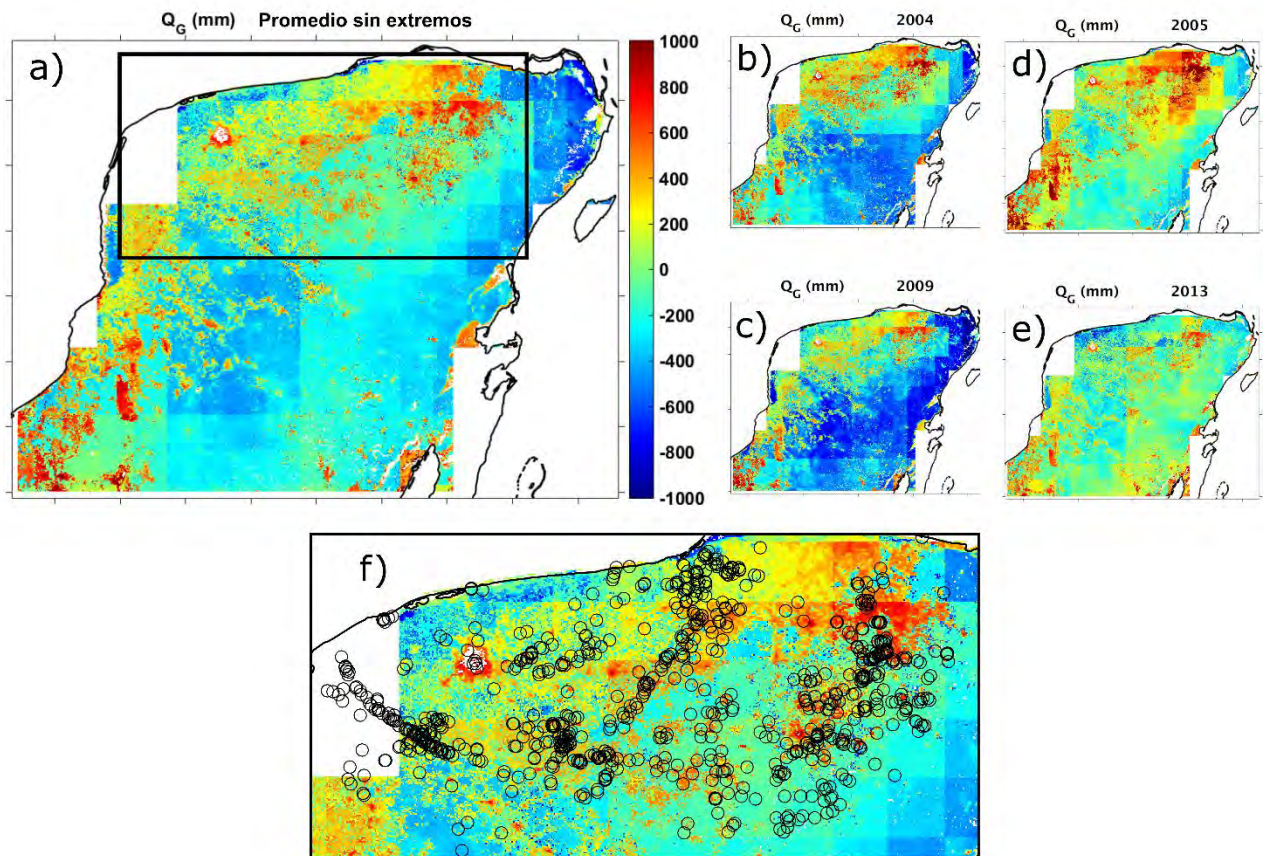


Figura 3.3 Distribución espacial de la descarga ($+Q_G$, tonos amarillos-rojizos) y recarga ($-Q_G$, tonos azules) de agua subterránea en la Península de Yucatán para: a) los años promedio, es decir sin extremos; años secos por debajo del promedio histórico, b) 2004 y c) 2009; años húmedos por encima del promedio histórico, d) 2005 y e) 2013. f) Los cenotes pertenecientes al “Anillo de Cenotes” y sus alrededores son mostrados (círculos negros) sobre una región del mapa del panel a. (rectángulo negro; Fuente: POETY, 2007).

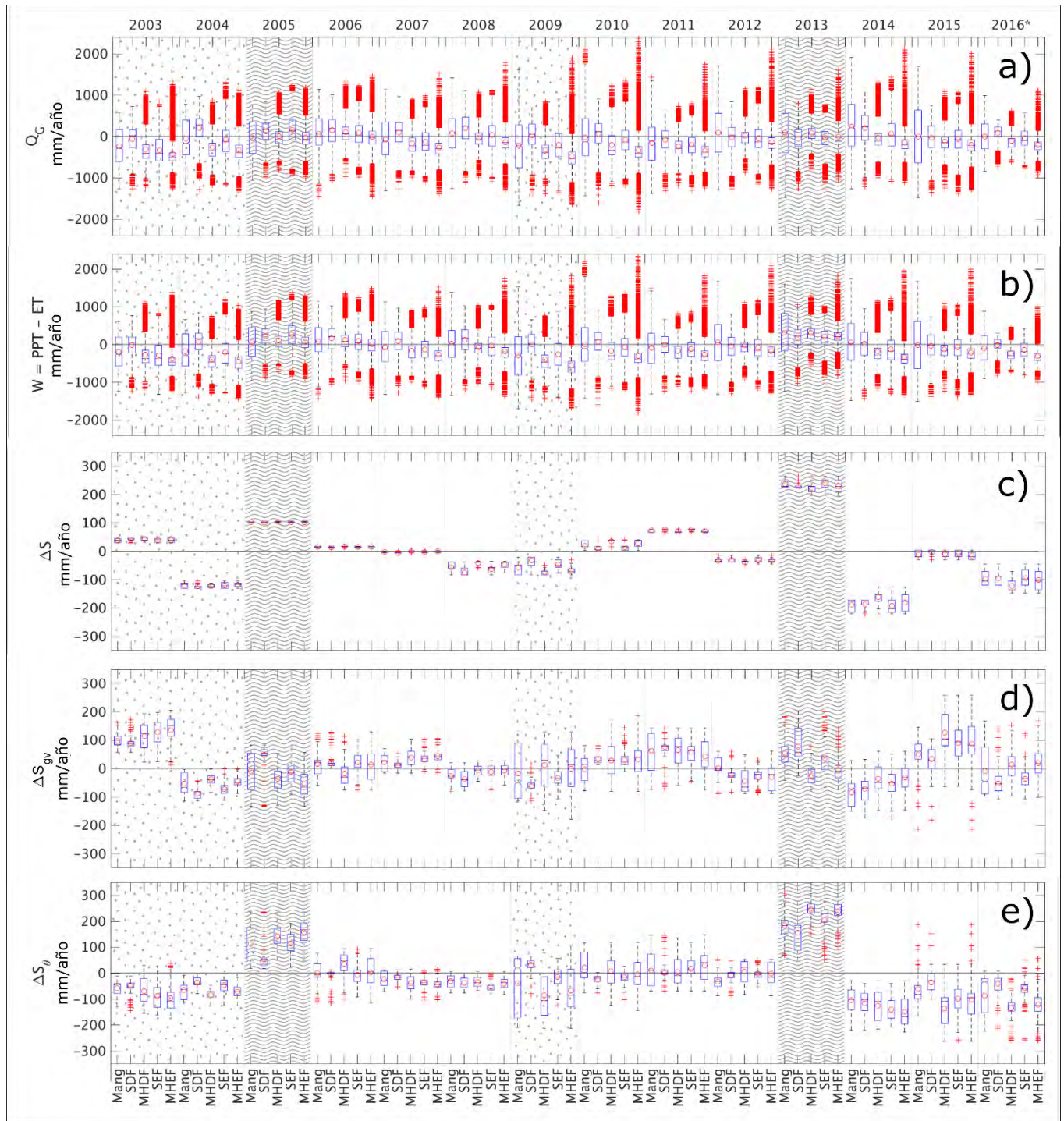


Figura 3.4 Dinámica anual a escala de ecosistema de las diferentes componentes del balance hídrico; (a) recarga/descarga (Q_G); (b) balance de agua superficial (W); (c) cambios en el almacenamiento total (ΔS); (d) cambios en el almacenamiento de agua subterránea (zona saturada) y vegetación (ΔS_{gv}); (e) y almacenamiento de humedad en la zona no-saturada (ΔS_{θ}). Los patrones de fondo indican los años que tienen un superávit de agua superficial (patrón de ondas) o un déficit de este (patrón de puntos).

3.3.3 Dinámica del balance de agua de los ecosistemas de la Península de Yucatán

Como ilustran los patrones espaciales de recarga y descarga, los ecosistemas juegan un papel importante en la modulación de la dinámica hidrológica en la Península, principalmente a través de su fuerte control sobre los flujos de evapotranspiración (Capítulo 2; Uuh-Sonda et al., 2018). Sin embargo, para evaluar mejor el impacto del tipo de uso de suelo y del ecosistema en las diferentes componentes del balance hídrico a una escala de tiempo anual, se graficó la distribución y variabilidad de cada componente en cada ecosistema para cada uno de los años del período de estudio (Figura 3.4). Tanto los balances de agua superficial ($W = PPT - ET$) como los flujos de aguas subterránea (Q_G) son las componentes más grandes en todos los ecosistemas, y entre sí, estas dos componentes muestran un comportamiento similar en términos de magnitud y dirección (signo). Aunque W y Q_G tienden a inclinarse hacia el déficit hídrico y a condiciones de recarga durante los años secos (con excepción de la SDF), todos los ecosistemas muestran condiciones tanto valores positivos como negativos para la W y Q_G , lo que significa que partes de estos ecosistemas presentan excedentes de W y descarga neta de agua subterránea ($+Q_G$), mientras que otras experimentaron déficits de W y recarga ($-Q_G$) de agua subterránea (Figura 3.4 a y b). Esta variabilidad espacial también es observada en las componentes de los almacenamientos de agua, y podría ser la causante del comportamiento heterogéneo observado en la fenología de los ecosistemas, en especial el que se presenta en el Capítulo 4 de este trabajo. El término de almacenamiento total, ΔS , derivado de los datos de GRACE, muestra valores muy similares en magnitud y signo para todos los ecosistemas y también con muy poca variabilidad entre ellos (Figura 3.4 c). Esto se debe en parte a la baja resolución espacial de los datos (es decir, solo 9 píxeles cubren toda el área de estudio), y en parte al sistema kárstico de la Península altamente conectado (Bauer-Gottwein et al., 2011). Por lo tanto, el aumento o disminución en el almacenamiento total de agua a una escala de tiempo anual, se presenta de forma consistente en todo el acuífero de la Península, independientemente del tipo de ecosistema. Sin embargo, cuando el término de almacenamiento total se divide en almacenamiento de agua subterránea (ΔS_{gV}) y

almacenamiento en zona no-saturada (ΔS_{θ}), surge un patrón diferente; ΔS_{θ} es muy sensible a los años secos y húmedos en todos los ecosistemas, disminuyendo y aumentando constantemente, respectivamente, a medida que cambian las condiciones. Esto indica que los déficits y superávits del balance de agua superficial (W), debido al uso de agua de los ecosistemas por ET , inciden directamente sobre el control del almacenamiento de agua en la zona no-saturada (ΔS_{θ}). ΔS_{gV} , por otro lado, parece estar modulado por la recarga o descarga neta en cada ecosistema, de forma que se observa un mayor aumento en el almacenamiento de agua subterránea cuando se tiene una mayor recarga del acuífero. Sin embargo, como se hizo notar en la sección anterior, las componentes del balance hídrico muestran una estrecha relación con las condiciones precedentes.

3.4 Conclusiones

Los resultados muestran que, en la PY, las pérdidas por ET son más significativas que las ganancias por PPT . Sin embargo, en ambos casos los almacenamientos de agua en la zona no-saturada parece suplir o almacenar agua, dependiendo de la condición de déficit o exceso de agua superficial. Por su parte, el almacenamiento de agua en la zona saturada y los flujos de recarga o descarga subterránea muestran una estrecha relación entre sí y con las condiciones de años precedentes. Los años húmedo, es decir aquellos donde existe un superávit en W (y una relativamente baja descarga de agua subterránea), muestran ser aquellos cuando el almacenamiento de la zona no-saturada se recupera de forma significativa. Mientras que los años secos y promedios, es decir aquellos con déficits de W (y tasas netas de recarga), muestran ser los años cuando se utiliza el agua almacenada en la zona no-saturada y se suplen los almacenamientos de agua en la zona saturada y la vegetación; con algunas excepciones cuando aparentemente ambos depósitos aportan para cubrir el déficit. Además, se observa una gran variabilidad espacial y temporal (intra e interanual) en las relaciones de recarga y descarga en la Península, con zonas claramente definidas de recarga y descarga. Los análisis indican que, en promedio, la parte más seca del norte, noreste y oeste de la Península actúa como una zona de descarga, donde la

entrada de agua es menor en comparación con el flujo de salida, haciendo que los ecosistemas recurran a los almacenamientos de agua. Mientras que la parte sureste más húmeda de la Península actúa como una zona de recarga o de descarga baja (flujo de entrada mayor que el flujo de salida), permitiendo que, en función de las condiciones de humedad de cada año, los almacenes de agua se vean beneficiados en mayor o menor medida. Tales diferencias en los flujos de agua muestran una clara evidencia de que el acuífero de la Península de Yucatán es un sistema kárstico de alta transmisividad y bien conectado que transmite el agua subterránea desde las tierras elevadas más altas del sur hasta las zonas costeras bajas del norte.

CAPITULO 4. PRODUCTIVIDAD DEL ECOSISTEMA Y DINÁMICA DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN EN UNA SELVA TROPICAL ESTACIONALMENTE SECO DE LA PENINSULA DE YUCATÁN

4.1 Antecedentes y objetivos específicos

Las selvas tropicales secas (TDF, por sus siglas en Ingles: Tropical Dry Forest) alrededor del mundo comprenden un bioma altamente diverso que contiene múltiples ecosistemas, algunos de los cuales están altamente fragmentados (Banda-R et al., 2016). Actualmente, la TDF es uno de los sistemas más amenazados del mundo, con sitios donde la cobertura de estas selvas se ha reducido a menos del 10% de su extensión original (Miles et al., 2006; Banda-R et al., 2016; Edwards et al., 2019). América Latina y el Caribe albergan más del 50% de las selvas secas tropicales del mundo (Miles et al., 2006). Como se mencionó en el Capítulo 1, en México, la Península de Yucatán (PY) posee más del 30% de las selvas tropicales (secas y húmedas) del país (INEGI, 2011; Mascorro et al. 2014). La TDF ubicada en el noroeste de la PY, también conocida como selva baja caducifolia (SDF: Short Deciduous Forests; CONABIO, 1999), es posiblemente las más fragmentada en la PY ya que ha sido objeto de deforestación en las últimas décadas debido a los cambios en el uso del suelo para el asentamiento de zonas urbanas e industriales, tierras de cultivo y áreas agrícolas (Ellis et al., 2017; González-Iturbide et al., 2002). La conversión de estos ecosistemas en otros usos del suelo reduce la cobertura vegetal, disminuyendo su capacidad de fijar carbono (Martínez Yrizar et al., 2018; Parker et al., 2018; Vargas et al., 2010; Whigham et al., 1991) y de capturar y almacenar humedad en el suelo y el subsuelo para uso humano y del ecosistema (Ilstedt et al., 2016; Ellison et al., 2017). Además, los impactos a la resiliencia de estos ecosistemas provocados por estos cambios en la cubierta terrestre, combinados

con los efectos de los aumentos esperados en la variabilidad climática y eventos extremos como huracanes, tormentas tropicales y sequías (Whigham et al., 1991, Villarreal, 2003; IPCC, 2018), como ya se ha mencionado, están en gran parte inexplorados.

Para la selva tropical estacionalmente seca de Yucatán, se sabe muy poco sobre la dinámica de sus balances de agua, productividad y energía, así como de sus interacciones y controles. Hasta la fecha, no ha habido observaciones de la dinámica de flujos para este ecosistema en Yucatán, excepto las realizadas con datos de percepción remota (Bauer-Gottwein et al., 2011; Gondwe, Lerer, et al., 2010; Uuh-Sonda et al., 2018; Capítulo 2 y 3) y los presentados en esta parte del estudio. Por otro lado, se han realizado esfuerzos para comprender la relación entre la fenología de este ecosistema y las variables ambientales que influyen en él, utilizando rasgos morfológicos y fisiológicos de las especies arbóreas (Valdez-Hernández et al., 2010; Reyes-García et al., 2012; Santiago et al., 2017). Estos estudios representan mediciones puntuales a lo largo del tiempo que brindan información valiosa sobre el estado de las selvas, sin embargo, no permiten descifrar los procesos que afectan los intercambios de carbono con la atmósfera y los efectos de la variabilidad climática en su dinámica. Esta es una de las motivaciones fundamentales para estudiar este ecosistema y la importancia de medir los intercambios de agua, carbono y energía entre la superficie y la atmósfera para este TDF.

Los flujos de agua y carbono son procesos fuertemente acoplados (Ferguson y Veizer, 2007; Law et al., 2002), y es bien sabido que los cambios hidrológicos estacionales modulan la fenología de los ecosistemas, especialmente en las regiones áridas y semiáridas (Méndez-Barroso et al., 2009; Verduzco et al., 2015). Sin embargo, la forma en que la variabilidad hidrológica (p. e., la variabilidad inter e intranual del periodo, magnitud y duración de la lluvia), la compartimentación y la disponibilidad de los depósitos de agua (es decir, suelo, acuífero y zona no saturada) afectan las dinámicas espaciales y temporales de la vegetación para las diferentes especies, sigue siendo un tema de investigación (Valdez-Hernández et al., 2010; Uuh-Sonda et al., 2018). A la complejidad de descifrar el papel de la vegetación en el movimiento del agua en estas selvas, se encuentra la naturaleza kárstica de la Península de Yucatán. Debido a la naturaleza altamente transmisiva del sustrato de piedra

caliza de la Península y a la topografía prácticamente inexistente del sitio (Bauer-Gottwein et al., 2011; Schmitter-Soto et al., 2002), la escorrentía superficial es prácticamente nula. Por lo tanto, el balance de agua superficial está limitado a la entrada por precipitación (*PPT*) y a la salida por evapotranspiración (*ET*). La alta permeabilidad del suelo y las rocas de la zona norte de la PY, favorece la rápida infiltración de agua (Gondwe et al., 2010) y, en consecuencia, los flujos de agua subterránea son un componente importante de la hidrología de la zona (Bauer-Gottwein et al., 2011). Especialmente en nuestro sitio de estudio donde la capa freática se encuentra a pocos metros (1.60 m; Canul-Macario et al., 2019) del suelo. Algunos estudios muestran que la evapotranspiración es la componente más grande del balance de agua superficial en la región, especialmente en la SDF (Gondwe et al., 2010; Bauer-Gottwein et al., 2011; Uuh-Sonda et al., 2018; Capítulo 2 y 3). Sin embargo, como se indicó anteriormente, estas estimaciones se han realizado con observaciones de percepción remota, que pueden tener sesgos desconocidos por la falta de validaciones de control con datos de campo en el área y, por lo tanto, pueden presentar una incertidumbre no cuantificada. Por ello, se necesitan mediciones en campo de los flujos de agua, y los datos obtenidos en este estudio pueden ayudar significativamente a corregir dicha deficiencia y llenar este vacío de información.

En los últimos años, varios estudios han explorado la interacción y la dinámica de los flujos de carbono, energía y agua en diferentes ecosistemas terrestres y costeros del país a través de la red MexFlux (Delgado-Balbuena et al., 2019a; Vargas et al., 2013). Esto nos ha permitido comprender mejor los principales mecanismos que controlan la interacción del ciclo hidrológico y la productividad de las TDF's mexicanas (Verduzco et al., 2015), así como otros ecosistemas (Bell et al., 2012; Delgado-Balbuena et al., 2019b; Hastings et al., 2005; Hinojo-Hinojo et al., 2016; Verduzco et al., 2018; Villareal et al. 2016). El objetivo de esta parte del estudio es evaluar y comprender la dinámica estacional de los flujos de carbono/dióxido de carbono (CO_2) y agua (H_2O) en la SDF de Yucatán, así como los principales controles y su relación con el ciclo fenológico de la vegetación. Para ello se utilizaron datos de percepción remota (MODIS-EVI, PPT-CHIRPS), así como mediciones de intercambios de flujo de gases en la superficie-atmósfera, utilizando la técnica de

Covarianza de Vórtices (Eddy Covariance; EC) y datos biometeorológicos obtenidos de una estación de monitoreo ecohidrológico recientemente instalada (2.6 años) en la Reserva Natural Estatal "El Palmar". La evaluación de la dinámica de este ecosistema fue realizada en una de las zonas mejor conservadas de selva tropical seca en el noroeste de la PY (SEGY, 2006).

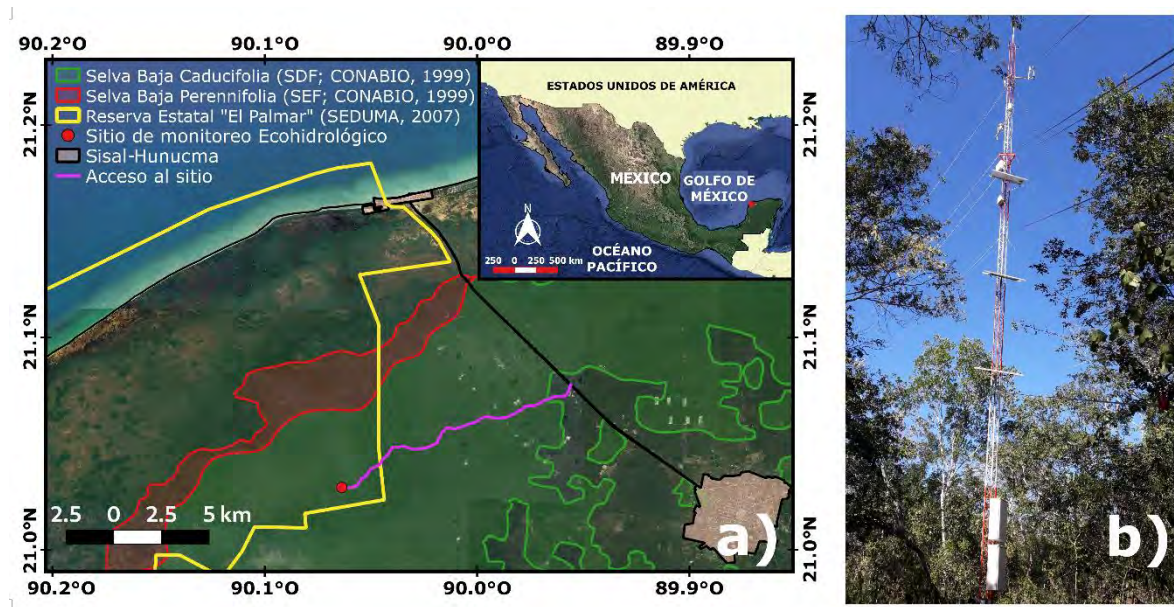


Figura 4.1 a) Ubicación del sitio de estudio. b) Torre de flujo "El Palmar"

4.2 Sitio de Estudio

El sitio de estudio está ubicado dentro de la Reserva Estatal "El Palmar" en el noroeste de la Península de Yucatán (PY). Esta reserva es un Área Natural Protegida (ANP) de 49,600 hectáreas (SEDUMA, 2007, Ruiz Barranco y Arellano Morín, 2010). "El Palmar" contiene una diversidad de ecosistemas como manglares, praderas, humedales y selvas secas (Acosta-Lugo et al., 2010). Desde diciembre de 2016, con el apoyo del Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC) del Instituto de Ingeniería de la UNAM, y del Laboratorio Nacional de Resiliencia Costera (LANRESC), se estableció un sitio de monitoreo ecohidrológico (21.0293° N, 90.0637° O; 1.86 mamsl), en una porción vasta, plana y homogénea de una

selva tropical seca (TDF) conocido como selva baja caducifolia (SDF, CONABIO 1999 ; Figura 4.1 a), donde se erigió y montó una torre de 24 m de altura con sensores para la medición de flujos de agua (H_2O), dióxido de carbono (CO_2) y datos biometeorológicos (Figura 4.1 b; <http://ocse.mx/es/experimento/torre-de-flujos-palmar>). Esta sección forestal fue elegida por su buen estado de conservación. Es importante tener en cuenta que esta es la primera y única torre de flujo que monitorea este tipo de ecosistema en la PY y el Caribe. Una descripción técnica detallada sobre el sitio, permisos con las autoridades, instalación de instrumento, y procedimientos para la recolecta y procesamientos de los datos, puede ser encontrada en Uuh-Sonda y Figueroa-Espinoza (2019). Imágenes adicionales del sitio de monitoreo y de la instalación del mismo, son mostrados en el Apéndice A.

La SDF de Yucatán se caracteriza por tener una alta densidad de bosque ($> 13.14 \pm 1.21$ ton/ha), con alturas promedio de sus árboles que oscilan entre los 8 y 12 metros, produciendo un dosel consistente y uniforme (George-Chacón y Hernández-Stefanoni, 2019). En la temporada seca del año (abril-marzo), casi más del 80% de las especies pierden su follaje, sin embargo, algunas de estas especies pierden la corteza de sus tallos y desarrollan actividad fotosintética (Acosta-Lugo et al., 2010). Las especies más abundantes (George-Chacón y Hernández Stefanoni, 2019) alrededor del sitio de monitoreo son: *Gymnopodium floribundum* (en maya: tsiits'il che'; $\sim 21.1\%$), *Caesalpinia gaumeri* (kitim che'; $\sim 9.2\%$), *Lysiloma latisiliquum* (tsalam; $\sim 8.6\%$), *Bursera simaruba* (Chakah; $\sim 6.4\%$) y *Lonchocarpus xuul* (k'an xu'ul; $\sim 5.2\%$).

El clima en el sitio es cálido y semiárido (BS1h) según la clasificación de Köppen (INEGI, 2008), con dos estaciones bien definidas: una estación seca y una estación húmeda. Según los datos utilizados en este estudio (2001-2018), la precipitación anual promedio es de 618 mm/año. Sin embargo, la Comisión Nacional del Agua de México (CONAGUA-SMN, 2019) informa para la estación más cercana (estación-31051, Hunucmá) una precipitación anual promedio de 951.5 mm/año utilizando datos a largo plazo de 1971 a 2000. La temporada de lluvia ocurre entre junio y octubre con algunas tormentas de invierno (noviembre-febrero) debido a los frentes fríos que llegan desde el norte (Figueroa-Espinoza et al., 2017). Las temperaturas medias anuales varían entre los 25 y 26 °C según nuestros datos (Tabla

4.3; 25.2 °C, a largo plazo, 1971-2000, mediciones de la estación meteorológica más cercana: estación-31051 Hunucmá; CONAGUA-SMN, 2019). Este ecosistema muestra un fuerte acoplamiento entre su productividad y las condiciones hidrológicas (Uuh-Sonda et al., 2018).

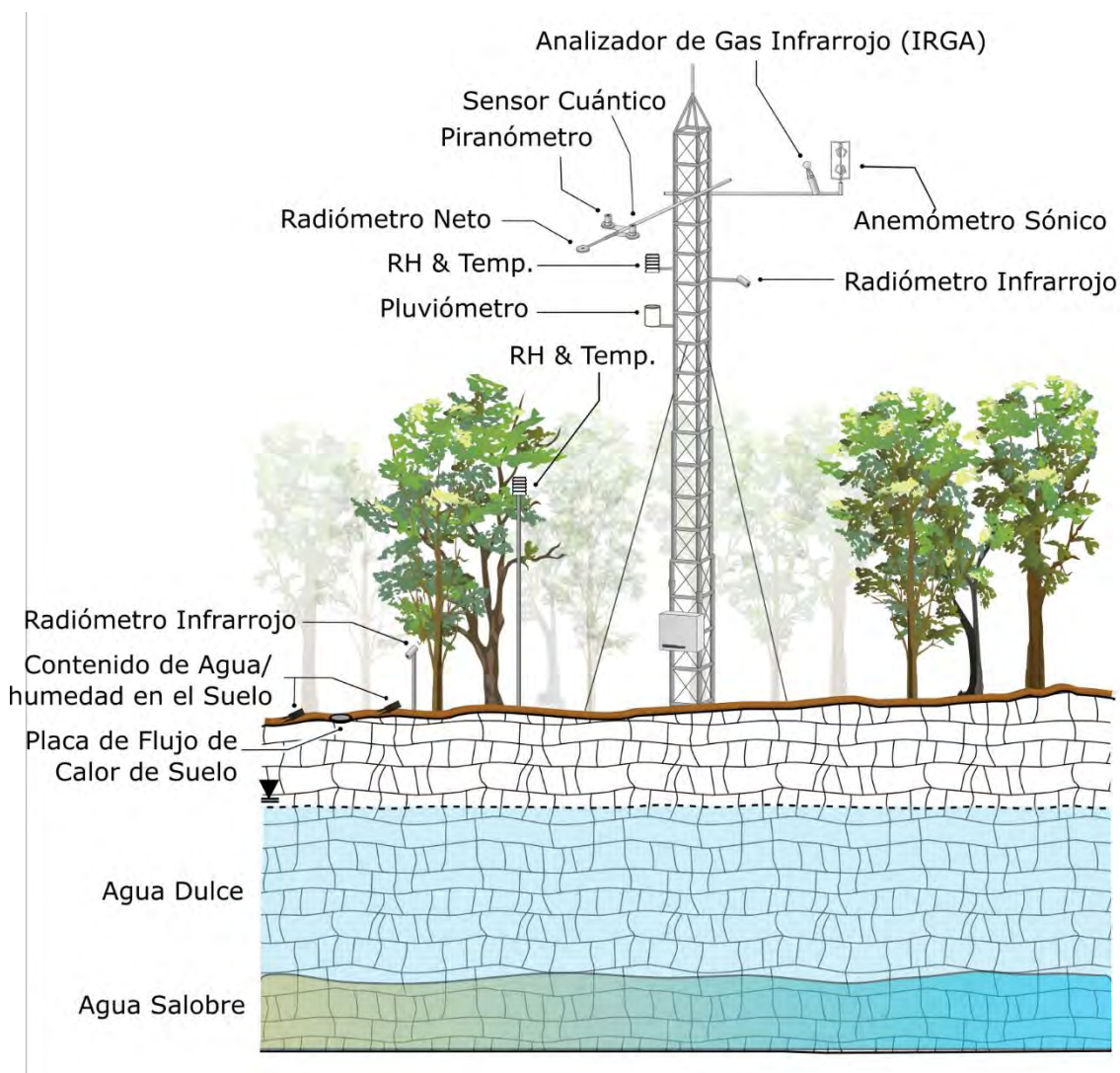


Figura 4.2 Diseño experimental en el sitio de monitoreo ecohidrológico de “El Palmar”. Torre de flujo con instrumentos para medir el intercambio de gases entre la superficie y la atmósfera y datos meteorológicos.

4.3 Materiales y Metodología

4.3.1 Mediciones en campo: variables biometeorológicas

Una torre de flujos fue establecida en el sitio de estudio (Figura 4.1 b) con instrumentos para la medición de flujos verticales de dióxido de carbono (CO_2), agua (H_2O) y energía (ver siguiente sección), a través del método de Covarianza de Vórtices (Eddy Covariance; EC), junto con varios instrumentos (Figura 4.2) para el monitoreo y registro de datos biometeorológicos (Biomet). Las variables del Biomet incluyeron: radiación neta (RN) medida por un radiómetro neto de dos componentes (NRLITE2, KIPP & ZONEN, NLD) instalado en la torre a 21.5 m sobre el suelo; precipitación (PPT) medida con un pluviómetro de cubeta basculante (TR525M, Texas Electronics Inc., EE. UU.) instalado sobre el dosel a 19.8 m del suelo; temperaturas superficiales del dosel (T_C) y superficial de suelo (T_S) registradas con dos radiómetros infrarrojos (SI-1H1 y SI-111, Apogee Instruments, EE. UU.) instalados a 21.6 y 3.0 m del suelo, respectivamente; radiación global (RG) y radiación fotosintéticamente activa (PAR) medida con un piranómetro y un sensor cuántico (200R y 190R, LICOR Inc., EE. UU.), respectivamente, instalados a 21.5 m de altura; humedad volumétrica del suelo (θ) utilizando dos sensores de contenido de agua en el suelo (EC-5, DECAGON DEVICES, EE. UU.) colocados debajo de la superficie del suelo a profundidades de 5 y 7 cm; humedad relativa (RH) y temperatura del aire (T_{air}) medida con un higrómetro (HMP155, VAISALA, FI) instalado a 21.6 m sobre la superficie del suelo; finalmente, el flujo de calor del suelo (G) se midió con una placa de flujo de calor autocalibrada (HFP01SC, Hukseflux, NLD) instalada a 7 cm de profundidad debajo de la superficie. La Tabla 4.1 muestra las características principales de los instrumentos instalados en la torre de flujo.

Todas las variables del "Biomet" se obtuvieron, del 7 de diciembre de 2016 al 21 de agosto de 2019, con un registrador de datos X-LITE 9210 (Sutron Inc., EE. UU.), acoplado a una unidad de interface del analizador LI-7550 (LICOR Inc., EE. UU.). Dichos datos son registrados a una tasa de 1/60 Hz, es decir 1 dato por minuto. Tanto los datos del Biomet como los datos crudos de flujos (descritas en la siguiente sección) fueron procesados juntos utilizando el software EddyPro 3.2.0 (LICOR Inc., EE. UU.), el cual promedió (o acumuló

según sea el caso) y procesó los datos en intervalos de media hora. Un control de calidad visual se llevó a cabo en cada una de las variables para identificar y eliminar datos espurios. La eliminación de dichos espurios representó menos del 0.5% de todo el conjunto de datos. La falla de algunos instrumentos o de los registradores condujeron a la falta de algunos datos (Figura 4.9 a). En general, todos los datos faltantes y eliminados representan aproximadamente el 13% del total del conjunto de datos, a excepción de θ y T_S que tienen 28 y 54%, de datos faltantes, respectivamente. El conjunto de datos biometeorológicos para esta parte del estudio está disponible en Uuh-Sonda et al. (2019).

4.3.2 Mediciones en campo: Flujos de Covarianza de Vórtices

El sistema de Covarianza de Vórtices (EC) en el sitio de estudio consta de un anemómetro sónico 3D (WindMaster Pro, Gill Instruments, Reino Unido) y un analizador de gas infrarrojo de trayectoria abierta (IRGA; LI- 7500RS, LI-COR Inc., EE. UU.), instalado en la torre de flujos a 21.8 m sobre el suelo (~ 10.8 m sobre el dosel). El anemómetro sónico mide las tres componentes espaciales de la velocidad del viento (u, v y w) y la temperatura sónica (T_{sonic}), mientras que el IRGA estima las densidades (a partir de las mediciones de concentración) de CO_2 y vapor de agua (H_2O) en el aire (ρ_{CO_2} y ρ_{H_2O} , respectivamente). Además, la presión atmosférica y la temperatura del aire se midieron con un transductor de presión (P_{atm}) y un termistor de (T_{air}) (LI-COR Biosciences Inc., EE. UU.), colocados a 19.5 m del suelo. La Tabla 4.1 muestra las características de los instrumentos de EC instalados en la torre de flujos. Todos los instrumentos del EC se conectaron a la unidad de interface del analizador LI-7550 que se instaló a 19.5 m sobre el suelo. Todos los datos crudos (sin procesar) de EC se midieron y registraron a una frecuencia de 10Hz (10 datos por segundo) del 7 de diciembre de 2016 al 21 de agosto de 2019.

Los datos crudos de la torre de flujos se procesaron aplicando el método de Covarianza de Vórtices (Baldocchi, 2003; Baldocchi, 2008; Rebmann et al., 2012, Burba, 2013) para determinar los flujos verticales (F) de agua, carbono y energía, cada media hora, entre la atmósfera y la superficie:

$$F = \bar{\rho}_a \cdot \overline{w'c'} , \quad (4.1)$$

donde $c = \rho_c / \rho_a$ es la razón de mezcla entre la densidad del gas de interés (ρ_c) y la del aire (ρ_a) y w es la componente vertical del viento. Los cálculos de dichos flujos se llevaron a cabo utilizando el software EddyPro 3.2.0. El conjunto de datos de flujos de agua, carbono y energía para esta parte del estudio están disponible en Uuh-Sonda et al. (2019).

4.3.2.1 Control de calidad de los datos y cierre de balance energético

Se llevó a cabo una rutina de control de calidad en dos fases para asegurar una buena estimación de los flujos verticales y eliminar datos espurios. La primera fase incluyó una serie de correcciones estándar (Foken et al., 2012) para garantizar una mejor estimación de los flujos verticales al tiempo que se descartan valores atípicos y se corrigen posibles problemas en la adquisición de datos. Las correcciones aplicadas incluyeron: eliminación de picos y filtrado estadístico de datos sin procesar (Vickers y Mahrt, 1997; Mauder, 2013); corrección de viento cruzado de la temperatura sónica (Liu et al., 2001); corrección del ángulo de ataque (van der Molen et al., 2004; Nakai et al., 2006); doble rotación de eje para corrección de inclinación (Wilczak et al., 2001); compensación por fluctuaciones de densidad (Webb et al., 1980); compensación de retardo de tiempo mediante maximización de covarianza (Fan et al., 1990); y corrección por pérdidas espectrales de alta frecuencia (Horst, 1997). Esta primera fase en la rutina de control de calidad se realizó completamente con el software EddyPro 3.2.0, usando sus herramientas establecidas.

La segunda fase del control de calidad incluyó la eliminación de valores atípicos en los flujos finales calculados en función de un criterio estadístico predeterminado (es decir, valores de flujo mayores a 2 veces la desviación estándar de todo el conjunto de datos). Además, también se eliminaron los valores de flujo bajo eventos de lluvia y fallas del equipo. Finalmente, se realizó un filtrado de los datos de flujos con base a un umbral en la velocidad de fricción ($u^* < 0.28 \text{ m/s}$), por debajo del cual podrían ocurrir condiciones con insuficiente turbulencia (Aubinet et al., 1999; Papale et al., 2006), que hace que el método de la Covarianza de Vórtices no sea aplicable. Todas las rutinas en la segunda fase del control de calidad se realizaron en MATLAB versión 2016b (The MathWorks Inc., Natick, MA, EE. UU.).

El criterio de cierre del balance de energía (Barr et al., 2006) se aplicó para evaluar el rendimiento del sistema de EC. Para lograr esto, se realizó una regresión ordinaria de mínimos cuadrados con los datos de cada media hora de la diferencia de la radiación neta (RN) menos el flujo de calor del suelo (G) contra la suma de los flujos de calor latente (LE) y calor sensible (H). De este análisis se obtuvo que la razón de cierre a lo largo del período de este estudio ($\Sigma(LE + H)/\Sigma(RN - G)$) fue de 0.97 con una relación de ajuste lineal de $LE + H = 0.86 \cdot (RN - G) + 22$, y una $R^2 = 0.84$. Estos valores están dentro del rango aceptable observado en varios sitios alrededor del mundo (Wilson et al., 2002; Foken, 2008; Franssen et al., 2010).

Tabla 4.1 Instrumentos y sensores instalados en el sitio "El Palmar"

Instrumento	Variable	Modelo	Ctd. / Frec. reg. / Pos. / Tipo
Analizador infrarrojo de CO ₂ / H ₂ O	ρ_{CO_2}, ρ_{H_2O}	LICOR 7500RS	1 / 10Hz / 21.80 m / EC
Anemómetro sónico 3D	u, v, w	Gill Windmaster Pro	1 / 10Hz / 21.80 m / EC
Temperatura del aire	T_{air}	Termistor, LICOR	1 / 10Hz / 19.50 m / EC
Presión atmosférica	P_{atm}	Transductor, LICOR	1 / 10Hz / 19.50 m EC
Radiómetro neto	RN	KIPP & ZONEN NRLITE2	1 / 1/60Hz / 21.50 m / Biomet.
Pluviómetro	PPT	Texas Electronics TR525M	1 / 1/60Hz / 19.80 m / Biomet
Radiómetro IR	T_G, T_S	Apogee SI-1H1 & SI-111	2 / 1/60Hz / 21.60 & 3.00 m / Biomet
Piranómetro	RG	LICOR 200R	1 / 1/60Hz / 21.50 m / Biomet
Sensor PAR	PAR	LICOR 190R	1 / 1/60Hz / 21.50 m / Biomet
Sensor de humedad del suelo	θ	DECAGON EC-5	2 / 1/60Hz / Suelo: 3 y 7 cm / Biomet.
Sensor de temp. de aire/higrómetro	RH, T_{air}	VAISALA HMP155	1 / 1/60Hz / 21.60 m / Biomet.
Placa de flujo de calor de suelo	G	Hukseflux HFP01SC	1 / 1/60Hz / Suelo: 7 cm / Biomet.

Ctd.: Cantidad; Frec. reg.: Frecuencia de registro; Pos.: Posición de instalación; Tipo: Tipo de variable registrada, para la Covarianza de Vórtices (EC) o biometeorológica (Biomet).

4.3.2.2 Rellenado de datos faltantes y particionamiento de los flujos

Los datos faltantes de flujo se rellenaron con la metodología estandarizada descrita en Reichstein et al. (2005), a través de la herramienta en línea "REddyProcWeb" desarrollada por el "Department of Biogeochemical Integration" del "Max Planck Institute for Biogeochemistry" (<https://www.bgc-jena.mpg.de/bgi/index.php/Services/REddyProcWeb>). Esta metodología sigue el algoritmo de Falge et al. (2001a, b) que considera la covarianza de los flujos con las variables meteorológicas (como T_{air}, VPD, G) y la auto correlación

temporal de los flujos verticales: flujo de H_2O o evapotranspiración (ET ; en $[mm/h]$), flujo de CO_2 (F_{CO_2} ; en $[\mu mol/m^2s]$), flujo de calor latente (LE ; en W/m^2) y flujo de calor sensible (H ; en W/m^2). Casi el 35% del conjunto de datos (los que no pasaron control de calidad y datos faltantes) fue rellenado (Figura 4.9 a) utilizando dicha técnica.

La herramienta en línea “REddyProcWeb” también se utilizó para estimar la partición del F_{CO_2} en sus dos componentes: respiración del ecosistema (R_{eco}) y producción primaria bruta (GPP). El algoritmo de partición sigue el modelo de regresión de Lloyd y Taylor (1994), descrito en Reichstein et al. (2005) que utiliza todos los flujos de dióxido de carbono nocturnos como un símil de la R_{eco} , en la ausencia de fotosíntesis durante la noche, junto con los datos de temperatura del aire (T_{air}), para estimar una sensibilidad de temperatura o un parámetro de energía de activación E_0 . Posteriormente, usando una ventana móvil de siete días, se calculan las temperaturas y respiraciones de referencia estacionales (T_{ref} , R_{ref}), que se emplean en la estimación de la R_{eco} diurna como una función de la temperatura (T) de la siguiente manera:

$$R_{eco} = R_{ref} \cdot e^{E_0 \cdot ((1/(T_{ref}-T_0)) - (1/(T-T_0)))}, \quad (4.2)$$

donde T_0 , que es un parámetro de la regresión, se mantiene constante a -46.02 °C (227.13 K; Lloyd y Taylor, 1994).

Por lo tanto, la GPP se obtiene como sigue:

$$GPP = R_{eco} - F_{CO_2}. \quad (4.3)$$

F_{CO_2} es negativo para la absorción neta de carbono (hacia el ecosistema) y positivo para la liberación neta de carbono (hacia la atmósfera). Por lo tanto, en este contexto, tanto GPP como R_{eco} son siempre positivos.

Para fines de intercambio y comparación de datos, hemos transformado el flujo de dióxido de carbono cada media hora (F_{CO_2} , $[\mu mol/m^2s]$) en flujo de carbono (F_C , $[g_C/m^2s]$), de la siguiente manera:

$$F_C = (1.2 \times 10^{-5} [g_C/\mu mol_{CO_2}]) \cdot F_{CO_2}. \quad (4.4)$$

La suma de los 48 datos de cada media hora, por día, de los flujos de carbono nos conduce a la obtención del Intercambio Neto del Ecosistema diario (NEE , [g_C/m^2d]; Figura 4.11 h):

$$NEE = \sum_{i=1}^{48} F_{Ci} \cdot (1800 [s/30min]). \quad (4.5)$$

La GPP y la R_{eco} también se usaron en términos de [g_C/m^2d], e integrados diariamente (Figura 4.9 c), siguiendo un procedimiento similar al de la Ecuación 4.4 y Ecuación 4.5.

Del mismo modo, transformamos el flujo de agua (F_{H_2O} , [$mmol/m^2s$]), cada media hora, en evapotranspiración (ET , [mm/h]), de la siguiente manera:

$$ET = (6.48 \times 10^{-2} [m^2 s mm/mmol_{H_2O} h]) \cdot F_{H_2O} \quad (4.6)$$

La suma de los 48 datos cada media hora, por día, de los flujos de ET nos conduce a la evapotranspiración diaria (ET_d , [mm/d]; Figura 4.9 c):

$$ET_d = \sum_{i=1}^{48} ET_i \cdot (0.5 [h/30min]). \quad (4.7)$$

4.3.3 Datos de percepción remota empleados en esta parte

Un aspecto importante de esta parte del trabajo es evaluar el efecto de la dinámica de la vegetación en los intercambios de agua, carbono y energía entre la SDF y la atmósfera. Por ello, la percepción remota satelital es una herramienta importante para explorar estas interacciones como se expresó en el Capítulo 2 (Lloyd, 1990; Reed et al., 1994; Guillevic et al., 2002; Méndez-Barroso et al., 2009; Verduzco et al., 2015; Uuh Sonda et al., 2018). En este estudio, se utilizó una combinación de productos de percepción remota para evaluar la fenología de la selva que rodea la estación de monitoreo ecohidrológico en la Reserva Estatal "El Palmar". El índice de vegetación mejorado (EVI) del "Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer" (MODIS) y las estimaciones de lluvia del "Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data" (CHIRPS), fueron empleados para evaluar las observaciones a largo plazo del verdor de la vegetación y la precipitación (2001-2019; Tabla 4.2). El procesamiento y análisis de datos incluyeron la generación de series temporales y la estimación de promedios espaciales. Estas tareas se realizaron en la

plataforma “Google Earth Engine” (GEE; <https://earthengine.google.com/>). “Google Earth Engine” es una plataforma basada en la nube para análisis geoespaciales multi-fechas, multi-sensores y multi-productos satélites (Gorelick et al., 2017), que facilita el estudio de diferentes problemas ambientales, incluida la dinámica ecohidrológica.

Tabla 4.2 Productos satelitales usados en esta parte del estudio

Variable	Producto	Resolución temporal	Resolución espacial	Total de Datos	Referencia
EVI	MOD13Q1 V006	16 días	1 km	428	Huete et al., 2002
PPT	CHIRPS	1 día	0.05° (~5.2 km)	6807	Funk et al., 2015

4.3.3.1 Índice de Vegetación (MODIS)

Los sistemas instrumentales del “Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer” (MODIS) a bordo de los satélites TERRA y AQUA ofrecen dos índices de vegetación para evaluar la dinámica espaciotemporal de los ecosistemas: el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI, por sus siglas en inglés: Normalized Difference Vegetation Index) y el Índice de Vegetación Mejorado (EVI). EL NDVI es uno de los índices más ampliamente usados para evaluar la fenología de los ecosistemas, es cual emplea las propiedades reflectivas de la vegetación verde para determinar la razón de la cantidad de absorción por clorofila en la longitud de onda roja (600-700 *nm*) con la reflectancia de la radiación en el cercano infrarrojo (700-1300 *nm*). Sin embargo, para áreas donde los doseles abiertos pueden ser un factor de ruido de fondo (Huete et al., 1997), el *EVI* tiene un mejor desempeño. El *EVI* fue desarrollado para mejorar la sensibilidad en regiones con alta biomasa al desacoplar el dosel de la vegetación con la señal de fondo, y reducir los efectos atmosféricos (Huete et al., 1997, Huete et al., 2002).

Datos provenientes del producto compuesto de 16 días de *EVI* de MODIS-Terra de 250m x 250m (MOD13Q1 V006; <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD13Q1.006>) fue analizado de enero de 2001 a agosto de 2019 en la plataforma en línea del “Google Earth Engine” (GEE). Dichos datos del MODIS-EVI fueron proporcionados por el NASA LP DAAC y el USGS EROS

Center a través de la plataforma del GEE, resultando en un total de 428 imágenes adquiridas (Tabla 4.2). Cada imagen MODIS fue espacialmente promediada dentro de un área alrededor de la torre (buffer) de EC de 1.5 Km de radio. Esta área comprende la zona de influencia (footprint) de la torre de flujos (~400 m, proveniente de la dirección SE; Kljun et al., 2015) y es equivalente al área de 113 píxeles de MODIS. Para cada dato compuesto de 16-días, el promedio y la desviación estándar fue calculada dentro de dicho buffer para generar las series de tiempo del *EVI* en el periodo del 2001 al 2019. El MODIS-EVI, el cual ha sido validado en varios biomas alrededor del mundo (Gao et al., 2003; Huete et al., 2002), ha sido ampliamente usado para monitorear las variaciones de la dinámica de la vegetación a escalas estacionales, interanuales y a largo plazo (Méndez-Barroso et al., 2009; Sims et al., 2006; Zhang et al., 2003).

Las series de tiempo del MODIS-EVI fueron usadas para obtener diferentes métricas de vegetación de acuerdo a la metodología de Lloyd (1990) y Reed et al. (1994). Dichas métricas permiten cuantificar la respuesta de los ecosistemas a la variabilidad intra e interanual de las condiciones de lluvia (Méndez-Barroso et al., 2009). Para obtener estas métricas de vegetación, el inicio y final de cada temporada, en el cual el ecosistema se mantiene verde, fue determinada usando un promedio móvil hacia adelante (FMA, por sus siglas en inglés: Forward Moving Average) y un promedio móvil hacia atrás (BMA: Backward Moving Average), desplazados a tres periodos de tiempo (cada uno de 16 días de duración), con el objetivo de detectar el punto de cruce con la serie original de EVI. Una vez determinados en inicio y final de la temporada de verdor, se puede determinar: la duración del verdor (D_G : Duration of greenness; días), definida como el tiempo entre el inicio y final de la temporada de verdor; la duración de la senescencia (D_{SN} : Duration of Senescence; días), definida como el tiempo entre el final de una temporada de verdor y el inicio de la siguiente; la temporada de verdor integrada en el tiempo ($iEVI$: Time-integrated greenness season; adimensional), estimado como el área bajo la porción de la curva del *EVI* de la temporada de verdor; el rango estacional del *EVI* (ΔEVI , adimensional) determinada por la diferencia entre el máximo valor del *EVI* (EVI_{max}) y el mínimo valor del *EVI* (EVI_{min}) de cada temporada de verdor; el mínimo absoluto de *EVI* ($EVI_{min,SN}$), el cual es observado

durante el periodo de senescencia; y las tasas de reverdecimiento (R_{GU} ; $1/d$) y senescencia (R_{SN} , $1/d$), que indica la velocidad a la cual el ecosistema reverdece y alcanza su senescencia, respectivamente. La Figura 4.3 muestra un esquema de las métricas de vegetación.

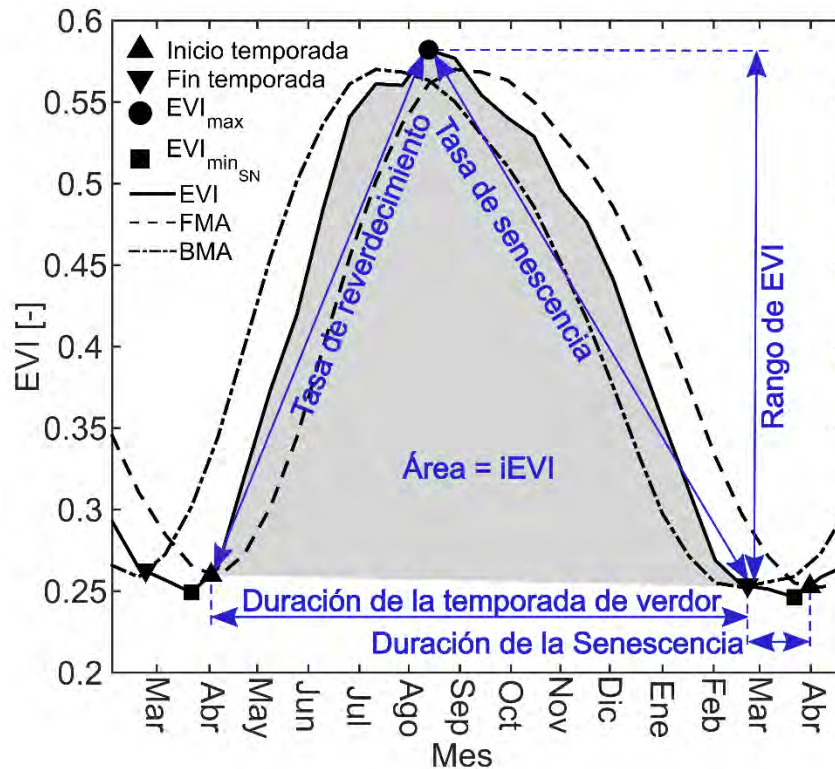


Figura 4.3 Estacionalidad del EVI y métricas de la vegetación. Identificación del inicio y fin de la temporada de verdor de la vegetación usando las series de tiempo del EVI y promedios móviles hacia atrás (BMA) y hacia adelante (FMA). Determinación de la temporada de verdor integrada en el tiempo ($iEVI$), EVI máximo (EVI_{max}), EVI mínimo en la senescencia ($EVI_{min,SN}$), rango estacional de EVI (ΔEVI), tasa de reverdecimiento (R_{GU}), tasa de senescencia (R_{SN}), duración de la temporada de verdor (D_G) y duración de la senescencia (D_{SN}).

4.3.3.2 Precipitación (PPT) de CHIRPS

Los productos satelitales de precipitación son usualmente una buena opción para estudios hidrológicos que requieran una gran cobertura espacial y/o temporal. En los últimos años, el producto de lluvia diaria del “Tropical Rainfall Measuring Mission Multi-satellite

Precipitation Analysis version 7" (TRMM TMPA-3B42 V7; Huffman et al., 2007) ha estado disponible en todo el mundo para las regiones tropicales y subtropicales. Esto ha abierto la posibilidad de generar nuevos sets de datos que combinan dichos productos satelitales con datos de estaciones en sitio para obtener mejores estimaciones de la precipitación sobre la superficie de la tierra. Uno de esos nuevos productos es la precipitación del "Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data" (CHIRPS-PPT; Funk et al., 2015), el cual se empleó en esta parte del estudio.

Los datos de precipitación del CHIRPS (Funk et al., 2015) fueron proporcionados por el UCSB/CHG y procesados usando la plataforma del GEE. PPT-CHIRPS es un set de datos cuasi global (50°S-50°N) que emplea el TMPA-3B42 V7 para calibrar estimaciones de lluvias globales del "Cold Cloud Duration" (CCD). Este producto también combina datos de estaciones, incluyendo estaciones de México, aumentando la confianza en las estimaciones de lluvia dentro del área de este estudio. Validaciones globales y regionales muestran que CHIRPS es una herramienta confiable para análisis hidrológicos y ecohidrológicos (Funk et al., 2015; Katsanos et al. 2016; Colditz et al., 2017). Datos diarios de 0.05° (~5.2 Km) del producto de CHIRPS (<https://chc.ucsb.edu/data/chirps>) fueron obtenidos de enero de 2001 a agosto de 2019, resultando en un total de 6807 imágenes (Tabla 4.2). Similar a los datos del EVI, cada una de las imágenes de CHIRPS fue espacialmente promediada dentro de un buffer, con un radio de 1.5 Km, alrededor de la torre de flujos, cubriendo 4 píxeles de CHIRPS. Esos píxeles fueron posteriormente desagregados a una dimensión de 250 m x 250 m, para incluir solo aquellas partes dentro del área del buffer.

Finalmente, para obtener una mejor estimación local de la precipitación para el área cubierta por la región del buffer, los datos de precipitación diaria de CHIRPS fueron evaluadas contra la precipitación proveniente del pluviómetro instalado en el sitio de "El Palmar". Para ello se emplearon tres diferentes acumulados totales de precipitación: semanalmente, mensualmente y estacionalmente. El análisis muestra que la mejor correlación con las observaciones de lluvias in situ fue con la escala de tiempo estacional, por lo que se utilizaron cuatro trimestres del año (PPT_{CHIRPS} ; enero-marzo, abril-junio, julio-septiembre y octubre-diciembre). La Figura 4.4 muestra la comparación de los datos

de precipitación de CHIRPS de cada trimestre de los años 2017, 2018 y 2019 (PPT_{CHIRPS}) con su correspondiente trimestre del año de la precipitación medida en el sitio (PPT_{Palmar}). Como se puede observar existe una buena correlación ($R^2 = 0.85$) entre ambos sets de datos, por lo tanto; todos los datos trimestrales de PPT_{CHIRPS} fueron ajustados usando los parámetros de la regresión lineal (*pendiente* = 0.77, *intercepción* = 13.44; Figura 4.5 a). También se calculó las anomalías históricas de PPT ($a_{i,q}$) para cada uno de los trimestres obtenidos ($PPT_{CHIRPS\ i,q}$), mediante el promedio histórico de cada trimestre ($\overline{PPT}_{CHIRPS,q}$) y su desviación estándar ($std(PPT_{CHIRPS,q})$). De la siguiente manera (Figura 4.5 b):

$$a_{i,q} = (PPT_{CHIRPS\ i,q} - \overline{PPT}_{CHIRPS,q}) / (std(PPT_{CHIRPS,q})). \quad (4.8)$$

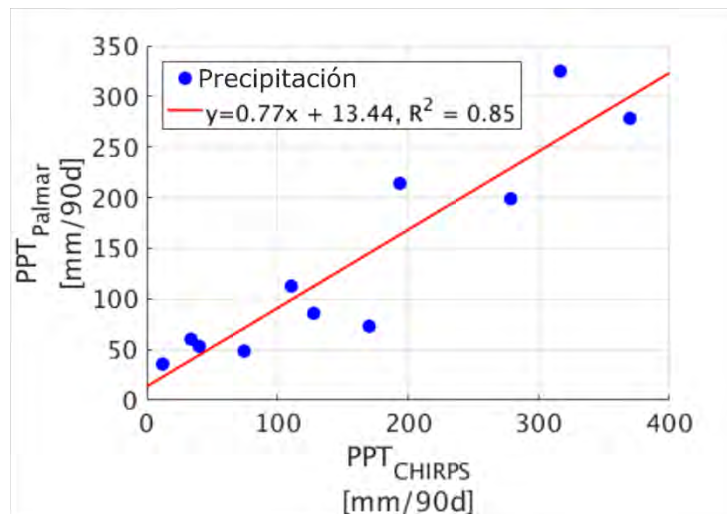


Figura 4.4 Correlación entre la precipitación observada en el sitio de estudio usando datos de percepción remota (PPT_{CHIRPS}) y datos in-situ (PPT_{Palmar}), para el periodo de enero 2017 a agosto 2019.

4.4 Resultados y Discusión

4.4.1 Variabilidad inter e intranual de la precipitación y el verdor del ecosistema

Series temporales de largo plazo (de enero 2001 a agosto 2019) del *EVI* y *PPT* localmente ajustados (PPT_{CHIRPS}) muestran una clara estacionalidad de la vegetación, la cual es altamente responsiva a las condiciones de precipitación del sitio (Figura 4.5 a), como ya

había sido observado en el Capítulo 2 de este trabajo cuando se analizaron las tendencias de los diferentes ecosistemas dentro de la Península de Yucatán (Uuh-Sonda et al., 2018). Consistentemente, las condiciones más secas y menos variables fueron observados durante el primer trimestre del año (enero-marzo) con un promedio histórico de $44.51 \pm 10.43 \text{ mm}/90d$ (7.21% de la precipitación anual). La vegetación, por otro lado, se encuentra en senescencia durante este periodo mostrando los valores más bajos de *EVI* en el año. El inicio de la temporada de lluvias de verano es observado en el transcurso del segundo trimestre del año (abril-junio). El promedio y variabilidad de la precipitación incrementa a $156.85 \pm 42.20 \text{ mm}/90d$ (25.40% de la precipitación anual) conduciendo a que la vegetación comience a reverdecer. La máxima precipitación y variabilidad en el año es observada durante el tercer trimestre del año (julio-septiembre) con un promedio de $306.50 \pm 87.98 \text{ mm}/90d$ (49.64% de la precipitación anual) y el verdor del ecosistema también alcanza su máximo anual. Finalmente, el último trimestre del año (octubre-diciembre) muestra una disminución significativa en la precipitación con un promedio de $109.55 \pm 34.1 \text{ mm}/90d$ (17.74 % de la precipitación anual) conduciendo al inicio de la senescencia del ecosistema.

La precipitación estacional (PPT_{SEASON}) definida como la cantidad acumulada de lluvia del segundo al cuarto trimestre de año, concentra más del 93% de la precipitación media anual ($580 \pm 117 \text{ mm}/270d$) indicando una fuerte estacionalidad en la región. Adicionalmente, se determinaron las anomalías en precipitación estacional para poder identificar los años secos y los años húmedos. La Figura 4.5 b muestra las anomalías de precipitación para cada trimestre de los años. De forma similar a las tendencias de la precipitación de TRMM observadas en el Capítulo 2 para este ecosistema (SDF; Uuh-Sonda et al., 2018), los años 2003, 2004, 2006, 2008, 2009, 2011, 2012, 2015, 2016, 2017 y 2018 estuvieron por debajo de la precipitación promedio, mientras que los años 2001, 2002, 2005, 2007, 2010, 2013 y 2014 estuvieron por encima del promedio. Los dos años más húmedos fueron el 2002 y 2013, mientras que los más secos fueron el 2009 y 2015.

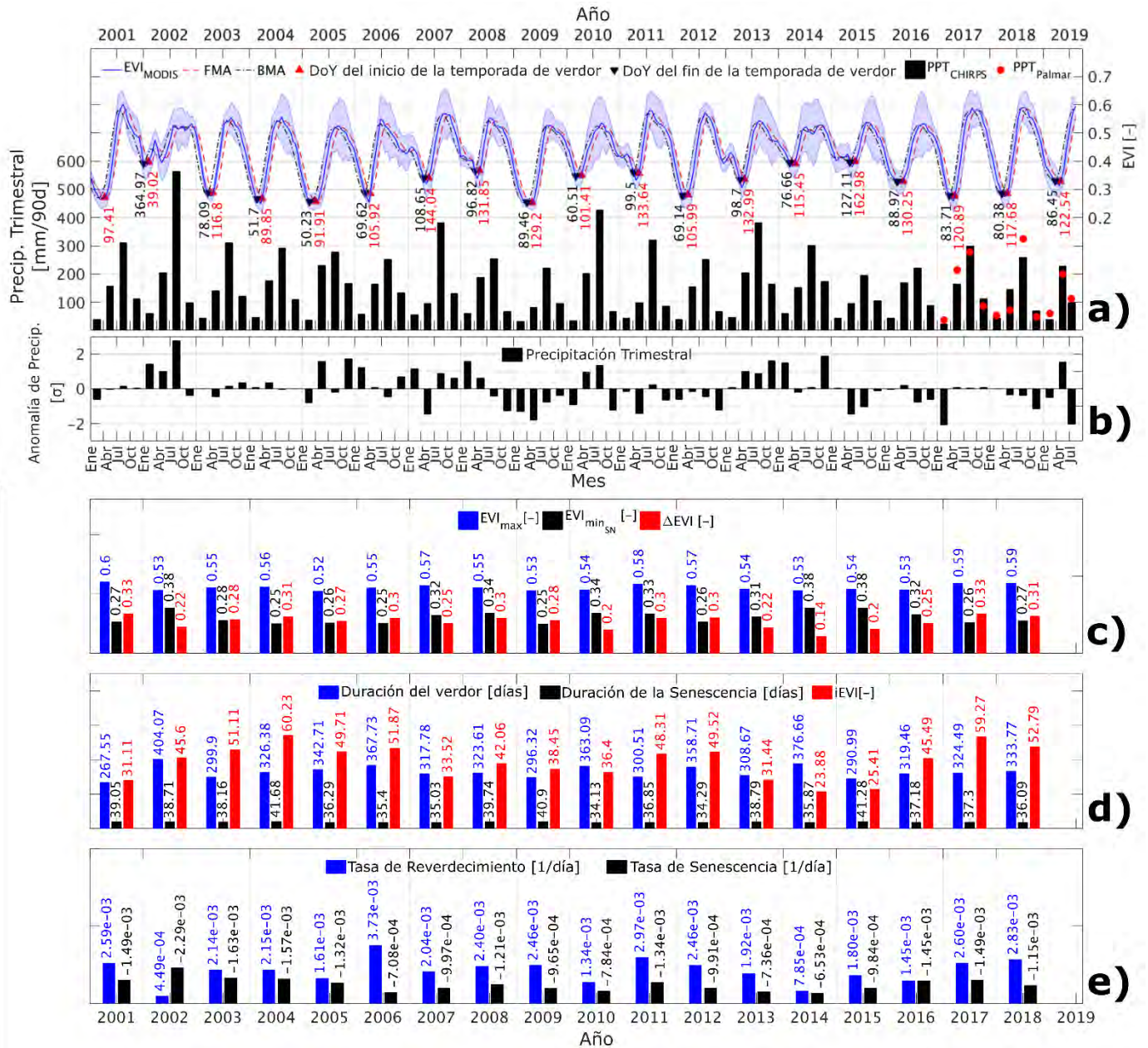


Figura 4.5 Precipitación histórica, EVI y métricas de vegetación. a) Series de tiempo de la precipitación (PPT_{CHIRPS} , barras negras) y EVI (líneas y sombreado azul) obtenidas con datos de percepción remota para el periodo de enero de 2001 a agosto de 2019, así como la precipitación medida in-situ (PPT_{Palmar} , puntos rojos) con un pluviómetro, para el periodo de enero 2017 a agosto 2019. El día del año (DoY) para el inicio y final de la temporada de verdor del ecosistema está indicado. b) Anomalía de precipitación trimestral para cada año, expresado en múltiplos de su desviación estándar. c), d) y e) Variación anual de las diferentes métricas de la vegetación.

Con el fin de entender la relación entre los valores observados de la PPT en cada trimestre del año, y la precipitación estacional (así como con la precipitación total anual), se muestra en la Figura 4.6 a-e información acerca de estas relaciones (regresiones lineales). La precipitación del primer trimestre de cada año muestra una correlación débil con su total de precipitación anual ($R < 0.35$; Figura 4.6 a). Esto es esperado, debido a que la precipitación en este primer trimestre está relacionada a la presencia de frentes fríos o “Nortes” (Magaña et al., 2003; Figueroa-Espinoza et al., 2017), los cuales contribuyen con una pequeña porción al total anual (<10%). Por lo tanto, un inicio más húmedo del año (enero-marzo), en la mayoría de los casos, no implica una temporada de lluvia más húmeda. Por otro lado, en la Figura 4.6, paneles b y c, se muestra que un inicio más húmedo de la temporada de lluvias (junio-agosto) conduce a una estación de lluvias generalmente más húmeda, debido a que la precipitación del segundo y tercer cuarto del año representa más del 81% del total de precipitación anual, conduciendo a una fuerte correlación ($R > 0.60$) entre ellos.

En la Figura 4.6 d se observa que el último trimestre del año (octubre-diciembre) tiene un comportamiento diferente dependiendo de si la PPT_{SEASON} estuvo por encima o por debajo del promedio anual: 1) Para los años cuando la PPT_{SEASON} está por debajo del promedio histórico, la correlación entre el cuarto trimestre y la PPT_{SEASON} es positiva ($R = 0.43$); 2) Para los años cuando la PPT_{SEASON} está por encima del promedio anual, la correlación cambia de signo ($R = -0.23$). Sin embargo, incluso aun cuando la tendencia es descendiente en el segundo régimen, la precipitación acumulada para este último trimestre muestra valores más elevados que en el primer régimen. Este mismo comportamiento es observado en el primer trimestre de la PPT de cada año consecutivo comparado con la PPT_{SEASON} (Figura 4.6 e): en los años donde la PPT_{SEASON} está por debajo del promedio anual, la correlación entre el primer trimestre de la PPT de cada año consecutivo y la PPT_{SEASON} es positiva ($R = 0.45$), mientras que en los años cuando la PPT_{SEASON} está sobre el promedio anual, la correlación cambia de signo ($R = -0.42$).

La Figura 4.5 también muestra la variabilidad intra e interanual de las diferentes métricas de la vegetación obtenidas de la serie temporal del EVI (Figura 4.3). Por ejemplo, el EVI_{max}

varía de 0.52 a 0.60, el rango de la $EVI_{min,SN}$ es de 0.25 a 0.38 y el rango estacional de la EVI (ΔEVI) varía de 0.14 a 0.33 (Figura 4.5 c). Dichos rangos de las métricas de EVI fueron muy similares a aquellos encontrados por Cuba et al., (2013) para la selva seca caducifolia en la Península de Yucatán usando observaciones a largo plazo de MODIS-EVI (2000-2011). La duración anual del verdor en el ecosistema fue en promedio de 329 días (con un rango de 268 a 404 días) mientras que la duración de la senescencia fue en promedio fue en promedio 38 días (con un rango de 34 a 42 días; Figura 4.5 d). La temporada de crecimiento integrada en el tiempo ($iEVI$) varía de 23.88 a 60.23 [adimensional] (Figura 4.5 d). Finalmente, el rango de la tasa de reverdecimiento (R_{GU}) y de senescencia (R_{SN}) fue de 4.49×10^{-4} a 3.73×10^{-3} 1/d, y de -6.53×10^{-4} a -2.29×10^{-3} 1/d, respectivamente (Figura 4.5 e).

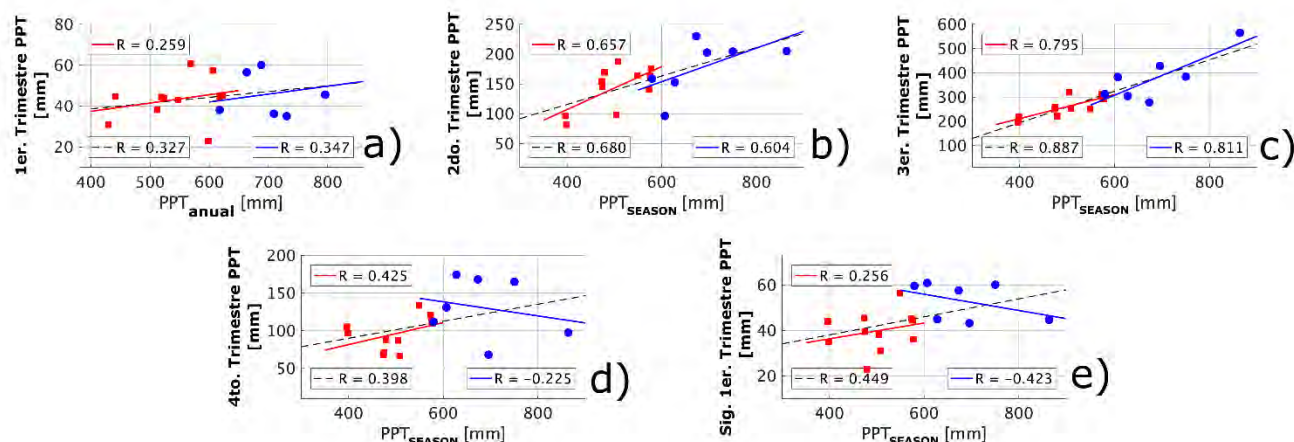


Figura 4.6 Variación anual de los diferentes trimestres de precipitación respecto de la precipitación anual o estacional. Las líneas azules son el ajuste para aquellos años que se encuentran en un régimen de precipitación por encima del promedio estacional (puntos azules). Las líneas rojas son el ajuste para aquellos años que se encuentran en un régimen de precipitación por debajo del promedio estacional (puntos rojos). Las líneas negras son el ajuste de la unión de ambos regímenes. a) Correlación entre el primer trimestre (enero-marzo) y la precipitación anual. Correlación entre el segundo (b; abril-junio), tercero (c; julio-septiembre) y cuarto (d; octubre-diciembre) trimestre y la precipitación estacional (abril-diciembre). e) Correlación entre la precipitación estacional y el primer trimestre de precipitación del año siguiente.

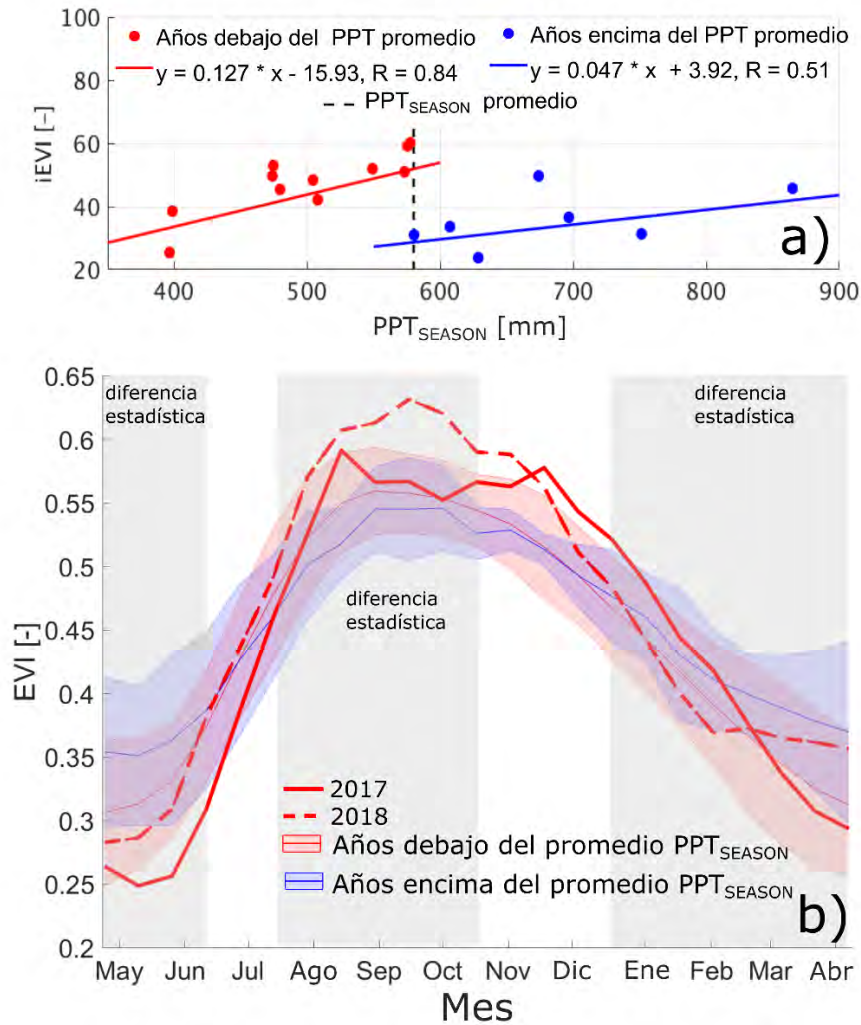


Figura 4.7 a) Relación entre la producción de biomasa (*iEVI*) y las condiciones hidrológicas (precipitación estacional) del sitio. La línea azul es el ajuste para aquellos años en el régimen de precipitación por encima del promedio estacional (2001, 2002, 2005, 2007, 2010, 2013 y 2014), y la línea roja es el ajuste para aquellos años en el régimen de precipitación por debajo del promedio estacional (2003, 2004, 2006, 2008, 2009, 2011, 2012, 2015, 2016, 2017 y 2018). b) Diferencias en el perfil del EVI dependiendo del régimen de precipitación: por debajo (sombreado rojo) y por encima (sombreado azul) del promedio estacional. El sombreado gris marca los periodos en los cuales ambas distribuciones son estadísticamente diferentes. El perfil del EVI para los dos años con mediciones in situ (2017 y 2018) son mostrados.

Para evaluar la relación entre la productividad de la vegetación y la precipitación (o las condiciones de humedad), se comparó la *iEVI* (que mide la magnitud del verdor integrado

en el tiempo y refleja la capacidad de un ecosistema para soportar la fotosíntesis y la producción de biomasa) y otros métricos de la vegetación con la precipitación total estacional (PPT_{SEASON}) para cada año como se muestra en la Figura 4.7 a, y en la Figura 4.8. La Figura 4.7 a, claramente muestra que, conforme la cantidad de precipitación aumenta también lo hace la productividad del ecosistema, pero solo hasta un umbral de lluvia que coincide con la precipitación estacional promedio del área. Se observa que esta relación lineal se comporta diferente cuando se está por debajo ($R = 0.84$) o por arriba ($R = 0.51$) del promedio histórico estacional de precipitación, con una pendiente más pronunciada cuando se está por debajo (0.127 mm^{-1}) que cuando está por encima (0.047 mm^{-1}) del promedio. Esto sugiere que la precipitación estacional es un buen predictor y factor de control para la producción de biomasa para este tipo de selva, similar a otros ecosistemas semiáridos (Li et al., 2004; Prasad et al., 2005; Derner et al., 2008; Méndez-Barroso et al., 2009; Uuh-Sonda et al., 2018). Sin embargo, también se observa que, en el sitio de estudio, un régimen de lluvias por encima del promedio puede reducir la tasa de producción de biomasa. De hecho, esas diferencias también son observadas en las series de tiempo promedios de la *EVI* para los años debajo y encima del promedio estacional (Figura 4.7 b). Para demostrar esta afirmación, un “t-test” (Fisher, 1925; de Winter, 2013) fue realizado para cada intervalo de *EVI* (16-días) considerando los años encima y debajo del promedio estacional de lluvias (Figure 4.7 b), con la intención de encontrar la significancia de la diferencia estadística. El t-test (intervalo de confianza del 95%) muestra que al inicio de la temporada de lluvias (abril-junio), los años por encima del promedio estacional muestran un mayor *EVI* promedio que aquellos con una precipitación estacional por debajo del promedio. Esto sugiere que un inicio húmedo de la temporada de lluvias tiene un fuerte control sobre la producción de biomasa y la longitud del periodo de verdor, como se muestra en la Figura 4.8 h. Sin embargo, una precipitación acumulada superior al promedio puede reducir la tasa de reverdecimiento (Figura 4.8 e). En la parte más seca del año (enero-marzo), se observa también un alto promedio de *EVI* para aquellos años con un régimen de lluvia por encima del promedio. Esto sugiere que un periodo más seco conduce a valores más pequeños de *EVI* y un periodo de senescencia más largo (Figure 4.8 d y 4.8 g). La tasa

de senescencia muestra ser muy similar para para los dos regímenes de precipitación estacional (Figura 4. 8 f). Finalmente, durante el periodo de la más alta producción de biomasa (agosto-octubre), un régimen superior al promedio de la precipitación parece reducir los valores de *EVI*, como se observan en la Figura 4.8 a y b. Esto sugiere que cuando esto ocurre, y el agua no es un factor limitante, otras variables podrían explicar la limitación de la productividad del ecosistema. Una de esas variables es posiblemente la energía, ya que se podría ver afectada por la reducción de la radiación proveniente a causa del aumento de las condiciones de nubosidad durante la temporada húmeda y la más lluviosa. Esta limitación de energía también podría ser la causa del lento reverdecimiento observado a lo largo de los años con un régimen superior al promedio estacional (Figura 4.8 e). Esta hipótesis es explorada y discutida con más detalle en la sección 4.4.3.

4.4.2 Dinámicas y estacionalidad de la producción del ecosistema y evapotranspiración provenientes de las observaciones de la Covarianza de Vórtices

Empleando observaciones registradas in situ por medio de la estación de Covarianza de Vórtices (EC) instalada en el sitio de monitoreo ecohidrológico de “El Palmar”, se presenta en la Figura 4.9, la variabilidad en el verdor de la vegetación (es decir, *EVI* a intervalos de 16 días), el acumulado diario de la precipitación (PPT_{Palmar}), el promedio diario de la humedad del suelo (θ_{Palmar}), la evapotranspiración diaria (*ET*), la producción primaria bruta (*GPP*), la respiración del ecosistema (R_{eco}), la radiación fotosintéticamente activa (*PAR*), el déficit de presión de vapor (*VPD*), y la temperatura del aire (T_{air}) de diciembre de 2016 a agosto de 2019. Debido a la disponibilidad de los datos (Figura 4.9 a), las dinámicas hidrológicas y del ecosistema para los periodos de crecimiento 2017-2018 y 2018-2018 fueron analizados en su totalidad, mientras para el periodo 2019-2020, solo se pudo presentar los datos de enero a agosto de 2019. Es claro que la variabilidad temporal del *EVI* está fuertemente controlado por la precipitación y por las condiciones de humedad en el suelo del sitio. A lo largo del periodo de estudio, los pulsos de precipitación

(PPT_{Palmar}) y los periodos secos entre eventos de lluvia, modulan el comportamiento de la humedad del suelo (θ_{Palmar}) y del verdor de la vegetación (EVI), mostrando la alta sensibilidad de este ecosistema a los cambios en la humedad disponible. Los primeros eventos de precipitación de la temporada de lluvias para los tres años de estudio (2017, 2018 y 2019) aparecen entre el final de mayo y el comienzo de junio. Sin embargo, el 2019 muestra un inicio más húmedo, seguido por el 2017. En el 2018 un inicio seco es observado debido a que las lluvias entre junio y julio no fueron tan frecuentes. De hecho, es hasta los primeros días de julio que se observó un incremento significativo en la precipitación (Figura 4.11 a). Este retraso mostró un efecto en la forma del perfil del EVI con una subida más pronunciada en el 2018 (reverdecimiento vigoroso) al final de junio y principio de julio, comparada con el 2017 y 2019. De hecho, el 2017 mostro un 23% de diferencia en la precipitación comparada con el 2018 (615.1 vs. 498.3 $mm/año$, respectivamente).

Similar a lo ya reportado en el Capítulo 2, los flujos de carbono (GPP y R_{eco}) y agua (ET) muestran una marcada estacionalidad y un fuerte acoplamiento con los pulsos de precipitación (Figura 4.9 c). Dichos pulsos modulan el comportamiento de esos flujos, permitiendo la persistencia de las condiciones de humedad (por ejemplo, la humedad de suelo en la Figura 4.9 b) y manteniendo bajos déficits de presión de vapor en el ambiente ($VPD < 1$ kPa) por al menos la segunda mitad (julio a diciembre, Figura 4.9 d) del 2017 y 2018. Los flujos más pequeños de carbono y agua fueron observados durante la temporada seca (enero a mayo), mientras que los valores más grandes fueron observados durante la temporada de lluvia (junio a octubre). Un periodo corto de transición entre la temporada (húmeda) de lluvia y la temporada de secas, que ocurre entre noviembre y diciembre, es identificado aquí como la posttemporada de lluvias. Un análisis del perfil promedio diario (cada media-hora) de la GPP y su variabilidad para los años 2017 y 2018 muestra un similar máximo promedio de 0.2, 0.6 y 0.4 g_C/m^2 para las temporadas secas, de lluvias y la posttemporada de lluvia, respectivamente (Figura 4.10 a, b y c). Sin embargo, la variabilidad diaria de la GPP del 2017 fue más grande en todas las temporadas comparadas con la del 2018. Otra diferencia entre los perfiles diarios promedios estacionales de la GPP puede ser observada en la segunda mitad de las horas de luz, tanto en la temporada de lluvias

como en la posttemporada de lluvias. En la temporada de lluvias, la asimilación de carbono promedio diurna (GPP) alcanza un máximo alrededor de las 11:00 horas, después de la cual comienza a decrecer de forma suave hasta las 15:00 horas cuando la tasa de GPP comienza a disminuir de forma más pronunciada. En el 2018 la tasa de GPP disminuye más rápido que en el 2017. De forma similar, en la posttemporada de lluvia el perfil promedio diurno de la GPP comienza a disminuir de forma más temprana en el 2018 que en el 2017, donde la GPP máxima promedio se mantiene prácticamente constante desde las 10:00 hasta las 15:00 horas.

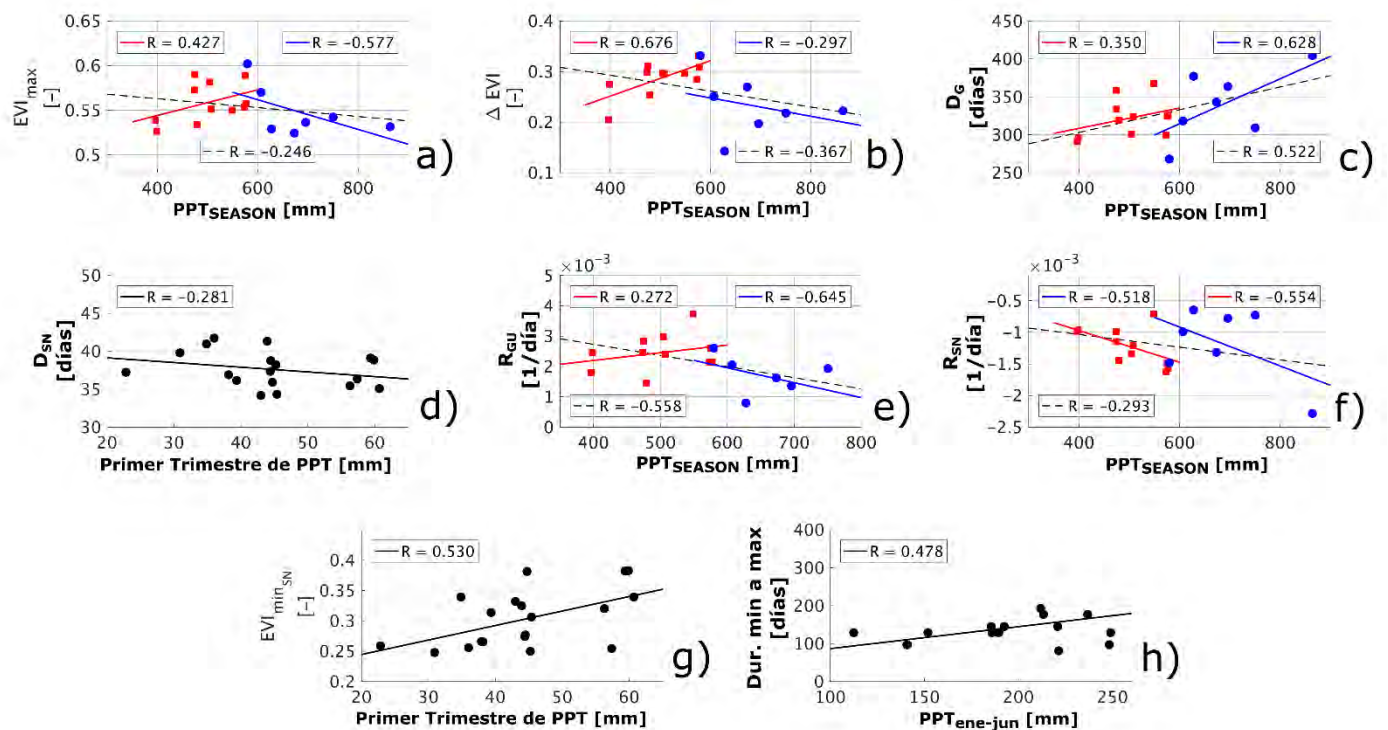


Figura 4.8 Correlación entre las diferentes métricas de vegetación y las condiciones hidrológicas. Las líneas azules son el ajuste para aquellos años en el régimen de precipitación por encima del promedio estacional (puntos azules). Las líneas rojas son el ajuste para aquellos años en el régimen de precipitación por debajo del promedio estacional (puntos rojos). Las líneas negras son el ajuste de la unión de ambos regímenes. a) EVI máximo, b) Rango de EVI, c) Duración de la temporada de verdor, e) Tasa de reverdecimiento, y f) Tasa de senescencia, comparadas con la precipitación estacional (abril-diciembre). d) Duración de la senescencia, y g) EVI mínimo en la senescencia, comparadas con el primer trimestre de precipitación (enero-marzo). h) Duración entre el mínimo y el máximo EVI comparado con la precipitación entre enero y junio.

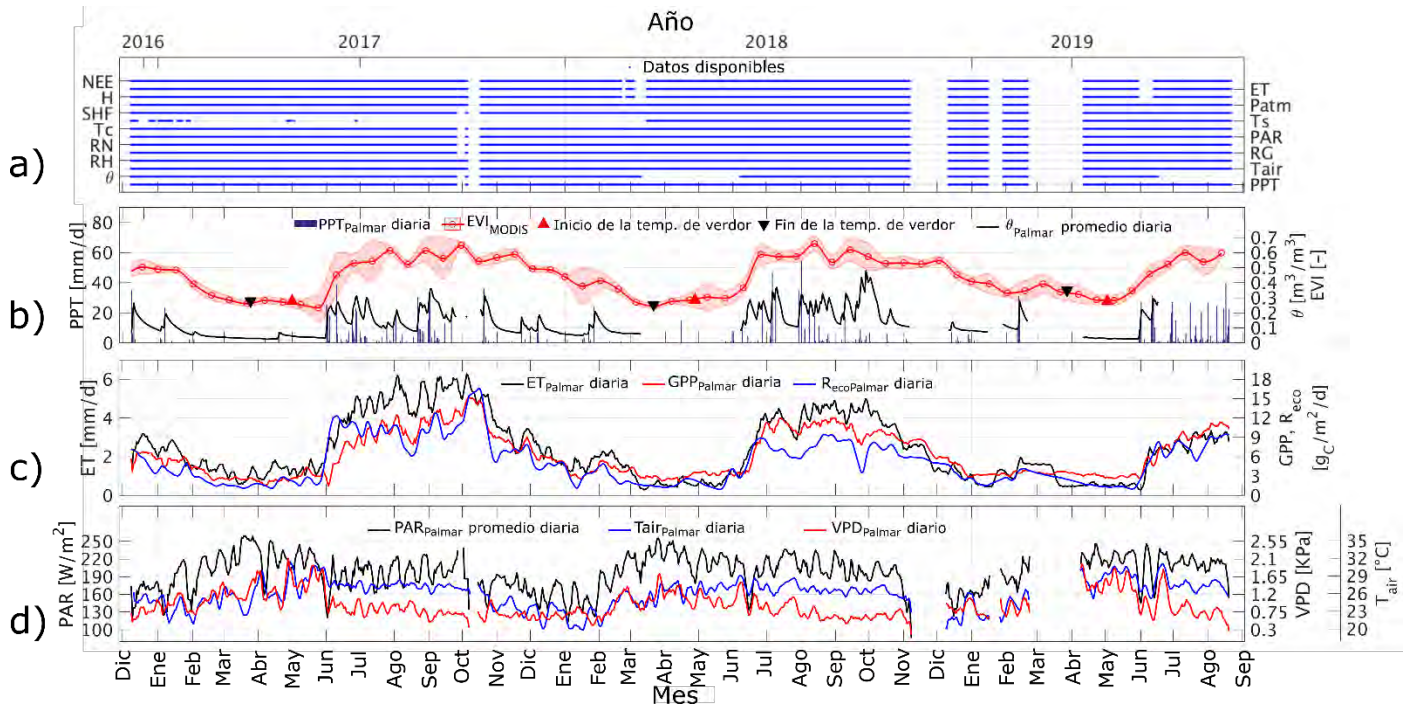


Figura 4.9 Series de tiempo de los datos in-situ del 2016 (diciembre), 2017 (enero-diciembre), 2018 (enero-diciembre), y 2019 (enero-agosto). a) Disponibilidad de los datos medidos en “El Palmar”, mostrando los datos faltantes en el periodo de este estudio para cada variable. b) Precipitación diaria (PPT_{Palmar} , barras), Humedad del suelo promedio diaria (θ_{Palmar} , línea negra), y EVI promedio cada 16-días (línea y círculos rojos) para el sitio. c) Estimaciones en el sitio de los flujos de carbono (GPP y R_{eco} , línea roja y azul) y agua (ET , línea negra). d) Algunas variables atmosféricas medidas en el sitio (promedios diarios): Radiación Fotosintéticamente Activa (PAR_{Palmar} , línea negra), Déficit de Presión de Vapor (VPD_{Palmar} , línea roja) y Temperatura del aire (T_{air} , línea azul).

Tanto el 2017 como el 2018 fueron años cuyos regímenes de lluvias estuvieron por debajo del promedio de precipitación anual (y estacional), sin embargo, el 2017 estuvo más cerca del promedio ($PPT_{annual} = 617.70 \text{ mm/año}$), mientras que el 2018 fue más seco (anomalía negativa entre 0 y $-\sigma$, donde σ es la desviación estándar, Figura 4.5 b). Por lo tanto, la productividad del ecosistema (estimado con GPP) muestra un acumulado total más grande de GPP en el 2017 que en el 2018 (15 vs 12 $g_c/m^2/d$; 2493 vs 2338 $g_c/m^2/año$). Dichos valores de GPP son muy similares a los presentados para este ecosistema, usando datos de percepción remota, en el Capítulo 2. Aunque esta diferencia anual fue pequeña (7%; similar a la variación anual observada en el Capítulo 2 para este ecosistema: 0.5-14%) y las curvas de los acumulados de GPP son muy parecidos, un punto

de bifurcación puede ser observada de octubre hacia diciembre, cuando la temporada de lluvias termina y se da paso a la posttemporada de lluvias (Figura 4.11 c). También se puede observar ligeras diferencias a lo largo de la parte seca del año (enero-mayo) relacionadas con la presencia de eventos o pulsos de precipitación en este periodo. Aunque el 2019 tiende a ser más húmedo, su acumulado de productividad, entre enero y agosto, muestra un comportamiento similar a lo observado en el 2017 y 2018. Esto sugiere que el ecosistema captura una cantidad similar de carbono vía actividad fotosintética (*GPP*) durante la estación seca del año (enero-mayo) y la estación de lluvias (junio-octubre), a pesar de las diferencias que existen en la cantidad de precipitación en los distintos años. Sin embargo, esas diferencias en precipitación parecen ejercer una influencia hasta el final de la estación de lluvias, cuando se observa que la productividad del ecosistema (*GPP*), después de octubre, tiende a ser ligeramente más grande en el año que presenta un mayor acumulado de precipitación (es decir, 2017). Esta respuesta prolongada de la *GPP* en el año más húmedo podría estar relacionado a un uso del agua almacenada en la zona no-saturada y saturada (agua subterránea) a la cual la vegetación puede acceder (Valdez-Hernández et al, 2010; Bauer-Gottwein et al, 2011; Capítulo 3). Por lo tanto, durante la temporada seca, las diferencias en la productividad del ecosistema son dadas a una combinación del acceso de la vegetación al agua subterránea somera proveniente de la recarga por lluvias previas y a la presencia o ausencia de pulsos de precipitación. Consecuentemente, las diferencias observadas en los registros anuales de *GPP* son dados por las diferencias del acumulado de *GPP* de la temporada seca (enero-mayo) y la posttemporada de lluvia (octubre-diciembre), respondiendo a la variabilidad en el acceso de humedad provenientes de pulsos de precipitación y agua subterránea.

Marcadas diferencias en el acumulado de *ET*, de los distintos años, se observan al inicio de la temporada de lluvia (junio, Figura 4.11 b). Por ejemplo, el año más húmedo, 2017, muestra un total de evapotranspiración anual 33% más grande que el 2018 (1119 vs 840 *mm/año*). En dichos años, la *ET* excede la acumulación total de precipitación con razones similares de 1.8 (en el 2017) y 1.7 (en el 2018) veces. De forma interesante, en el 2019, la acumulación observada hasta agosto de la *PPT* fue mayor que la observada en el

correspondiente mes del 2017 (Figura 4.11 a), también se observa que el 2019 presenta la acumulación de ET más baja (Figura 4.11 b). De hecho, este es el único año en los datos, que muestra un acumulado de evapotranspiración menor que el total de precipitación ($ET = 0.6 PPT$). Por supuesto, este comportamiento también es observado en la serie de tiempo de la ET (Figura 4.9 c), la cual presenta valores promedios diarios más bajos ($< 4 mm/d$) comparados con el 2017 ($> 6 mm/d$), a pesar de que el 2019 presentó un inicio de temporada de lluvias más húmeda (Figura 4.11 a). Estacionalmente, existen claras diferencias en la señal diurna de la ET . En la temporada de secas se observan diferencias entre años, tanto en el valor promedio de la ET como en su desviación estándar, entre las 10 y 14 horas (Figura 4.10 d), mientras que, para la temporada de lluvias y la posttemporada de lluvias, la ET promedio y su desviación estándar fueron consistentemente más grandes para todas las horas de luz solar, de 7 a 17 horas (Figura 4.10 e y f). De forma interesante, tanto el promedio como la variabilidad de la ET para la posttemporada de lluvias muestran un descenso notable alrededor del mediodía, es decir entre las 11 y 13 horas, señalando una clara “depresión de mediodía” en transpiración de la vegetación, que podía estar relacionada a un incremento en el déficit de vapor de presión en la hoja y que ya ha sido reportado en otras selvas tropicales caducifolias (Thijs y Welschen 2003; Lio et al., 2014). Esta depresión de mediodía en la transpiración apenas se refleja en la asimilación de carbono al mediodía (Figura 4.10 c).

El Intercambio Neto del Ecosistema ($NEE = Reco - GPP$) también muestra un comportamiento modulado por las condiciones hidrológicas del sitio (Figura 4.11 e y Figura 4.11 h). En general, nuestro sitio continuamente se comporta como un sumidero de carbono ($NEE < 0$; por convención NEE es positivo si el flujo es hacia la atmósfera y negativo si este está dirigido hacia la superficie). Entre enero y junio, el ecosistema se comporta como un modesto sumidero de carbono (baja asimilación de carbono) ocasionalmente aumentado por la presencia de eventos de precipitación (vía “Nortes”) que reponen la humedad del suelo por breves períodos de tiempo (Figura 4.9 b). Durante este periodo, un incremento en la cantidad de lluvia conduce posteriormente a una mayor captura de carbono (NEE más negativo, Figura 4.11 h). Sin embargo, justo en los periodos

donde se observan pulsos de precipitación se presentan incrementos (valores menos negativos) en la *NEE*. Con la llegada de las primeras lluvias de la temporada (junio-julio), el ecosistema presenta una liberación de carbono ($NEE > 0$, Figura 4.11 h). En el 2017, dicha liberación fue muy grande, causando que el ecosistema se comportara como una fuente de carbono (Figura 4.11 e) por un largo periodo de tiempo (junio-agosto). En los años siguientes, 2018 y 2019, esta liberación de carbono fue mucho más baja, por lo que el ecosistema se mantuvo como un sumidero de carbono. La presencia de esta elevada cantidad de carbono liberado modificó el balance anual del *NEE*, haciendo que los valores netos anuales entre el 2017 y el 2018 fueran muy distintos. En el 2017 se registró una captura de $-98.61 \text{ g}_C/\text{m}^2/\text{año}$ ($-0.99 \text{ ton}/\text{ha}/\text{año}$), mientras que en el 2018 la cantidad capturada fue de $-567.5 \text{ g}_C/\text{m}^2/\text{año}$ ($-5.68 \text{ ton}/\text{ha}/\text{año}$), casi 6 veces mayor (Tabla 4.3).

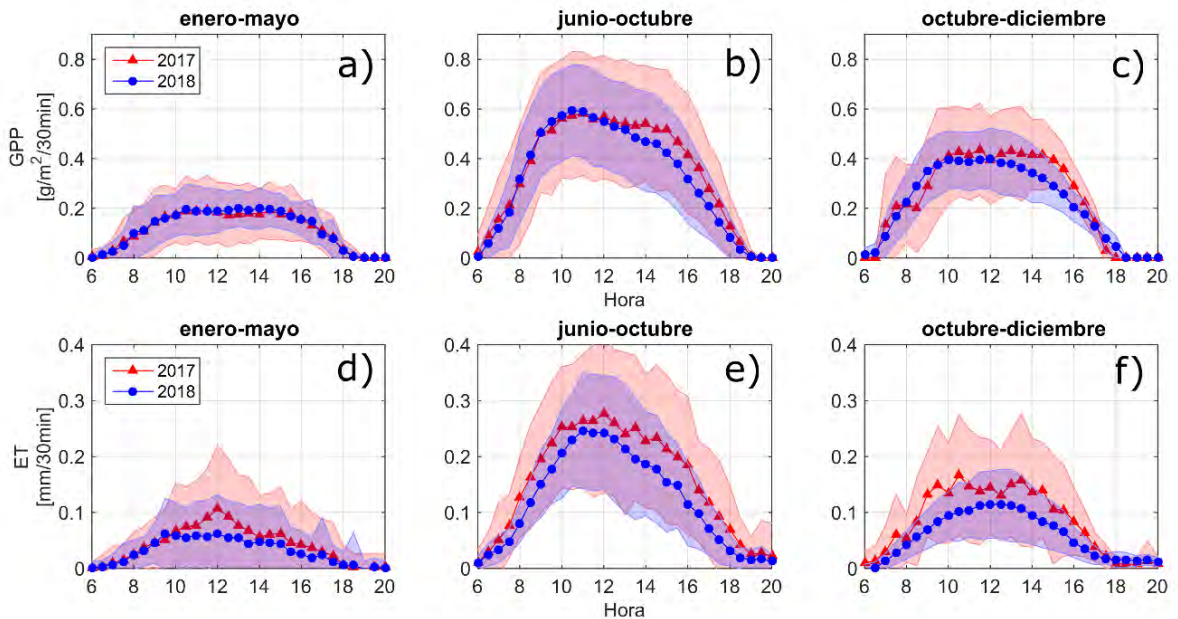


Figura 4.10 Promedios (líneas y puntos) y desviaciones estándares (sombreados) diurnas estacionales, en temporada seca (enero-mayo), temporada de lluvias (junio-octubre) y posttemporada de lluvias (noviembre-diciembre) de la GPP (a, b y c) y la ET (d, e y f) para el 2017 (rojo) y 2018 (azul).

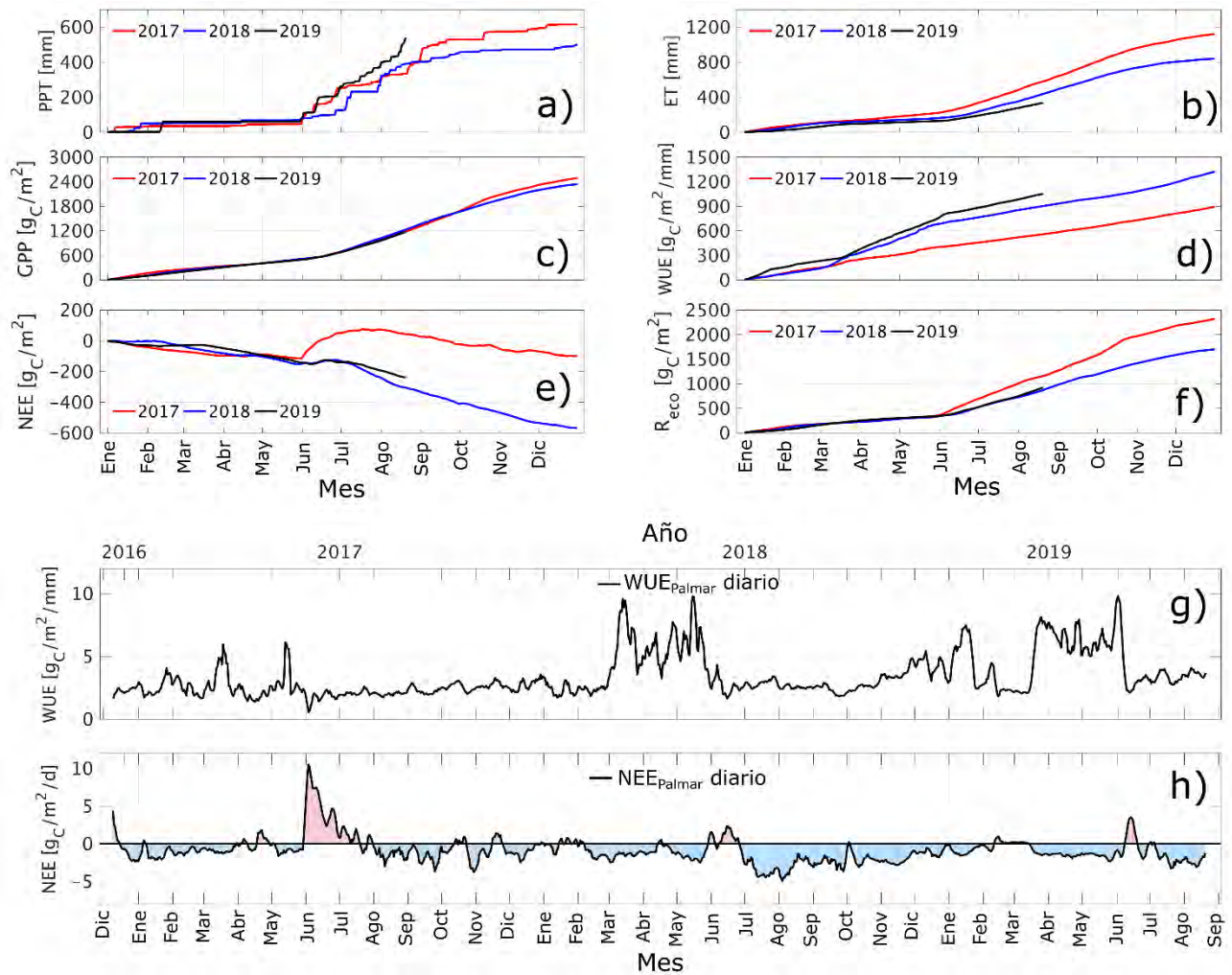


Figura 4.11 Valores acumulados para el 2017, 2018 y 2019. a) Precipitación (PPT_{Palmar}). b) Evapotranspiración (ET_{Palmar}). c) Producción Primaria Bruta (GPP_{Palmar}). d) Eficiencia de Uso de Agua (WUE_{Palmar}). e) Intercambio Neto del Ecosistema (NEE_{Palmar}). f) Respiración del Ecosistema ($R_{eco Palmar}$). G) Series de tiempo del WUE_{Palmar} y h) Series de tiempo del NEE_{Palmar} , las áreas donde el $NEE > 0$ y $NEE < 0$ han sido sombreadas en rojo y azul, respectivamente.

Este incremento en el NEE (valores más positivos en la Figura 4.11 e) está relacionado a un incremento en la respiración del ecosistema (R_{eco} , Figura 4.11 f), ya que la GPP no muestra una gran diferencia entre años (Figura 4.11 c). De hecho, durante los primeros días de la temporada de lluvias, la R_{eco} fue superior a la GPP (Figura 4.9 c) haciendo que el balance de la NEE fuera positivo. Este comportamiento ya ha sido observado en otras selvas

subtropicales secas (Verduzco et al., 2015) y en ecosistemas semiáridos (Huxman et al., 2004) y es atribuido a la reactivación microbiana del suelo debido a la presencia de materia orgánica acumulada y el arribo de agua. En este estudio las condiciones óptimas para observar una mayor cantidad de R_{eco} en el 2017 comparada con el 2018 y el 2019 podría ser una consecuencia de lo sucedido en años previos. Durante 2014, 2015 y 2016, el ecosistema no alcanzó un nivel muy bajo de EVI durante los periodos de senescencia ($EVI_{min,SN}$, Figura 4.5 a y c), mientras que alcanzaba valores promedios en el EVI_{max} lo cual pudo conducir a una acumulación de una mayor cantidad de biomasa en la vegetación. Durante la temporada seca del 2017, el $EVI_{min,SN}$ exhibió un valor muy bajo (0.26, uno de los años más bajos de hecho) sugiriendo que el ecosistema perdió una gran cantidad de la biomasa ganada en años previos. Por otro lado, el inicio de la temporada de lluvia del 2017 muestra tener una PPT ligeramente por encima del promedio (Figura 4.5 b) después de haber tenido dos años consecutivos (2015 y 2016) con un comportamiento bastante abajo del promedio. Por lo tanto, una gran cantidad de agua de lluvia junto con un acumulado de hojarasca de años previos condujeron a una elevada liberación de carbono hacia la atmosfera en el 2017, a través de la R_{eco} . Imágenes tomadas desde la parte de arriba de la torre de flujos cerca del fin de la temporada seca corroboran las condiciones de verdor en el 2016 y la pérdida de follaje de los árboles de la selva en el 2017 antes de la gran liberación de carbono hacia la atmosfera (Figura 4.12). Esas condiciones no fueron observadas en los años 2018 y 2019.

Tabla 4.3 Valores anuales totales

Año	Duración (días)	NEE (g_C/m^2)	GPP (g_C/m^2)	R_{eco} (g_C/m^2)	PPT (mm)	Temp. Prom. ($^{\circ}C$)	ET (mm)
2017	365	-98.61	2493	2320	615.1	25.88	1119
2018	365	-567.5	2338	1700	498.3	25.65	839.8
2019*	232	-238.8	1172	922.8	538.3	27.07	336.4

*Año incompleto

Este ecosistema muestra una cantidad de captura de carbono muy similar durante la temporada de lluvias, para los años registrados, a pesar de las diferencias en la cantidad de agua precipitada. Consecuentemente, el ecosistema tiende a modificar su comportamiento hacia un uso más eficiente de agua en las condiciones secas (Figura 4.11 d y g). Durante las temporadas de lluvias, entre junio y octubre, el ecosistema tiene un Uso Eficiente de Agua (*WUE* por sus siglas en inglés; $WUE = GPP/ET$) diario de aproximadamente $2.4 \text{ g}_C/m^2/mm$, con un mayor valor de *WUE* en aquellos años donde se observó una *ET* baja. Este valor de *WUE* observado en el sitio, muestra ser ligeramente mayor al observado con datos de percepción remota ($1.90 \text{ g}_C/m^2/mm$; Capítulo 1). Durante la segunda mitad de las temporadas de secas (es decir, marzo-mayo) y también durante la posttemporada de lluvia del 2018 (es decir, de diciembre 2018 a enero 2019) el ecosistema tuvo altos valores de *WUE* (de 5 a $10 \text{ g}_C/m^2/mm$), indicando un uso más eficiente del agua disponible. Sin embargo, la temporada seca del 2017 muestra valores bajos de *WUE* comparado con aquellos del 2018 y 2019. Esto podría estar relacionado con la elevada *ET* observada en este periodo (entre 1 y $2 \text{ mm}/d$) como resultado de los eventos de precipitación al final del 2016 e inicio del 2017 (Figura 4.11 b y Figura 4.9 c). Un resumen de los valores anuales observados para los flujos de agua y carbono, así como de la temperatura promedio puede ser encontrada en la Tabla 4.3.

4.4.3 Limitación de Energía

Los datos a largo plazo de *EVI* muestran un claro comportamiento distintivo entre aquellos años con precipitación debajo del promedio y aquellos con precipitación por encima del promedio. Diferencias en la tasa de producción de biomasa (Figura 4.7 a), máximos valores de *EVI* (Figura 4.8 a y b), tasa de reverdecimiento (Figura 4.8 e), y la serie de tiempo del *EVI* promedio (Figura 4.7 b) pueden ser observadas para los dos regímenes de precipitación. Los datos indican que una acumulación de precipitación estacional por encima del promedio tiene un efecto de disminuir el verdor máximo de la vegetación (EVI_{max}). Bajo esta condición, el agua no es un factor limitante durante la temporada de crecimiento de la vegetación, por lo que se cree que la energía disponible se convierte en

el factor limitante para la actividad de la vegetación. Resultados similares han sido reportados en regiones con selvas tropicales estacionales de Brasil, donde las variaciones estacionales en la precipitación y contenido de agua en el suelo no influyen en la forma que se divide la energía ya que esos sitios estuvieron más limitados por la energía que por el agua (Da Rocha et al., 2009; Rodrigues et al., 2014; Buides et al., 2014). Esto es consistente con el hecho de que un incremento en la precipitación provoca un aumento en la nubosidad y por lo tanto una disminución en la radiación solar. Esta hipótesis fue evaluada analizando los dos años (2017 y 2018) con datos disponibles de Radiación Global (RG) en el sitio. Las series de tiempo del *EVI* para esos dos años también muestran una diferencia (Figura 4.7 b), de tal forma que el 2017, que fue el año más húmedo, muestra una serie de tiempo de *EVI* con una amplitud menor que la del 2018. Comparando el integrado de las medias-horas de la RG de la estación de lluvias del 2017 (junio-octubre, 153 días) con aquellas del 2018 (Figura 4.13), se puede observar que para el 2017 siempre se presenta valores menores que en el 2018. En promedio, el integrado de la RG del 2017 es 7.6% más pequeño que en el 2018, con algunos periodos de medias-horas que llegan a presentar valores hasta 13.4% menores. Así mismo, un segundo t-test realizado en cada distribución de medias-horas (153 días) de la RG para el 2017 y 2018 (Figura 4.13), muestra que las medias-horas con la mayor radiación solar (8:30-14:30 hrs.), en ambas distribuciones, son estadísticamente diferentes. Esto muestra que estadísticamente existe una diferencia (a la baja) en la cantidad de radiación acumulada para el 2017, el cual fue un año con una temporada de lluvias más húmeda que la del 2018. Esto último es consistente con la idea de que la energía entrante disponible, debida a la radiación solar, puede llegar a ser un factor limitante en aquellas horas del día cuando la actividad de la vegetación alcanza su pico, lo cual se correlaciona negativamente con condiciones de precipitación por encima del promedio pues se esperaría un incremento en la frecuencia de cobertura por nubes.

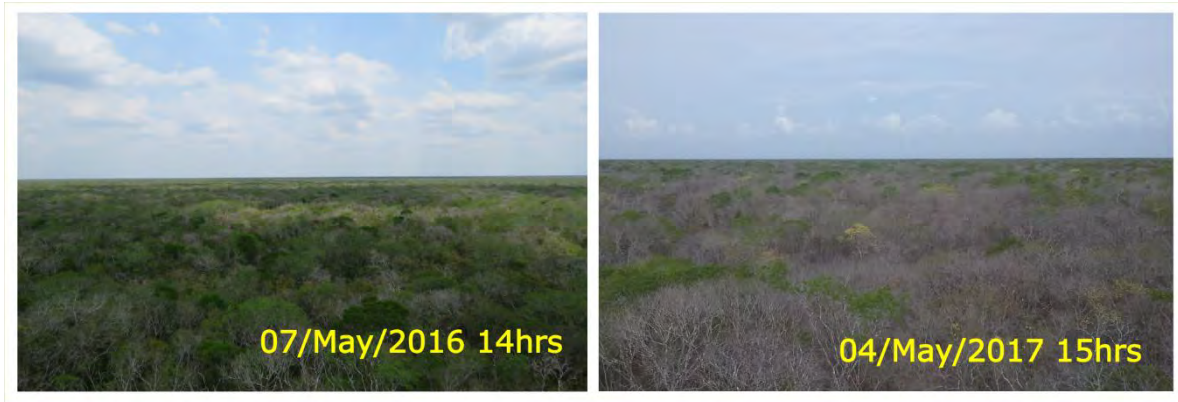


Figura 4.12 Comparación del verdor de la vegetación en la selva tropical seca localizada en la Reserva Estatal “El Palmar” durante la temporada seca del 2016 y 2017. Las imágenes fueron tomadas en lo alto de la torre de flujos usando una cámara digital, la hora de captura (hora local) se muestra en cada imagen. La imagen de la izquierda fue capturada el 7 de mayo de 2016 (DoY=128), mientras que la imagen de la derecha fue capturada el 4 de mayo de 2017 (DoY=124). Las imágenes muestran las diferencias interanuales en el verdor de la vegetación como respuesta a los cambios en la disponibilidad de agua durante la temporada de secas para cada año.

4.4.4 Balance de agua en el ecosistema y dependencia de agua subterránea

La escorrentía superficial en el sitio de estudio es prácticamente inexistente debido a la naturaleza kárstica del área y a su topografía plana (sin relieve superficial). Como resultado, el balance total de agua del ecosistema, para esta selva estacionalmente seca, se simplifica mediante la siguiente expresión:

$$\Delta S_T = \Delta S_u + \Delta S_s = PPT - ET + GW_{LR} - GW_{LD} \quad (4.9)$$

donde ΔS_T es el cambio total del almacenamiento en el subsuelo, el cual a su vez, está compuesto de la suma de los cambios del almacenamiento en la zona no-saturada cercana a la superficie (ΔS_u) y la zona no-saturada profunda y saturada del acuífero (ΔS_s ; acuífero somero). Dicho cambio, equivale a la diferencia de la precipitación (PPT) menos la evapotranspiración (ET) más la diferencia de la de la recarga lateral del subsuelo (GW_{LR}) proveniente de las zonas más altas menos la descarga lateral del subsuelo (GW_{LD}) hacia las zonas más bajas. De la Ecuación 4.9 se puede observar que el principal flujo de entrada de agua proviene de la PPT local y de la recarga lateral del subsuelo desde las zonas más altas

(GW_{LR}), mientras que las principales salidas de agua son tanto la ET y la descarga lateral del subsuelo hacia las zonas más bajas (GW_{LD}). La Figura 4.14 a muestra la progresión del balance superficial del agua (S_W) para el año 2017 y 2018, el cual está definido por la diferencia de la PPT menos la ET ($S_W = PPT - ET$). Reacomodando la Ecuación 4.8 para resolver la S_W , se observa que:

$$S_W = \Delta S_u + \Delta S_s - (GW_{LR} - GW_{LD}) . \quad (4.10)$$

En la Ecuación 4.10, ΔS_u , describe los cambios en las condiciones de humedad del suelo y cualquier otro espacio de grietas y poros parcialmente cubierto por agua en las zonas no-saturadas de piedra caliza, localizadas en el primer par de metros debajo de la superficie. Dicho término es altamente sensible a los eventos de precipitación y la disminución de su humedad ocurre con el transcurso de los días o semanas después de los pulsos de precipitación (Figura 4.9 b). Esto significa que ΔS_u solo es un término importante durante el periodo de lluvias y su relevancia se desvanece con el inicio de la posttemporada de lluvias (es decir al final de octubre). Por lo tanto, para la posttemporada de lluvia y temporada de secas, el S_W (prácticamente reducido a la ET ya que $PPT \sim 0$) es balanceado por la recarga neta lateral del subsuelo ($GW_{LR} - GW_{LD}$) y el uso de la humedad almacenada en la zona no-saturada profunda y el acuífero (ΔS_s), similar a lo observado en el Capítulo 3 para toda la Península. Observando el balance superficial de agua (S_W) en la Figura 4.14, el ecosistema en “El Palmar”, tanto en el 2017 como en el 2018, alcanza grandes valores de déficit de agua (valores negativos de S_W) de $\sim -470 \text{ mm}$ y -325 mm , respectivamente. Ambos valores de déficits caen dentro de los rangos reportados, para este tipo de ecosistemas, en el Capítulo 2 (Uuh-Sonda et al, 2018), y como se infiere de la Ecuación 4.10, esos déficits de agua superficial están soportados por una combinación del flujo neto de recarga del acuífero ($GW_{LR} - GW_{LD}$) y el uso de la humedad almacenada en el acuífero somero (ΔS_s), el cual es accesible para la vegetación. La diferencia en los déficits del S_W entre los años 2017 y 2018 está dada en general por la alta tasa de consumo de agua (vía ET) en el 2017 comparada con la del 2018 (Figura 4.14 b y c), en especial durante la temporada seca y la posttemporada de lluvias. Ya que dichos periodos son cuando la ET está siendo sostenida por el agua subterránea, los datos sugieren que la descarga de agua subterránea por la

vegetación es un importante mecanismo para regular el balance de agua en el acuífero somero de este ecosistema, localizado cerca de la costa ($\sim 14 \text{ Km}$).

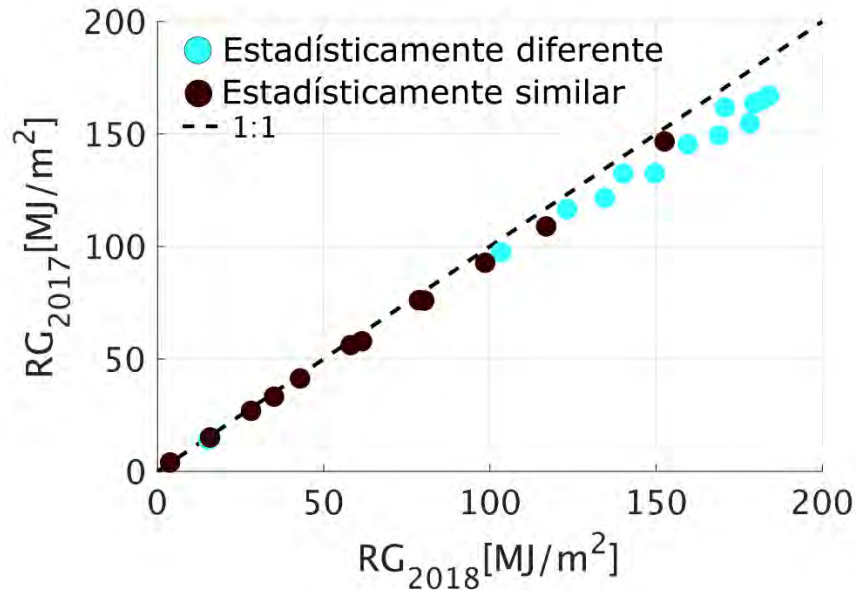


Figura 4.13 Acumulados cada media-hora de la Radiación Global (RG) para las temporadas de lluvia del 2017 contra los del 2018. La línea 1:1 es mostrada. Los círculos color cian indican diferencia estadística evaluadas con un t-test, mientras que los círculos cafés indican similitud estadística. En general, 2017 muestra un déficit de RG acumulada comparada con el 2018, y que los datos con la mayor radiación (8.30-14:30 hrs.) muestran la mayor diferencia. El déficit del 2017 puede alcanzar hasta un 14% de su correspondiente en el 2018.

La Figura 4.14 a también muestra los momentos cuando la tendencia a aumentar del déficit es revertida por los eventos de precipitación, así como las ventanas de tiempo (partes sombreadas de las curvas y líneas horizontales en la parte de debajo de la Figura 4.14 a) en las cuales la ET del ecosistema podría estar sostenida por la entrada de agua de la precipitación. La cantidad total de días que el agua de lluvia podría suplir la ET es de 133 y 145 días para el 2017 y el 2018 respectivamente, y solo entre tres cuartas partes y dos tercios de esos días ocurren durante la temporada de lluvias. Considerando la actividad de la vegetación (es decir, la duración del verdor en la Figura 4.5 d) tanto para el 2017 como para el 2018 se tiene periodos de más de 320 días, esto indica que el agua subterránea

sostiene esta selva cerca del 60% del tiempo del año, con una alta tasa de consumo de agua en la segunda mitad de la estación de lluvias y al inicio de la posttemporada de lluvia para ambos años (Figura 4.14 b y c). Este es probablemente el periodo de tiempo del año cuando los niveles de agua subterránea podían ser someros debido a la frecuente recarga de las lluvias previas. El hecho de que este ecosistema se sostenga en mayor medida por el agua subterránea y no por la *PPT*, la puede hacer menos sensibles a los cambios puntuales de esta como fue señalado en el Capítulo 2 para los ecosistemas caducifolios; y hacerla mas receptiva a las condiciones de humedad previas que pudieran aumentar la disponibilidad de agua almacenada en los depósitos someros subterráneos (efecto de memoria).

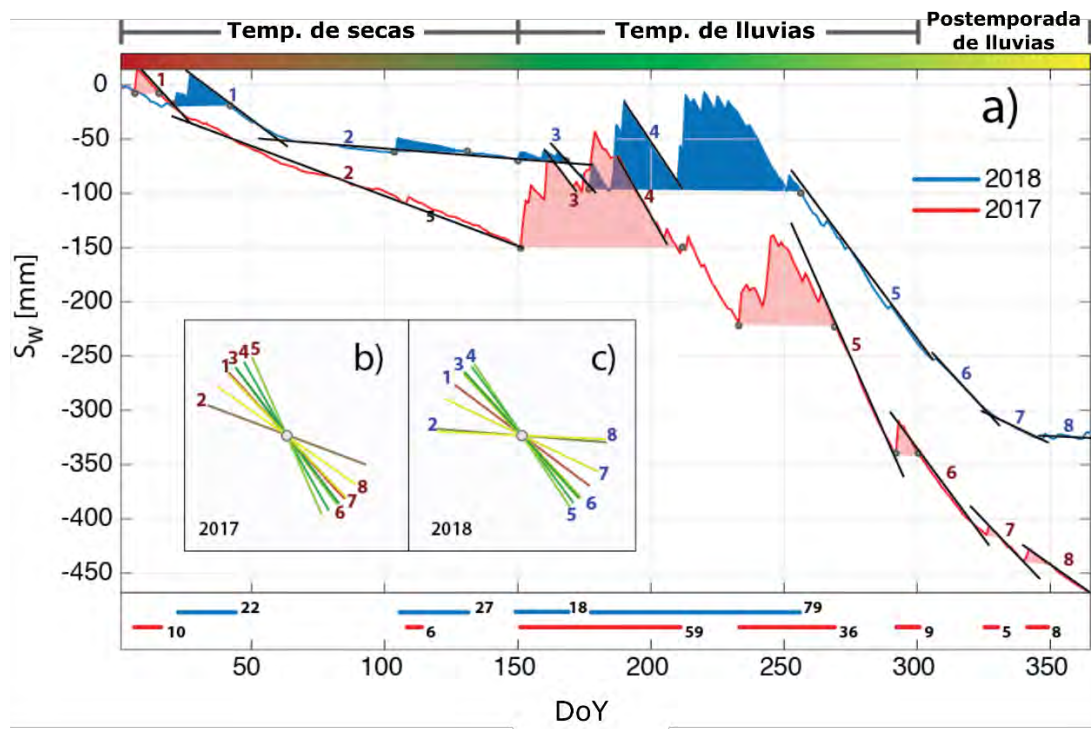


Figura 4.14 Balance de Agua Superficial (S_w) para los años 2017 (línea roja) y 2018 (línea azul), mostrando los periodos (áreas sombreadas) y días (líneas horizontales y números en la parte de abajo del gráfico) cuando la ET podría estar sostenida por el agua de lluvia; b) y c) muestran las pendientes para la tasa de consumo de agua vía ET en diferentes momentos codificados por colores (barra horizontal en la parte superior del gráfico) según la temporada para los años 2017 y 2018, respectivamente.

4.5 Conclusiones

La dinámica de la vegetación (*EVI*, *NEE*, *GPP*, *R_{eco}* y *ET*) en la Selva Baja Caducifolia (SDF), al Noroeste de la Península de Yucatán, muestra un fuerte acoplamiento con las condiciones hidrológicas definidos por los cambios estacionales de la precipitación y la disponibilidad de humedad del acuífero somero. Durante la época seca del año (enero-abril), el acceso al agua subterránea, proveniente de eventos previos de recarga por los pulsos de precipitación de frentes fríos y lluvias de invierno, ejerce un fuerte control en el comportamiento de las dinámicas de la vegetación. Con la llegada de la temporada de lluvias de verano (junio-octubre), se observa una gran variabilidad y aumento en las dinámicas de la vegetación. Sin embargo, un régimen de precipitación por encima del promedio, puede afectar las tasas de producción de biomasa haciendo que esta disminuya, lo cual podría estar relacionado a una limitación en la energía debido a una disminución significativa de la radiación acumulada durante las horas de mayor irradiación (lo observado en 2017 comparado con 2018).

En general, este sitio se comporta como un sumidero de Carbono, aunque una gran variabilidad interanual fue observada (asimilando -0.99 y -5.68 *ton/ha/año* durante el 2017 y 2018, respectivamente). Las tasas más altas de captura de Carbono (*GPP*) ocurren de agosto a noviembre. Sin embargo, al inicio de la estación de lluvias (junio), la tendencia se revierte, pues una importante cantidad de carbono es liberada hacia la atmosfera (vía *R_{eco}*), debido a la actividad microbiana del suelo reactivada por el aumento de la humedad. Los registros muestran que la intensidad de este pulso de carbono depende de las condiciones de humedad previas de la superficie y de la acumulación de hojarasca en el suelo de la selva, lo cual ya ha sido observado en otras selvas subtropicales estacionalmente secas (por ejemplo, en Verduzco et al., 2015). Además, dichas condiciones de la superficie son también controladas por la duración y la fuerza de los periodos secos de años anteriores, lo cual conduce a una gran variabilidad interanual de estos pulsos. De tal forma que los datos de este estudio muestran un 2017 como un año con una liberación de carbono anormal, mientras que en el 2018 se observa una liberación de Carbono mucho más moderada.

Los datos de campo (sitio de monitoreo) confirman un continuo déficit de agua superficial (S_W), el cual ya ha sido reportado en estudios previos (por ejemplo: Gondwe et al., 2010) y es similar a lo encontrado en la primera parte de esta Tesis (Uuh-Sonda et al., 2018). Esto sugiere que la vegetación en la SDF de la PY depende fuertemente del agua subterránea. Este tema debería ser investigado con más detalle en el futuro, debido al gran impacto, potencialmente negativo, que resulta la extracción de agua subterránea por los desarrollos urbanos y la actividad industrial en la vecindad de esta selva, y a las consecuencias que dicho impacto pueda tener sobre todo el ciclo hidrológico de este ecosistema.

Los datos de campo también revelan que, a pesar de las diferencias en la precipitación anual, este ecosistema muestra un límite similar en la Eficiencia del Uso de Agua (WUE), asimilando en promedio $2.4 \text{ g}_C/\text{m}^2$ por cada milímetro (mm) de agua precipitada, durante la estación húmeda. Sin embargo, durante la estación seca, el ecosistema puede modificar su estrategia de consumo de agua dependiendo en cuan seco se encuentre el sitio, pudiendo alcanzar valores altos de WUE (de 5 a $10 \text{ g}_C/\text{m}^2/\text{mm}$), es decir se vuelve más eficiente en la captura de carbono, lo cual no significa que el ecosistema capture más carbono de forma absoluta durante este periodo, sino que el poco carbono que captura lo hace de forma muy eficiente. Un monitoreo a largo plazo, no solamente ayudaría a entender la eficiencia a la cual el ecosistema fija CO_2 , sino que también permitiría evaluar la resiliencia, frente a la variabilidad climática y sus extremos, de esta selva tropical estacionalmente seca, así como los potenciales impactos sobre la estacionalidad en sus ciclos de flujo de carbono y de agua.

CAPITULO 5.

CONCLUSIONES GENERALES

La investigación presentada en este trabajo, es la primera en la Península de Yucatán (PY) que combina datos de percepción remota y datos in situ para evaluar las dinámicas espaciales y temporales a largo plazo (más de 10 años) de los flujos de agua, carbono y energía a nivel ecosistema. Este enfoque responde a la necesidad nacional de conocer el estado base, y su comportamiento frente extremos climáticos, de los distintos ecosistemas del país, su uso de agua y su productividad (ecohidrología) con el objetivo de llenar vacíos en el conocimiento y tener una Síntesis Nacional dichos flujos (por ejemplo, MexFlux). Así como a la necesidad internacional de generar información que ayude a la protección de estos ecosistemas que son de los más amenazados en el mundo y con gran importancia para la captura de dióxido de carbono antropogénico.

Los procesos hidrológicos y la productividad de los ecosistemas de la Península de Yucatán son dos procesos que están altamente controlados por dos factores: 1) la falta de escorrentía superficial debido a la prácticamente nula topografía de la región, y a la existencia de un acuífero kárstico altamente permeable y conectado; y 2) la distribución de los ecosistemas a lo largo de un gradiente ecoclimático, que conduce a una transición de selvas estacionalmente secas, caducifolias y subcaducifolias, en las partes norte, centro y noroeste de la PY, a selvas perennifolias y subperennifolias, en las partes este y sureste de la PY. Por ello, los flujos de agua superficiales están limitados por la precipitación (*PPT*) y la evapotranspiración (*ET*), los cuales están acoplados al estado de salud y productividad del ecosistema (Productividad Primaria Bruta: *GPP*; Productividad Primaria Neta: *NPP*). La magnitud y variación estacional de estos flujos muestran ser sensibles la variabilidad climática y a las perturbaciones causadas por eventos extremos como sequías y tormentas tropicales, las cuales son frecuentes en la PY.

Tanto la *ET* como la *GPP* muestran una fuerte correlación espacial con el gradiente ecoclimático de la PY (rangos de valores y variabilidad). Se observa que la *ET* y *GPP* se encuentran en fase con la temporada de lluvias para los ecosistemas caducifolios (fuerte estacionalidad), pero, para los ecosistemas perennifolios, solo la *GPP* muestra dicha fase. El hecho de que la *ET* y la *PPT* no estén en fase en los ecosistemas perennifolios hace pensar en un posible descenso de la radiación que llegan a la superficie debido a los periodos constantes de nubosidad durante la época de lluvia. Mucha de la variabilidad intranual observada en los flujos de *ET* y *GPP* puede ser atribuida a los cambios debido a la propia variabilidad estacionalidad de la *PPT*. Sin embargo, los cambios año con año de la *ET* y *GPP* en los distintos ecosistemas son bajos (del 1 al 3 %) comparados con los cambios anuales en la precipitación (*PPT*) que pueden alcanzar hasta el 16%. Y solo una pequeña parte de la variabilidad interanual de la productividad neta (*NPP*) podría ser atribuida a la variabilidad interanual de la *PPT*, es decir que los cambios observados año con año en la *PPT* no se correlacionan con los cambios observados, años tras año, de la *NPP*. Esto nos sugiere que, para los ecosistemas de la PY, a pesar de que muestran una estacionalidad debido a la precipitación, los cambios en las cantidades anuales inmediatas de *PPT* no condicionan el aumento o descenso en la productividad del mismo. Por ello, exceptuando los periodos de sequía en los ecosistemas caducifolios de la parte norte de la PY, la productividad de los ecosistemas muestra un efecto de legado, respondiendo más a una trayectoria definida (que tan húmedo o secos fueron los años previos) en lugar que a las condiciones puntuales de los extremos climáticos. Así mismo la vegetación en los ecosistemas perennifolios y caducifolios muestran tener diferentes estrategias en el uso de agua, como respuesta a la variabilidad hidrológica. Sin embargo, en los años más secos y más húmedos, éstos parecen alcanzar un valor eficiente muy similar entre sí.

Similares resultados se han encontrado al analizar de forma local uno de los ecosistemas caducifolios más perturbados de la PY: la Selva Baja Caducifolia (SDF). Todos los flujos de carbono y de agua muestran una fuerte correlación estacional con la precipitación y, a pesar de las diferencias en las condiciones inmediatas de humedad, muestra tener una estrategia de uso de agua similar durante la época de crecimiento y una eficiencia muy alta durante

los periodos de mayor sequía. Dicho ecosistema se comporta generalmente como un sumidero de carbono, sin embargo, muestra una gran variabilidad temporal (asimilando -0.99 y -5.68 *ton/ha/año* durante el 2017 y 2018, respectivamente), la cual está relacionada a un evento de liberación de carbono al inicio de la temporada de lluvia, cuya magnitud y duración muestra estar influenciada por las condiciones previas en el historial de humedad y acumulación de biomasa.

Uno de los resultados más sorprendentes observados con los datos in situ obtenidos, es la disminución en la tasa de producción de biomasa en los años cuyo régimen de lluvia sobrepasa el promedio estacional, lo cual sugiere un cambio en el factor limitante para la productividad del ecosistema, es decir que, en los años muy húmedos, el agua deja de ser un factor de limitación y en su lugar la radiación incidente podría ser el principal limitador a causa de la presencia de una mayor nubosidad. Los análisis al respecto soportan esta hipótesis, pues se observa que en 2017, que fue un año más húmedo que el 2018 (23.5% mayor), la radiación global acumulada durante la temporada de lluvias se redujo un 7.6%.

Las pérdidas de agua superficial por evapotranspiración muestra ser la principal componente de dicho balance en la superficie de la PY, sobre todo en las áreas costeras. Los déficits y superávits muestran una correlación espacial y temporal con el tipo de ecosistema y con las anomalías anuales de precipitación. De forma general, la PY se encuentra mayormente sobre un déficit ($ET > PPT$) superficial de agua, lo cual se observa cuando los ecosistemas con mayor extensión presentan dicho comportamiento. Por lo tanto, el balance superficial de toda la PY depende en gran medida del comportamiento de dichos ecosistemas (MHEF y MHDF). La extensión de este balance, integrando los términos de almacenamiento ($S = S_{\theta} + S_{gV}$) en la zona no-saturada, zona saturada y vegetación, ha permitido evaluar la dinámica espacio-temporal de la recarga/descarga lateral de agua subterránea (Q_G), la cual igual muestra una gran variabilidad como resultado de la propia variabilidad en las condiciones climáticas. A pesar de ello, las zonas de recarga y descarga lateral muestran estar claramente definidas en la PY. En promedio, las zonas secas de la parte norte, oeste y noreste de la Península, donde se encuentran los ecosistemas caducifolios y varias de las zonas agrícolas (con cambios de uso de suelo), así como la mayor

distribución de cenotes, muestran ser zonas de descarga lateral del acuífero, mientras que las regiones más húmedas al este y sureste de la PY, donde se encuentran los ecosistemas perennifolios y las zonas más altas, muestran ser zonas de recarga lateral. En cuanto a las componentes, se observó que en los años cuando se presentan los mayores déficits del balance superficial de agua, se utiliza el agua almacenada principalmente en la zona no-saturada, y en algunos casos de la zona saturada; mientras que cuando dicho balance superficial tiene excedentes, el almacenamiento en la zona no-saturada muestra una recuperación. Por su parte, la recarga y descarga del acuífero parece ser más influenciada por la forma en que los almacenamientos en la zona saturada se han comportado en los años previos, de manera que se observa un incremento en dicho almacenamiento cuando se presenta un aumento en el flujo lateral de agua subterránea. Todo esto, junto con los análisis de Budyko para cada ecosistema, pone en evidencia la estrecha relación que tienen los ecosistemas superficiales con el agua subterránea, ayudando en mucho de los casos a la *PPT* a poder suplir el agua que requiere la vegetación. Esto se puede observar de forma más clara con los datos obtenidos en la SDF, los cuales muestran que durante la temporada de secas y posttemporada de lluvias la única forma de suplir el agua empleada vía *ET* es la obtenida del subsuelo (la almacenada en la zona no-saturada y saturada), ya que la precipitación solo muestra suplir dicho uso de agua durante periodos al interior de la propia temporada de lluvias.

Los resultados de esta investigación son parteaguas para el conocimiento de la resiliencia de los ecosistemas a perturbaciones naturales dadas por la variabilidad climática. Continuar con el monitoreo a largo plazo de estos y otros ecosistemas, empleando las herramientas aquí mostradas, nos permitirá llenar el vacío de conocimientos que aún se encuentra sobre las dinámicas ecohidrológicas.

APÉNDICE A. SITIO DE MONITOREO ECOHIDROLÓGICO DE EL PALMAR

Desde diciembre de 2016, con el apoyo del Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC) del Instituto de Ingeniería de la UNAM, y del Laboratorio Nacional de Resiliencia Costera (LANRESC), se estableció un sitio experimental con instrumentos para la medición de variables biometeorológicas y de intercambios verticales de flujos de agua, carbono y energía, comúnmente llamada Torre de Flujos (<http://ocse.mx/es/experimento/torre-de-flujos-palmar>). Este sitio de monitoreo Ecohidrológico, se encuentra situada en medio de la selva baja caducifolia dentro de la Reserva Estatal de “El Palmar”. Para una mejor descripción técnica de los equipos se puede recurrir a Uuh-Sonda y Figueroa-Espinoza (2019). A continuación, se presenta una serie de imágenes de la puesta en marcha del sitio.





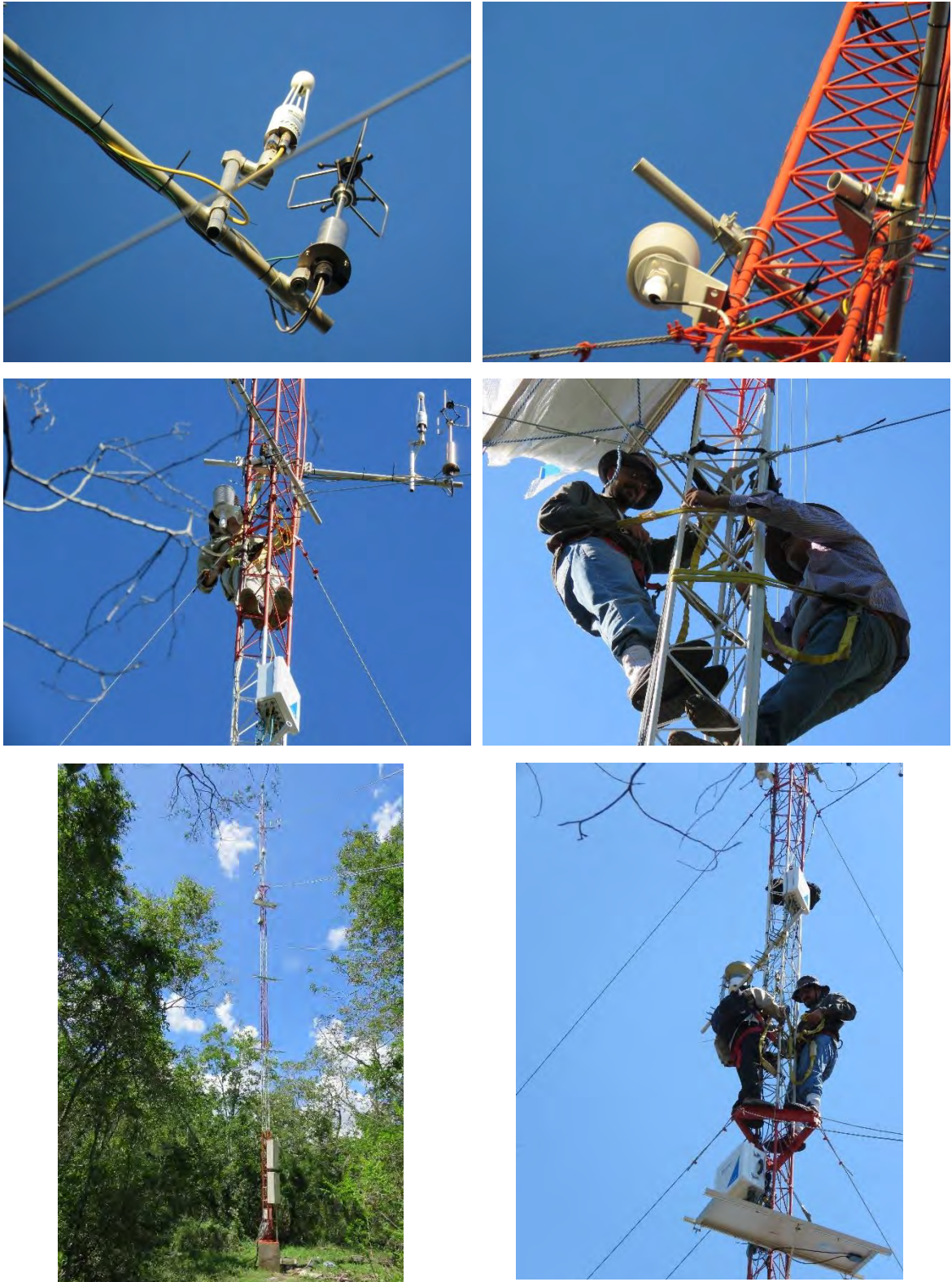


Figura A.1 *Instalación de equipos en el Sitio de Monitoreo Ecohidrológico de “El Palmar”*

APÉNDICE B.

PUBLICACIONES Y PARTICIPACIONES EN CONGRESOS

A continuación, se describe los artículos científicos, capítulos de libro, manuales y participación en congresos que se efectuaron durante el Doctorado y relacionados a esta Tesis.

B.1 Artículos científicos

- Uuh-Sonda, J. M., Gutiérrez-Jurado, H. A., Figueroa-Espinoza, B., & Méndez-Barroso, L. A. (2018). On the ecohydrology of the Yucatan Peninsula: Evapotranspiration and carbon intake dynamics across an eco-climatic gradient. *Hydrological Processes*, 32(18), 2806-2828.
- Balbuena, J. D., Yépez, E. A., Pellat, F. P., Pérez, G. Á., Gutiérrez, C. A., Barrientos, M. S. A.,..., Figueroa-Espinoza, B.,..., Uuh-Sonda, J. M.,..., et al. (2019). Base de datos de flujos verticales de dióxido de carbono en ecosistemas terrestres y costeros en México. *Elementos para políticas públicas*, 2(2), 93-108.
- Uuh-Sonda, J. M., Figueroa-Espinoza, B., Gutiérrez-Jurado, H., Méndez-Barroso, L. (2020). Ecosystem productivity and evapotranspiration dynamics of a seasonally dry tropical forest of the northwestern Yucatan Peninsula. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. En Revisión.
- Gutiérrez-Jurado, H. A., Uuh-Sonda, J. M., Alvarez-Rodriguez, G., Méndez-Barroso, L. A., Figueroa-Espinoza, B. (2020). Recharge and discharge dynamics of the Yucatán Peninsula aquifer. *Geophysical Research Letters*. En Preparación.

B.2 Capítulos de libros/manuales

- Uuh-Sonda, J. M., Gutiérrez-Jurado, H. A., Figueroa-Espinoza, B., Méndez-Barroso, L. A. (2017). Assessment of Carbon and Water Use Efficiency of the Ecosystems in the Yucatan Peninsula. En: Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2017. Serie Síntesis Nacionales. Paz, F., R. Torres y A. Velázquez (Editores). Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada y la Universidad Autónoma de Baja California. Pp. 324-331. ISBN: 978-607-96490-5-0
- Uuh-Sonda, J. M., Figueroa-Espinoza B., Gómez-Nicolás M. P., et al. (2018). Variación estacional de los flujos de carbono y agua sobre la selva baja caducifolia Yucateca en la Reserva Estatal “El Palmar”. En: Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2018. Serie Síntesis Nacionales. Paz, F., A. Velázquez y M. Rojo (Editores). Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Instituto Tecnológico de Sonora. Pp. 53-60. ISBN: 978-607-96490-6-7
- Uuh-Sonda, J.M. y Figueroa-Espinoza, B. (2019). Manual Técnico Operacional. Estación de Monitoreo Eco-hidrológico del Palmar: Torre de Flujos. LANRESC. <http://www.lanresc.mx/publicaciones.php>

B.3 Base de datos

- Uuh-Sonda, J.M., Figueroa-Espinoza B., Gómez-Nicolás, M.P., Gómez-Liera, J.A., (2019). Ecohydrological observations in El Palmar state reserve, Yucatan, Mexico. <https://zenodo.org/record/3523561#.Xoz5l4hKjIU>

B.4 Congresos/seminarios

- 2o Congreso Interamericano de Cambio Climático (CICC 2016). Ciudad de México, 14-16 de marzo de 2016. Exposición oral titulada “Dinámica de la

Evapotranspiración y asimilación de Carbono en la Península de Yucatán bajo condiciones climáticas extremas”.

- Seminario “Sitio de monitoreo ecohidrológico del Palmar. Torre de Flujos”. 27 de febrero de 2017. LIPC-UNAM, Sisal, Yucatán.
- VIII Simposio Internacional del Carbono en México 2017. Ensenada, Baja California, 16-19 de mayo de 2017. Exposición oral titulada “Evaluación de la Eficiencia del Uso del Agua y de Carbono en los Ecosistemas de la Península de Yucatán”.
- Reunión Anual 2017 de la Unión Geofísica Mexicana (RAUGM-2017). Puerto Vallarta, Jalisco, 23-27 de octubre de 2017. Exposición oral titulada “Evaluación de los Flujos de Carbono y Agua en la Selva Baja Caducifolia Yucateca empleando el Método de Covarianza de Vórtices”.
- IX Simposio Internacional del Carbono en México. Álamos, Sonora, 16-18 de mayo de 2018. Exposición oral titulada “Variación estacional de los flujos de carbono y agua sobre la Selva Baja Caducifolia Yucateca en la reserva estatal de El Palmar”.
- Seminario “Torre de Flujos: 2 años de mediciones”. 28 de enero de 2019. LIPC-UNAM, Sisal, Yucatán.
- Primer Simposio Internacional de Resiliencia Costera. Mérida, Yucatán. 19-21 de Junio 2019. Contribución mural titulada “Dynamics of net ecosystem production and evapotranspiration due to seasonal precipitation in a tropical dry forest in the northwest of the Yucatan Peninsula”
- Simposio: Ecohidrología en México. Ciencia para el manejo integrado del agua y ecosistemas. VII Congreso Mexicano de Ecología. Juriquilla, Santiago de Querétaro, Querétaro. 29 septiembre 4 octubre 2019. Exposición Oral titulada “Ecohidrología de la Península de Yucatán: Dinámicas espacio-temporales de flujos de Agua y Carbono”.

REFERENCIAS

- Acharya, B.S., Halihan, T., Zou, C.B., et al. (2017). Vegetation Controls on the Spatio-Temporal Heterogeneity of Deep Moisture in the Unsaturated Zone: A Hydrogeophysical Evaluation, *Scientific Reports*, 7, 1499.
- Acosta-Lugo, E., Chablé, J., Durán-García, R., et al. (2010). Caracterización de la Eco-región de los Petenes-Celestun-El Palmar, en Plan de Conservación de la Eco-Región Petenes-Celestún-Palmar, Acosta-Lugo, E., et al., (Eds). Centro EPOMEX-Universidad Autónoma de Campeche. Pronatura Península de Yucatán. A.C. pp. 184.
- Aguilar, E., Peterson, T.C., Ramírez Obando, P., et al. (2005). Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961–2003, *Journal of Geophysical Research*, 110, D23107.
- Allen, C.D., Macalady, A.K., Chenchouni, H., et al. (2010). A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests, *For. Ecol. & M.*, 259, pp. 660-684.
- Alongi, D. (2014). Carbon cycling and storage in mangrove forest. *Annual Review of Marine Science*, 6, pp. 195-219.
- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., et al. (1999). Estimates of the Annual Net Carbon and Water Exchange of Forests: The EUROFLUX Methodology. *Advances in Ecological Research*, 30, 113-175.
- Baldocchi, D. (2003). Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: Past, present, and future, *Global Change Biol.*, 9, 479–492.
- Baldocchi, D. (2008). “Breathing” of the terrestrial biosphere: Lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems, *Aust. J. Bot.*, 56, 1–26.
- Banda-R, K., Delgado-Salinas, A., Dexter, K.G., et al. (DRYFLOR) (2016). Plant diversity patterns in neotropical dry forests and their conservation implications, *Science*, 353 (6306), pp. 1383-1387.
- Barr, A.G., Morgenstern, K., Black, T.A., et al. (2006), Surface energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO₂ flux, *Agric. Forest Meteor.* 140 (1-4), 322-337.
- Bastiaanssen, W.G.M., M. Menenti, R.A. Feddes and A.A.M. Holtslag, (1998a). The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): Part 1 formulation, *J. of Hydr.* 212-213: 198-212.
- Bastiaanssen, W.G.M., H. Pelgrum, J. Wang, Y. Ma, J. Moreno, G.J. Roerink and T. van der Wal, (1998b). The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): Part 2 validation, *J. Of Hydr.* 212-213: 213-229.
- Bauer-Gottwein, P., Gondwe, B.R.N., Charvet, G., et al. (2011). Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico, *Hydrogeology Journal*, 19 (3), pp. 507-524.
- Back, W., Hanshaw, B. B., Pyle, T. E., et al. (1979). Geochemical significance of groundwater discharge and carbonate solution to the formation of caleta xel ha, quintana roo, mexico. *Water Resources Research*, 15(6), 1521-1535.

- Bell, T. W., Menzer, O., Troyo-Diéguez E., et al. (2012). Carbon dioxide exchange over multiple temporal scales in an arid shrub ecosystem near La Paz, Baja California Sur, Mexico. *Global Change Biology* 18:2570-2582.
- Biudes, M. S., Vourlitis, G. L., Machado, N. G., et al.. (2015). Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in Mato Grosso, Brazil. *Agric. Forest Meteor.*, 202, 112-124
- Bowman, A.W., and Azzalini, A. (1997). *Applied Smoothing Techniques for Data Analysis: The Kernel Approach with S-Plus Illustrations*. Oxford University Press, US.
- Breña-Naranjo, J.A., Laverde-Barajas, M., y Pedrozo-Acuña, A. (2016). Changes in pan evaporation in Mexico from 1961 to 2010. *International Journal of Climatology*, 37, pp. 204–213.
- Breña-Naranjo, J.A., Pedrozo-Acuña, A., Pozos-Estrada, O., et al. (2015). The contribution of tropical cyclones to rainfall in Mexico. *Physics and Chemistry of the Earth*, 83-84, pp. 111-122.
- Breshears, D.D., Cobb, N.S., Rich, P.M., et al. (2005). Regional vegetation die-off in response to global-change-type drought, *P Natl Acad Sci USA*, 102, pp. 15144–15148
- Brunsell, N.A., y Wilson, C.J. (2013). Multiscale Interactions between Water and Carbon Fluxes and Environmental Variables in a Central U.S. Grassland, *Entropy*, 15-4, pp. 1324-1341.
- Budyko, M.I. (1958). *The Heat Balance of The Earth's Surface*. US Department of Commerce, Washington, DC.
- Burba, G., (2013). *Eddy Covariance Method for Scientific, Industrial, Agricultural, and Regulatory Applications*. LICOR Biosciences. ISBN 978-0-615-76827-4.
- Burnett, B., Chanton, J., Christoff, J., Kontar, E., et al. (2002). Assessing methodologies for measuring groundwater discharge to the ocean. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 83(11), 117-123.
- Burnett, W. C., Taniguchi, M., y Oberdorfer, J. (2001). Measurement and significance of the direct discharge of groundwater into the coastal zone. *Journal of Sea Research*, 46(2), 109-116.
- Canul-Macario, C., Salles, P., Hernández-Espriú, J.H., and Pacheco-Castro, R. (2019). Empirical relationships of head-salinity response to variations of sea level and vertical recharge in coastal karst aquifers. In preparation.
- Cervantes-Torre-Marín, G., Sosa-Granados, R., Rodríguez-Herrera, G., y Robles-Martínez, F. (2009). *Ecología industrial y desarrollo sustentable*. Ingeniería, *Revista Académica de la FI-UADY*, 13-1 (2009) 63-70.
- Chapin III, F.S., Matson, P.A. y Vitousek, P.M. (2011). *Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology*. Springer-Verlag New York. New York. 529 p.
- Chazdon, R.L., Brenes, A.R., Alvarado, B.V. (2005). Effects of climate and stand age on annual tree dynamics in tropical second-growth rain forests. *Ecology*, 86, pp. 1808-1815
- Cissell, J.R., Delgado A.M, Sweetman, B.M., et al. (2018). Monitoring mangrove forest dynamics in Campeche, Mexico, using Landsat satellite data. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 9, pp. 60-68.
- Colditz, R.R., Arriola-Villanueva, V.L., Tecuapetla-Gómez, I., and Gómez-Mendoza, L. (2017). Temporal relationships between daily precipitation and NDVI time series in

- Mexico. IEEE International Workshop on the Analysis of Multitemporal Remote Sensing Images (MultiTemp). 10.1109/Multi-Temp.2017.8035202.
- CONABIO (1999). Uso de suelo y vegetación modificado por CONABIO, <http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>
- CONAGUA (2015). Atlas del Agua en México 2015. Comisión Nacional del Agua. <http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Publicaciones/Publicaciones/ATLAS2015.pdf>.
- CONAGUA (2016). Statics of Water in Mexico, 2016 edition, National Water Commission, Mexico City, Mexico, <http://files.conagua.gob.mx/conagua/publicaciones/Publicaciones/EAMI2016.pdf>.
- CONAGUA-SMN (2017). Resúmenes Mensuales de Temperaturas y lluvia, <http://smn.cna.gob.mx/es/climatologia/temperaturas-y-lluvias/resumenes-mensuales-de-temperaturas-y-lluvias>.
- CONAGUA (2017). Información Climatológica por Estado, <http://smn.cna.gob.mx/es/component/content/article?id=42>
- CONAGUA-SMN, (2019). Normales Climatológicas por. <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/normales-climatologicas-por-estado>
- Condit, R., Hubbell, S.P., Foster, R.B. (1995). Mortality-rates of 205 neotropical tree and shrub species and the impact of a severe drought, *Ecological Monographs* 65, pp. 419–439.
- Creed, I. F., Spargo, A. T., Jones, J. A., et al. (2014). Changing forest water yields in response to climate warming: results from long-term experimental watershed sites across North America. *Glob Change Biol*, 20, pp. 3191–3208.
- Cuba, N., Rogan, J., Christman, Z., et al. (2013). Modelling dry season deciduousness in Mexican Yucatán forest using MODIS EVI data (2000–2011). *GIScience & remote sensing*, 50(1), 26-49.
- da Rocha, H. R., Manzi, A. O., Cabral, O. M., et al. (2009). Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 114(G1).
- Dai, Z., Johnson, K.D., Birdsey, R.A., et al. (2015). Assessing the effect of climate change on carbon sequestration in a Mexican dry forest in the Yucatan Peninsula, *Ecological Complexity*, 24, pp. 46-56.
- De Jesús, A., Breña-Naranjo, J.A., Pedrozo-Acuña, A., et al. (2016). The use of TRMM 3B42 product for drought monitoring in Mexico. *Water*, 8(8), 325.
- de la Mora Orozco, C., Ruíz Corral, J.A., Flores López, H.E., et al. (2016). Climate change indices in the state of Chiapas, Mexico, for the period 1960-2009, *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas*, 13, pp. 2523-2534
- de Queiroga Miranda, R., Galvíncio, J.D., Beserra de Moura, M.S., et al. (2017). Reliability of MODIS Evapotranspiration Products for Heterogeneous Dry Forest: A Study Case of Caatinga. *Advances in Meteorology*, 2017, 9314801.
- de Winter, J.C.F. (2013). Using the Student's t-test with extremely small sample sizes. *Practical Assessment, Research & Evaluation*, 18(10).

- Delgado-Balbuena, J. D., Yépez, E. A., Paz-Pellat, et al. (2019a). Base de datos de flujos verticales de dióxido de carbono en ecosistemas terrestres y costeros en México. *Elementos para Políticas Públicas*, 2(2), 93-108.
- Delgado-Balbuena, J., Arredondo, J. T., Loescher, H. W., et al. (2019b). Seasonal precipitation legacy effects determine the carbon balance of a semiarid grassland. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 124, 987– 1000.
- Derner, J. D., Hess, B. W., Olson, R. A., & Schuman, G. E. (2008). Functional group and species responses to precipitation in three semi-arid rangeland ecosystems. *Arid Land Research and Management*, 22(1), 81-92.
- Didan, K., Barreto Munoz, A., Solano, R., et al. (2015). MODIS Vegetation Index User's Guide (MOD13 Series). The University of Arizona. <https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod13.php>
- Dupuy-Rada, J.M., Durán- García, R., García-Contreras, G., et al. (2015). Conservation and use, in *Biodiversity and Conservation of the Yucatan Peninsula*, Islebe G.A., et al., (Eds). Springer, pp. 169-193.
- Durán-García, R., y Méndez-González, M.E. (2010). Selva baja caducifolia con cactáceas candelabrifórmes, en *Biodiversidad y Desarrollo Humano en Yucatán*, Durán, R. and Méndez, M. (Eds). CICY, PPD-FMAM, CONABIO, SEDUMA. 496 pp. <http://www.cicy.mx/sitios/biodiversidad-y-desarrollo-humano-en-yucatan>.
- Edwards, D.P., Socolar, J.B., Mills, S.C., et al. (2019). Conservation of Tropical Forests in the Anthropocene. *Current Biology* 29, R1008–R1020.
- Ellis, E.A., Hernández-Gómez, I.U., y Romero-Montero, J.A. (2017). Los procesos y causas del cambio en la cobertura forestal de la Península de Yucatán. *Ecosistemas*, 26(1), pp. 101-111.
- Ellis, E. A., y Porter-Bolland, L. (2008). Is community-based forest management more effective than protected areas?. A comparison of land use/land cover change in two neighboring study areas of the Central Yucatan Peninsula, Mexico. *Forest Ecology and Management*.
- Ellison, D., Morris, C.E., Locatellie, B., et al. (2017). Trees, forests and water: Cool insights for a hot world, *Global Environmental Change*, 43, pp. 51–61.
- Estrada-Medina, H., Graham, R. C., Allen, M. F., et al. (2013). The importance of limestone bedrock and dissolution karst features on tree root distribution in northern Yucatán, México. *Plant and Soil*, 362(1–2), 37–50.
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., et al. (2001a). Gap filling strategies for long term energy flux data sets. *Agricultural and Forest Meteorology*, 107, 71–77.
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R. et al. (2001b) Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agricultural and Forest Meteorology*, 107, 43–69.
- Famiglietti, J. S., Lo, M., Ho, S. L., et al. (2011). Satellites measure recent rates of groundwater depletion in California's Central Valley. *Geophysical Research Letters*, 38, L03403.
- Fan, S. M., Wofsy, S. C., Bakwin, P. S., et al., (1990). Atmosphere-biosphere exchange of CO₂ and O₃ in the Central Amazon Forest. *Journal of Geophysical Research*, 95: 16851-16864.

- Ferguson, P.R., y Veizer, J. (2007). Coupling of water and carbon fluxes via the terrestrial biosphere and its significance to the Earth's climate system, *Journal of Geophysical Research*, 112, D24S06.
- Figuroa-Espinoza, B., Salles, P., López-González, J., et al. (2017). Caracterización del Viento en Sisal [Characterization of Wind in Sisal], in *Caracterización Multidisciplinaria de la Zona Costera de Sisal, Yucatán [Multidisciplinary Characterization of the Coastal Zone of Sisal, Yucatán]*, LANRESC.
- Fisher, R. A. (1925). Applications of 'Student's' Distribution. *Metron* 5, 3-17.
- Foken, T. (2008). The Ebergly Balance Closure Problem: An Overview. *Ecological Applications*, 18(6), 1351-1367.
- Foken, T., Leuning, R., Oncley, S.R., et al. (2012). Corrections and Data Quality Control. In M. Aubinet et al. (eds.), *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*, Springer Atmospheric Sciences, DOI 10.1007/978-94-007-2351-1 3.
- Franssen, H.J.H., Stöckli, R., Lehner, I., et al. (2010) Energy balance closure of eddy-covariance data: A multisite analysis for European FLUXNET stations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 150 (12), 1553-1567.
- Friedlingstein, P., Houghton, R.A., Marland, G., et al. (2010). Update on CO2 Emissions. *Nature Geoscience* 3 (12): 811–12.
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., et al. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2, 150066. actualización
- Gao, X., Huete, A.R., y Didan, K. (2003). Multisensor Comparisons and Validation of MODIS Vegetation Indices at the Semiarid Jornada Experimental Range. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41 (10), pp. 2368-2381.
- George-Chacón, S.P. y Hernández-Stefanoni, J.L. (2019). Forest Inventory 2017 in the State Reserve of “El Palmar”. Unpublished data. Personal communication.
- Gebremichael, M., y Barros, A.P. (2006). Evaluation of MODIS gross primary productivity (GPP) in tropical monsoon regions. *Remote Sens. Environ.* 100, pp. 150–166.
- Ghannam, K., Nakai, T., Paschalis, A., et al. (2016). Persistence and memory timescales in root-zone soil moisture dynamics, *Water Resources Research*, 52(2), pp. 1427-1445.
- Gondwe, B.R.N., Hong, S.-H., Wdowinski, S., et al. (2010). Hydrologic dynamics of the ground-water-dependent Sian Ka'an wetlands, Mexico, derived from InSAR and SAR data, *Wetlands* 30-1, pp. 1-13.
- Gondwe, B.R.N., Lerer, S., Stisen, S., et al. (2010). Hydrogeology of the south-eastern Yucatan Peninsula: new insights from water level measurements, geochemistry, geophysics and remote sensing, *Journal of Hydrology*, 389, pp. 1-17.
- Gondwe, B.R.N, Merediz-Alonso, G., Bauer-Gottwein, P. (2011). The influence of conceptual model uncertainty on management decisions for a groundwater-dependent ecosystem in karst, *Journal of Hydrology*, 400, 1–2, pp. 24-40.
- González-Iturbe, J.A., Olmsted, I., y Tun-Dzul, F. (2002). Tropical dry forest recovery after long term Henequen (sisal, *Agave fourcroydes* Lem.) plantation in northern Yucatan, Mexico. *Forest Ecology and Management*, 167 (1-3), 67-82.
- Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., et al. (2017). Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote Sensing of Environment*, 202, 18-27.

- Guillevic, P., Koster, R.D., Suarez, M.J., et al. (2002). Influence of the interannual variability of vegetation on the surface energy balance: a global sensitivity study *Journal of Hydrometeorology*, 3 (6), 617-629
- Hastings, S. J., Oechel, W. C. and Muhlia-Melo, A. (2005). Diurnal, seasonal and annual variation in the net ecosystem CO₂ exchange of a desert shrub community (Sarcocaulis) in Baja California, Mexico. *Global Change Biology* 11:927-939.
- Heinsch, F.A., Zhao, M., Running, S.W, et al. (2006). Evaluation of remote sensing based terrestrial productivity from MODIS using tower eddy flux network observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(7), pp 1908-1925.
- Hinojo-Hinojo, C., Castellanos, A. E., Rodríguez, J. C., et al. (2016). Carbon and water fluxes in an exotic buffelgrass savanna. *Rangeland Ecology and Management* 69:334-341.
- Holbrook, N.M., Whitbeck, J.L., y Mooney, H.A. (1995). Drought responses of neotropical dry forest trees. In: *Seasonally dry tropical forests*, Bullock S.H., et al. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK., pp. 243-276.
- Holdridge, L.R. (1947). Determination of the world plant formations from simple climatic data. *Science* 105, pp. 267-368.
- Horst, T. (1997). A simple formula for attenuation of eddy fluxes measured with first-order-response scalar sensors. *Boundary-Layer Meteorology*, 82(2), 219-233.
- Huete, A.R., Didan, K., Miura, T., et al. (2002). Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*, 83 (1-2), pp. 195-213.
- Huete, A.R., Liu, H.Q., Batchily, K, and vanLeeuwen W. (1997). A comparison of vegetation indices global set of TM images for EOS–MODIS *Remote Sensing of Environment*, 59 (3), 440-451.
- Huffman, G.J., Adler, R.F., Bolvin, D.T., et al. (2007). The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology* 8(1), pp. 38–55.
- Huxman, T.E., Smith, M.D., Fay, P.A., et al. (2004). Convergence across biomes to a common rain-use efficiency. *Nature*, 429, pp. 651–654.
- Ilstedt, U., Bargués Tobella, A., Bazié, H.R., et al. (2016). Intermediate tree cover can maximize groundwater recharge in the seasonally dry tropics. *Scientific Reports*, 6, 21930.
- INECC (2016). Información Sobre Ecología y Cambio Climático: Efectos del Cambio Climático en México, <https://www.gob.mx/inecc/acciones-y-programas/efectos-del-cambio-climatico>.
- INEGI (2008). Unidades climáticas. Conjunto de datos vectoriales escala 1:1 000 000. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825267568>
- INEGI (2011). Continuo Nacional de Uso del Suelo y Vegetación 1:250,000 Serie V, 2011: Entidad Federativa, <http://www3.inegi.org.mx/sistemas/sisept/default.aspx?t=mamb340&s=est&c=35603>
- IPCC (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate*

- Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri y L.A. Meyer (eds.)], IPCC, Geneva, Switzerland, pp. 151.
- IPCC (2018). IPCC Special Report on Climate Change, Desertification, Land Degradation, Sustainable Land Management, Food Security, and Greenhouse gas fluxes in Terrestrial Ecosystems.
<https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2019/08/Fullreport-1.pdf>
- lio, A., Fukasawa, H., Nose, Y. y Kakubari, Y. (2004). Stomatal closure induced by high vapor pressure deficit limited midday photosynthesis at the canopy top of *Fagus crenata* Blume on Naeba mountain in Japan. *Trees* 18, 510–517.
- Jascehko S., Sharp Z.D., Gibson J.J., et al. (2013). Terrestrial water fluxes dominated by transpiration, *Nature Geoscience*, 496, 347-50.
- Jauregui, E. (1997). Climate changes in Mexico during the historical and instrumented periods, *Quaternary International*, 43–44, pp. 7-17.
- Jiménez-Sierra, C.L., Sosa-Ramírez, J., Cortés-Calva, P., et al. (2014). México país megadiverso y la relevancia de las áreas naturales protegidas. *Investigación y Ciencia de la Universidad Autónoma de Aguascalientes*. 60, pp. 16-22.
- Jovanovic, N., y Sumaya, I. (2012). Critical Review of Methods for the Estimation of Actual Evapotranspiration in Hydrological Models, *Evapotranspiration - Remote Sensing and Modeling*, Dr. Ayse Irmak (Ed.).
- Katsanos, D. Retalis, A, and Michaelides, S. (2016). Validation of a high-resolution precipitation database (CHIRPS) over Cyprus for a 30-year period. *Atmospheric Research*, 169, B, 459-464.
- Khan, J.A., Rodgers, W.A., Johnsingh, A.J.T., et al. (1994). Tree and shrub mortality and debarking by *Sambar Cervus-Unicolor* (Kerr) in Gir After a drought in Gujarat, India, *Biological Conservation* 68, pp. 149–154.
- Kim, H.W., Hwang, K., Mu, Q., et al. (2012). Validation of MODIS 16 global terrestrial evapotranspiration products in various climates and land cover types in Asia. *KSCE J. Civ. Eng.*, 16 (2), pp. 229-238.
- Kim, J.H., y Jackson, R.B. (2012). A global analysis of groundwater recharge for vegetation, climate, and soils, *Vadose Zone Journal*, 11(1).
- Kljun, N., Calanca, P., Rotach, M.W., et al. (2015). A simple two-dimensional parameterisation for Flux Footprint Prediction (FFP). *Geosci. Model Dev.*, 8, 3695–3713.
- Knapp, A. K., y Smith, M. D. (2001). Variation among biomass in temporal dynamics of aboveground primary production. *Science*, 291, pp. 481–484.
- Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., et al. (1998). The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 15(3), 809-817.
- Laurance, W.F. (1999). Reflections on the tropical deforestation crisis. *Biological Conservation*, 91, pp. 109-117.
- Laurance, W.F., Williamson, G.B., Delamônica, P., et al. (2001). Effects of a strong drought on Amazonian forest fragments and edges. *Journal of Tropical Ecology* 17, pp. 771–785.

- Law, B.E., Falge, E., Gu, L., et al. (2002). Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. *Agric. For. Meteorol.*, 113(1–4), pp. 97–120.
- Leigh, E.G.J., Windsor, D.M., Rand, A.S., et al. (1990). The impact of the El Niño drought of 1982–83 on a Panamanian semideciduous forest, *Global Ecological Consequences of the 1982–83 El Niño-Southern Oscillation*, Glynn P.W. (Ed.). Elsevier, Amsterdam, pp. 473–486.
- Leler, S. (2008). Estimation of actual evapotranspiration using remote sensing data for the Yucatan Peninsula, Mexico. MSc Thesis.
- Li, D., Lewis, J., Rowland, J. et al. (2004). Evaluation of land performance in Senegal using multi-temporal NDVI and rainfall series. *Journal of Arid Environments*, 59 (3), pp. 463-480.
- Li, J., Powell, T.L., Seiler, T.J., et al. (2007). Impacts of Hurricane Frances on Florida scrub-oak ecosystem processes: defoliation, net CO₂ exchange and interactions with elevated CO₂. *Global Change Biology*, 13:1101–13.
- Liu, H., Peters, G., y Foken, T. (2001). New equations for sonic temperature variance and buoyancy heat flux with an omnidirectional sonic anemometer. *Bound Layer Meteorol* 100:459–468.
- Liu, W., Wang, L., Zhou, J., et al. (2016). A worldwide evaluation of basin-scale evapotranspiration estimates against the water balance method. *Journal of Hydrology*, 538, pp. 82–95.
- Liverman, D.M., y O'Brien, K.L (1991). Global warming and climate change in Mexico, *Global Environmental Change* 1 (5), pp. 351-364.
- Lloyd, D. (1990) A phenological classification of terrestrial vegetation cover using shortwave vegetation index imagery *International Journal of Remote Sensing*, 11, 2269-2279.
- Lloyd, J., Taylor, J.A. (1994). On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology*, 8, 315-323.
- Luthcke, S.B., Rowlands, D.D., Sabaka, T.J., et al. (2015), "Chapter 10: Gravimetry measurements from space," *Remote Sensing of the Cryosphere*, Ed. M. Tedesco, Oxford: Wiley Blackwell, ISBN 9781118368855, 231-247.
- Luyssaert, S., Inglima, I., Jung, M., et al. (2007). CO₂ balance of boreal, temperate, and tropical forests derived from a global database. *Global Change Biology* 13:2509-2537.
- Lwanga, J.S. (2003). Localized tree mortality following the drought of 1999 at Ngogo, Kibale National Park, Uganda. *African Journal of Ecology* 41, pp. 194–196.
- Magaña, V., Amador, J.A., y Medina, S. (1999). The mid-summer drought over Mexico and Central. America. *Journal of Climate*, 12, pp. 1577-1588.
- Magaña, V.O., Vázquez, J.L., Pérez J.L., et al. (2003). Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional*, 42 (3), pp. 313-330.
- Márdero, S., Nickl, E., Schmook, B. et al. (2012). Sequías en el sur de la península de Yucatán: análisis de la variabilidad anual y estacional de la precipitación, *Investigaciones geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 78, pp. 19-33.

- Martínez-Yrizar, A., Jaramillo, V.J., Maass, M., et al. (2018). Resilience of tropical dry forest productivity to two hurricanes of different intensity in western Mexico. *Forest Ecology and Management*. In Press.
- Mascorro, V.S., Coops, N.C., Kurz, W.A. y Olgúin, M. (2014). Attributing changes in land cover using independent disturbance datasets: a case study of the Yucatan Peninsula, Mexico. *Reg Environ Change*, 16 (1), 213-228.
- Mateos, E., Santana, J.S., Montero-Martínez, M.J., et al. (2016), Possible climate change evidence in ten Mexican watersheds, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 91, pp. 10-19.
- Mauder, M. (2013). A Comment on “How Well Can We Measure the Vertical Wind Speed? Implications for Fluxes of Energy and Mass” by Kochendorfer et al. *Boundary-layer meteorology*, 147(2), 329-335.
- McColl, K.A., Alemohammad, S.H., Akbar, R., et al. (2017). The global distribution and dynamics of Surface soil moisture, *Nature Geoscience* 10, pp. 100–104.
- MEA (2005). *Ecosystems and Human Well-being: Synthesis*. Millennium Ecosystem Assessment Island Press, Washington, DC, pp. 137.
- Méndez-Barroso, L.A., Vivoni, E.R., Watts, C.J., et al. (2009). Seasonal and interannual relations between precipitation, surface soil moisture and vegetation dynamics in the North American monsoon region. *Journal of Hydrology*, 377, pp. 59–70
- Met Office (2011). *Climate: Observations, projections and impacts*. Summary factsheet Mexico, Devon, UK, Met Office, pp. 149.
- Miles, L., Newton, A.C., DeFries, R.S. et al. (2006). A global overview of the conservation status of tropical dry forests, *Journal of Biogeography* 33, pp. 491–505.
- Monteith, J. L. (1972). Solar radiation and productivity in tropical ecosystems, *Journal of Applied Ecology*, 9, pp. 747-766.
- Monteith, J. L. (1977). Climate and efficiency of crop production in Britain, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. B 281, pp. 277-294.
- Moran, Z.D.J. (1985). *Geología de la República Mexicana*. Facultad de Ingeniería (UNAM) and Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Mexico, City. 88 pages
- Morin, L.E., y Perry, E.C. (1994). The hydrogeology and contamination potential of the Northwestern Yucatan, Mexico. *Geofísica Internacional*, 33(4): 619-623
- Mu, Q., Zhao, M., y Running, S.W. (2011). Improvements to a MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration Algorithm, *Remote Sensing of Environment*, 115, pp. 1781-1800.
- Nakai, T., Van der Molen, M., Gash, J., y Kodama, Y. (2006). Correction of sonic anemometer angle of attack errors. *Agricultural and Forest Meteorology*, 136(1-2), 19-30.
- Newman, B. D., Wilcox, B. P., Archer, S. R., et al. (2006), Ecohydrology of water-limited environments: A scientific vision, *Water Resources Research*, 42(6), W06302.
- NOAA (2017). *Historical Hurricane Tracks (1842-2014)*, <http://coast.noaa.gov/hurricanes/>.
- Papale, D, Reichstein, M, Aubinet, M, et al. (2006). Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation. *Biogeosciences*, Copernicus GmbH, 3, 571 - 583.
- Parker, G., Martínez-Yrizar, A., Álvarez-Yépez, J.C., et al. (2018). Effects of hurricane disturbance on a tropical dry forest canopy in western Mexico. *Forest Ecology and Management*. In Press.

- PECC (2014). Programa Especial de Cambio Climático 2014-2018. México, Diario Oficial de la Federación 28/04/ 2014, http://dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=5342492&fecha=28/04/2014.
- Perry, E., Marín, L., McClain, J., et al. (1995) Ring of Cenotes (sinkholes), northwest Yucatan, Mexico: its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub Impact Crater, *Geology* 23(1), pp. 17–20.
- Perry, E., Velazquez-Oliman, G., Marin, L. (2002) The Hydrogeochemistry of the Karst Aquifer System of the Northern Yucatan Peninsula, Mexico, *International Geology Review*, 44:3, pp. 191-221.
- Phillips, O.L., Aragão, L.E.O.C., Lewis, S.L., et al. (2009). Drought sensitivity of the Amazon rainforest, *Science*, 323, pp. 1344-1347.
- POETY (2007). Cenotes (Shapefile Territorio). Programa de Ordenamiento Ecológico del Territorio Costero del Estado de Yucatán. <http://bitacoraordenamiento.yucatan.gob.mx/documentos/detalles.php?IdArchivo=1058>
- Prasad, V. K., Anuradha, E., y Badarinath, K.V.S. (2005). Climatic controls of vegetation vigor in four contrasting forest types of India. Evaluation from national oceanic and atmospheric administration's advanced very high resolution radiometer datasets (1990–2000). *International Journal of Biometeorology*, 50 (1), pp. 6-16.
- Querejeta, J. I., Estrada-Medina, H., Allen, M. F., & Jiménez-Osornio, J. J. (2007). Water source partitioning among trees growing on shallow karst soils in a seasonally dry tropical climate. *Oecologia*, 152(1), 26–36.
- Rabiner, L.R., y Schafer, R.W. (1978). *Digital Processing of Speech Signals*. Signal Processing Series. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall. pp. 147–148.
- Rebmann, C., Kolle, O., Heinesch, B., et al., (2012). Data Acquisition and Flux Calculations. In M. Aubinet et al. (eds.), *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*, Springer Atmospheric Sciences, DOI 10.1007/978-94-007-2351-1 3.
- Reed, B.C., Brown, J.F., VanderZee, D. et al. (1994). Measuring phenological variability from satellite imagery *Journal of Vegetation Science*, 5 (5), 703-714.
- Reichstein, M, Falge, E, Baldocchi, D et al. (2005). On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology*, 11, 1424-1439.
- Reyes-García, C., Andrade, J. L., Simá, J. L., et al. (2012). Sapwood to heartwood ratio affects whole-tree water use in dry forest legume and non-legume trees. *Trees*, 26(4), 1317–1330.
- Rico-Gray, V., y Garcia-Franco, J.G., (1992). Vegetation and soil seed bank of successional stages in tropical lowland deciduous forest. *J. Veg. Sci.*, 3, pp. 617–624.
- Rioja-Nieto, R., Moreno-Ruíz, J.A., y Gómez-Valdés, J., (2015). Efecto del manejo de un Área Natural Protegida en el paisaje del bosque de manglar en la Península de Yucatán. *Hidrobiológica*, 25(2), pp. 203-211.
- Rodell, M., Houser, P., Jambor, U., et al. (2004). The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3), 381-394.

- Rodrigues, T. R., Vourlitis, G. L., Lobo, F. D. A., et al. (2014). Seasonal variation in energy balance and canopy conductance for a tropical savanna ecosystem of south central Mato Grosso, Brazil. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 119(1), 1-13.
- Rolim, S.G., Jesus, R.M., Nascimento, H.E.M., et al. (2005). Biomass change in an Atlantic tropical moist forest: the ENSO effect in permanent sample plots over a 22-year period, *Oecologia*, 142, pp. 238-246.
- Rueda, X. (2010), Understanding deforestation in the southern Yucatan: insights from a sub-regional, multi-temporal analysis. *Reg Environ Change*, (10), pp. 175–189.
- Ruhoff, A.L., Paz, A.R., Aragao, L.E.O.C., et al. (2013). Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin, *Hydrological Sciences Journal*, 58 (8), pp. 1658–1676.
- Ruiz Barranco, H. y Arellano Morín, J. (2010). Áreas Naturales Protegidas, en *Biodiversidad y Desarrollo Humano en Durán R. y M. Méndez* (Eds). CICY, PPD-FMAM, CONABIO, SEDUMA. 496 pp.
- Santiago, L.S., Silvera, K., Andrade, J.L. y Dawson, T.E. (2017). Functional strategies of tropical dry forest plants in relation to growth form and isotopic composition. *Environ. Res. Lett.* 12, 115006.
- Scatena, F.N., Silver, W., Siccama, T., et al. (1993). Biomass and nutrient content of the Bisley Experimental Watersheds, Luquillo-Experimental-Forest, Puerto-Rico, before and after Hurricane-Hugo, 1989. *Biotropica*, 25, pp. 15–27.
- Schmitter-Soto, J., Comín, F., Escobar-Briones, E. et al. (2002). Hydrogeochemical and biological characteristics of cenotes in the Yucatan Peninsula (SE Mexico), *Hydrobiologia*, 467, pp. 215-228.
- SEDUMA (2007). ANPs, Reserva Estatal El Palmar. <http://www.seduma.yucatan.gob.mx/areas-naturales/palmar.php>
- SEGY (2006). Programa de Manejo, Reserva Estatal El Palmar. Secretaría de Ecología - Gobierno del Estado de Yucatán. www.anpsestatales.mx/lib/archivo.php?id=98
- SEMARNAT (2006). El Medio Ambiente en México 2005: en Resumen. Cap 2. Vegetación y Uso de suelo. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. https://apps1.semarnat.gob.mx:8443/dgeia/informe_resumen/pdf/2_info_resumen.pdf
- Sims, D.A., Rahman, A.F., Cordova V.D., et al. (2006). On the use of MODIS EVI to assess gross primary productivity of North American ecosystems. *Journal of Geophysical Research*, 111, G04015.
- Stoica, P., y Moses, R. (2005). *Spectral Analysis of Signals*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, pp. 14-18.
- Sussman, R.W., y Rakotozafy, A. (1994). Plant diversity and structural analysis of a tropical dry forest in southwestern Madagascar, *Biotropica*, 26, pp. 241-254.
- Swaine, M.D. (1992). Characteristics of dry forest in West Africa and the influence of fire, *J. Veg. Sci.*, 3, pp. 365-374.
- Tang, X., Li, H., Desai, A.R., et al. (2014). How is water-use efficiency of terrestrial ecosystems distributed and changing on Earth?, *Scientific Reports*, 4, 7483.

- Teixeira, A.H.C., Scherer-Warren, M., Hernandez, F.B.T., et al. (2013). Large-Scale Water Productivity Assessments with MODIS Images in a Changing Semi-Arid Environment: A Brazilian Case Study. *Remote Sens.*, 5, pp. 5783-5804.
- Thijs, L.P. y Welschen, R.A.M. (2003). Midday depression of net photosynthesis in the tropical rainforest tree *Eperua grandiflora*: contributions of stomatal and internal conductances, respiration and Rubisco functioning, *Tree Physiology*, Volume 23, Issue 14, Pages 937–947.
- Turner, B.L., Villar, S.C., Foster, D., et al. (2001). Deforestation in the southern Yucatan peninsular region: an integrative approach. *Forest Ecology and Management*, 154(3), pp. 353-370.
- Turner, D.P., Riffs, W.D., Cohen, W.B., et al. (2006). Evaluation of MODIS NPP and GPP products across multiple biomes, *Remote Sensing of the Environment*, 102, pp. 282-292.
- Urquiza-Haas, T., Dolman, P.M., y Peres, C.A. (2007). Regional scale variation in forest structure and biomass in the Yucatan Peninsula, Mexico: Effects of forest disturbance. *Forest Ecology and Management*, 247(1-3), pp.80-90.
- USGS, 2006. Shuttle Radar Topography Mission, 3 Arc Second, Finished 2.0. Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, MD, USA.
- Uuh-Sonda, J. M., Gutiérrez-Jurado, H. A., Figueroa-Espinoza, B., & Méndez-Barroso, L. A. (2018). On the ecohydrology of the Yucatan Peninsula: Evapotranspiration and carbon intake dynamics across an eco-climatic gradient. *Hydrological Processes*, 32(18), 2806–2828.
- Uuh-Sonda, J.M., Figueroa-Espinoza B., Gómez-Nicolás, M.P., Gómez-Liera, J.A., (2019). Ecohydrological observations in El Palmar state reserve, Yucatan, Mexico. <https://zenodo.org/record/3523561#.Xoz5l4hKJIU>
- Uuh-Sonda, J.M. y Figueroa-Espinoza, B. (2019). Manual Técnico Operacional. Estación de Monitoreo Eco-hidrológico del Palmar: Torre de Flujos. LANRESC. <http://www.lanresc.mx/publicaciones.php>
- Valdez-Hernández, M., Andrade, J.L., Jackson, P.C. y Rebolledo-Vieyra, M. (2010). Phenology of five tree species of a tropical dry forest in Yucatan, Mexico: effects of environmental and physiological factors. *Plant and Soil*, 329 (1-2), 155-171.
- van der Molen, M.K., Gash, J.H.C., y Elbers, J.A., (2004). Sonic anemometer (co)sine response and flux measurement: II the effect of introducing an angle of attack dependent calibration. *Agric For Meteorol* 122:95–109
- Vargas, R. (2012). How a hurricane disturbance influences extreme CO₂ fluxes and variance in a tropical forest. *Environmental Research Letters*, 7: 035704.
- Vargas, R., y Allen, M.F. (2008). Diel patterns of soil respiration in a tropical forest after Hurricane Wilma. *Journal of Geophysical Research Biogeosciences*, 113: G03021.
- Vargas, R., Hasselquist, N., Allen, E.B., et al. (2010). Effects of a hurricane disturbance on aboveground forest structure, arbuscular mycorrhizae and belowground carbon in a restored tropical forest. *Ecosystems*, 13, pp. 118-128.
- Vargas, R., Yépez, E. A., Andrade, J. L., et al. (2013). Progress and opportunities for monitoring greenhouse gases fluxes in Mexican ecosystems: the MexFlux network. *Atmósfera*, 26(3), 325-336.

- Verduzco, V.S., Garatuza-Payán, J., Yépez, E.A., et al. (2015), Variations of net ecosystem production due to seasonal precipitation differences in a tropical dry forest of northwest Mexico, *J. Geophys. Res. Biogeosci.*, 120.
- Verduzco, V. S., Vivoni, E. R., Yépez, E. A. , et al. (2018). Climate Change Impacts on Net Ecosystem Productivity in a Subtropical Shrubland of Northwestern México. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 123:688-711.
- Vicente-Serrano, S.M., Gouveia, C., Camarero J.J., et al. (2013). Response of vegetation to drought time-scales across global land biomes. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* 110, pp. 52–57.
- Vickers, D., and Mahrt, L. (1997). Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 14(3), 512-526.
- Villarreal, D.Z. (2003). Impacto ecológico del huracán Isidoro a su paso por la porción norte de la península de Yucatán [Ecological impact of hurricane Isidoro as it passes through the northern portion of the Yucatan Peninsula]. *Revista de la Universidad Autónoma de Yucatán*, 224.
- Villarreal, S., Vargas, R., Yépez, E. A., et al. (2016). Contrasting precipitation seasonality influences evapotranspiration dynamics in water-limited shrublands. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 121:494-508.
- Wang, K., y Dickinson, R.E. (2012). A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability, *Reviews of Geophysics*, 50, RG2005.
- Wang, H., Guan, H., Gutiérrez-Jurado, H. A., & Simmons, C. T. (2014). Examination of water budget using satellite products over Australia. *Journal of Hydrology*, 511, 546-554.
- Webb, E. K., Pearman, G. I., and Leuning, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(447), 85-100.
- Weidie, A.E., (1985). Geology of Yucatan Platform. In: Ward, W.C., Weidie, A.E., Back, W. (Editors.), *Geology and Hydrogeology of the Yucatan and Quaternary Geology of Northeastern Yucatan Peninsula*. New Orleans Geol. Soc. Publ., New Orleans, LA, USA, pp. 1–12.
- Whigham, D.F., Olmsted, I., Cabrera Cano, E., et al. (1991). The Impact of Hurricane Gilbert on Trees, Litterfall, and Woody Debris in a Dry Tropical Forest in the Northeastern Yucatan Peninsula. *Biotropica*, 23(4A), pp 434-441.
- White, D.A., y Darwin, S.P. (1995). Woody vegetation of tropical lowland deciduous forests and Mayan Ruins in the north-central Yucatan Peninsula, Mexico, *Tulane Stud. Zool. Bot.*, 30, pp. 1-25.
- White, D.A., y Hood, C.S. (2004). Vegetation patterns and environmental gradients in tropical dry forests of the northern Yucatan Peninsula, *Journal of Vegetation Science*, 15(2), pp. 151-161.
- Wilczak, J. M., Oncley, S. P., and Stage, S. A. (2001). Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorology*, 99(1), 127-150.
- Williamson, G.B., Laurance, W.F., Oliveira, A.A., et al. (2000). Amazonian tree mortality during the 1997 El Niño drought, *Conservation Biology* 14, pp. 1538–1542.

- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., et al. (2002), Energy balance closure at FLUXNET sites, *Agric. Forest Meteor.* 113, 223-243.
- Winter, T.C., Harvey, J.W., Franke, O., et al. (1998). Ground water and surface water: a single resource. Vol. 1139, DIANE Publishing.
- Yu, G., Song, X., Wang, Q., et al. (2008). Water-use efficiency of forest ecosystems in eastern China and its relations to climatic variables. *New Phytologists*, 177, pp. 927–37.
- Yu, Z., Wang, J., Liu, S., et al. (2017). Global gross primary productivity and water use efficiency changes under drought stress, *Environmental Research Letters*, 12-1.
- Yuan, W., Liu, S., Yu, G., et al. (2010). Global estimates of evapotranspiration and gross primary production based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, 114, pp. 1416–1431.
- Zaldívar-Jiménez, A., Herrera-Silveira, J., Teutli-Hernández, C., et al. (2010). Manglares, en *Biodiversidad y Desarrollo Humano en Yucatán*, Durán R. and Méndez M. (Eds). CICY, PPD-FMAM, CONABIO, SEDUMA. 496 pp. <http://www.cicy.mx/sitios/biodiversidad-y-desarrollo-humano-en-yucatan>.
- Zhang, L., Potter, N., Hickel, K., et al. (2008). Water Balance modeling over variable time scales based on Budyko framework - Model Development and Testing. *Journal of Hydrology*, 360, pp. 117– 131.
- Zhang, X., Friedl, M.A., Schaaf C.B., et al. (2003). Monitoring vegetation phenology using MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 84, pp. 471- 475
- Zhao, M., Heinsch, F.A., Nemani, R.R., et al. (2005). Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set, *Remote Sensing of Environment*, 95, pp. 164-176.