



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE QUERÉTARO  
FACULTAD DE INGENIERÍA**

**CARACTERIZACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE LA  
VEGETACIÓN HERBÁCEA EN UNA ZONA SEMIÁRIDA.  
CASO DE ESTUDIO: MICROCUENCA "EL CARMEN"**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS  
(HIDROLOGÍA)**

**PRESENTA**

**DANTE EDGARDO ARROYO FLORES**

**SANTIAGO DE QUERÉTARO, QRO. JUNIO DE 2016**



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE QUERÉTARO  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
MAESTRÍA EN CIENCIAS (HIDROLOGÍA AMBIENTAL)**

CARACTERIZACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE LA VEGETACIÓN  
HERBÁCEA EN UNA ZONA SEMIÁRIDA. CASO DE ESTUDIO: MICROCUENCA  
"EL CARMEN"

**TESIS**

Que como parte de los requisitos para obtener el Grado de  
**Maestro en Ciencias (Hidrología Ambiental)**

**Presenta:**

Ing. Dante Edgardo Arroyo Flores

**Dirigido por:**

Dr. Enrique González Sosa

Dr. Enrique González Sosa  
Presidente

Dr. Alfonso Gutiérrez López  
Secretario

Dr. Eduardo Álvarez Mendiola  
Vocal

Dr. Miguel Ángel Pérez Lara y Hernández  
Suplente

M. C. Juan Guillermo Camaecho Díaz  
Suplente

Dr. Aurelio Domínguez González  
Director de la Facultad

Firma

Firma

Firma

Firma

Firma

Dra. Ma. Guadalupe Flavia Loarca Piña  
Directora de Investigación y Posgrado

## **RESUMEN**

El principal componente de la ecuación de balance hídrico es la evaporación total (evaporación + transpiración), ya que se ha estimado que hasta el 70 % del volumen precipitado se pierde en dicho proceso en zonas semiáridas, en donde la precipitación presenta una gran variabilidad espacial y temporal, y donde además no se conoce la cantidad exacta o estimada de agua que aporta la vegetación herbácea en dicho fenómeno. Por lo tanto, fue primordial para este estudio la selección de un método para zonas semiáridas que cuantificará de manera adecuada la evapotranspiración de la vegetación herbácea. Para lo anterior se realizaron mediciones en campo de los diferentes factores climáticos que intervienen en el cálculo de la evapotranspiración tales como la radiación neta, la humedad relativa, la presión de vapor, la velocidad del viento, etcétera, obtenidas a través de una estación meteorológica ubicada en el sitio de estudio de la microcuenca "El Carmen", Dolores Hidalgo, Gto., y evaluadas por varios métodos. Paralelamente, se midió directamente la cantidad de agua que transpiran la cuatro especies de vegetación herbácea más dominantes del caso de estudio, y se realizó una comparación entre dichas mediciones y lo estimado sólo por el método de Penman-Monteith, de tal forma que se ajustaron los parámetros característicos de las ecuaciones que determinan la evapotranspiración, abordando aspectos físicos, experimentales y estadísticos relacionados con la ecuación de balance hídrico, con la ecuación de balance de energía, y con el método de Penman-Monteith. Los resultados obtenidos en la zona de estudio determinaron que la cantidad de agua que se perdió debido a la vegetación herbácea en el proceso de evapotranspiración fue realmente significativa por lo que ésta tiene un gran impacto en la ecuación de balance hídrico, además la forma en que se distribuyó el volumen evapotranspirado fue utilizado para plantear estrategias efectivas para la conservación de agua y suelo.

**Palabras claves:** balance hídrico, evapotranspiración, factores climáticos, Penman-Monteith, vegetación herbácea, zona semiárida.

## **SUMMARY**

The main component of the equation of water balance is the total evaporation (evaporation + transpiration), because it has been estimated that up to 70% of the precipitate volume is lost in this process in semi-arid areas where rainfall has a high spatial and temporary variability, and where also the exact or estimated amount of water provided by the herbaceous vegetation in this phenomenon is not known. Therefore, the selection of a method for semi-arid areas to adequately quantify the evapotranspiration of herbaceous vegetation was essential. For the above measurements were performed in field different climatic factors in calculating the evapotranspiration such as net radiation, relative humidity, vapor pressure, wind speed, etc., obtained through a weather station located on the site study of the watershed "El Carmen", Dolores Hidalgo, Gto., and evaluated by several methods. In parallel, directly it measured the amount of water that transpires the four species of most dominant case study herbaceous vegetation, and a comparison between those measurements and estimated was performed only by the method of Penman-Monteith, so that they were adjusted the characteristic parameters of the equations that determine evapotranspiration, addressing physical, experimental and statistical aspects related to water balance equation, with the equation of energy balance and the Penman-Monteith. The results obtained in the study area determined that the amount of water lost due to herbaceous vegetation in the process of evapotranspiration was really significant so it has a great impact on the equation of water balance, along the way the evapotranspired volume was used to raise effective strategies for water and soil conservation was distributed.

**Keywords:** water balance, evapotranspiration, climatic factors, Penman-Monteith, herbaceous vegetation, semi-arid area.

## **DEDICATORIAS**

A mi madre, que me dio la vida y ha estado siempre en todo momento, mil palabras no bastarán para agradecerle su gran ayuda, comprensión y consejos aún en los momentos más difíciles.

A mis hermanos, por su gran apoyo en todo momento, gracias por estar en esta etapa enfocada a mi vida profesional.

A mi compañera, amiga y esposa Karina, que me impulsa a esforzarme más y más cada día.

Y finalmente, a mi hija Violeta que me educa todos los días al darme la lección más importante de todas. La lección de que la felicidad es posible.

## **AGRADECIMIENTOS**

A la Universidad Autónoma de Querétaro por brindarme la posibilidad de seguir cultivándome en este camino que se llama vida.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca que me otorgó para poder realizar mis estudios de posgrado.

Al Dr. Enrique González, a los profesores, revisores y a todos aquellos que estuvieron involucrados directamente en la elaboración del presente trabajo brindando sus conocimientos y aportes para poder mejorarlo y culminarlo.

Al Dr. Francisco Muñoz, por darme la oportunidad y las facilidades de realizar una estancia de corta duración en la Universidad de Nebraska, EE. UU., así como al Dr. Isidro Campos por su guía y apoyo durante dicha estancia.

A Karina, Cañedo, Calixto, Chimal, Isaí, Raúl y a los alumnos de la carrera de Ingeniería Hidrológica del Tecnológico de Roque por ayudarme a realizar las pruebas en campo, sin ellos simplemente no se hubieran podido realizar.

Finalmente, a todos aquellos familiares, amigos y compañeros que de alguna manera estuvieron involucrados en este ciclo que está por cerrar: gracias.

## ÍNDICE

RESUMEN	I
SUMMARY	II
DEDICATORIAS	III
AGRADECIMIENTOS	IV
ÍNDICE	V
ÍNDICE DE TABLAS	VII
ÍNDICE DE FIGURAS	VIII
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
1.1 Hipótesis	4
1.2 Objetivos	4
1.2.1 General	4
1.2.2 Particulares	4
<b>2. EVAPOTRANSPIRACIÓN</b>	<b>5</b>
2.1 Conceptos generales	5
2.2 Evapotranspiración en zonas semiáridas	12
2.3 Métodos directos	14
2.4 Métodos indirectos	16
2.4.1 Balance de masa	17
2.4.2 Balance de energía	19
2.4.3 Métodos existentes	21
2.5 Teledetección	26
2.5.1 Índices de vegetación	28
2.5.2 NDVI	29
<b>3. METODOLOGÍA</b>	<b>30</b>
3.1 Equipo	30
3.2 Descripción de la zona de estudio	32
3.3 Procedimiento	33
3.3.1 Caracterización de la vegetación a evaluar	34
3.3.2 Medición de la evapotranspiración	38

3.4 Cálculo del LAI	41
3.5 Cálculo del NDVI	42
3.6 Comparativa de los diferentes métodos	43
<b>4. RESULTADOS</b>	<b>44</b>
4.1 Variables climatológicas	44
4.2 Desempeño de los modelos	46
4.3 Caracterización de la vegetación herbácea	50
4.4 Mediciones de la evapotranspiración	52
4.5 Comparación de los diferentes métodos	53
<b>5. DISCUSIÓN</b>	<b>60</b>
<b>6. CONCLUSIONES</b>	<b>61</b>
<b>7. REFERENCIAS</b>	<b>62</b>
<b>ANEXOS</b>	<b>71</b>

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1	Categorías de las tierras áridas del planeta.	13
Tabla 2.2	Tipos de degradación del suelo susceptibles en las zonas áridas y semiáridas.	14
Tabla 2.3	Modelos de evapotranspiración y sus ecuaciones.	22
Tabla 3.1	Diversidad de especies en la microcuenca “El Carmen”.	36
Tabla 4.1	Estadísticos de los errores por método.	46
Tabla 4.2	Vegetación herbácea dominante en la microcuenca “El Carmen”.	50
Tabla 4.3	ET de las diferentes especies en la microcuenca “El Carmen”.	52
Tabla 4.4	ET de la vegetación herbácea en el día 242 en la microcuenca “El Carmen”.	52
Tabla 4.5	ET de la vegetación herbácea en el día 249 en la microcuenca “El Carmen”.	53
Tabla 4.6	ET de la vegetación herbácea en el día 262 en la microcuenca “El Carmen”.	54
Tabla 4.7	ET de la vegetación herbácea en el día 270 en la microcuenca “El Carmen”.	55
Tabla 4.8	ET de la vegetación herbácea en el día 283 en la microcuenca “El Carmen”.	55
Tabla 4.9	ET de la vegetación herbácea en el día 296 en la microcuenca “El Carmen”.	56
Tabla 4.10	ET de la vegetación herbácea en el día 310 en la microcuenca “El Carmen”.	55
Tabla 4.11	ET de la vegetación herbácea en el día 331 en la microcuenca “El Carmen”.	55
Tabla 4.12	ET de la vegetación herbácea en el día 351 en la microcuenca “El Carmen”.	58

## **ÍNDICE DE FIGURAS**

Figura 2.1	Distribución de las zonas áridas y semiáridas a nivel mundial	12
Figura 2.2	Tanque evaporímetro	15
Figura 2.3	Evaporímetro de Bellani o atmómetro ETgauge	16
Figura 2.4	Representación esquemática de la operación de un sistema	17
Figura 2.5	Esquema del subsistema suelo-agua-planta	18
Figura 2.6	Esquema del balance de energía superficial	20
Figura 2.7	Series de tiempo de densidad de vapor durante dos mediciones consecutivas	25
Figura 3.1	Cámara portátil para la medición de la evapotranspiración	30
Figura 3.2a	Estación meteorológica	31
Figura 3.2b	Datalogger CR1000	31
Figura 3.3	Lai-2000 de LI-COR	32
Figura 3.4	Ubicación de la zona de estudio	33
Figura 3.5	Esquema general del procedimiento a realizar.	34
Figura 3.6	Perfil fisonómico de la vegetación de la microcuenca “El Carmen”	36
Figura 3.7	Modelo conceptual (las mediciones están representadas como aparecerían en una fotografía aérea)	37
Figura 3.8	Cámara siendo bajada sobre una especie a evaluar	39
Figura 4.1	Perfil entre la estación Dolores Hidalgo y la microcuenca “El Carmen	45
Figura 4.2	Perfil entre la estación El Cardinal y la microcuenca “El Carmen”	45
Figura 4.3	Análisis de componentes del modelo de Penman-Monteith	47
Figura 4.4a	Comparación de la evaporación medida y estimada con el modelo de Penman	48
Figura 4.4b	Comparación de la evaporación medida y estimada con el modelo de Penman-Monteith	48
Figura 4.4c	Comparación de la evaporación medida y estimada con el modelo de Oudin	49
Figura 4.4d	Comparación de la evaporación medida y estimada con el modelo de Romanenko	49
Figura 4.4e	Comparación de la evaporación medida y estimada con el modelo de Jensen y Haise	50

Figura 4.5	Flujo de evapotranspiración (a escala de componente) y radiación neta.	51
Figura 4.6	Flujo de evapotranspiración de la vegetación herbácea en el período de estudio.	52
Figura 4.7	Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 242.	53
Figura 4.8	Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 249.	54
Figura 4.9	Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 262.	54
Figura 4.10	Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 270.	55
Figura 4.11	Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 283.	56
Figura 4.12	Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 296.	56
Figura 4.13	Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 310.	57
Figura 4.14	Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 331.	58
Figura 4.15	Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 351.	58
Figura 4.16	Comparativa de evapotranspiración potencial vs real.	59

## **1. INTRODUCCIÓN**

Es cierto que con frecuencia se encuentran estudios o investigaciones sobre el balance hídrico, asimismo del fenómeno de evapotranspiración, especialmente en ambientes templados o tropicales donde la vegetación es abundante y donde también la precipitación es cuantiosa – mayor de 1,000 mm/año – con relación a la media nacional de 750 mm (**F. G. Orozco, comunicación personal**), produciendo el fenómeno de evapotranspiración en mayor cantidad, y restándole importancia a los ambientes semiáridos, como en el caso de la República Mexicana donde más del 50 % de su superficie presenta dichas condiciones.

Por lo anterior, el conocimiento del comportamiento del ciclo hidrológico que opera en zonas semiáridas en sus diversas escalas – desde un árbol hasta un ecosistema completo – permite identificar los procesos y fenómenos que relacionan la distribución de los componentes que intervienen en el balance hídrico de una cuenca hidrológica, tales como la precipitación, evaporación total, escurrimiento e infiltración (**Singh y Singh, 2001; Brutsaert, 2005**).

En su forma simple la repartición de los componentes del balance hídrico se establece mediante dos ecuaciones de conservación: masa y energía. La ecuación de conservación de masa comprende el cambio de almacenamiento de masa en un tiempo dado, igual a la diferencia de las entradas (precipitación) y salidas (evapotranspiración, escurrimiento e infiltración) del sistema, formado por la interacción suelo-vegetación-atmósfera, las cuales son establecidas a partir de un equilibrio (**Brutsaert, 2005**). La de conservación de energía es la suma algebraica del flujo de energía disponible para los procesos de fotosíntesis y evaporación, y los flujos de calor sensible y latente, así como también el flujo de calor por conducción en el suelo (**Mastachi-Loza, 2010**).

Ambos balances interactúan a través de los intercambios turbulentos de los escalares atmosféricos: el vector de cantidad de movimiento, la temperatura y vapor de agua. La adaptación de un modelo de balance hídrico en ambientes semiáridos también resuelve en forma acoplada ambas ecuaciones, solución que depende de la coherencia entre la resolución y precisión del modelo y por otra parte de la base de datos necesarios para su aplicación y evaluación de su eficiencia (**Shuttleworth, 1985**).

Actualmente es posible describir algunos procesos de las interacciones suelo-vegetación-atmósfera tanto física como matemáticamente, gracias al desarrollo de modelos para representar la transferencia de agua y energía en distintos ecosistemas, dichos sistemas son denominados como modelos SVAT (*Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer*).

Tales modelos integran las interacciones entre los diferentes estratos de vegetación (arbóreos, arbustivos y herbáceos) por lo que constituyen una eficiente conexión entre el suelo y la atmósfera (**Wattenbach, et al., 2005**), asimismo la fisonomía y composición de las diversas especies de la vegetación en ambientes semiáridos juegan un papel fundamental en la repartición de los componentes del balance hídrico, ya que la composición y cobertura de la vegetación establecen la diferencia hidrológica y erosiva de los suelos de superficies semiáridas (**Mastachi-Loza, 2010**).

Por lo tanto, el entendimiento de la vegetación influye en diversos procesos tales como la infiltración (**Roberts, 1999; Abrahams et al., 2003**), erosión (**Bui y Box, 1992; González et al., 1997**), lixiviación de sustancias en las plantas (**Ellsbury et al., 1996**), balance de agua y energía (**Kahan et al., 2006**), así como la química del suelo (**Chang y Matzner, 2000; Moreno y Gallardo, 2002**). Lo anterior sumado a que en zonas semiáridas la disponibilidad del agua es el principal factor limitante para el desarrollo sustentable debido a la alta variabilidad interanual de las precipitaciones y las altas tasas de evaporación (**Mastachi-Loza, 2010**).

El clima semiárido obliga a la vegetación a crear mecanismos de adaptación morfológica o fisiológica que les permita crecer en condiciones de estrés hídrico ocasionado por la falta de agua y altas temperaturas que generan condiciones climáticas difíciles para su desarrollo.

La escasez o irregularidad de las precipitaciones demanda un cabal conocimiento de la distribución de los componentes del balance hídrico para establecer la disponibilidad de agua y las políticas de desarrollo socioeconómico de la población asentada en ambientes semiáridos. Resultará, por tanto, vital conocer más acerca de los procesos de evapotranspiración en ambientes semiáridos y su impacto en la ecuación de balance hídrico.

De esta forma, el conocimiento del fenómeno de la evapotranspiración además de constituir una de las principales pérdidas de agua en regiones semiáridas, en donde se

estima que menos del 5 % del agua absorbida por las raíces es retenida (***Plant and Soil Sciences eLibrary, 2014***), es decir, el 95 % se pierde por el fenómeno de transpiración, por lo que las plantas con mayor eficiencia en el uso del agua están más capacitadas para soportar períodos de baja humedad en el suelo.

Y, asimismo, al no conocerse la cantidad exacta o estimada de agua producto del proceso de la evaporación total (transpiración + evaporación) que aporta la vegetación herbácea en una zona semiárida específica, en donde la precipitación típicamente presenta una gran variabilidad espacial y temporal (***Contreras et al., 2008***), entonces será primordial la selección de un método para zonas semiáridas que cuantifique de manera adecuada la evapotranspiración.

De lo anterior, se tiene que tomar en cuenta que la selección de un método para zonas semiáridas no es tarea sencilla, ya que la cuantificación de la evapotranspiración es difícil y constituye una fuente importante de incertidumbre en el balance hídrico (***Contreras et al., 2008***), de hecho, el componente de evapotranspiración ha sido probablemente el más difícil de cuantificar y medir experimentalmente (***Cui y Zornberg, 2008***).

Por lo tanto, la evaluación o predicción del fenómeno de evapotranspiración es crucial para el análisis del balance hídrico en terrenos agrícolas y con vegetación natural (***Domingo et al., 1999***). Asimismo, la cuantificación de la evapotranspiración de la vegetación herbácea es importante para el desarrollo de estrategias efectivas para la conservación del suelo y agua (***Aydin, 2008***).

Además, aunque varios métodos han sido propuestos para estimar la evapotranspiración, no existe una ecuación específica para estimar dicho fenómeno en la vegetación herbácea de climas semiáridos o de un determinado clima dado, por lo que es necesario realizar calibraciones locales o regionales, así como su desempeño para diferentes intervalos de tiempo.

Por lo anterior, en el presente trabajo se describe una forma para adaptar un modelo que permita la mejor comprensión de los mecanismos de ciclo hidrológico enfocado específicamente a la vegetación herbácea en una zona semiárida del centro de la República Mexicana, el caso de estudio es la microcuenca "El Carmen", ubicada en el municipio de Dolores Hidalgo, Gto.

Por último, el estudio se realiza con observaciones efectuadas durante el período agosto-diciembre de 2015. Constando de dos partes: la primera se enfoca en el entendimiento del proceso de la evapotranspiración de la vegetación herbácea evaluada *in situ* y comparada analíticamente con el método de Penman-Monteith que toma la mayor cantidad de variables como son la radiación neta, humedad relativa, presión de vapor, etc. Mientras, la segunda parte se encamina a distinguir la forma en que se distribuye el volumen de la evapotranspiración, a fin de que el resultado sea utilizado para desarrollar estrategias efectivas para la conservación de agua.

## **1.1 Hipótesis**

Mediante la comparativa analítica y experimental que depende de los factores climáticos (radiación neta, humedad relativa, presión de vapor, velocidad del viento) y de la fenología de la vegetación se puede estimar la evapotranspiración real de la vegetación herbácea en una región semiárida.

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 General**

Medir la evapotranspiración real de la vegetación herbácea en una zona semiárida del centro de México.

### **1.2.2 Particulares**

- Medir la evapotranspiración real (en mm) de la vegetación herbácea representativa de una zona semiárida, como la microcuenca “El Carmen”, ubicada en el municipio de la CIN Dolores Hidalgo, Gto.
- Comparar las relaciones paramétricas existentes para calibrar la evapotranspiración de la vegetación herbácea, e integrarla en los procesos y componentes del balance hídrico.
- Determinar la proporción de la evapotranspiración de la vegetación herbácea en el modelo de Penman-Monteith, la cual no es cuantificada de manera explícita por dicho método.
- Estimar la forma en que se distribuye el volumen evapotranspirado y desarrollar estrategias efectivas para la conservación de agua.

## **2. EVAPOTRANSPIRACIÓN**

### **2.1 Conceptos generales**

La evapotranspiración (*ET*) ha constituido una de las principales pérdidas de agua en regiones semiáridas, de tal manera que su evaluación o predicción es crucial para el análisis de los balances hídricos en terrenos agrícolas y con vegetación natural (**Domingo *et al.*, 1999**).

Dado que la disponibilidad de los recursos hídricos para la agricultura se vuelve cada vez más limitante, debido al crecimiento de la población, la competencia por parte de otros usos de agua, la ocurrencia de sequía y degradación de la calidad del agua, la importancia de la evapotranspiración como un componente mayor del uso de agua en la agricultura es cada vez más significativa (**García *et al.*, 2004**). La cuantificación de la evapotranspiración es importante para el desarrollo de estrategias efectivas para la conservación del suelo y agua (**Aydin, 2008**).

Los modelos de predicción pueden ser usados para estimar las pérdidas de agua para diferentes ambientes y clima, pero su desempeño, tanto espacial y temporalmente, tiene que ser evaluado antes de que se usen en condiciones específicas (**Vásquez-Méndez, 2010**). Aunque varios métodos han sido propuestos para estimar *ET*, no hay un consenso universal sobre la adecuabilidad de alguna ecuación específica para un clima dado, y normalmente requieren de calibraciones locales rigurosas (**DehghaniSanij *et al.*, 2004**; **Ahmadi y Foodlandmand, 2008**).

El modelo de Penman-Monteith es probablemente el método más ampliamente aceptado para la estimación de la evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ). Aunque este método es apropiado para diferentes climas; el cálculo de  $ET_0$  requiere de varios datos de entrada, tales como valores mínimos y máximos de temperatura, humedad relativa, horas de insolación, velocidad del viento, y radiación solar (**Allen *et al.*, 2006**; **Ahmadi y Foodlandmand, 2008**).

La radiación solar es importante y ha sido considerada como uno de los principales parámetros de entrada en muchos estudios de simulación (**Bandyopadhyay *et al.*, 2008**). Varios investigadores han caracterizado los sitios de estudio con el propósito de

predecir la *ET* usando diferentes modelos (**Oudin et al., 2005; Douglas et al., 2009**). Una muestra de 308 cuencas localizados en Australia, Francia y los Estados Unidos fue utilizada para el estudio de **Oudin et al. (2005)** con el propósito de optimizar un método para la evapotranspiración potencial (*ET<sub>p</sub>*) en un modelo lluvia-escurrimiento.

De lo anterior, la importancia de la *ET* en el ciclo hidrológico en general, aumenta con el aumento de la aridez (**Kurc y Small, 2004**). En los climas áridos y semiáridos, *ET* a menudo consume una gran parte de la precipitación, y la cantidad y el momento de *ET* puede afectar fuertemente el flujo fluvial y la recarga de las aguas subterráneas (**Decker et al., 1962; Kurc y Small, 2004**). En consecuencia, el conocimiento de las tasas de *ET* y factores que controlan estos parámetros puede ser una parte importante de la comprensión del sistema hidrológico.

En México existen investigaciones escasas acerca de la evapotranspiración (*ET*) en ambientes semiáridos. Por ejemplo, para mejorar el entendimiento de los procesos hidrológicos que se llevan a cabo en los ecosistemas semiáridos la investigación denominada "Adaptación de un modelo de balance hídrico a un ambiente semiárido" (**Mastachi-Loza, 2010**), realizada durante el período de octubre de 2005 a octubre de 2008 en tres sitios de monitoreo (El Carmen en el estado de Guanajuato y, Amazcala y Cadereyta en el estado de Querétaro) localizados en la parte sur del Altiplano de México, permitió realizar una parametrización de los componentes del suelo, planta y atmósfera para la modelación SiSPAT (*Simple Soil Plant Atmosphere Transfer*), adaptando dicho modelo para identificar la distribución de los componentes del balance hídrico y de energía en los sitios de estudio, logrando con esto modificar la metodología desarrollada para medir las pérdidas de agua por efecto de intercepción.

Asimismo, **Vásquez-Méndez (2011)** utilizando una estación meteorológica para tomar datos en una zona semiárida del centro de México (Cadereyta, Qro.), evaluó ocho diferentes métodos a una escala de observación diaria, semanal y mensual comparando los resultados con la evapotranspiración medida con un atmómetro calibrado (*ET gage*, modelo E), comprobando una estrecha relación con los datos de evapotranspiración de referencia, y obteniendo una ecuación de regresión múltiple para predecir la evapotranspiración de

referencia ( $ET_0$ ) derivada de las variables climáticas, indicando con esto la posibilidad de usar modelos de regresión para condiciones semiáridas.

También en México, **López-Cuellar (2012)** mediante el análisis de una serie temporal del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI) de imágenes de satélite Landsat TM estudió los cambios en el estado de la vegetación (verdor) en una región del centro del país (el área de estudio comprende parte de los estados de Aguascalientes, Hidalgo, Jalisco, Michoacán, Querétaro, San Luis Potosí, Zacatecas y gran parte del estado de Guanajuato) para las últimas dos décadas, obteniendo valores de NDVI consistentes con la clasificación de vegetación y uso de suelo del Inventario Nacional Forestal (CONAFOR, 2000). Es decir, los valores más altos del NDVI (0.5 – 0.9) se encontraron distribuidos en las zonas más altas correspondientes a bosques y zonas de agricultura de riego, mientras la vegetación árida presentó valores entre 0.2 y 0.4, distribuyéndose principalmente en zonas con menor altitud, con excepción de las selvas bajas en la Sierra Occidental. Los valores menores a 0.1 corresponden a barrancas, zonas de suelo desnudo, cuerpos de agua, y zonas agrícolas no cultivadas. Además, la resolución de las imágenes Landsat TM resultó adecuada para la diferenciación de las coberturas vegetales en la zona de estudio.

Existen una mayor cantidad de publicaciones e investigaciones, pero realizadas en otros países. Por ejemplo, la investigación de **Cabrera et al., (1996)** sobre la evapotranspiración de la caña de azúcar en clima semiárido, realizada en la zona sur del macizo cañero de la provincia de Guantánamo, Cuba, en la cual se obtuvieron diferencias significativas entre los resultados de las ecuaciones empíricas para el cálculo de la evapotranspiración propuestas por diferentes autores y la evapotranspiración real, ajustándose para ello un modelo en función de la temperatura del lugar y realizando un análisis de regresión múltiple entre la evapotranspiración real y los elementos climáticos, pudieron determinar ecuaciones de regresión entre ellos. Asimismo, se evaluaron y compararon las ecuaciones empíricas para el cálculo de la evapotranspiración real de: Meyer, Hande, Davidov, Sharov, Penman, Mokliak, Ivanov, Chaumian, Maluguin y Luis, y la propuesta realizada por los autores de esta investigación.

Enfocándose más al aspecto del comportamiento de la vegetación como fue el caso del presente trabajo, en la investigación "Partición de la evapotranspiración en

pastizales con escasa vegetación usando una cámara portátil” realizada por **Stannard y Weltz (2006)** se utilizó una cámara portátil para separar *ET* de los componentes de la vegetación y del suelo, de diferentes especies de arbustos en el sureste de Arizona, Estados Unidos, lo anterior fue realizado durante tres días de la época de monzón cuando la superficie del suelo estaba seca, realizando las mediciones de evapotranspiración por medio de una cámara en cinco de las especies más dominantes de dicha zona y desde el suelo desnudo para poder separar los componentes. En dicha investigación se pudo observar que las estimaciones de la cámara del pastizal se correlacionan bien pero alrededor del 26% de las mediciones fueron superiores a las mediciones de la correlación Eddy, la causa principal de la sobreestimación es el exceso de velocidad del aire dentro de la cámara. Además, en general, la transpiración de la vegetación representó el 84% del pastizal, y la evaporación del suelo el 16% del total de la evapotranspiración obtenida.

Asimismo, **Campos et al., (2010)** en la investigación “Evaluación del coeficiente de cultivo fundamental por teledetección en viñedos” realizó en la región de La Mancha, España una metodología combinada del coeficiente de cultivo fundamental derivada del índice de vegetación obtenida de imágenes de satélite y balance de agua-suelo diario de la zona de la raíz fue propuesta para estimar el coeficiente de cultivo diario de la uva y la evapotranspiración actual. Los valores modelados fueron comparados con las mediciones hechas en campo de la evapotranspiración de cultivo usando un balance de energía de la torre de flujo Eddy covarianza y ajustándolo para el cierre con la medición de la proporción de Bowen, obteniendo una relación lineal entre el coeficiente de cultivo y el índice de vegetación para viñedos. Por lo que la correlación entre el coeficiente de cultivo medido y modelado exhibió una tendencia lineal.

**Irmak et al., (2011)** analizó el impacto de 19 modelos de radiación neta que difieren en estructura y en la complejidad del modelo de la *ET* de referencia estimada en hierba y alfalfa ( $ET_0$  y  $ET_r$ , respectivamente) y se investiga cómo el clima, la temporada y la nubosidad influyen en el impacto de los modelos de  $R_n$  en  $ET_0$  y  $ET_r$ . Para lo anterior, se utilizaron series de datos de dos lugares (Clay Center, Nebraska, clima subhúmedo; y Davis, California, clima de tipo mediterráneo semiárido). Los valores de  $R_n$  fueron calculados a partir de 19 modelos y se utilizaron en la ecuación de ASCE-EWRI Penman-Monteith estandarizada para estimar la  $ET_0$  y  $ET_r$  en un régimen de tiempo diario. La

influencia de las estaciones sobre la estimación de  $R_n$  y sobre  $ET_0$  y  $ET_r$  fue investigado en invierno (noviembre-marzo) y el verano (meses de mayo a septiembre). Para analizar la influencia de las nubes sobre el impacto de los modelos de  $R_n$ , se utilizó radiación de onda corta relativo ( $Rrs$ ) como medio para expresar la nubosidad de los días como:  $0 < Rrs < 0.35$  para día completamente nublados;  $0.35 < Rrs < 0.70$  para días nublados parcialmente; y  $0.70 < Rrs < 1.0$  para días de cielo claro. Los métodos utilizados para calcular tienen un impacto significativo en el rendimiento del modelo  $R_n$ , especialmente en condiciones climáticas inestables como en *Clay Center*, donde hay cambios frecuentes y rápidos en las variables climáticas en un día determinado y en todo el año. Los resultados de este estudio pueden ser utilizados como una herramienta de referencia para proporcionar información práctica sobre qué método seleccionar en base a la disponibilidad de datos para estimaciones confiables de  $R_n$  diaria relativa al método de ASCE-EWRI  $R_n$  en subhúmedo y climas semiáridos similares a *Clay Center*, Nebraska y Davis, California.

También en la investigación de **Campos et al., (2013)** se realizó un balance de agua-suelo por medio de teledetección para estimar la evapotranspiración de la encina de roble asimilando imágenes del satélite MODIS para obtener el índice de vegetación basado en el coeficiente de cultivo en la región mediterránea de España. Dicha metodología fue evaluada con respecto a la evapotranspiración actual realizada con la covarianza Eddy. El análisis demostró la presencia de un largo periodo de estrés hídrico durante el verano y el inicio del otoño y se estimó un coeficiente de estrés hídrico útil para estimar los valores de la evapotranspiración.

La investigación "Evapotranspiración actual (uso del agua) en la evaluación de la cuenca del río Colorado con resolución Landsat utilizando el modelo operativo simplificado de balance de energía de superficie" de **Singh et al., (2014)** desarrolló un amplio mapa de evapotranspiración actual ( $ET_a$ ) de toda la cuenca del río Colorado en la escala Landsat para la evaluación del uso del agua a nivel de campo utilizando un modelo operativo simplificado de balance de energía superficial (SSEBop) para estimar la evapotranspiración actual utilizando 328 imágenes Landsat libres de nubes adquiridas durante el año 2010 en Colorado, Estados Unidos. De lo anterior, aunque hubo una buena correlación ( $R^2 = 0.79$ ) entre el Espectrómetro de Imagen de Resolución Moderada (MODIS) a base de  $ET_a$  (1 km de resolución espacial) y  $ET_a$  a base de Landsat (30 m de

resolución espacial), la distribución espacial de  $ET_a$  basado en MODIS no era adecuado para la evaluación del uso del agua a nivel de campo. Por el contrario,  $ET_a$  basado en Landsat tiene un buen potencial para ser utilizado en el terreno de la gestión del agua. Con una mayor validación utilizando múltiples años y sitios, esta metodología se puede aplicar para la producción regular de mapas  $ET_a$  de áreas más grandes.

Además, **Roelofsen et al., (2013)** investigó en el sur de Holanda la capacidad de estimación de características de las plantas en un entorno herbáceo y cómo los diferentes métodos característica-agregación influyen en la precisión de la estimación. A través de la reflectancia de dosel de 40 conjuntos de plantas herbáceas medidas *in situ* y de la biomasa se analizó la concentración  $C$ , la clorofila, la lignina, el fenol, el tanino y la concentración de agua específica, expresada sobre una base de masa ( $\text{mg} \cdot \text{g}^{-1}$ ), el uso de la zona específica de la hoja (SLA) y el Índice de Área Foliar (LAI), los rasgos se agregaron a dos expresiones adicionales: masa por superficie de la hoja ( $\text{mg} \cdot \text{m}^{-2}$ ) y la masa por unidad de superficie del dosel ( $\text{mg} \cdot \text{m}^{-2}$ ). De lo anterior, todas las características estaban relacionadas con la reflectancia mediante la regresión por mínimos cuadrados parciales. La precisión de la estimación de las características variaba entre los rasgos, pero fue influenciado principalmente por la expresión característica. La clorofila y rasgos expresados en la superficie del dosel se estimaron con menos precisión. Los resultados se atribuyen a la amortiguación o la mejora de la señal característica en la conversión de los valores de rasgos basados en masa a las expresiones de la hoja y de la superficie del dosel. Una determinación a priori de la expresión del rasgo más adecuado es viable teniendo en cuenta las estrategias de cultivo de plantas.

Por su parte, **Momadou et al., (2013)** en tres sitios de sabana abiertos ubicados en Senegal, África Occidental encontró una relación consistente entre las mediciones de campo de grosor de agua equivalente de la hoja (EWT) de los sitios de prueba con el Índice Infrarrojo de Diferencia Normalizada (NDII), Índice Global de Humedad de Vegetación (GVMI) y el Índice de Humedad Estrés (MSI) utilizando para la evaluación de las estimaciones de contenido de humedad del combustible herbáceo la observación terrestre (EO) basada en índices de vegetación (VIs) y la relación entre el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI) y la temperatura de la superficie (ST). Aunque en sus resultados sugieren que el Infrarrojo cercano (NIR) y la reflectancia infrarroja de onda corta

(SWIR) se pueden utilizar para la estimación del contenido de agua herbácea, una validación adicional con un mayor número de sitios de estudio es necesaria para estudiar la robustez de estos índices para una mayor variedad de tipos de vegetación de sabana.

**Glenn *et al.*, (2015)** en su artículo “Relaciones área-amplitud de la evapotranspiración a la precipitación en las comunidades vegetales semiáridas dependientes del monzón” realizado en el sur de Arizona. Estados Unidos determinó la evapotranspiración (*ET*) y la proporción evapotranspiración a precipitación (*ET / PPT*) de matorrales, pastizales y sabanas de mezquite. Lo anterior, realizado con cinco torres de flujo de humedad y determinando los factores ambientales que controlan la *ET* en cada comunidad vegetal. Luego se escaló la *ET* sobre áreas de 4 a 36 km<sup>2</sup>, lo que representa parches homogéneos de cada comunidad vegetal, utilizando el Índice de Vegetación Mejorado (EVI) de los sensores MODIS en el satélite Terra. Además, sobre amplias zonas, se estimó la proporción *ET / PPT* proyectada desde MODIS EVI variando de 0.71 para un sitio escasa vegetación arbustiva a 1.00 para los pastizales y sabanas de mezquite. Los resultados no apoyan las hipótesis de que la invasión de mezquites en pastizales o que la sustitución de pastos nativos con *Lehmanniana Eragrostis* introducido (Lehmann lovegrass) han aumentado la *ET* en pastizales.

Cuando se trata de ecosistemas de vegetación mixta, este conocimiento idealmente se extendería a los diversos componentes del *ET* (transpiración por especies, evaporación de humedad del suelo), proporcionando una comprensión más detallada de los procesos superficiales y de las tasas relativas de uso del agua. Sin embargo, los métodos micrometeorológicas o hidrológicos para medir *ET* integran desde hectáreas o más, haciendo un discernimiento de los componentes individuales en un dosel mixto imposible.

Así entonces, en esta configuración, el método utilizado de la cámara se puede utilizar para medir los componentes *ET* y para ayudar a identificar los factores que controlan la partición de *ET*. La resolución espacial de los métodos de la cámara se puede utilizar con la integración temporal y espacial de los otros métodos para generar estimaciones a largo plazo, de gran superficie de los componentes *ET*.

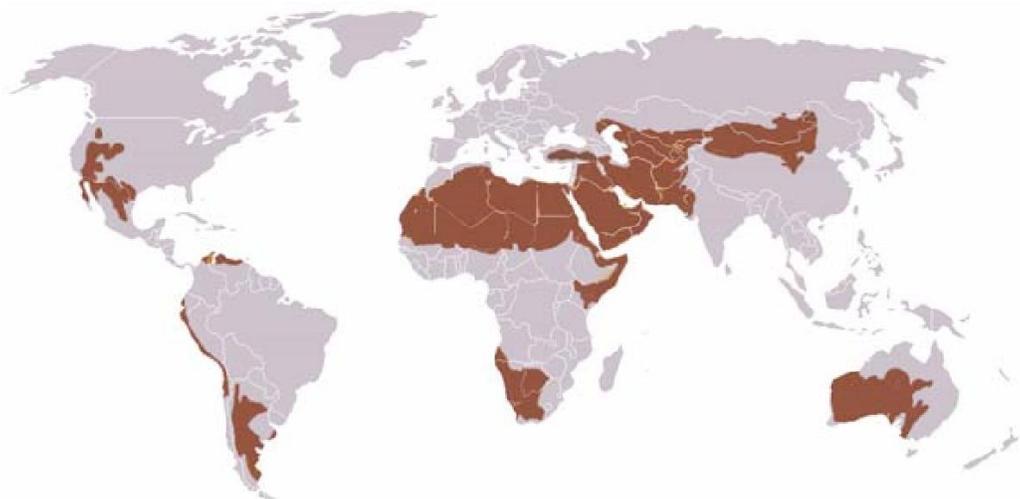
Finalmente, el presente trabajo se basará en los modelos previamente habilitados para estudiar el comportamiento de la evapotranspiración de la vegetación herbácea en una

zona semiárida; y se desarrollarán nuevos procedimientos para ajustar los parámetros característicos en ecuaciones que determinan la evapotranspiración.

## **2.2 Evapotranspiración en zonas semiáridas**

La escasez o irregularidad de las precipitaciones demanda un cabal conocimiento de la distribución de los componentes del balance hídrico para establecer la disponibilidad de agua y las políticas de desarrollo socioeconómico de la población asentada en ambientes semiáridos. Por ello, es vital conocer más acerca de los procesos de evapotranspiración en ambientes semiáridos y su impacto en la ecuación de balance hídrico.

Las zonas áridas y semiáridas abarcan aproximadamente 40 % de la superficie terrestre (Figura 2.1) Estas áreas han incrementado por causa de los procesos de desertificación, los cuales son inducidos por cambio climático o actividades antropogénicas (IPCC, 2008). La desertificación es un problema que afecta al mundo a nivel ecológico, económico y social (Salih, 1998).



**Fig. 2.1** Distribución de las zonas áridas y semiáridas a nivel mundial (IPCC, 2008).

En zonas semiáridas, la precipitación puede ser estacionaria o estar distribuida a lo largo del año. Sin embargo, dependiendo del área específica y su magnitud, podría ser que en algunos meses del año exista precipitación significativa. Por el contrario, en zonas áridas o hiperáridas, es posible que a lo largo de todo un año no exista precipitación, por lo tanto, la serie anual de precipitación podría ser intermitente (Salas, 2000).

La aridez se evalúa sobre la base de las variables del clima (conocida como índice de aridez), o de acuerdo con la FAO (*Food and Agriculture Organization*) sobre la base de cuántos días el balance de agua permite el crecimiento de las plantas (estación de crecimiento). El índice de aridez es el cociente entre la Precipitación media anual y la Evapotranspiración Potencial media anual ( $P / ET_P$ ) el cual permite clasificar las tierras áridas en hiperáridas, áridas, semiáridas y secas subhúmedas (FAO, 2006) como se indica en la Tabla 2.1:

**Tabla 2.1** Categorías de las tierras áridas del planeta (FAO, 2006).

Clasificación	$P / ET_P$	Lluvia (mm)	Área (%)	Área (ha*10 <sup>9</sup> )
<b>Hiperáridas</b>	< 0.05	<200	7.50	1.0
<b>Áridas</b>	0.05 < $P/ET_P$ < 0.20	<200 (invierno) o <400 (verano)	12.10	1.62
<b>Semiáridas</b>	0.20 < $P/ET_P$ < 0.50	200-500 (invierno) o 400-600 (verano)	17.70	2.37
<b>Secas subhúmedas</b>	0.50 < $P/ET_P$ < 0.65	500-700 (invierno) o 600-800 (verano)	9.90	1.32
<b>Total</b>			<b>47.20</b>	<b>6.31</b>

Por su parte, la vegetación sustentada por estos climas varía desde desiertos yermos o con vegetación esparcida, hasta pastizales; tierras con arbustos y sabanas; tierras de cultivos y bosques secos. La vegetación perenne varía considerablemente y tiende a ser escasa y distribuida en parches.

Las plantas que se han adaptado a las tierras áridas sobreviven a las lluvias irregulares, la alta radiación solar y los períodos de sequía; protegen la superficie del suelo de la erosión del viento y el agua. La eliminación o pérdida de la capa de vegetación da como resultado un incremento en el riesgo de erosión y degradación del suelo (FAO, 2006).

Los suelos en las zonas áridas y semiáridas son en mayor medida propensos a la erosión hídrica (Cornelis, 2006). En la Tabla 2.2 se muestran los factores que afectan los suelos y el terreno que abarcan en las zonas áridas y semiáridas de los continentes.

Debido a que la precipitación es esporádica y de poca duración y con prolongados períodos secos, los eventos de baja intensidad generalmente se evaporan a una tasa alta, pues el agua no penetra a capas profundas del suelo y por lo tanto el efecto del vapor de agua en el suelo es menor (Kurc y Small, 2007).

**Tabla 2.2** Tipos de degradación del suelo susceptibles en las zonas áridas y semiáridas (**Cornelis, 2006**).

Continentes	Hídrica	Eólica	Química	Física	Total
<b>África</b>	119.1	159.9	26.5	13.9	319.4
<b>Australia</b>	69.6	16.0	0.6	1.2	87.4
<b>Asia</b>	157.5	153.2	50.2	9.6	370.5
<b>Europa</b>	48.1	38.6	4.1	8.6	99.4
<b>América del Norte</b>	38.4	37.8	2.2	1.0	79.4
<b>América del Sur</b>	34.7	26.9	17.0	0.4	79.0
<b>Total (10<sup>6</sup> ha)</b>	467.4	432.4	100.7	34.7	1035.2

La evapotranspiración, comprende la evaporación del suelo y la transpiración de las plantas (**Salas, 2000**). La evapotranspiración generalmente envuelve una fracción grande de la precipitación, en climas áridos corresponde hasta el 90 % de la precipitación media anual; mientras en climas húmedos, corresponde a un rango que va de 40 a 70 % de la precipitación media anual (**Haan et al., 1994**).

La comunidad de plantas protege al suelo de las gotas de lluvia debido a la copa de árboles y a la vegetación superficial, reduciendo la energía cinética de la lluvia (**Regües y Torri, 2002**), mientras que la materia orgánica producto del desprendimiento de hojas provee un incremento en la formación de agregados.

Esta vegetación ha sido dividida dentro de su estudio dentro de cuatro grupos funcionales que son los pastizales, los arbustos, herbáceas y suculentas (**Salas, 2000**). Esta clasificación explica lo dominante que alguna vegetación pueda ser dentro de una superficie del suelo debido a su capacidad a tomar agua dentro de una capa superficial o más profunda y a la estacionalidad de las precipitaciones.

Finalmente, la región semiárida de México, por su gran diversidad de vegetación es desde el punto de vista fisonómico compleja, dificultando una clasificación precisa de las diferentes comunidades vegetales. La diversidad biológica es relativamente baja por unidad de superficie, aunque, por su extensión territorial en su conjunto, puede considerarse que la biodiversidad es alta en este tipo ecosistemas (**CONAFOR, 2007**).

### 2.3 Métodos directos

La *ET* se estima por medio de fórmulas empíricas basadas en la temperatura del aire, como la ecuación de **Hargreaves y Samani (1982)**, o bien mediante ecuaciones más precisas como la de **Penman-Monteith (Allen et al., 1998)**. Esta última requiere para su

aplicación de datos meteorológicos los cuales son proporcionados por redes de estaciones meteorológicas, ya sean federales, estatales o municipales. Sin embargo, la instalación y mantenimiento de éstas es en muchos casos complicado y costoso (**Gavilán, 2015**).

Además, el radio de influencia de la estación para una variable meteorológica medida puede ser muy limitado en algunos casos, como consecuencia de la existencia de microclimas. Por otro lado, la aplicación de datos meteorológicos para la estimación de la evapotranspiración de referencia  $ET_0$  mediante ecuaciones puede ser una tarea difícil para agricultores e incluso algunos técnicos (**Gavilán, 2015**).

Actualmente, en el mercado se ofrecen diversos instrumentos que pueden estimar la  $ET_0$  de forma sencilla, sin la necesidad de ecuaciones, ni de equipos que recojan datos para su posterior procesado. Entre ellos se encuentran los tanques evaporimétricos que permiten estimar la  $ET_0$  a partir de la evaporación de una superficie libre de agua (Figura 2.2).



**Fig. 2.2** Tanque evaporimétrico.

Sin embargo, el uso de éstos tiene muchas limitaciones, derivadas principalmente de su mantenimiento. Otro instrumento que permite la estimación de la  $ET_0$  es el atmómetro, cuyo diseño está adaptado para simular la  $ET_0$  de una forma fácil y directa. Además, su bajo coste y sencillo mantenimiento pueden hacer de este aparato una

herramienta ideal para el cálculo de las necesidades de agua de los cultivos y la planificación de los riegos (**Gavilán, 2015**).

El atmómetro es un instrumento que mide el agua evaporada desde un depósito a la atmósfera, a través de una superficie de cerámica porosa conocida con el nombre de plato de Bellani. Algunos modelos tienen el plato recubierto por una lona verde para una mejor simulación de la evapotranspiración (**Gavilán, 2015**).

Este modelo dispone de un depósito de agua de 300 mm, fabricado de PVC blanco para reflejar la radiación solar y evitar la transmisión de la temperatura ambiental al agua destilada que contiene en su interior. En la parte exterior del depósito dispone de un tubo de cristal con una escala graduada que permite la lectura del nivel de agua del depósito con facilidad (Figura 2.3).



**Fig. 2.3** Evaporímetro de Bellani o atmómetro ETgauge (**Mastachi-Loza, 2010**).

Es frecuente observar ligeras diferencias entre los valores de  $ET_0$  medidos con el evaporímetro y los estimados con la ecuación **Penman-Monteith** (**Allen et al., 1998**), ecuación ampliamente aceptada como el mejor método de estimación de la  $ET_0$ . La similitud de la  $ET_0$  entre ambos métodos de medida mejora considerablemente cuando se comparan valores semanales y no diarios. En base a esto, se puede optar por sumar los valores de  $ET_0$  diarios de siete días y obtener una media, o simplemente realizar lecturas del nivel de agua en el evaporímetro semanalmente (**Gavilán, 2015**).

## 2.4 Métodos indirectos

El estudio de los intercambios turbulentos en un sistema suelo-vegetación-atmósfera permite efectuar previsiones del balance hídrico necesarias para conocer la distribución espacial y temporal, la cuantificación y la utilización de los recursos hídricos

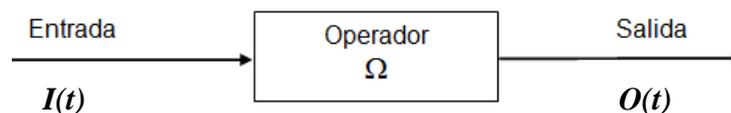
que están disponibles en el globo terrestre (**Mastachi-Loza, 2010**). Estos recursos se distribuyen en la atmósfera, la superficie terrestre y las capas del suelo (**Silva, 2003**). Dichas interacciones de los procesos en el sistema suelo-vegetación-atmósfera son el foco central de la modelación del balance hídrico.

Los principales componentes que intervienen en la ecuación de balance hídrico son: precipitación,  $P$  (en mm); evapotranspiración,  $ET$  (en mm); infiltración,  $I$  (en mm); y escorrentía,  $R$  (en  $m^3/s$ ); dependiendo del análisis que se pretenda realizar existen otros componentes más como son las pérdidas de agua por intercepción,  $EI$  (en mm); o propiedades que tienen relación directa con la succión del suelo como es el cambio en la humedad del suelo,  $\Delta\theta$  (en %); y las variaciones del almacenamiento subterráneo,  $\Delta S$  (en mm).

Lo anterior, sumado a que es necesario contar con datos representativos de la zona a evaluar y realizar un análisis con métodos precisos que garanticen resultados confiables hará por ello que contar con estaciones meteorológicas dentro o cerca de la zona de estudio resulte vital.

#### 2.4.1 Balance de masa

La hidrología estudia fenómenos tan complejos que, en ausencia de un conocimiento preciso, puede representarse por medio de sistemas como se indica en la siguiente Figura 2.2:



**Fig. 2.4** Representación esquemática de la operación de un sistema (**Mobayed, 2004**).

De lo anterior, las entradas y salidas pueden expresarse como funciones del tiempo, es decir  $I(t)$ ,  $O(t)$ , de modo que:

$$O(t) = \Omega[I(t)] \rightarrow \Omega = \frac{O(t)}{I(t)}$$

donde  $\Omega$  se conoce como función de transferencia. Establecido lo anterior, se puede suponer que desde el punto de vista hidrológico el sistema suelo-agua-planta se puede esquematizar como se indica en la Figura 2.3:

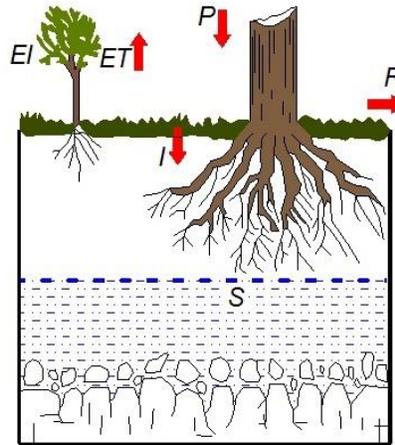


Fig. 2.5 Esquema del subsistema suelo-agua-planta.

El sistema anterior lo compone: precipitación ( $P$ ), evapotranspiración ( $ET$ ), intercepción ( $EI$ ), infiltración ( $I$ ), escorrentía ( $R$ ), y almacenamiento en zona no saturada ( $S$ ).

Recordando que el objetivo de un sistema hidrológico es estudiar la operación del sistema y predecir su salida, y aplicando la ecuación de conservación de masa:

$$\frac{dA}{dt} = I - O \quad (2.1)$$

donde:  $dA/dt$  es el cambio temporal en el almacenamiento de agua en el sistema;  $I$  son las entradas del sistema;  $O$  son las salidas del sistema.

Tomando en cuenta un tiempo suficientemente largo ( $\Delta t = \text{anual}$ ), se considera  $dA/dt = 0$ , entonces  $0 = I - O$ , despejando queda la siguiente ecuación:

$$I = O \quad (2.2)$$

De la ecuación anterior se conocen tanto los datos de entrada, como los datos de salida, así que al sustituirlos queda la siguiente ecuación general:

$$P = ET + I + R + EI + \Delta S \quad (2.3)$$

donde  $\Delta S$  se refiere a las variaciones del almacenamiento subterráneo (en mm), propiedades que tienen relación directa con la succión del suelo. Sin embargo, para el presente estudio dichas variaciones no se estiman, ya que las raíces de la vegetación herbácea sólo están presentes en la parte sub-superficial y no en la parte subterránea del suelo, quedando la siguiente ecuación simplificada:

$$P = ET + I + R + EI \quad (2.4)$$

Así pues, conocidas todas las demás variables, la evapotranspiración ( $ET$ ) se puede obtener de forma indirecta como el residuo de la Ecuación 2.4, recordando que dicha ecuación es una ecuación simplificada válida en condiciones de una cuenca rural sin aprovechamientos de agua, sin importación ni exportación (Arroyo-Flores *et al.*, 2015).

#### 2.4.2 Balance de energía

La ecuación de energía es la suma algebraica de la radiación disponible para los procesos de fotosíntesis y evaporación, los flujos de calor por conducción del aire ( $H$ ), el flujo de calor latente correspondiente a la evapotranspiración ( $\lambda ET$ ), el flujo de calor por conducción en el suelo ( $G$ ) y Radiación Neta ( $Rn$ ).

Para el proceso de evaporación del agua se requieren cantidades relativamente grandes de energía, ya sea en forma de calor sensible o energía radiante. El proceso de evapotranspiración, se rige por el intercambio de energía en la vegetación de superficie y está limitado por la cantidad de energía disponible, debido a esta limitación, es posible predecir la tasa de evapotranspiración aplicando el principio de la conservación de la energía.

De lo anterior, se sabe que la energía que llega a la superficie debe ser igual a la energía dejando la superficie para el mismo período de tiempo. La ecuación de evapotranspiración para una superficie puede escribirse como:

$$R_n - G - \lambda ET - H = 0 \quad (2.5)$$

donde  $R_n$  es la radiación neta (en J/Kg),  $G$  es el flujo de calor del suelo (en J/Kg),  $\lambda ET$  es el flujo de calor latente (en J/Kg), y  $H$  el flujo de calor sensible (en J/Kg).

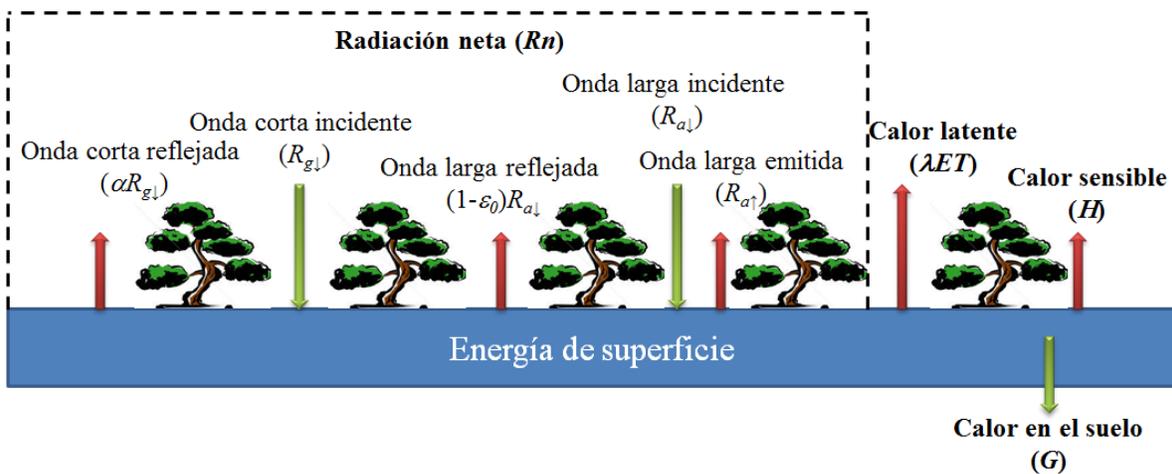


Fig. 2.6 Esquema del balance de energía superficial.

El balance de radiación puede definirse en la siguiente ecuación:

$$R_n = (1 - \alpha)R_{g\downarrow} + (R_{a\downarrow} - R_{a\uparrow}) - (1 - \epsilon_0)R_{a\downarrow} \quad (2.6)$$

Como se observa tanto en la Ecuación 2.5 como en la Ecuación 2.6 sólo se consideran los flujos verticales y la tasa neta en el que la energía se transfiere horizontalmente, la de advección se ignora, es decir, la ecuación se limita a los cuatro componentes:  $R_n$ ,  $G$ ,  $\lambda ET$  y  $H$ , por lo que otros términos de energía, tales como calor o la energía utilizada en actividades metabólicas, no se consideran, ya que estos términos representan sólo una pequeña fracción de la radiación neta diaria y pueden considerarse insignificantes.

El flujo de calor latente ( $\lambda ET$ ) en representación de la fracción de la evapotranspiración se pueda obtener de la ecuación de balance de energía, si todos los demás componentes son conocidos. Así entonces, la Radiación neta ( $R_n$ ), y los flujos de calor del suelo ( $G$ ) se puede medir o estimar a partir de los parámetros climáticos, sin embargo las mediciones del calor sensible ( $H$ ) son complejas y difíciles de obtener,  $H$  requiere una medición exacta de los gradientes de temperatura por encima de la superficie. (Allen *et al.*, 1998).

El flujo de calor latente es el producto del flujo de evaporación,  $E$  (en Pa) y el calor latente de evaporación,  $\lambda = 2.44 \times 10^6$  (en J/kg a 25 °C) (Evet, 2011), esto significa que la evapotranspiración es igual al flujo de calor latente.

$$ET = \lambda E \quad (2.7)$$

### 2.4.3 Métodos existentes

Existen una gran variedad de modelos matemáticos – en el presente trabajo sólo se evaluaron cinco métodos de acuerdo a las variables climatológicas registradas por la estación meteorológica más cercana – que simulan con bases físicas la evapotranspiración, dichos métodos pueden dividirse en directos o indirectos. Los métodos directos son aquellos basados en el establecimiento de un balance hídrico, mientras que los métodos indirectos se basan en el uso de fórmulas empíricas (Valverde-Conejo, 2007) los cuales dependiendo de los parámetros considerados arrojan el mejor desempeño a diferentes escalas de tiempo, este segundo grupo se basa en datos climáticos, por ejemplo, Penman, Jensen & Haise, y Oudin; radiación solar, y Romanenko; temperatura.

De lo anterior, el más conocido es el modelo de Penman (1948), que se considera como la ecuación de referencia a nivel mundial, los datos de entrada de dicho modelo son: horas de insolación, temperatura, humedad relativa y velocidad del viento.

Por su parte, Jensen y Haise (1963) desarrollaron un método para su uso en campos irrigados de zonas áridas y semiáridas del oeste de los Estados Unidos, cuyo desempeño fue adecuado en la región húmeda del este central. La ecuación combina un enfoque de balance de energía con coeficientes determinados empíricamente. El método es

ampliamente usado por su simplicidad. Este método usa como variables de entrada la radiación y la temperatura media (**Vásquez-Méndez, 2011**).

**Oudin et al. (2005)** propuso un método con el objetivo de desarrollar una ecuación simple dentro de un modelo lluvia-escurrimiento. El método fue evaluado en varias localidades utilizando parámetros mensuales (**Vásquez-Méndez, 2011**).

**Tabla 2.3** Modelos de evapotranspiración y sus ecuaciones.

Modelo	Ecuación	Referencia
<b>Penman</b>	$ET = \frac{\Delta R_n + \lambda(e_s - e_d)(2.6(1 + 0.536U))}{\lambda\rho(\Delta + \lambda)}$	Penman (1948)
<b>Romanenko</b>	$ET = 4.5 \left[ 1 + \frac{T}{25} \right]^2 \left[ 1 - \frac{e_d}{e_s} \right]$	Romanenko (1961)
<b>Jensen y Haise</b>	$ET = \frac{R_e}{\lambda\rho} \frac{T}{40}$	Jensen y Haise (1963)
<b>Penman-Monteith</b>	$ET = \frac{0.408\Delta R_n + \gamma U(e_s - e_d) \left( \frac{900}{T + 237} \right)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U)}$	Allen et al. (1998)
<b>Oudin</b>	$ET = \frac{R_e}{\lambda\rho} \frac{T + 5}{100}$	Oudin et al. (2005)

$ET$  = evapotranspiración (mm día<sup>-1</sup>);  $R_n$  = radiación solar neta (J día<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup>);  $R_e$  = radiación extraterrestre (J día<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup>);  $e_s$  = presión de saturación de vapor (kPa);  $e_d$  = presión actual de vapor (kPa);  $U$  = velocidad del viento (m s<sup>-1</sup>);  $T$  = temperatura promedio del aire (°C);  $T_{max}$  = temperatura máxima del aire (°C);  $T_{min}$  = temperatura mínima del aire (°C);  $\Delta$  = pendiente de la curva de la presión de vapor (kPa °C<sup>-1</sup>);  $\gamma$  = constante psicométrica (kPa °C<sup>-1</sup>);  $\lambda$  = calor latente de vaporización (MJ kg<sup>-1</sup>);  $\rho$  = densidad del agua (g cm<sup>-3</sup>).

Sin embargo, aunque existen varios métodos el modelo más utilizado es el de Penman-Monteith (**Allen et al., 1998**), el cual usa el balance y flujo de energía, y considera la ecuación de referencia a nivel mundial de **Penman (1948)**. Este método utiliza un gran número de variables, asimismo su ecuación para estimar la evaporación potencial ( $E_p$ ) cuenta con dos variantes, la forma simplificada indicada arriba en la Tabla 2.3 o su forma completa como se indica a continuación:

$$E_p = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a C_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma} \quad (2.8)$$

donde  $R_n$  es la radiación neta (en J/Kg);  $G$  es el flujo de calor en el suelo (en J/Kg);  $(e_s - e_a)$  el déficit de presión de vapor (en Pa);  $\rho_a$  es la media de la densidad del aire a presión constante (en Kg/m<sup>3</sup>);  $C_p$  el calor específico del aire (en J/Kg);  $\Delta$  representa la pendiente de la relación entre la presión de vapor y la temperatura,  $\gamma$  es la constante psicométrica y  $r_a$  la resistencia aerodinámica que se calcula mediante la ecuación:

$$r_a = \frac{\ln\left[\frac{z_m - d}{z_{om}}\right] \ln\left[\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right]}{K^2 u_z} \quad (2.9)$$

donde  $z_m$  es la altura a la que se midió el viento (en m);  $z_h$  la altura en que se midió la humedad (en m);  $d$  es la distancia de desplazamiento del plano cero (en m);  $z_{om}$  es el tamaño de la rugosidad que gobierna el momento cero (en m),  $z_{oh}$  es el tamaño de la rugosidad que gobierna la transferencia de calor y vapor (en m),  $K = 0.41$  es la constante de Von Karman y  $u_z$  es la velocidad del viento a la altura  $z$  (en m/s).

Por otra parte, existen métodos que evalúan o cuantifican (directa o indirectamente) la evapotranspiración, para este estudio en específico, se utiliza el método directo de la cámara portátil, tal y como se realizó en la investigación hecha por **Stannard y Weltz, (2006)**, en la cual, una cámara portátil separa la medición de la evapotranspiración en los componentes de transpiración de la vegetación y evaporación del suelo, estimando de esta manera la evapotranspiración de la vegetación herbácea representativa de la zona de estudio, utilizando la Ecuación 2.10 para cuantificar la evapotranspiración.

$$\lambda E_s = \frac{\lambda MVC}{A} \quad (2.10)$$

donde  $\lambda E_s$ , es el flujo de calor latente de la evaporación del agua (en J g<sup>-1</sup>);  $\lambda$ , es el flujo de calor latente del lugar (en W m<sup>-2</sup>);  $M$  es la pendiente máxima de la densidad de vapor en series de tiempo (en g m<sup>-3</sup>s<sup>-1</sup>);  $V$  es el volumen de la cámara (en m<sup>3</sup>);  $C$  es un factor de

calibración de la cámara (adimensional) y  $A$  es el área de la superficie cubierta por la cámara (en  $m^2$ ).

Basándose en lo anterior, la cámara calcula la tasa de evapotranspiración en cada sitio de suelo y vegetación usando la forma simplificada (**Stannard, 1988**):

$$ET = 86.4 \frac{MVC}{A} \quad (2.11)$$

donde  $ET$ , es la tasa de evaporación (en  $mm \text{ día}^{-1}$ ); y 86.4) es un factor que convierte gramos por metro cúbico por segundo a milímetros por día utilizando la densidad del agua.

La evapotranspiración registrada en milímetros por día es una tasa instantánea que se produce en el momento de la medición. La sección máxima constante de la pendiente de las series temporales densidad de vapor se determinan utilizando un programa de hoja de cálculo automatizado que aplica el análisis de mínimos cuadrados ordinarios en un 10 a 20 segundos de intervalo de medición. Se muestra una serie temporal típica de la densidad de vapor dentro de la cámara durante dos mediciones consecutivas por ejemplo *verbesina virgata* y el suelo desnudo de la Figura 2.5.

A partir de los primeros 5-10 puntos de la curva de densidad de vapor, el programa dio un paso a través de toda la curva de cálculo de la se inclina mientras se mantiene el mismo número de puntos. La selección final de la pendiente luego se verifica o se ajusta según sea necesario para representar la línea de mejor ajuste del intervalo de tiempo más pronunciada de forma manual. Se mide la pendiente máxima densidad de vapor de la gobernadora de entre 15 y 25 segundos después de la colocación de cámara mientras se llegó a la pendiente máxima para el sitio suelo desnudo entre 54 y 64 segundos después de su emplazamiento.

El factor de calibración de la cámara, se determina utilizando los métodos descritos por **Stannard (1988)**. El procedimiento consiste en la evaporación de una masa de agua de un vaso de precipitados a una velocidad conocida y luego la colocación de la cámara por encima del vaso de precipitados para determinar la tasa de cámara de medida.

Este procedimiento se repite varias veces en cada una de las distintas velocidades de evaporación conocidas.

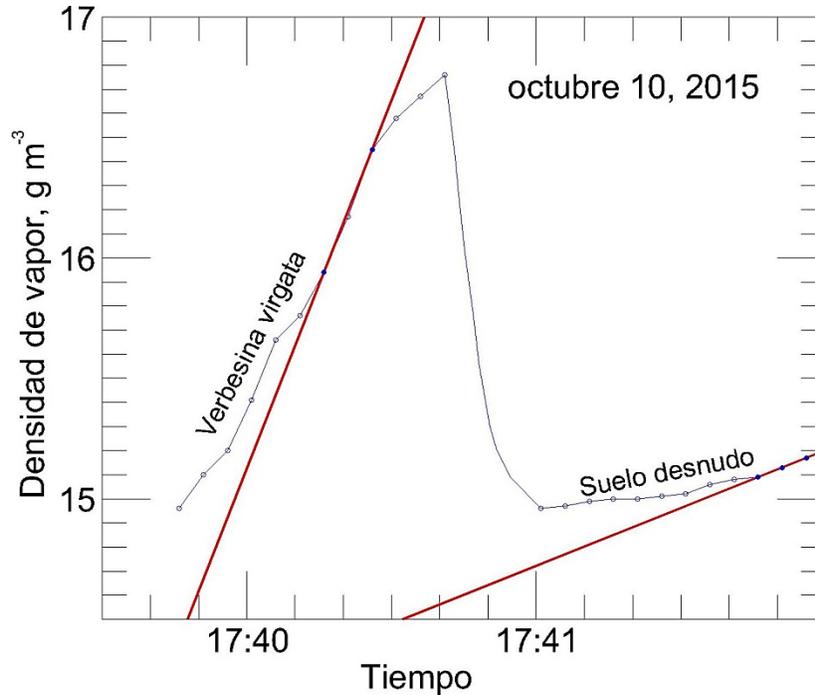


Fig. 2.7 Series de tiempo de densidad de vapor durante dos mediciones consecutivas.

Además, siguiendo con la metodología empleada por **Stannard (1988)** se puede calcular a partir de la Ecuación 2.12 las tasas de  $ET$  de las plantas y del suelo, que se extrapolan para calcular  $ET$  en un componente y a escala de paisaje usando una sola capa, modelo multi-componente que representa un follaje escaso sobre una superficie plana (**Stannard, 1988; Stannard y Wertz, 2006**):

$$ET_{is} = \sum_{i=1}^n FC_i \frac{[ET_i - E_s(1 - Rc_i)]}{Rc_i} + FC_{us} \sum_{i=1}^n \frac{[ET_i - E_s(1 - Rc_i)]}{Rc_i} \left( \frac{FC_i}{\sum_{i=1}^n FC_i} \right) + FC_s E_s \quad (2.12)$$

donde:  $ET_{is}$  es el total a escala de paisaje  $ET$  (en milímetros por día);  $i$  es un índice que representa cada una de las especies de plantas medidos;  $n$  es el número de especies medidas;  $FC_i$  es la cobertura fraccional de la especie de planta  $i$  (sin unidades);  $ET_i$  es el sitio  $ET$  flujo de las especies de plantas  $i$ -ésimo, en milímetros por día;  $E_s$  es la evaporación en el suelo desnudo (en milímetros por día);  $Rc_i$  es la cobertura de la corona del follaje

relativa de las especies de plantas dentro del área de la cámara (sin unidades);  $F_{C_s}$  es la cobertura fraccional de suelo desnudo (sin unidades); y  $F_{C_{us}}$  es la cobertura fraccional de especies de plantas no medida (sin unidades).

Los dos primeros términos en el lado derecho de la Ecuación 2.12 representan la transpiración a escala de paisaje a partir de especies vegetales específicas y no medidas; el último término representa la evaporación a escala de paisaje del suelo desnudo. A las especies de plantas no medidas se les asigna la transpiración de las plantas promedio ponderado de especies medidas.

Así entonces, el presente trabajo se basará en el modelo previamente habilitado de Penman-Monteith para estudiar el comportamiento de la evapotranspiración de la vegetación herbácea en una zona semiárida; abordando aspectos físicos, experimentales y estadísticos relacionados con la ecuación de balance hídrico, con la ecuación de balance de energía, y con la ecuación para calcular la evapotranspiración por interceptación de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998).

## 2.5 Teledetección

La teledetección se define como el uso de sensores remotos con la finalidad de medir, observar y registrar la radiación electromagnética reflejada o emitida por la superficie terrestre, y su posterior análisis y extracción de la información (Levin, 1999). La interpretación de imágenes obtenidas por este medio permite identificar las características de la materia que produce cambios en la radiación incidente, tales como magnitud, dirección, longitud de onda, y polarización, entre otros.

Las interacciones que pueda tener la materia con la radiación electromagnética se producen en función de las propiedades de su superficie y su estructura molecular y atómica (Levin, 1999).

Los sensores satelitales registran estas diferencias en el comportamiento de la radiación en interacción con la superficie terrestre y la almacenan en forma de retículas o píxeles que contienen información de la respuesta espectral de un punto de la superficie terrestre, dividida en bandas que se clasifican por rangos de longitudes de onda del espectro electromagnético (López-Cuellar, 2012).

Algunos ejemplos de estos sensores son el *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) de los satélites NOAA, el *Thematic Mapper* (TM) del satélite Landsat, y *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) de los satélites Terra y *Aqua*. La información que generan estos sensores proporciona una mayor cantidad de observaciones sobre la cobertura del suelo, en comparación con los levantamientos terrestres, y además permite la detección de características de la vegetación que sólo se manifiestan en regiones del espectro electromagnético y no son detectables a simple vista (**López-Cuellar, 2012**).

Entre los métodos utilizados para estimar la ET a partir de la teledetección, se puede establecer – también – dos grandes grupos, según se trate de modelos que han sido elaborados con este fin (directos), o hayan sido creados para el estudio de otros fenómenos o procesos superficiales, pero son útiles en el campo que nos ocupa dada su relación con el problema (indirectos). Dentro de los primeros se encuentra el modelo general basado en el balance de energía, en tanto que en los segundos se insertan todas las aproximaciones relacionadas con la temperatura superficial, con ciertas características de la vegetación y aquellas que aprovechan simultáneamente ambos aspectos (**Sánchez y Chuvieco, 2000**).

Uno de los métodos teóricos más sólidos para estimar la ET es la ecuación de balance de energía (Ecuación 2.5) que describe la distribución de la radiación neta recibida por la superficie terrestre en diferentes procesos; esta ecuación deriva en el denominado método residual (Ecuación 2.13) que constituye una de las aproximaciones más ampliamente utilizadas en la determinación de la ET instantánea y diaria (**Choudhury, 1994**) al calcular cada uno de los términos que igualan al flujo de calor latente y obtener éste como el residuo de la ecuación.

$$\lambda ET = R_n - H - G \quad (2.13)$$

De los procesos incluidos en la ecuación – y descritos anteriormente – sólo la  $R_n$  puede obtenerse en forma relativamente directa a partir de medidas satelitales (**López-Baeza, 1991**), los demás términos se pueden conseguir tras la combinación con información observada en tierra.

En el otro lado se encuentran los modelos indirectos, fundamentados como se ha dicho en las relaciones entre ET y la temperatura de superficie y algunas características de la vegetación como la expresada a través de ciertos índices especialmente el NDVI.

Evidentemente existen otro tipo de métodos utilizados para el cálculo de la ET, por ejemplo, el utilizado por la CONAGUA denominado SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) (**Bastiaanssen, 1995**) basado en la ecuación de conservación de energía, el cual junto con los sistemas de información geográfica (SIG) permiten el cálculo de la distribución espacial de la ET, sin embargo, este modelo no fue aplicado en la presente investigación.

### **2.5.1 Índices de vegetación**

Debido al desarrollo de los sensores satelitales es posible obtener información de la superficie terrestre y monitorear los cambios en la estructura y productividad de la cobertura vegetal (**López-Cuellar, 2012**). Con los Sistemas de Información Geográfica (SIG) es posible realizar transformaciones de las imágenes satelitales para destacar algunos de los atributos fenológicos de la biomasa vegetal (**Soria y Granados, 2005**). Estas transformaciones son los Índices de Vegetación (VI).

**López-Cuellar (2012)** indica que existen diversos VI, y todos tienen como base el contraste de los valores de reflectancia y absorción de las radiaciones roja ( $60 \mu\text{m} - 70 \mu\text{m}$ ) e infrarroja ( $70 \mu\text{m} - 90 \mu\text{m}$ ). Los índices más comunes son el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI) y el Índice de Vegetación Mejorado (EVI), que proporcionan una representación del grado de verdor de una cobertura vegetal, con lo que es posible hacer deducciones precisas acerca del funcionamiento de la vegetación (**Liang et al., 2011**).

Además, hay otras relaciones registradas para cultivo herbáceo, pero utilizando el Índice de Vegetación Ajustada del Suelo (SAVI) como referencia del VI fueron propuestas por **Bausch (1993)** y **Choudhury (1994)**. Estas relaciones han sido estudiadas para muchos cultivos, por ejemplo, la papa (**Jayanthi et al., 2007**), el algodón y el azúcar (**González-Dugo y Mateos, 2008**), y el trigo (**Duchemin et al., 2006; Er-Raki et al., 2007**). De acuerdo con el análisis realizado por **Huete (1987)**, el uso de SAVI con los cultivos que

tienen baja cobertura vegetal reduce sustancialmente los efectos del fondo del suelo y mejorar la linealidad entre el VI y los parámetros biofísicos.

Finalmente, los VIs son utilizados para discriminar entre la vegetación con alta actividad fotosintética y la vegetación en bases fenológicas iniciales. También, permite diferenciar las zonas vegetales de otras coberturas; y diferenciar la vegetación sana de aquella senescente o que se encuentra bajo algún tipo de estrés (**López-Cuellar, 2012**).

### **2.5.2 NDVI**

El Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI) fue desarrollado por **Rouse et al., (1974)** y desde entonces ha sufrido algunas adaptaciones para mejorar su exactitud. Al igual que los demás índices de vegetación, el NDVI se calcula usando la reflectancia de las regiones roja e infrarroja del espectro electromagnético, sin embargo, respecto a otros VI tiene la ventaja de tener gran sencillez en su cálculo y de facilitar la interpretación directa de los parámetros biofísicos de la vegetación (**Jiménez et al., 2009**).

El fundamento del índice es el contraste que se genera entre la reflectancia de las radiaciones roja e infrarroja, es decir, la vegetación senescente reflejará más energía en el rojo visible, y la vegetación vigorosa reflejará más energía en el infrarrojo cercano. Un mayor contraste entre ambas bandas es indicativo de una alta actividad fotosintética (**Alatorre y Benguería, 2010; Julien, 2008**). En cambio, cuando la vegetación sufre algún tipo de estrés su reflectancia disminuye, por lo que el contraste entre ambas bandas es menor al mostrado por la vegetación vigorosa (**Soria y Granados, 2005**).

Así entonces, las tendencias temporales del NDVI se han empleado ampliamente en el estudio de la cobertura vegetal. Entre las aplicaciones que se han dado se encuentra el análisis de la respuesta de los ecosistemas a los cambios climáticos (**Jiménez et al., 2009; Liang et al. 2011**), y monitorear el crecimiento de la vegetación, la cobertura vegetal y la producción de biomasa (**De Badts et al., 2005; Julien, 2008**) entre otras aplicaciones.

### **3. METODOLOGÍA**

#### **3.1 Equipo**

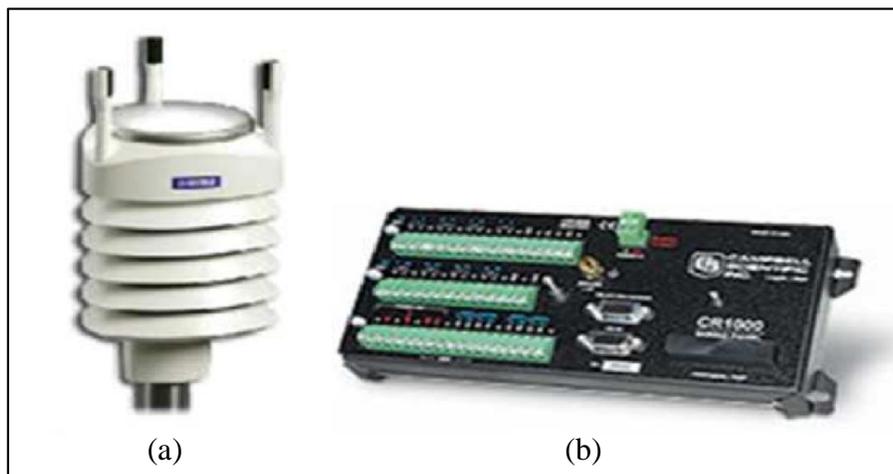
La evapotranspiración se midió mediante la cámara portátil utilizada por **Stannard y Weltz, (2006)**. Dicha cámara registró las variables necesarias planteadas en la Ecuación 2.11 para poder calcular la evaporación para cada una de las especies y sitios seleccionados de la microcuenca “El Carmen”.

La cámara se compone de una parte superior semiesférica (2.38 mm de espesor), y una parte cilíndrica inferior (3.18 mm de espesor), ambos de plexiglás G (Figura 3.1). Estas formas fueron elegidas para facilitar la circulación de aire interna. La altura total es de 0.912 m, el volumen interno es 0.652 m<sup>3</sup>, y la cámara cubre un área de superficie de tierra de 0.898 m<sup>2</sup>. Dos ventiladores de 12 voltios de alta velocidad se montaron dentro del hemisferio para mantener el aire bien mezclado. Un instrumento multifuncional de alta precisión electrónico (marca Vaisala) fue montado en el interior del hemisferio con la entrada a una altura de 0.64 m por encima de la superficie terrestre, para registrar el cambio en húmedo y la temperatura durante una medición. Para más detalles de la construcción de la cámara se puede consultar **Stannard (1988)**.



**Fig. 3.1** Cámara portátil para la medición de la evapotranspiración.

La parte analítica se realizó con el método de Penman-Monteith (**Allen et al., 1998**), cuyas variables necesarias para estimar la *ET* se obtuvieron mediante una estación meteorológica marca Vaisala modelo WXT510 (Figura 3.2a) colocada en el sitio de estudio, la cual registró cada 20 minutos las variables de: velocidad del viento con una exactitud de  $\pm 0.3$  m/s, dirección del viento con una exactitud de  $\pm 2$  grados, presión atmosférica con una exactitud de  $\pm 0.5$  hPa, temperatura del aire con una exactitud de  $\pm 0.3$  °C y la humedad relativa con precisión de  $\pm 3$  %.



**Fig. 3.2** (a) Estación meteorológica. (b) Datalogger CR1000 (**Mastachi-Loza, 2010**).

Para la medición de la precipitación se utilizó también la estación meteorológica marca Vaisala. Esta estación estuvo conectada a un datalogger CR1000 marca Campbell Scientific (Figura 3.2b), programado para registrar el acumulado de la lluvia cada 20 minutos en forma continua. El registro de datos además puede permitir calcular la lámina total, la duración, la intensidad media y la variación de las intensidades durante el evento, sin embargo, no fue el caso del presente estudio.

Finalmente, se planteaba con el analizador del follaje de las plantas LAI-2000 de LI-COR (Figura 3.3) obtener el índice de área foliar, LAI (*Leaf Area Index*) de las especies de vegetación con más importancia dentro de la microcuenca “El Carmen”, no obstante, por falta de personal estas mediciones no pudieron realizarse.



Fig. 3.3 LAI-2000 de LI-COR (Mastachi-Loza, 2010).

### 3.2 Descripción de la zona de estudio

En lugar en donde se desarrolló la investigación es la microcuenca “El Carmen” ubicada en las coordenadas geográficas  $21.22219^{\circ}$  N y  $-100.79958^{\circ}$  O, pertenecientes al municipio de la CIN Dolores Hidalgo, Guanajuato (Figura 3.4). La cuenca está ubicada en la localidad del mismo nombre y se llega a ella por la carretera Dolores Hidalgo – San Luis de la Paz, en donde se puede percibir a simple vista el tipo de clima semiárido característico de dicha región.

El clima del municipio alcanza una temperatura máxima de  $36.5^{\circ}\text{C}$  en el verano y una mínima de  $3.8^{\circ}\text{C}$  en el invierno, siendo la temperatura media anual de  $17.4^{\circ}\text{C}$ . Este clima se clasifica como semiárido o semicálido, con temperatura tipo Ganges, según la clasificación de Köppen modificado por **García (1964)**.

Asimismo, la precipitación media anual es de 564.1 milímetros; la temporada de lluvia se presenta generalmente desde mediados de mayo hasta septiembre, la flora está compuesta por el triguillo, liendrilla y lobero, entre las especies forrajeras, y por pingüica, sotol, nopal, mezquite, maguey, huizache, garambullo y palma china, no forrajeras.

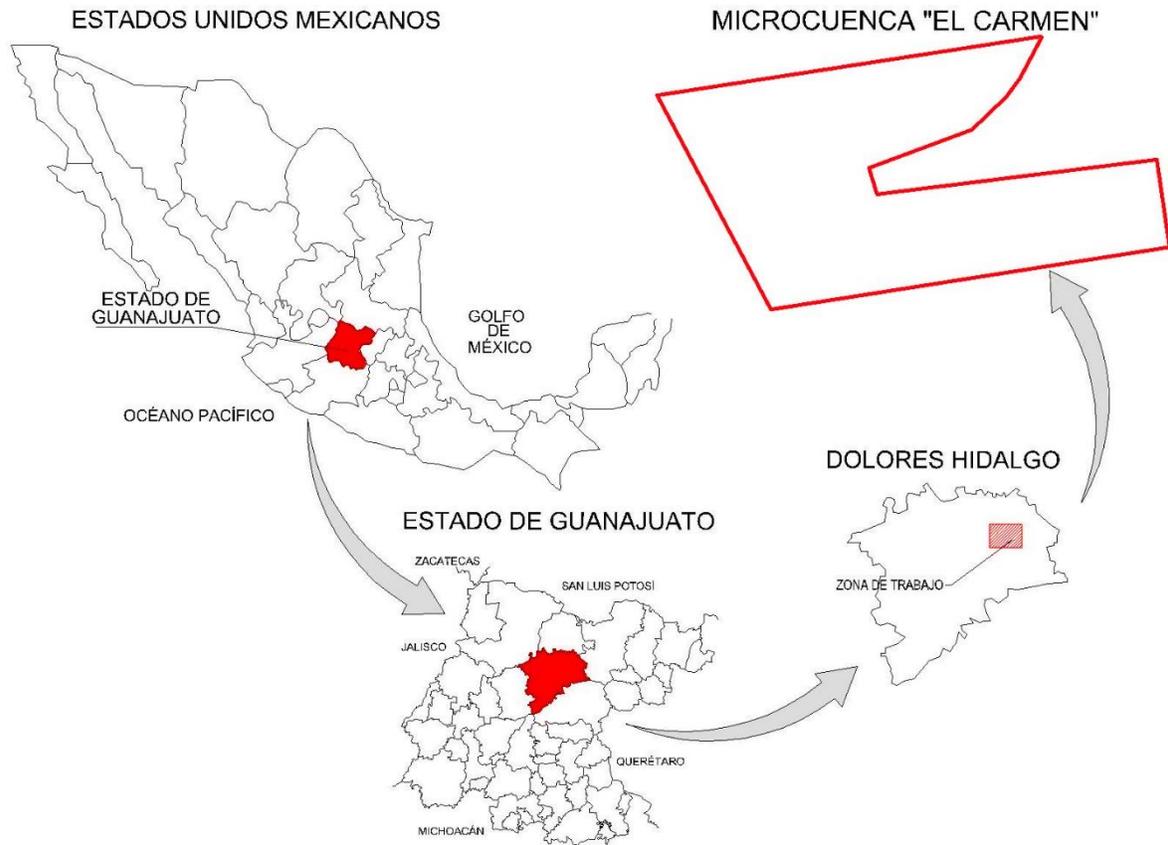


Fig. 3.4 Ubicación de la zona de estudio.

Respecto al suelo, – el cual es un componente muy importante para determinar la evaporación – se dividieron sus clasificaciones edafológicas por zonas teniendo, en la parte norte donde se encuentran los terrenos planos y ligeramente ondulados, phaeozem háplico y regosol éutrico; existe también phaeozem lúvico y litosol de textura media; mientras que en la zona sur los suelos son de tipo phaeozem lúvico, castañozem lúvico, regosol éutrico con phaeozem lúvico y chernozem cálcico, todos de textura media.

### 3.3 Procedimiento

El procedimiento de manera general se puede describir de la siguiente manera:

- Caracterización de la vegetación
- Medición y estimación de la evapotranspiración con diferentes métodos
- Comparación de resultados

Para un mejor entendimiento, lo anterior se puede expresar de una mejor manera mediante el siguiente diagrama:

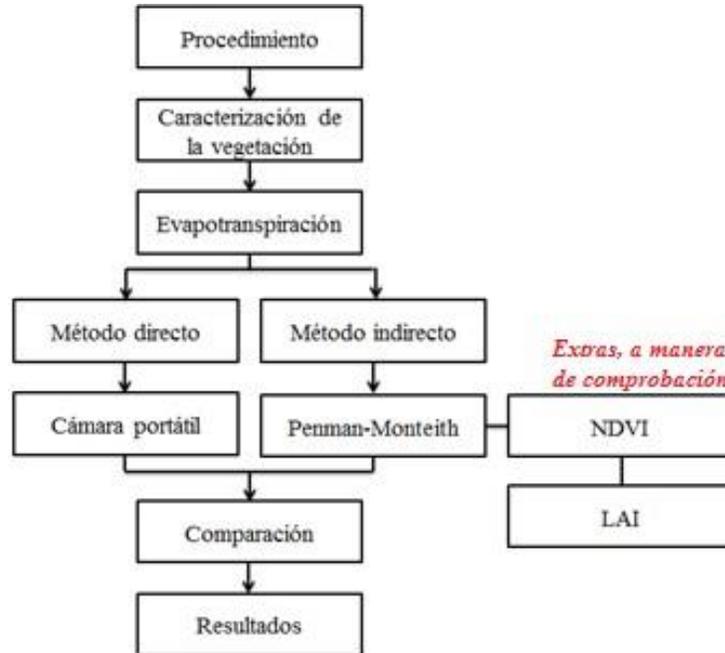


Fig. 3.5 Esquema general del procedimiento a realizar.

### 3.3.1 Caracterización de la vegetación a evaluar

La vegetación del semidesierto está conformada generalmente por arbustos, sin embargo las hay también arbóreas, y herbáceas (López-Lambraño *et al.*, 2013). De lo anterior, la vegetación del clima semiárido suelen estar conformada por elementos como huizache (*Acacia spp.*), mezquite (*Prosopis spp.*), nopales (*Opuntia spp.*), uña de gato (*Mimosa spp.*), etc. Éstas son especies fundamentales para comunidades vegetativas de ambientes semiáridos; es decir, su desaparición afecta de manera significativa, la estructura, cobertura y función del sistema vegetal (Mastachi-Loza, 2010).

La caracterización de la vegetación en la microcuenca “El Carmen” fue realizada por Mastachi-Loza (2010) con base a muestreos por transectos tipo Gentry, evaluando un área de 100 m<sup>2</sup> (50 m x 2 m). Tres estratos fueron muestreados; arbóreo, arbusto y herbáceo. Los transectos fueron realizados en el 2006 en el período octubre-diciembre. A cada organismo se tomaron medidas alométricas, como altura total, DAP y radio, esto se

realizó con el objetivo de describir la vegetación de cada sitio desde un punto de vista fisonómico y estructural, destacando las formas de vida.

Con los datos obtenidos fue determinada la cobertura vegetal, definida como la superficie del suelo cubierta por los individuos de una especie, o de todas las especies para cada estrato; además, se obtuvo la dominancia, frecuencia, valor de importancia e índices de diversidad Simpson ( $D_{Si}$ ) y Shannon-Wiener ( $H'$ ), dado que la diversidad en un contexto ecológico, engloba dos componentes: variedad y abundancia relativa de especies (**Magurran, 1988**).

El Índice de Simpson es una medida de dominancia y se expresa como:

$$D_{Si} = \sum_{i=1}^S p_i^2 \quad (3.1)$$

donde  $p_i = n_i / N$ ;  $n_i$  es el número de individuos de la especie 'i' y  $N$  es la abundancia total de las especies  $S$ . En sí,  $p_i$  es la abundancia proporcional de la especie 'i'.

El Índice de Shannon-Wiener procede de la teoría de la información (mide el contenido de información por símbolo de un mensaje compuesto por  $S$  clases de símbolos discretos cuyas probabilidades de ocurrencia son  $p_1... p_S$ ) y se expresa como:

$$H' = -\sum_{i=1}^S (p_i \cdot \log_2 p_i) \quad (3.2)$$

siendo  $p_i$  la proporción de individuos de la especie 'i', es decir,  $p_i = n_i / N$ . Este índice es muy susceptible a la abundancia.

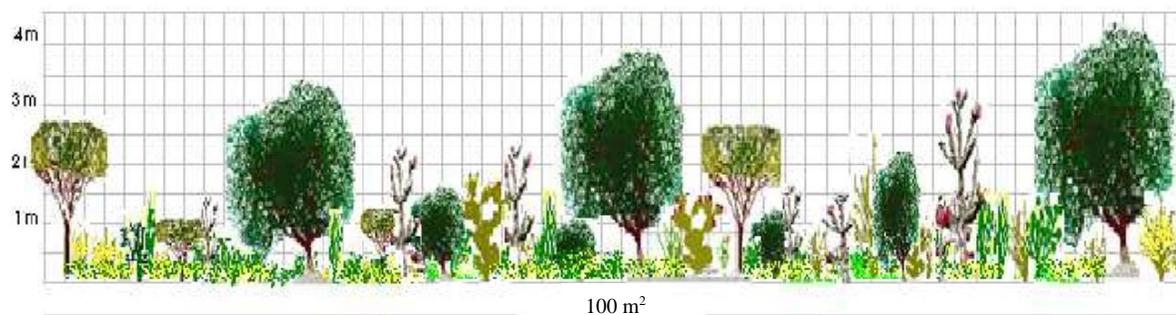
De acuerdo al período en el que fueron realizados los muestreos las especies de las que se tienen registro son generalmente perennes y no estacionales. El análisis de los muestreos arrojó una diversidad de 11 especies (Tabla 3.1), y asimismo los resultados de la abundancia, dominancia y frecuencia de las especies en la microcuenca "El Carmen" fueron: *Acacia farnesiana*, *Prosopis laevigata* y *pastos* (**Mastachi-Loza, 2010**).

El análisis de cobertura de la vegetación revela que la microcuenca “El Carmen” cuenta con una cobertura de 150.20 m<sup>2</sup> por cada 100 m<sup>2</sup>, en otras palabras, tiene un cociente de cobertura de 1.5. Contextualmente puede considerarse al sitio de estudio como un sitio cerrado debido a sus límites bien definidos.

**Tabla 3.1** Diversidad de especies en la microcuenca “El Carmen” (Mastachi-Loza, 2010).

<b>Especie</b>	<b>Densidad relativa</b>	<b>Dominancia relativa</b>	<b>Frecuencia relativa</b>	<b>Valor de importancia</b>
<i>Acacia farnesiana</i>	0.89	47.56	1.12	<b>49.57</b>
<i>Aloysia lycioides</i>	6.43	1.52	6.74	14.69
<i>Bahia absinthifolia</i>	9.76	0.36	8.99	19.10
<i>Biznaga</i>	8.65	0.41	7.87	16.92
<i>Haplopappus spinolossus</i>	5.76	0.63	5.62	12.01
<i>Opuntia imbricata</i>	4.88	4.6	4.49	13.97
<i>Opuntia sp.</i>	2.66	1.44	2.25	6.34
<i>Pasto</i>	51.88	1.31	51.69	<b>104.88</b>
<i>Prosopis laevigata</i>	5.10	34.53	4.49	<b>44.12</b>
<i>Verbesina virgata</i>	3.55	2.43	5.62	11.60
<i>Zaluzania augusta</i>	0.44	5.22	1.12	6.79

En la Figura 3.6 se representa la estratificación a lo largo de los transectos en la microcuenca “El Carmen” en donde de los tres estratos muestreados, el inferior, es decir el herbáceo es el de mayor cobertura.



**Fig. 3.6** Perfil fisonómico de la vegetación de la microcuenca “El Carmen” (Mastachi-Loza, 2010).

El modelo cuantifica la heterogeneidad a pequeña escala asociada con el tamaño de la planta, el espacio y la diversidad, pero es homogénea a escala de paisaje. La superficie se divide en muchos polígonos pequeños, de varios tipos diferentes, con un fondo entre los polígonos (Figura 3.7). Cada polígono herbáceo se define por la proyección vertical del

perímetro herbáceo. Cada tipo representa una especie junto con el suelo desnudo. En conjunto, los tipos de especies y suelo desnudo comprenden los componentes del paisaje.

En cualquier momento dado, la *ET* permite variar entre los componentes, pero se supone que es constante dentro de un componente. La evaporación del suelo que ocurrió dentro del área de la corona no se cuantifica de forma explícita, pero se incluye en la transpiración de la planta. La *ET* a partir de especies que no fueron registradas en la cámara se supusieron igual que a la media *ET* de las especies medidas.

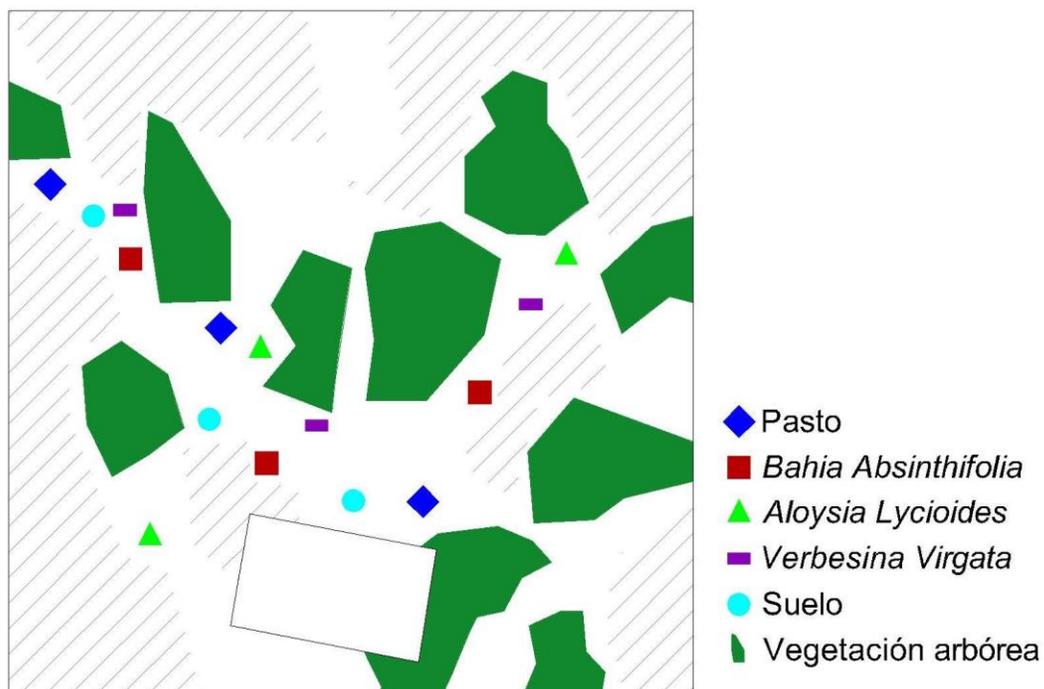


Fig. 3.7 Modelo conceptual (las mediciones están representadas como aparecerían en una fotografía aérea).

Evidentemente lo que se midió y caracterizó fue la vegetación herbácea, sin embargo existen árboles que se podrían instrumentar para una investigación posterior, para comparar la evapotranspiración real de la potencial, dichos árboles son el mezquite (*Prosopis spp.*) y el huizache (*Acacia spp.*).

Los cuales cuentan con características tales como: arbustos espinosos de 1 a 15 m de altura, tallo grueso, fisurado, con copa más ancha que alta, ramas glabras, con espinas, hojas pecioladas, flores dispuestas en espigas densas de color blanco-amarillentas y con

legumbre linear comprimida (**Ocampo, 1997**). Además, presentan raíces pivotantes de hasta 50 m de profundidad, tal característica les permite aprovechar los mantos freáticos y la exploración de considerables volúmenes de suelo.

Finalmente, comparativamente de lo anterior, las raíces de la vegetación herbácea, cuya profundidad es mucho menor que las raíces de la vegetación arbórea descrita, son organismos que tienen la posibilidad de extraer agua del suelo en potenciales hídricos bajos y llevar a cabo la fotosíntesis.

### **3.3.2 Medición de la evapotranspiración**

Caracterizada la vegetación herbácea, se procedió a medir la evapotranspiración en el período diurno comprendido del 30 de agosto al 17 de diciembre del año 2015, en sitios seleccionados al azar, mediante la cámara portátil utilizada por **Stannard y Weltz, (2006)**. Con dicha cámara se registraron las variables necesarias – entre otras – planteadas en la Ecuación 2.11 para poder calcular la evaporación para cada una de las cuatro especies de vegetación herbácea dominantes elegidas de acuerdo a la caracterización realizada en la Tabla 3.1. Dichas especies dominantes fueron:

- Pasto
- *Aloysia lycioides*
- *Bahia absinthifolia*, y
- *Verbesina virgata*.

Asimismo, para medir la evaporación del suelo, se colocará la cámara sobre el suelo sin vegetación en un sitio establecido y ésta registrará la evaporación del suelo.

Cada medición consistió en la suspensión de la cámara con los ventiladores funcionando, aproximadamente 50 cm por encima de la superficie del suelo (para permitir que la densidad de vapor interna se equilibre con el ambiente), entonces se baja la cámara para el sitio seleccionado (Figura 3.8), y se registra la cantidad de agua interna con un instrumento multifuncional de alta precisión electrónico cada cinco segundos, durante aproximadamente un minuto.

El aire interno humidifica reduciendo la diferencia de superficie a aire que impulsa la *ET*, por lo que fue necesario estar revisando dicha condición una vez que la tasa de crecimiento se desacelere después de un máximo.

Un conjunto, que consiste en la medición de cada sitio toma alrededor de 25 a 30 minutos para completarse. Lo anterior, es importante, ya que fue necesario lograr un promedio de dos o tres conjuntos de la misma especie dominante para cada día de medición. Posteriormente, el ciclo se repite en el sitio establecido del suelo desnudo, lo que resultará en una pendiente máxima mucho más pequeña alcanzada en un período de tiempo más corto (Figura 2.5).



**Fig. 3.8** Cámara siendo bajada sobre una especie a evaluar.

Por otra parte, es significativo señalar que en algunos sitios la superficie del suelo no era plana, es decir, su relieve es accidentado por lo que fue necesario graduar dicha superficie ligeramente en el contacto con el borde de la cámara para obtener un buen sellado entre la cámara y el suelo, lo anterior fue de gran utilidad posteriormente, ya que las marcas dejadas en la superficie del suelo por el borde de la cámara hicieron que se pudiera utilizar para retornar la cámara a la misma ubicación en mediciones sucesivas.

Paralelamente se calcula la *ET* de forma analítica con el método Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998), cuyas variables necesarias para estimarla ya fueron registradas en la estación meteorológica colocada en el sitio de estudio.

A manera de comprobación, previo a comparar la parte analítica realizada con Penman-Monteith (**Allen et al., 1998**), contra las medidas por la cámara de las cuatro especies de vegetación herbácea dominantes – cuyo fin es determinar la proporción de la evapotranspiración de la vegetación herbácea en dicho modelo – se realizó el cálculo de la evapotranspiración con otros modelos para comprobar que efectivamente Penman-Monteith es el que obtiene los valores más representativos de este tipo de zona de estudio.

De lo anterior, la estación colocada en el sitio de estudio registró las variables necesarias para estimar la *ET* con los diferentes modelos indicados en la Tabla 2.3, por lo que dichos modelos pudieron ser evaluados.

Los valores de *ET* estimados con los modelos, fueron comparados con los valores observados utilizando estadísticos estándar y análisis de regresión. El error medio absoluto (EMA) y la raíz del error de la media cuadrática (REMC), fueron calculados con las ecuaciones siguientes:

$$EMA = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |ET_{mod,i} - ET_{obs,i}| \quad (3.3)$$

$$REMC = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (ET_{mod,i} - ET_{obs,i})^2} \quad (3.4)$$

donde:  $ET_{mod, i}$  y  $ET_{abs, i}$  = valores del modelo y datos observados respectivamente, para cada día  $i$ , y  $n$  es el número total de días (semana o mes). EMA y REMC, están en unidades de  $\text{mm día}^{-1}$ , son indicadores agregados del desempeño del modelo, mientras que los estadísticos de regresión (pendiente, intercepto,  $R^2$ ) son indicadores de predicción de los modelos de la *ET* en una escala de tiempo (**Douglas et al., 2009; Gavilán y Castillo-Llanque, 2009**).

### 3.4 Cálculo del LAI

Adicionalmente, se planteaba si era necesario medir el Índice de Área Foliar (LAI) de las especies vegetales dominantes, ya sea con el fin de contar con una representación de la evolución de la vegetación en la zona de estudio, o para poder separar los componentes de la evapotranspiración de los diferentes estratos muestreados; arbóreo, arbusto y herbáceo. Sin embargo, como se mencionó anteriormente por falta de personal y presupuesto estas mediciones no pudieron realizarse.

El LAI es una variable biofísica importante que afectan a los ecosistemas, que se define como el área proyectada de hojas por unidad de superficie de suelo (**Ross, 1981**). Se trata de un parámetro de entrada requerida para los modelos ecológicos – como el SiSPAT – ya que se utiliza para evaluar la fotosíntesis para la estimación de la productividad primaria bruta (**Bonan, 1993; Landsberg y Waring, 1997; Muraoka y Koizumi, 2005**).

La altura de la vegetación igualmente es un requerimiento del modelo SiSPAT, en este sentido **Mastachi-Loza (2010)** consideró una vegetación equivalente, de tal forma que las alturas promedio de todas las especies se ponderaron acorde a su proporción en los transectos, resultando una altura promedio de la vegetación de 1.59 m para la microcuenca “El Carmen”.

Para obtener el valor de LAI, hay mediciones directas e indirectas. Utilizando los métodos alométricos de instrumentos como LAI-2000 – caso de estudio – TRAC, etc., se han estimado directamente *in situ* valores de LAI (**Norman y Campbell, 1989; Chen et al, 1997; Gower et al., 1999; Leblance y Chen, 2001**). Obteniendo el valor de LAI con precisión. Sin embargo, es necesario mencionar que estos métodos necesitan tiempo, mano de obra y consumo financiero.

Otra medición que ha sido ampliamente aplicada para estimar el LAI es con datos de teledetección. A pesar de que contiene el efecto de las condiciones atmosféricas y la contaminación de las nubes, proporcionan datos de la fecha y extiende la escala espacial de los datos de un punto a una zona amplia. Asimismo, pueden compararse las mediciones obtenidas con teledetección contra las obtenidas *in situ* con el instrumento LAI-2000.

El Espectrómetro de Imágenes de Resolución Moderada (MODIS) es el instrumento primario del Sistema de Observación de la Tierra de la NASA monitoreando la estacionalidad de la vegetación terrestre mundial. Productos MODIS, como el Índice de Vegetación MODIS (VI), Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI), Índice de Vegetación Mejorada (EVI), y el índice de área foliar (LAI), son de uso común para la evaluación de las variables ecológicas.

En este estudio, no fue posible, como ya se indicó, examinar la relación LAI-NDVI sobre la base de datos *in situ* obtenidos con el instrumento LAI-2000, lo anterior hubiese sido posible midiendo directamente los componentes de la evapotranspiración de los diferentes estratos; arbóreo, arbusto y herbáceo con el objetivo de separar y cuantificar la cantidad que cada uno aporta comparando dicho balance con el total obtenido por teledetección.

### 3.5 Cálculo del NDVI

Utilizando datos de reflectancia espectral HSSR, se puede calcular tanto el NDVI como el EVI, utilizando el rango espectral 620-670 nm para la banda roja (*RED*), desde 841 hasta 876 nm para la banda del infrarrojo cercano (*NIR*), y 459 a 479 nm para la banda azul (*azul*). Estas bandas espectrales corresponden a las bandas 1, 2 y 3 de MODIS respectivamente. El NDVI (**Rouse et al, 1973**) y el EVI (**Huete et al, 2002**) son comunes VIs usados para calcular el LAI de las siguientes ecuaciones:

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED} \quad (3.5)$$

$$EVI = G \left[ \frac{NIR - RED}{NIR + C_1(RED) - C_2(BLUE) + L} \right] \quad (3.6)$$

donde  $C_1$  y  $C_2$  son coeficientes de resistencia aerosol y  $L$  es un ajuste bajo el dosel. Normalmente, los valores de  $G$ ,  $L$ ,  $C_1$ , y  $C_2$  son 2.5, 1, 6, y 7.5, respectivamente. Los valores de NDVI y EVI calculados a partir de la HSSR pueden ser referidos como

NDVI<sub>HSSR</sub> y EVI<sub>HSSR</sub>. De esta forma, dichos valores pueden compararse – en la misma – fecha con los obtenidos con el LAI.

Posteriormente, definidos y entendidos los conceptos de Radiancia y Reflectancia para poder realizar los procedimientos de calibración radiométrica con las imágenes TM que aportan tanto los satélites LANDSAT-5 como LANDSAT-7, que de acuerdo al tema que se está desarrollando sobre evapotranspiración de la vegetación herbácea, la densidad de vegetación resultará de la diferencia de las bandas B4 y B5 tomadas de las imágenes del sistema GLOVIS (**Campos, 2013**).

Establecido lo anterior, se procedió a descargar un considerable número de imágenes desde la plataforma GLOVIS de la zona de estudio – en este caso la microcuenca “El Carmen” ubicada en el municipio de Dolores Hidalgo, Gto. –, dichas imágenes se calibraron con el software ENVI, el cual proporciona instrumentos avanzados fáciles de usar para leer, explorar, preparar, analizar y compartir información de diferentes tipos de imágenes.

Finalmente, procesadas las imágenes en el software ENVI, se obtiene tanto el NDVI como el EVI con un Sistema de Información Geográfica (SIG), creando una tabla de píxeles con los cuales se muestra el comportamiento de la vegetación para el período de estudio pudiendo separar los componentes de la vegetación herbácea.

### **3.6 Comparativa de los diferentes métodos**

Con las diferentes variables obtenidas con la estación meteorológica, se estimó la *ET* de manera analítica con cada uno de los métodos indicados en la Tabla 2.3, sin embargo, al terminar las mediciones con la cámara portátil determinando la *ET* de la vegetación herbácea dominante, se comparó el resultado sólo con lo estimado con el método de Penman-Monteith para no desviarse de los objetivos de la investigación, ya que ese era uno de los objetivos indicados en el presente estudio.

De lo anterior, asimismo se estimó la *ET* con imágenes de satélite obtenida a partir del NDVI, de esta forma se puede saber el comportamiento de la *ET*, cumpliendo con esto el objetivo de saber cómo se distribuye el volumen evapotranspirado de esta forma plantear estrategias efectivas para la conservación de agua resulta más sencillo.

## 4. RESULTADOS

### 4.1 Variables climatológicas

Se analizaron los datos obtenidos en la estación meteorológica marca Vaisala marca Campbell Scientific ubicada en la zona de estudio de la microcuenca “El Carmen” ubicada en el municipio de Dolores Hidalgo, Gto., con coordenadas geográficas latitud 21.13° N y longitud -100.83° O, para el período que comprende del 30 de agosto al 17 de diciembre ambas fechas del año 2015, en el cual se realizaron las mediciones de la vegetación herbácea dominante con la cámara portátil, no obstante se cuenta con los datos correspondientes al período entre el 01 de agosto y 31 de diciembre del mismo año que sirvieron para un mayor análisis.

De lo anterior, la estación registró un amplio número de variables, desde la dirección y velocidad del viento, así como humedad, precipitación, presión, temperatura, radiación neta, radiación extraterrestre, presión de vapor de saturación, presión actual de vapor, hasta el día juliano entre otras más.

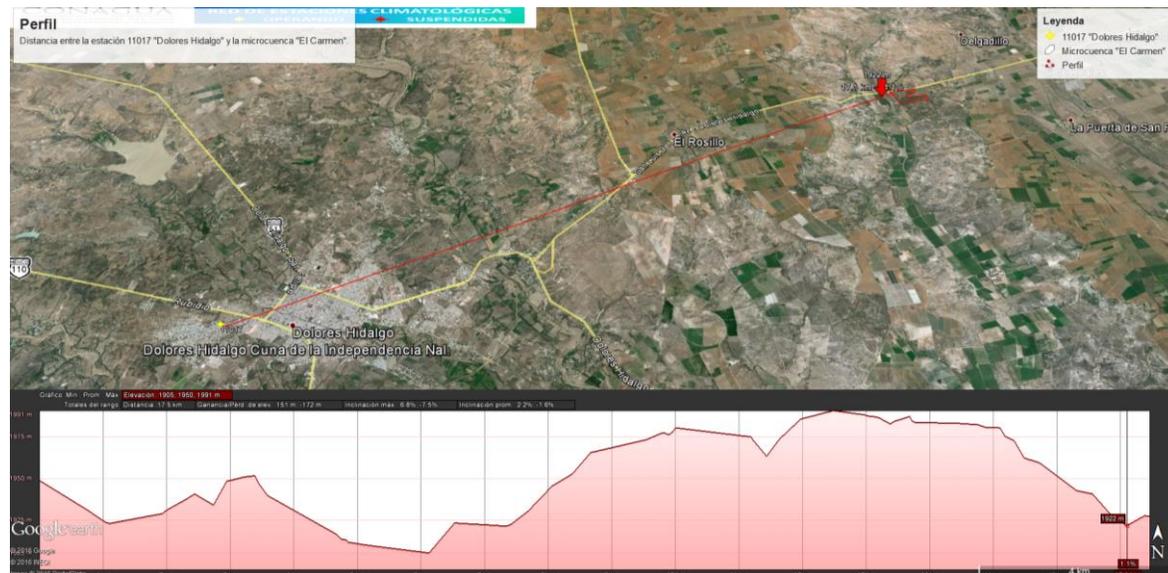


Fig. 4.1 Perfil entre la estación Dolores Hidalgo y la microcuenca “El Carmen” (Google Earth, 2015).

Asimismo, se analizó la estación meteorológica más cercana a cargo de la Conagua para poner en contexto los datos arrojados por la estación ubicada en sitio (Figura 4.1). Para todo el año de evaluación, la información climática registrada en la estación 11017 Dolores Hidalgo que se encuentra a 17.5 km tuvo el comportamiento siguiente:

De acuerdo a mediciones anteriores el 2015 fue un año normal, con una precipitación total de 582 mm. La temperatura del aire varió de 9.5 a 29.5°C, con una media de 19.5 °C. La humedad relativa varió de 17 a 86%. Por otro lado, las horas de insolación variaron de 3 a 12 h día<sup>-1</sup>, y su evaporación mensual promedio fue de 134 mm con una evaporación anual acumulada de 1,606 mm. Estas condiciones climáticas son comparables con las condiciones existentes en otras regiones semiáridas del mundo con latitudes similares (Al-Ghobari, 2000; Bayala *et al.*, 2008).

Aunque la estación montada en el sitio no cuenta con atmómetro que permita hacer una comparación directa de la evapotranspiración, la estación “El Cardonal” ubicada a 3.5 km de la zona de estudio en las coordenadas geográficas 21°11'39.7" latitud N y 100°46'39" longitud O, cuya administración compete a la Comisión Estatal del Agua de Guanajuato (CEAG) si cuenta con uno.

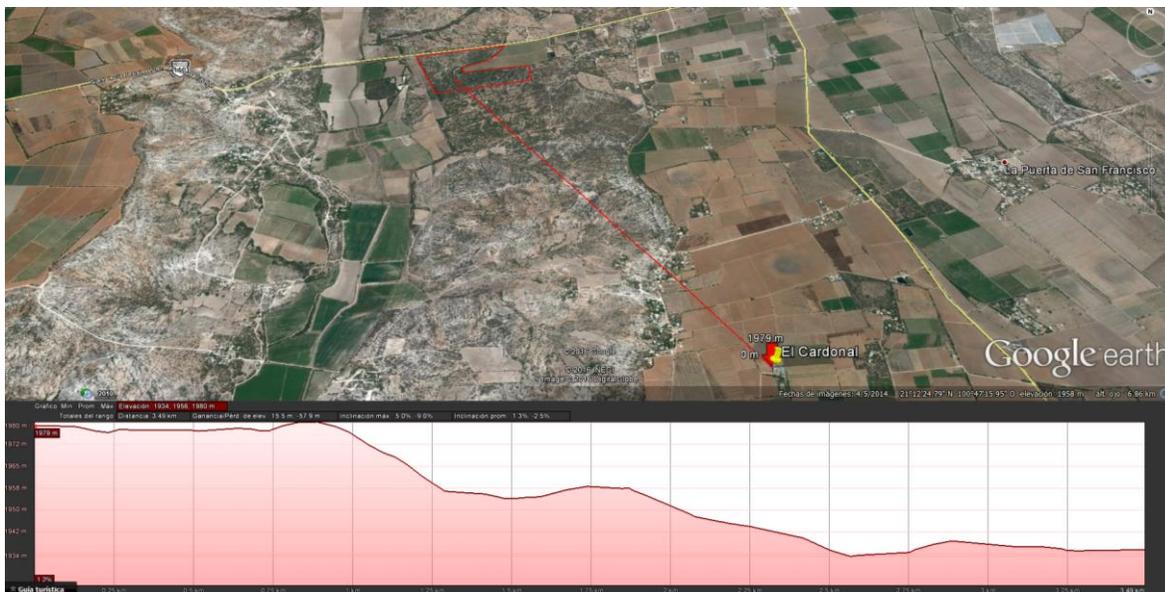


Fig. 4.2 Perfil entre la estación El Cardonal y la microcuenca “El Carmen” (Google Earth, 2015).

Lo anterior, permitió observar que en general, los valores de *ET* medidos con el atmómetro variaron de 1 a 8.5 mm día<sup>-1</sup>, con un promedio de 4.5 mm día<sup>-1</sup> durante el período de monitoreo en ambos años. Estos valores caen dentro del rango reportado para ambientes áridos y semiáridos con clima moderado (2-4 mm) y clima cálido (4-8 mm) por Allen *et al.* (1998) y Rahimikhoob (2009). La *ET* acumulada fue de 625 mm para el período de estudio correspondiente.

## 4.2 Desempeño de los modelos

Como se mencionó en el Tema 3.3.2 a manera de comprobación se estimó la ET con otros modelos para comprobar que Penman-Monteith es el que obtiene los valores más representativos de este tipo de zona de estudio. La comparativa fue realizada entre los métodos indicados en la Tabla 2.3.

De lo anterior, el error medio absoluto (EMA) y la raíz del error de la media cuadrática (REMC) a nivel diario, para cada modelo se pueden observar en la Tabla 4.1.

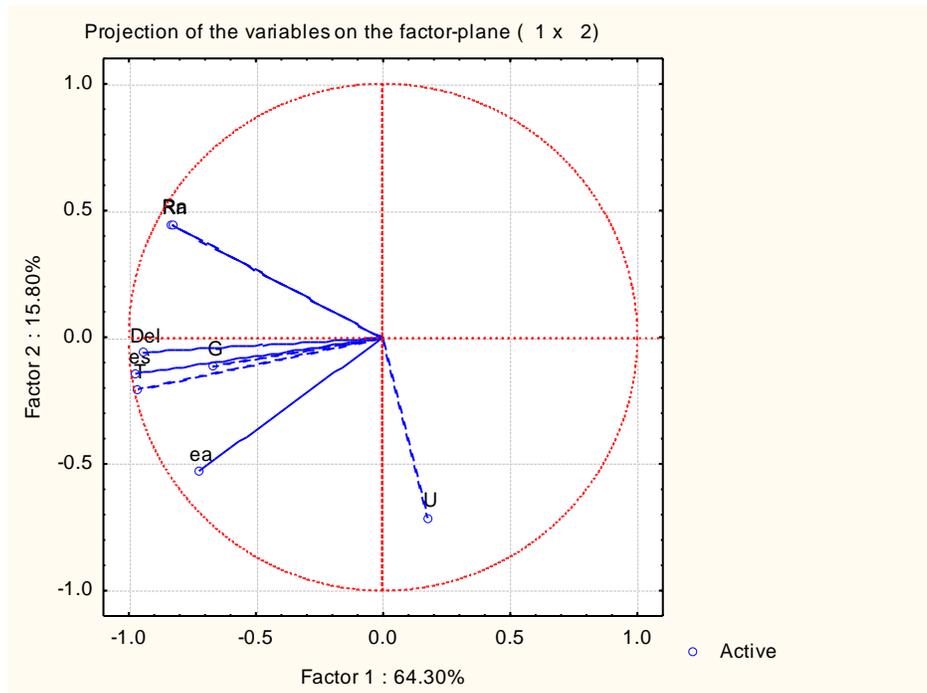
**Tabla 4.1** Estadísticos de los errores por método.

<b>Modelo</b>	<b>EMA</b>	<b>REMC</b>
<b>Penman</b>	2.50	2.93
<b>Romanenko</b>	3.93	4.29
<b>Jensen y Haise</b>	8.98	10.12
<b>Penman-Monteith</b>	2.15	2.38
<b>Oudin</b>	2.24	2.59

A escala diaria el modelo de Penman-Monteith, con un valor de EMA de 2.15, muestra el mejor desempeño a este nivel dentro de los métodos evaluados. En segundo lugar, puede decirse que lo conforman los modelos de Oudin y Penman con valores de EMA de 2.24 y 2.50. Estos modelos se desempeñaron relativamente bien; sin embargo, su aplicación debe considerar otros elementos de análisis. Y existe un tercer grupo con valores de EMA mayores conformado por el modelo de Romanenko y, Jensen y Haise, con valores de EMA de 3.96 y 8.98 respectivamente. El desempeño de este último modelo no se considera satisfactorio para una estimación a nivel diario en las condiciones de estudio.

La REMC es un indicador de la habilidad de desempeño de un modelo en un período de tiempo dado (**Douglas *et al.*, 2009**). La REMC fue calculada también a nivel diario, los mejores modelos fueron Penman-Monteith, Oudin y Penman con valores REMC de 2.38, 2.59 y 2.93; posteriormente se encuentra Romanenko con un valor de 4.29, mientras que el desempeño de Jensen y Haise no fue satisfactorio, presentando un valor de REMC demasiado alto de 10.12.

De lo anterior, el modelo de Penman-Monteith presentó los valores más bajos de EMA y REMC. Este método incluye un número considerable de variables de entrada, lo que resulta en un mayor desempeño con respecto a los valores observados de *ET*.



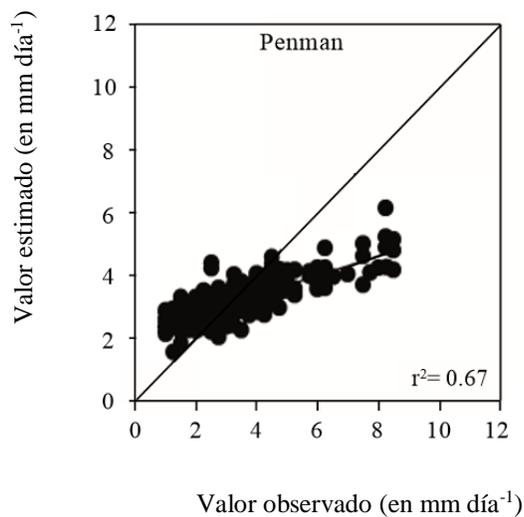
**Fig. 4.3** Análisis de componentes principales del modelo de Penman-Monteith.

Se realizó un análisis de componentes principales (ACP) debido a la gran cantidad de variables con las que cuenta este modelo, arrojando que las variables con mayor peso dentro de la ecuación o mejor representadas fueron la presión de saturación de vapor ( $e_s$ ), la pendiente de la curva de la presión de vapor ( $\Delta$ ) y la temperatura ( $T$ ). Las que tuvieron una mediana representación fueron las variables de radiación solar neta ( $Ra$ ), el flujo del calor del suelo ( $G$ ) y la presión actual de vapor ( $e_a$ ). Mientras en la parte de pobremente representada se encontró la velocidad del viento ( $U$ ).

Por otro lado, el método de Oudin, presentó un desempeño similar, considerando que incluyen pocas variables, lo que puede ser una opción para condiciones semiáridas; sin embargo, se deben considerar otros aspectos específicos antes de tomar la decisión final sobre su aplicación.

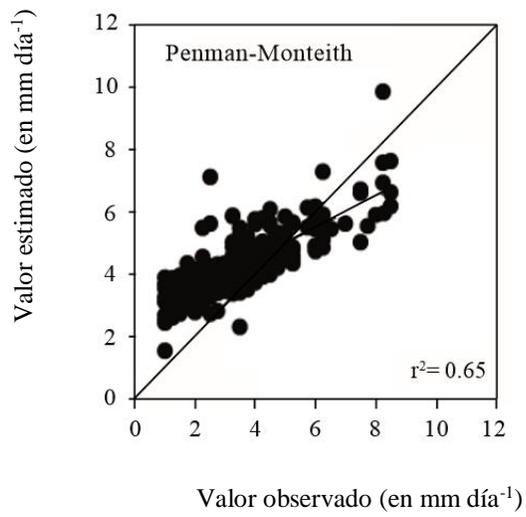
Con base a los valores de EMA y REMC, el método de Jensen y Haise, presentó los índices de error más grandes, a pesar de su simplicidad, está limitado dadas las condiciones del estudio.

La relación entre los valores observados y predichos de evapotranspiración a una escala diaria, se muestra en las Figuras 4.1. Basado en el análisis de regresión, idealmente se espera un intercepto cerca de cero, pendientes de línea de regresión y coeficientes de determinación cercanos a la unidad (Douglas *et al.*, 2009). Los métodos presentaron valores de 2 a 5, sin diferencias significativas para un análisis diario, salvo el método de Jensen y Haise, el cual como ya se mencionó no se considera satisfactorio para estimaciones a nivel diario.



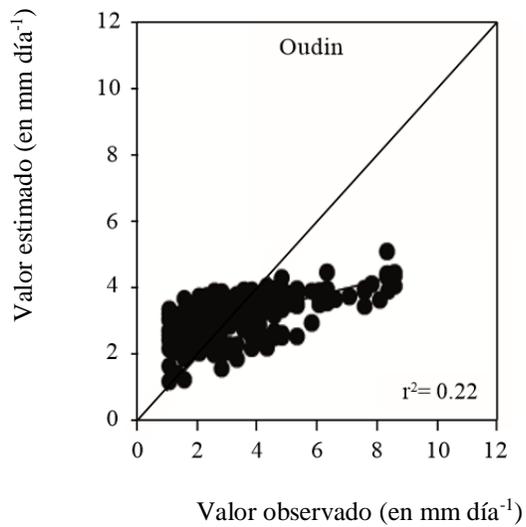
**Fig. 4.4.a** Comparación de la evapotranspiración medida y estimada con el modelo de Penman.

En la Figura 4.4a y 4.4b se observa claramente que los modelos de Penman y Penman-Monteith tienen gran similitud a diferencia de los otros tres analizados, debido a como ya se mencionó la gran cantidad de variables de entrada con las que cuentan.

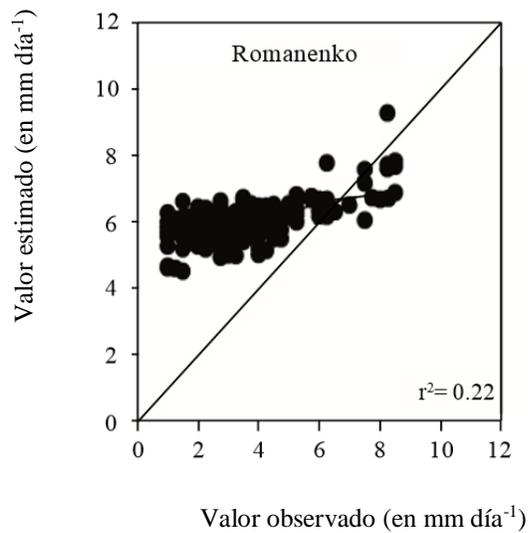


**Fig. 4.4.b** Comparación de la evapotranspiración medida y estimada con el modelo de Penman-Monteith.

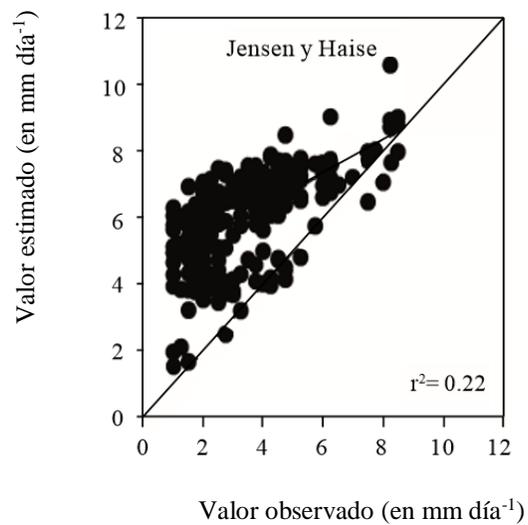
Asimismo, Oudin y Romanenko, pueden considerarse aún dentro de los modelos confiables para el cálculo de la *ET* en zonas semiáridas.



**Fig. 4.4.c** Comparación de la evapotranspiración medida y estimada con el modelo de Oudin.



**Fig. 4.4.d** Comparación de la evapotranspiración medida y estimada con el modelo de Romanenko.



**Fig. 4.4.e** Comparación de la evapotranspiración medida y estimada con el modelo de Jensen y Haise.

Por su parte el modelo de Jensen y Haise cuenta con valores muy variables, y no se recomienda para el cálculo de la *ET* en zonas semiáridas.

Con respecto a la pendiente de las líneas de regresión, todos los valores fueron menores de 0.5 para el análisis diario de los datos.

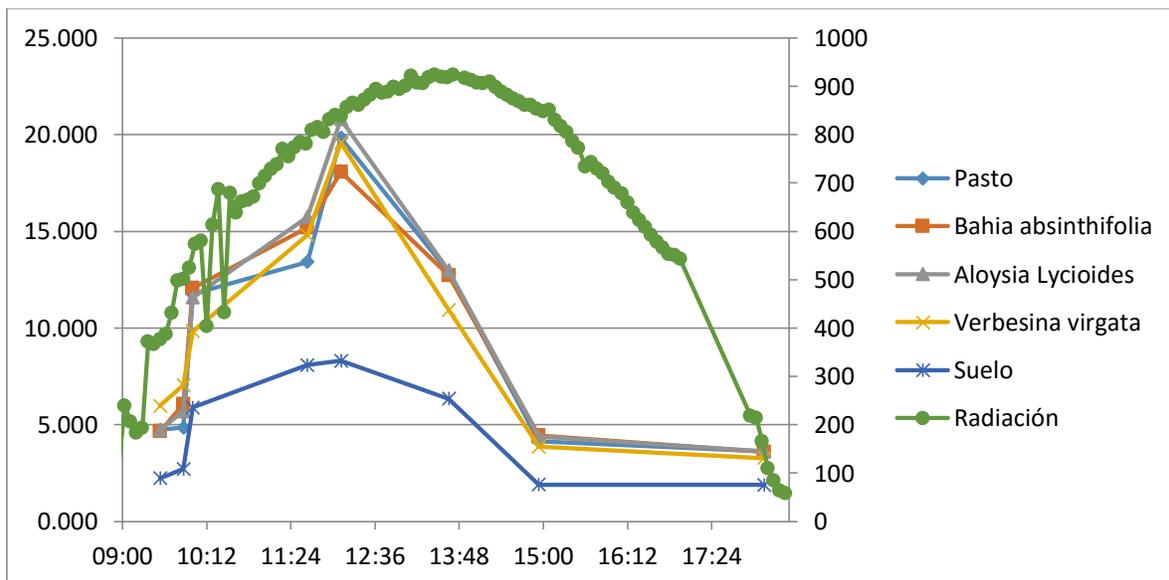
### 4.3 Caracterización de la vegetación herbácea

Como ya se explicó en el capítulo anterior la caracterización de la zona de estudio fue realizada por **Mastachi-Loza (2010)** para toda la microcuenca, en base a lo anterior se seleccionaron las cuatro especies herbáceas más dominantes las cuáles fueron las que se enlistan en la Tabla 4.2 y cuyas características particulares pueden leerse con esparcimiento en el Anexo 1.

**Tabla 4.2** Vegetación herbácea dominante en la microcuenca “El Carmen”.

Especie	Densidad relativa	Frecuencia relativa
<i>Aloysia lycioides</i>	6.43	6.74
<i>Bahia absinthifolia</i>	9.76	8.99
<i>Pasto</i>	51.88	51.69
<i>Verbesina virgata</i>	3.55	5.62

Por otra parte, de las series de tiempo de los flujos de evapotranspiración a componente de escala (Tabla 4.2 y el suelo desnudo) y la radiación neta (intervalos de 5 minutos; **Johnson et al., 2007**) medidos el 10 de octubre de 2015, se muestra en la figura 4.2. Usando las mediciones obtenidas de cada vegetación ilustradas en el Anexo 2.



**Fig. 4.5** Flujos de evapotranspiración (a escala de componente) y radiación neta.

Las series de tiempo a escala de componente de flujos de calor latente, LEC  $i$ , y la radiación neta,  $R_n$ , se muestran en la Figura anterior. Todas las medidas se trazan en los puntos medios de sus intervalos. En este lugar y época del año, el mediodía solar se produce a las 12:26 hora estándar de la montaña. La mañana del 10 de octubre se inició con cielo despejado, se convirtió parcialmente nublado alrededor del mediodía, y estaba completamente todo claro (Figura 4).

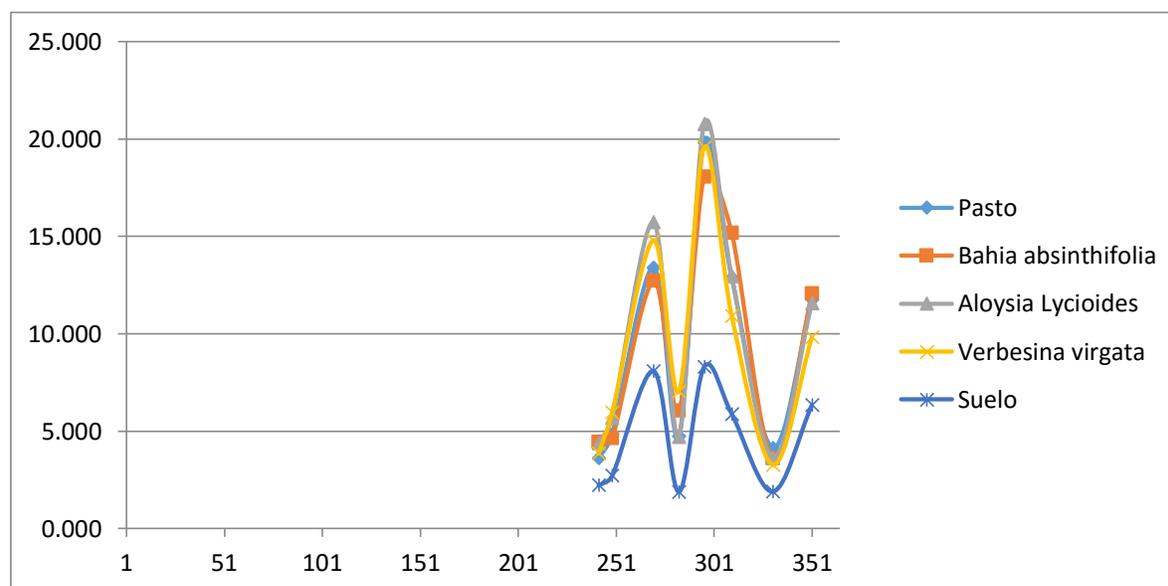
La siguiente tabla muestra la cantidad de  $ET$  en mm día<sup>-1</sup> que consume cada una de las especies evaluadas en los diferentes días.

**Tabla 4.3** ET de las diferentes especies en la microcuenca "El Carmen" (en mm día<sup>-1</sup>).

ET (mm día)/DOY	242	249	262	270	283	296	310	331	351
Pasto	3.613	3.734	1.438	3.945	3.156	4.509	4.027	4.143	4.525
<i>Bahia absinthifolia</i>	4.438	3.569	3.806	3.740	4.039	4.107	4.747	3.592	4.641
<i>Aloysia Lycioides</i>	4.388	4.388	4.616	4.630	3.151	4.726	4.056	3.625	4.456
<i>Verbesina virgata</i>	3.860	4.595	2.082	4.355	4.698	4.453	3.417	3.276	3.779
Suelo	2.229	2.090	1.393	2.378	1.260	1.886	1.842	1.901	2.439

#### 4.4 Mediciones de la evapotranspiración

Las mediciones realizadas con la cámara arrojaron el siguiente comportamiento:



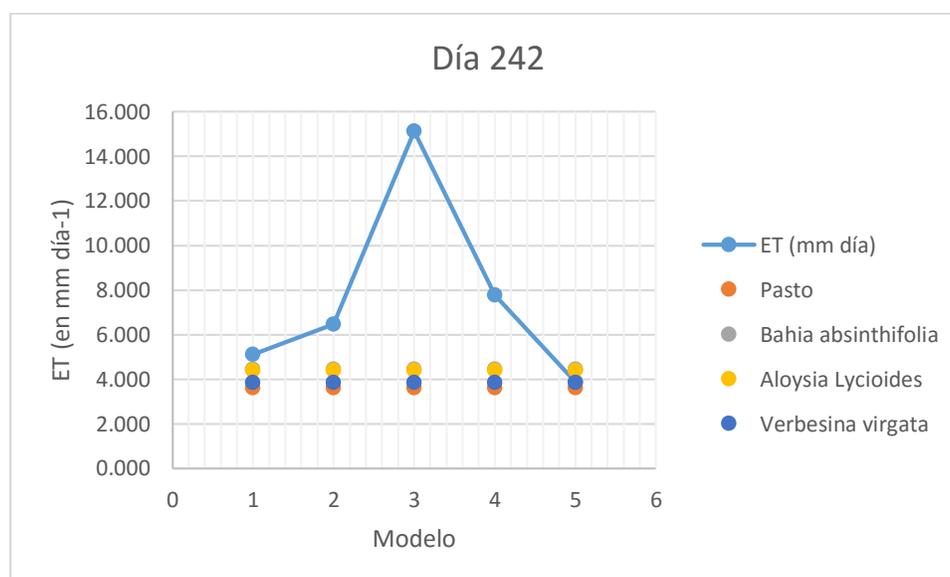
**Fig. 4.6** Flujos de evapotranspiración de la vegetación herbácea en el período de estudio.

#### 4.5 Comparación de los diferentes métodos

Al comparar por día de medición lo evaporado por la vegetación herbácea con los diferentes métodos se encontró lo siguiente:

**Tabla 4.4** ET de la vegetación herbácea en el día 242 en la microcuenca "El Carmen".

242	Penman	Penman-Monteith	Jensen y Haise	Oudin	Romanenko
<b>ET (mm día)</b>	5.105	6.463	15.123	7.780	3.864
<b>Pasto</b>	3.613	3.613	3.613	3.613	3.613
<b>Bahia absinthifolia</b>	4.438	4.438	4.438	4.438	4.438
<b>Aloysia</b>	4.388	4.388	4.388	4.388	4.388
<b>Lycioides</b>					
<b>Verbesina virgata</b>	3.860	3.860	3.860	3.860	3.860



**Fig. 4.7** Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 242.

**Tabla 4.5** ET de la vegetación herbácea en el día 249 en la microcuenca "El Carmen".

249	Penman	Penman-Monteith	Jensen y Haise	Oudin	Romanenko
<b>ET (mm día)</b>	7.318	8.696	23.065	11.827	4.126
<b>Pasto</b>	3.734	3.734	3.734	3.734	3.734
<b>Bahia absinthifolia</b>	3.569	3.569	3.569	3.569	3.569
<b>Aloysia</b>	4.388	4.388	4.388	4.388	4.388
<b>Lycioides</b>					
<b>Verbesina virgata</b>	4.595	4.595	4.595	4.595	4.595

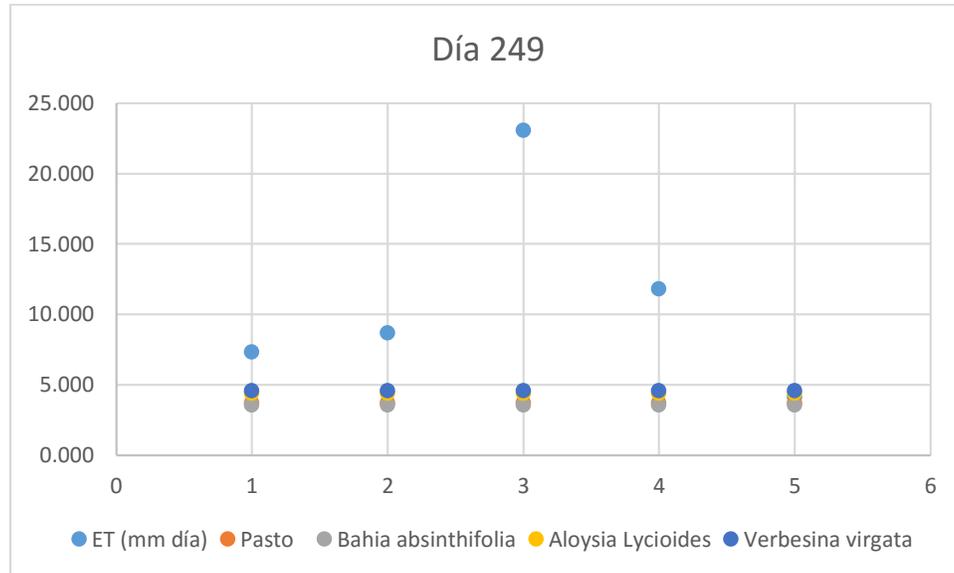


Fig. 4.8 Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 249.

Tabla 4.6 ET de la vegetación herbácea en el día 262 en la microcuenca "El Carmen".

	262	Penman	Penman-Monteith	Jensen y Haise	Oudin	Romanenko
<b>ET (mm día)</b>		4.110	3.685	18.397	9.517	1.108
<b>Pasto</b>		1.438	1.438	1.438	1.438	1.438
<b>Bahia absinthifolia</b>		3.806	3.806	3.806	3.806	3.806
<b>Aloysia Lycioides</b>		4.616	4.616	4.616	4.616	4.616
<b>Verbesina virgata</b>		2.082	2.082	2.082	2.082	2.082

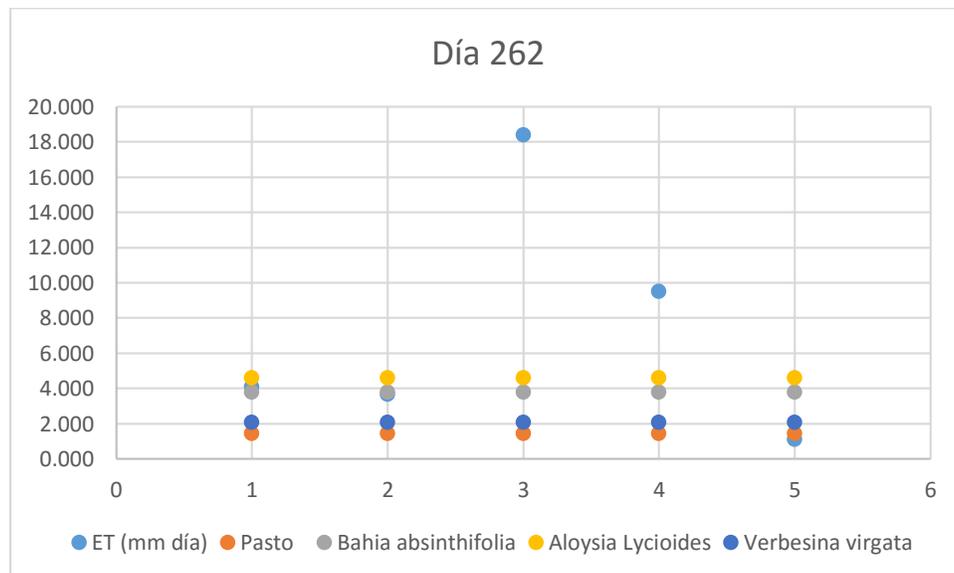
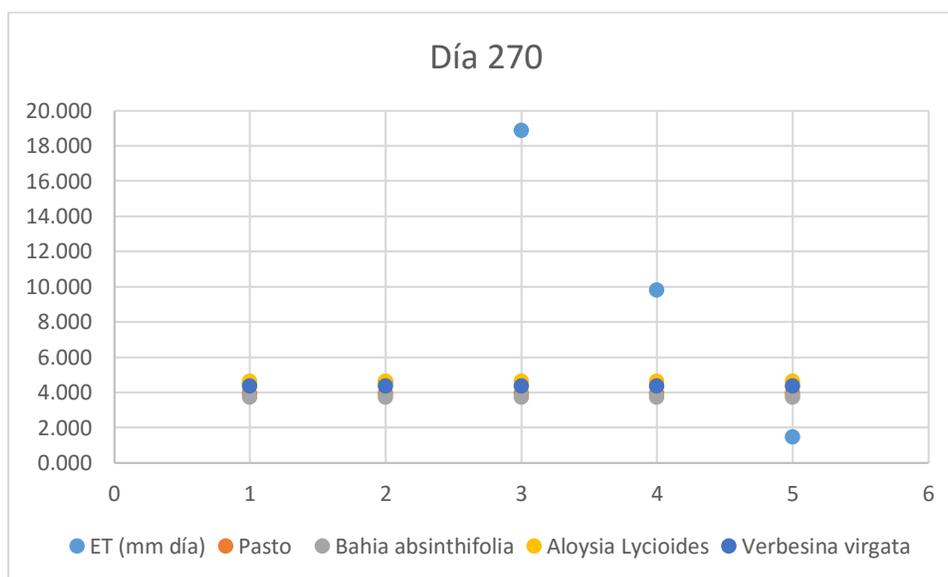


Fig. 4.9 Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 262.

**Tabla 4.7** ET de la vegetación herbácea en el día 270 en la microcuenca "El Carmen".

	270	Penman	Penman-Monteith	Jensen y Haise	Oudin	Romanenko
<b>ET (mm día)</b>		4.520	4.597	18.868	9.811	1.475
<b>Pasto</b>		3.945	3.945	3.945	3.945	3.945
<b>Bahia absinthifolia</b>		3.740	3.740	3.740	3.740	3.740
<b>Aloysia Lycioides</b>		4.630	4.630	4.630	4.630	4.630
<b>Verbesina virgata</b>		4.355	4.355	4.355	4.355	4.355



**Fig. 4.10** Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 270.

**Tabla 4.8** ET de la vegetación herbácea en el día 283 en la microcuenca "El Carmen".

	283	Penman	Penman-Monteith	Jensen y Haise	Oudin	Romanenko
<b>ET (mm día)</b>		7.490	9.483	21.387	10.951	5.620
<b>Pasto</b>		3.156	3.156	3.156	3.156	3.156
<b>Bahia absinthifolia</b>		4.039	4.039	4.039	4.039	4.039
<b>Aloysia Lycioides</b>		3.151	3.151	3.151	3.151	3.151
<b>Verbesina virgata</b>		4.698	4.698	4.698	4.698	4.698

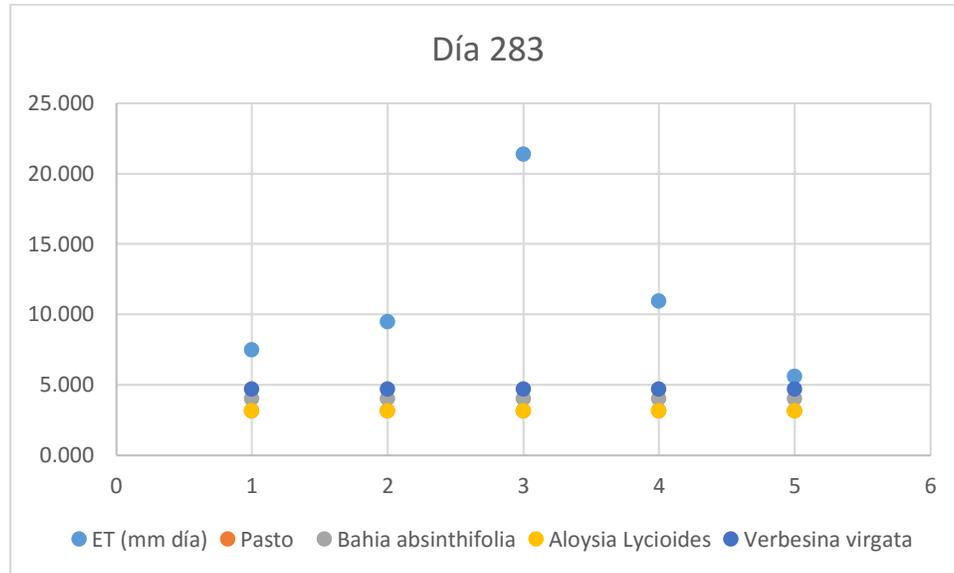


Fig. 4.11 Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 283.

Tabla 4.9 ET de la vegetación herbácea en el día 296 en la microcuenca "El Carmen".

	296	Penman	Penman-Monteith	Jensen y Haise	Oudin	Romanenko
ET (mm día)		4.876	6.269	14.133	7.514	3.682
Pasto		4.509	4.509	4.509	4.509	4.509
Bahia absinthifolia		4.107	4.107	4.107	4.107	4.107
Aloysia Lycioides		4.726	4.726	4.726	4.726	4.726
Verbesina virgata		4.453	4.453	4.453	4.453	4.453

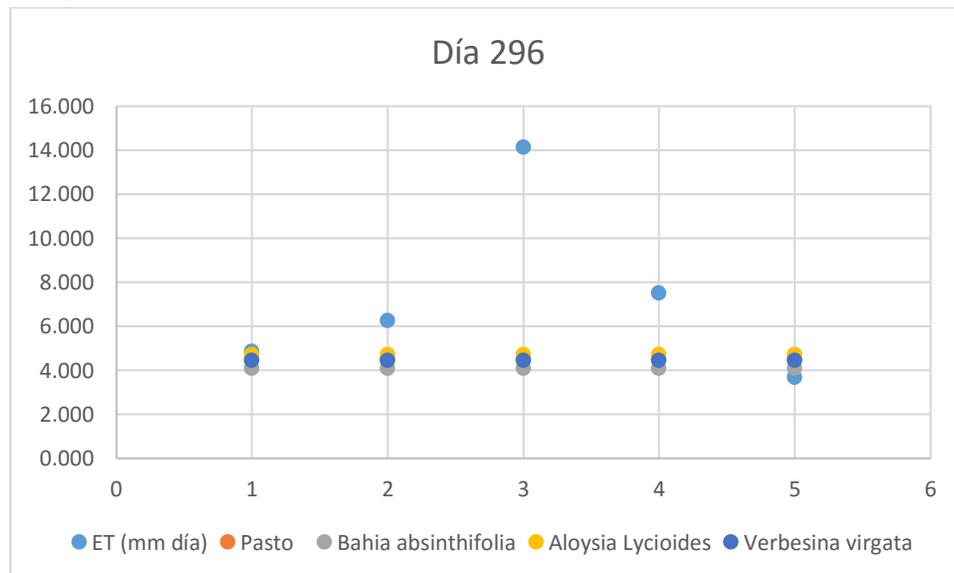
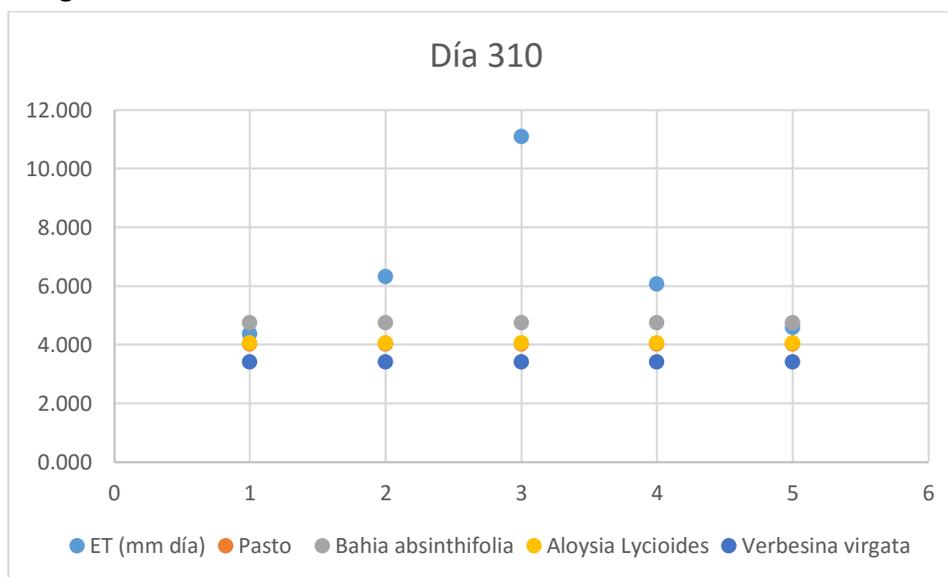


Fig. 4.12 Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 296.

**Tabla 4.10** ET de la vegetación herbácea en el día 310 en la microcuenca “El Carmen”.

<b>310</b>	<b>Penman</b>	<b>Penman-Monteith</b>	<b>Jensen y Haise</b>	<b>Oudin</b>	<b>Romanenko</b>
<b>ET (mm día)</b>	4.378	6.316	11.091	6.068	4.578
<b>Pasto</b>	4.027	4.027	4.027	4.027	4.027
<b>Bahia absinthifolia</b>	4.747	4.747	4.747	4.747	4.747
<b>Aloysia Lycioides</b>	4.056	4.056	4.056	4.056	4.056
<b>Verbesina virgata</b>	3.417	3.417	3.417	3.417	3.417



**Fig. 4.13** Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 310.

**Tabla 4.11** ET de la vegetación herbácea en el día 331 en la microcuenca “El Carmen”.

<b>331</b>	<b>Penman</b>	<b>Penman-Monteith</b>	<b>Jensen y Haise</b>	<b>Oudin</b>	<b>Romanenko</b>
<b>ET (mm día)</b>	3.585	6.035	7.140	4.091	5.083
<b>Pasto</b>	4.143	4.143	4.143	4.143	4.143
<b>Bahia absinthifolia</b>	3.592	3.592	3.592	3.592	3.592
<b>Aloysia Lycioides</b>	3.625	3.625	3.625	3.625	3.625
<b>Verbesina virgata</b>	3.276	3.276	3.276	3.276	3.276

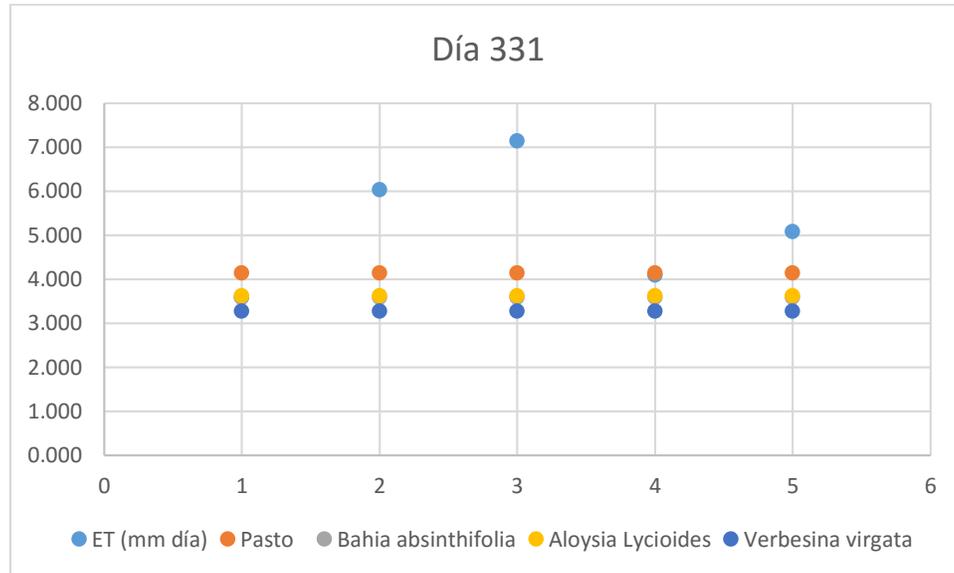


Fig. 4.14 Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 331.

Tabla 4.12 ET de la vegetación herbácea en el día 351 en la microcuenca “El Carmen”.

	351	Penman	Penman-Monteith	Jensen y Haise	Oudin	Romanenko
<b>ET (mm día)</b>		7.871	10.592	21.646	11.446	6.859
<b>Pasto</b>		4.525	4.525	4.525	4.525	4.525
<b>Bahia absinthifolia</b>		4.641	4.641	4.641	4.641	4.641
<b>Aloysia Lycioides</b>		4.456	4.456	4.456	4.456	4.456
<b>Verbesina virgata</b>		3.779	3.779	3.779	3.779	3.779

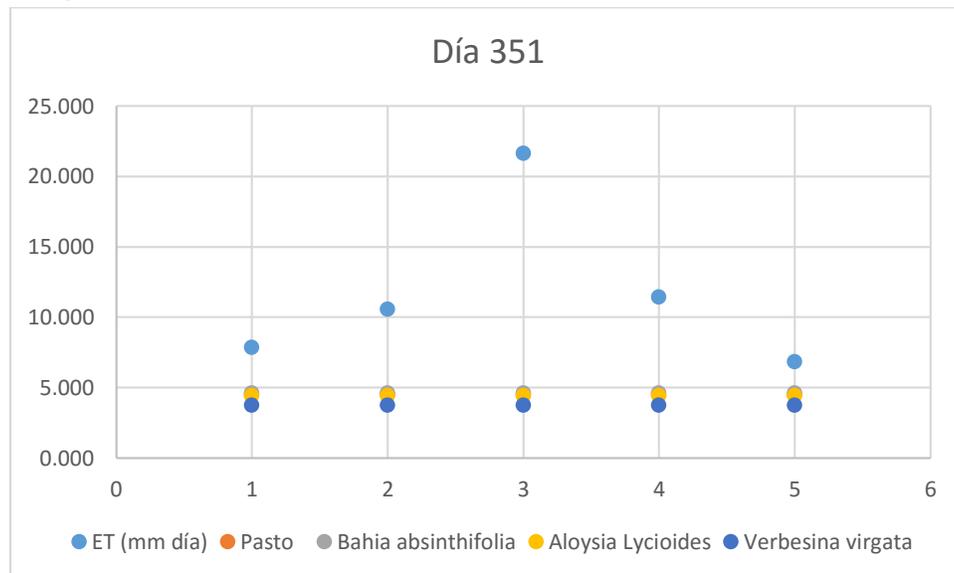
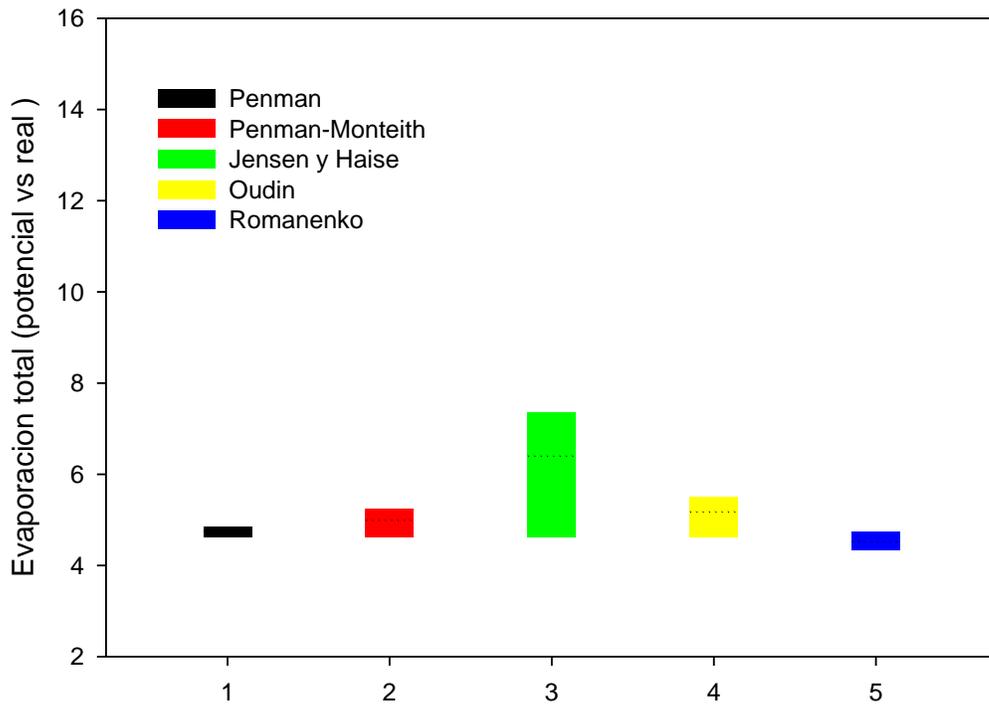


Fig. 4.15 Comparación entre lo calculado con la cámara y lo estimado analíticamente para el día 351.



**Fig. 4.16** Comparativa de evapotranspiración potencial vs real.

Finalmente, se realizó una comparativa entre la ETp y ETo, entre cada método, arrojando lo indicado en la figura anterior.

## **5. DISCUSIÓN**

Las medidas de *ET* obtenidas de cámaras portátiles ayudan para cuantificar las contribuciones a escala de componente y escala de paisaje tanto de suelo desnudo y con escasa vegetación, así como comunidades de plantas especies mixtas. Algo que evidentemente no realiza ningún método analítico que es el separar por componentes las diferentes variables que en ellas están involucradas.

Además, las mediciones realizadas con cámaras ofrecen cada vez más certeza sobre todo en zonas semiáridas donde la precipitación tiene gran variabilidad tanto espacial como temporal, de esta forma se tiene la certeza de saber que lo que se está midiendo es lo que realmente es, cuantificando un volumen como pérdidas que pueden ser aprovechadas en otro tipo de actividades como son la agricultura.

Por otra parte, los métodos analíticos ofrecen un concepto más amplio, es decir generalizan para varias situaciones, por lo que son utilizados para cualquier estudio sin utilizar un criterio bien definido, evidentemente entre mayor sea el número de variables que se utilizan en el estudio mayor será la certeza de lo estimado como en modelos de tipo Penman (Penman-Monteith y Penman), caso contrario a otros modelos como Oudin que se basan en el factor lluvia-escurrimiento, por lo que su diseño y desempeño está limitado para otras condiciones.

Sea una u otra forma la forma de estimar la evapotranspiración, la cantidad de volumen que se pierde por la vegetación herbácea permitirá estimar técnicas adecuadas para la conservación de agua en este tipo de zonas, e incluso conservar el suelo.

Sería interesante plantear una ecuación que estimará de modo puntual la *ET* en mm día<sup>-1</sup> en regiones semiáridas, la cual tomará en cuenta además de todos los factores climáticos la fenología del lugar.

## 6. CONCLUSIONES

Las mediciones se recogieron aproximadamente cada 15 días entre los meses de agosto y diciembre del año 2015 en la microcuena "El Carmen" ubicada en el municipio de Dolores Hidalgo.

Las medidas en la cámara de las cuatro especies de plantas más predominantes y suelo desnudo se combinaron en una sola capa, modelo de toldo de múltiples componentes para estimar los componentes de transpiración y evaporación a partir de especies de plantas y suelo desnudo, respectivamente.

Aunque en este estudio las mediciones de la cámara de *ET* de vegetación herbácea superaron a las de suelo desnudo, la evaporación del suelo a escala de paisaje puede dominar en otros períodos medidos.

La cámara de *ET* a escala de componente de vegetación típicamente fue mayor y más variable a lo largo de un día determinado que la de suelo desnudo. La variabilidad en la radiación neta y otros factores que afectan a *ET* se refleja más en particular en medidas de cámara de 15 min de la vegetación que de suelo desnudo.

La *verbescina virgata* normalmente exhibe los mayores flujos de *ET* durante el verano, el otoño y el invierno como consecuencia de su carácter de hoja perenne y la cubierta alta con respecto a los otros tipos de vegetación herbácea.

Con respecto a la pendiente de las líneas de regresión, todos los valores fueron menores de 0.5 para el análisis diario de los datos.

El coeficiente de determinación para el análisis diario indicó una correlación baja entre los valores observados y medidos para todos los métodos. Los valores más grandes de  $R^2$  correspondieron a los métodos de Penman-Monteith y Penman con un 0.65 y 0.67, respectivamente, mientras que para el método de Jensen y Haise se obtuvieron los valores más bajos de  $R^2 = 0.22$ .

## **7. REFERENCIAS**

- Abrahams, A. D., A. J. Parsons and W. Wright. 2003. Disposition of rainwater under creosote bush. *Hydrol. Processes* 17:2555-2566.
- Ahmadi, S. H., and Fooladmand, H. R. 2008. Spatially distributed monthly reference evapotranspiration derived from the calibration of Thornthwaite equation: a case study, South of Iran. *Irrig. Sci.* 26:303-312.
- Al-Ghobari, H. M. 2000. Estimation of reference evapotranspiration for southern region of Saudi Arabia. *Irrig. Ssci.* 19:81-86.
- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes, and M. Smith. 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56. Rome, Italy.
- Arroyo-Flores, D. E., A. Calixto-Leal, G. E. Pérez-Botello, and M. Á. Domínguez-Cortázar. 2015. Water Balance Components of the Xoteapan Watershed. Congreso Internacional de Ingeniería. Querétaro. México.
- Aydin, M. 2008. A model for evaporation and drainage investigations at ground of ordinary rainfed-areas. *Ecol. Modell.* 217:148-156.
- Baastiaanssen, W. G. M., M. Menenti, R. A. Feddes, and A. A. M. Holtslag. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *J. Hydrol.* 212:198-212.
- Bandyopadhyay, A., A. Bhadra, N. S. Raghuwanshi, and R. Singh. 2008. Estimation of monthly solar radiation from measured air temperature extremes. *Agric. For. Meteorol.* 148:1707-1718.
- Bates, B. C., Z. W. Kundzewicz, S. Wu., and J. P. Palutikof. 2008. El cambio climático y el agua. Documento técnico del grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, secretaría del IPCC, Ginebra, 244 págs. ISBN: 978-92-9169-323-8.
- Bausch, W. C. 1993. Soil background effects on reflectance-based crop coefficients for corn. *Remote Sens. Environ.* 46:213-222.

- Bayala, J.; Heng, L. K.; Van Noordwijk, M. and Ouedraogo, S. J. 2008. Hydraulic redistribution study in two native tree species of agroforestry parklands of West African dry savanna. *Acta Oecologica*. 34:370-378.
- Broner, I.; and Law, R. A. P. 1991. Evaluation of a modified atmometer for estimating reference ET. *Irrig. Sci.* 12:21-26.
- Brutsaert, W. 2005. *Hydrology*. Cambridge University Press. New York. 605 pp.
- Cabrera, R., and L. Hernández, 1996. *Evapotranspiración de la caña de azúcar en clima semiárido*. Instituto Superior de Ciencias Agropecuarias de la Habana (ISCAH). La Habana, Cuba.
- Bui, E. N., and J. E. Box. 1992. Stemflow, rain throughfall, and erosion under canopies of corn sorghum, *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 56:242-247.
- Campos, I., C. M. U. Neale, A. Calera, C. Balbontín, and J. González-Piqueras. 2010. Assessing satellite-based basal crop coefficients for irrigated grapes (*Vitis vinifera* L.). *Agr. Water Manage.* 98:45-54.
- Campos, I., J. Villodre, A. Carrara, and A. Calera. 2013. Remote sensing-based soil water balance to estimate Mediterranean holm oak savanna (dehesa) evapotranspiration under water stress conditions. *J. Hydrol.* 494:1-9.
- Cartes, M., y X. Vargas. 2007. *Balance Hídrico en Régimen Impermeante, determinación de la evaporación en una tormenta real*. Proyecto MECESUP UCH 0303. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile.
- Chang, S. C., and E. Matzner. 2000. The effect of beech stemflow on spatial patterns of soil solution chemistry and seepage fluxes in a mixed beech/ oak stand. *Hydrological Processes*. 14:135-144.
- Choudhury, B. J. 1994. Synergism of multispectral satellite observations for estimating regionalland Surface evaporation. *Remote Sasing of Environment*. 49: 264-274.
- Comisión Nacional del Agua. 2014. Recuperado el 30 de septiembre de 2014 de <http://www.conagua.gob.mx>.

- Comisión Nacional Forestal. 2007. Recuperado el 30 de abril de 2016 de <http://www.conafor.gob.mx> .
- Contreras, S., M. M. Boer, F. J. Alcalá, F. Domingo, M. García, A. Pulido-Bosch, and J. Puigdefábregas. 2008. An ecohydrological modelling approach for assessing long-term recharge rates in semiarid karstic landscapes. *J. Hydrol.* 351:47-57.
- Cornelis, W. M. 2006. Hydroclimatology of wind erosion in arid and semiarid environments. Chapter 9. P. D'Odorico and A. Porporato (eds.), *Dryland Ecohydrology*, 141-159. Springer. Printed in the Netherlands.
- Cui, Y. J., and J. G. Zornberg. 2008. Water balance and evapotranspiration monitoring in geotechnical and geoenvironmental engineering. *Geotech. Geol. Eng.* 26:783-798.
- Decker, J. P., W. G. Gaylor, and F. D. Cole. 1962. Measuring transpiration of undisturbed tamarisk shrubs, *Plant Physiol.*, 37, 393-397.
- DehghaniSanji, H., T. Yamamoto, and V. Rasiah. 2004. Assessment of evapotranspiration estimation models for use in semiarid environments. *Agric. Water Manage.* 64(2):91-106.
- Domingo, F., L. Villagarcía, A. J. Brenner, and J. Puidefábregas. 1999. Evapotranspiration model for semi-arid shrub-lands tested against data from SE Spain. *Agric. For. Meteorol.* 95:67-84.
- Douglas, E. M., J. M. Jacobs, D. M. Sumner, and R. L. Ray. 2009. A comparison of models for estimating potential evapotranspiration for Florida land cover types. *J. Hydrol.* 373:366-376.
- Ellsbury, M. M., J. J. Jackson, W. D. Woodson, D. L. Beck, and K. A. Stange. 1996. Efficacy, application distribution, and concentration by steamflow of *Steinernema carpocapsae* (Rhabditida: Steinernematidae) suspensions applied with a lateral move irrigation system for corn rootworm (Coleoptera: Chrysomelidae) control in maize, *J. Econ. Entomol.* 89:74-81.
- Evett, S. R. 2011. *Energy and Water Balances at Soil-Plant-Atmosphere Interfaces*. USDA-ARS, Texas, United States.

- Gao, G.; Chen, D.; Ren, G.; Chen, Y. and Liao, Y. 2006. Spatial and temporal variations and controlling factors of potential evapotranspiration in China: 1956-2000. *J. Geogr. Sci.* 16(1):3-12.
- García, M.; Raes, D.; Allen, R. and Herbas, C. 2004. Dynamics of reference evapotranspiration in the Bolivian highlands (Altiplano). *Agric. For. Meteorol.* 125:67-82.
- Gavilán, P. 2015. El atmómetro: un instrumento para la estimación sencilla de la ETo. Recuperado el 30 de marzo de 2016 de <http://agrometeorologiayriego.blogspot.mx> .
- Gavilán, P., and F. Castillo-Llanque. 2009. Estimating reference evapotranspiration with atmometers in a semiarid environment. *Agric. Water Manage.* 96:465-472.
- Glenn, E. P., R. L. Scott, U. Nguyen, and P. L. Nagler. 2015. Wide-area ratios of evapotranspiration to precipitation in monsoon-dependent semiarid vegetation communities. *J. Arid Environ.* 117:84-95.
- Gonzalez, S. E., E. Lewan, J. L. Thony, I. Braud, J. P. Laurent, P. Bessemoulin, and M. Vauclin. 1997. *Mesure et modélisation du bilan hydrique d'une jacère du sud-ouest de la France. Atelier de Modélisation de l'atmosphère, Géochimie, Géomécanique.*
- Groen, M. M., and H. G. Hubert. 2006. A monthly interception equation based on the statistical characteristics of daily rainfall. *Water Resour. Res.* 42.
- Haan, C. T., B. J. Barfield, and J. C. Hayes. 1994. *Design hydrology and sedimentology for small catchments.* Academic press.
- Huete, A. R. 1987. Soil-dependent spectral response in a developing plant canopy. *Agron. J.* 79:61-68.
- Hargreaves, G. H., and Z. A. Samani. 1982. Estimating potential evapotranspiration. Technical note. *J. Irrig. Drain. Eng.* 108(3):225-230.
- Irmak, S., I. O. Lameck, y D. Mutiibwa. 2011. Evaluación del impacto de los modelos de radiación neta diaria en la evapotranspiración de referencia sobre pastos y alfalfa utilizando la ecuación de Penman-Monteith en un clima subhúmedo y semiárido. *J. Hydrol.*

- Jensen, M. E., and H. R. Haise. 1963. Estimating evapotranspiration from solar radiation. Proceedings of the America Society of Civil Engineers. ASCE 89(LR4). J. Irrig. Drain. Div. 15-41 pp.
- Jiménez, M. N., J. C. Jiménez-Sánchez, y J. Azorín-Amorós. 2009. Impacto de la sequía en la vegetación natural. Curso de Especialista en Teledetección y SIG X. Ed. 2009-2010.
- Kahan, D. S., Y. K. Xue, and S. J. Allenc. 2006. The impact of vegetation and soil parameters in simulations of Surface enrgy and wáter balance in the semi-arid Sahel: A case study using SEBEX and HAPEX-Sahel date. J. Hydrol., 320:238-259.
- Khoob, A. R. 2008. Artificial neural network estimation of reference evapotranspiration from pan evaporation in a semiarid environment. Irrig. Sci. 27:35-39.
- Kurc, S. A., and E. E. Small. 2004. Dynamics of evapotranspiration in semiarid grassland and shrubland ecosystems during the summer monsoon season, central New Mexico. Water Resour. Res., 40, W09305, doi:10.1029/2004WR003068.
- Kurc, S. A., and E. E. Small. 2007. Soil moisture variations and ecosystem-scale fluxes of wáter and carbón in semiarid grassland and shrubland. Water Resour. Res. 43:1-3.
- Lafragua, J., A. Gutiérrez, E. Aguilar, J. Aparicio, R. Mejía, O. Santillán, M. A. Suárez, y M. Preciado. 2003. Balance hídrico del valle de México. IMTA. México.
- Levin, N. 1999. Fundamentals of Remote Sensing. Hydrographic Data Management course, IMO – International Maritime Academy, Trieste, Italy.
- Liang, X., A. Samanta, M. H. Costa, S. Ganguly; R. R. Nemani, y R. B. Myneni. 2011. Widespread decline in greenness of Amazonian vegetation due to the 2010 drought. Geophys. Res. Lett. 38:L07402.
- López-Baeza, E. 1991. Climatología desde satélites. En la teledetección en el seguimiento de los Fenómenos Naturales. Recursos Renovables: Agricultura (coordinadores de la edición S. Gandía y J. Meliá), pp. 325-344. Universitat de Valencia, España.

- López-Cuellar, P. L. 2012. Tendencia del índice de vegetación de diferencia normalizada para una zona del centro de México. Tesis de licenciatura. Facultad de Ingeniería. UAQ. Querétaro, México.
- López-Lambraño, A., C. Fuentes, E. González-Sosa, Á. López-Ramos, M. Pliego-Díaz, D. Gómez-Meléndez, and A. Altamirano-Corro. 2013. Effect of interception by canopy in the IDF relation (rainfall intensity, duration and frequency) in a semiarid zone. *Afr. J. Agric. Res.* 43(8):5289-5299.
- Mastachi-Loza, C. A. 2010. Adaptación de un Modelo de Balance Hídrico a un ambiente semiárido. Tesis de Doctorado. Facultad de Ingeniería. UAQ. Querétaro, México.
- Mobayed-Khord, Nabil. 2004. Hidrología estocástica y paramétrica. Universidad Autónoma de Querétaro. México.
- Momadou, S., C. Mbow, C. Hély, R. Fensholt, and B. Sambou. 2013. Estimation of Herbaceous Fuel Moisture Content Using Vegetation Indices and Land Surface Temperature from MODIS Data. *Remote Sens.* 5(6), 2617-2638; doi: 10.3390/rs5062617.
- Moreno, G., and J. F. Gallardo. 2002. Atmospheric deposition in oligotrophic *Quercus pireaica* forests: Implications for forest nutrition. *Forest Ecology and Management* 171:17-29.
- Ocampo, R. V. 1997. Lista florística y plantas útiles del predio El Cortijo, Dolores Hidalgo, Gto. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Naturales. UAQ. Querétaro. México.
- Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO). 2006. Eds. Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes, M. Smith. Evapotranspiración de cultivo. Estudio FAO. Riego y drenaje. Roma, Italia.
- Oropeza-Orozco, O., A. G. Palacio-Aponte, y A. D'Luna-Fuentes. 1992. Síntesis del medio ambiente (escala 1:4 000 000). Atlas Nacional de México, Sección Medio Ambiente, Tomo II, Instituto de Geografía. UNAM. México.
- Ortega-Farías, S., C. Acevedo, and S. Fuentes. 1998. Estimation of Tomato Evapotranspiration by the Penman-Monteith Method. 23rd Conference on

- Agricultural and Forest Meteorology, edited by Strand, J. F. and D. Goens. Bull. Amer. Meteor. Soc. 1:136-138.
- Oudin, L.; Hervieu, F.; Michel, C.; Perrin, C.; Andréassian, V.; Anctil, F. and Loumagne, C. 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2-Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modeling. J. Hydrol. 303:290-306.
  - Parmele, L. H., and J. L. McGuinness. 1974. Comparison of measured and estimated daily potential evapotranspiration in a humid region. J. Hydrol. 22:239-251.
  - Penman, H. L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society of London. 193:120-145.
  - Plant & Soil Sciences eLibrary. 2014. Retrieved November 03, 2014 from <http://www.passel.unl.edu/>.
  - Rahimikhoob, A. 2009. Estimation of evapotranspiration based on only air temperature data using artificial neural networks for a subtropical climate in Iran. Theor. Appl. Clim. 101:83-97.
  - Regües, D., y D. Torri. 2002. Efecto de la energía cinética de la lluvia sobre la dinámica de las propiedades físicas y el encostramiento en un suelo arcilloso sin vegetación. Rev. C&G. 16:1-4.
  - Roberts, J. 1999. Plants and wáter in forests and woodlands. In: Baird, R. J., Wilby, R. L. (Eds.), Eco-Hydrology. Routledge, London. 181-236.
  - Roelofsen, H. D., P. M. Van Bodegom, L. Kooistra, and J-P. M. Witte. 2013. Trait Estimation in Herbaceous Plant Assemblages from in situ Canopy Spectra. Remote Sens. 5:6323-6345; doi:10.3390/rs5126323.
  - Romanenko, V. A. 1961. Computation of the autumn soil moisture using a universal relationship for a large area, Proc. Ukrainian Hydrometeorological Research Institute. Kiev. No. 3.
  - Rouse, J. W., R. H. Hass, J. A. Schell, D. W. Deering y J. C. Harlan. 1974. Monitoring the vernal advancement and retrogradation (greenwave effect) of natural vegetation. NASA/GSFC Greenbelt, M. D.

- Rutter, A. J., A. J. Morton, and P. C. Robins. 1975. A predictive model of rainfall interception in forests. II Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *J. Appl. Ecol.* 12, 367-380.
- Salas, J. D. 2000. Hidrología de las zonas áridas y semiáridas. *Ingeniería del Agua* 7(4):409-429.
- Salih, A. A. 1998. Root and shoot growth of *Prosopis chilensis* in response to soil impedance and soil matric potential. *J. Arid Environ.* 40:43-52.
- Sánchez, M., y E. Chuvieco. 2000. Estimación de evapotranspiración del cultivo de referencia, ETo, a partir de imágenes NOAA-AVHRR. *Rev. de Teledetección.* 14.
- Shuttleworth, W. J., and J. S. Wallace. 1985. Evaporation from sparse crops an energy combination theory. *Quart J. R. Met soc.* 111:839-855.
- Silva, F. M. 2003. Estudio Teórico-Experimental dos Balancos Energético, Radiativo e Hídrico no Complexo Solo-Vegetacao-Atmosfera em Regiao de Caatinga. Tese Doutorado, CPGEM, Joao Pessoa PB. 192p.
- Singh, P., and V. P. Singh. 2001. *Snow and Glacier Hydrology.* Kluwer Academic Publishers. London. 742 pp.
- Singh, R. K., G. B. Senay, N. M. Velpuri, S. Bohms, R. L. Scott, and J. P. Verdin. 2014. Actual Evapotranspiration (Water Use) Assessment of the Colorado River Basin at the Landsat Resolution Using the Operation Simplified Surface Energy Balance Model. *Remote Sens.* 6:233-256.
- Soria, R. J., y R. R. Granados. 2005. Relación entre los índices de vegetación obtenidos de los sensores AVHRR del satélite NOAA y TM de Landsat. *Ciencia Ergo sum.* Vol. 12. Núm. 002. Toluca, México.
- Stannard, D. I. 1988. Use of a hemispherical chamber for measurement of evapotranspiration: U.S. Geological Survey Open-File Report 88-452.
- Stannard, D. I., and M. A. Weltz. 2006. Partitioning evapotranspiration in sparsely vegetated rangeland using a portable chamber. *Water Resour. Res.* 42. Arizona, United States.
- Valverde-Conejo, J. C. 2007. Riego y drenaje. Segunda reimp., de la 1. Ed. San José, Costa Rica. EUNED.

- Vásquez-Méndez, R. 2011. Habilidad de estimación de los métodos de evapotranspiración para una zona semiárida del centro de México. *Rev. Mex. Cienc. Agríc.* 2:3.
- Villers, R. L., and I. Trejo-Vázquez, 1997. Assessment of the vulnerability of forest ecosystems to climate change in Mexico. *Climate Research.* 9:87-93.
- Wattenbach, M., M., F. Hattermann, R. Weng, F. Wechsung, V. Krysanova, and F. Badeck. 2005. A simplified approach to impement forest eco-hydrological properties in regional hydrological modelling. *Ecological Modelling*, 187, 40-59.
- Wright, J. L. 1982. New evapotranspiration crop coefficients. *J. Irrig. Drain. Eng.* 108:57-74.

## **ANEXO 1. ESPECIES DE VEGETACIÓN HERBÁCEA DOMINANTES**

Las características de las cuatro especies dominantes de vegetación herbácea dominantes en la microcuenca “El Carmen” se describen a continuación.

### **I. Pasto**



**Fig. X.1.** Pasto ubicado en la microcuenca “El Carmen”.

Es una especie de vegetación herbácea perteneciente a familia de las poáceas. Es una planta perenne, rizomatosa, con rizoma ramificado. Tallos de (12-) 40-60 (-140) cm, erectos, con más de 2 nudos y hojas numerosas, glaucos, escábridos. Hojas con lígula de 0,5-1,5 (-2,5) mm, redondeada o truncada, con margen ciliolado-pubérulo; limbo de 7-50 cm x 0,5-5 mm, generalmente convoluto, junciforme, patente o erecto-patente, muy frecuentemente curvado y en disposición claramente dística, con nervios numerosos y muy marcados.

Espiga con raquis de hasta 10,5 cm, rígido o flexuoso, con 1-9 espiguillas. Pedúnculos de la espiguilla de 1-2,5 mm. Espiguillas de (13-) 20-46 mm, frecuentemente falcada en la antesis, con (5-) 10-18 flores. Glumas agudas, mucronadas, coriáceas; la inferior de (4-) 6-7,5 mm, con 5-7 nervios; la superior de 6-9,5 mm, con 7 nervios. Lema de

8-13 mm; lanceolada, con 7 nervios; las inferiores de cada espiguilla mucronadas; las más superiores con arista de hasta 3,5 mm. Pálea de 6-10 mm, más corta o ligeramente más larga que la lema. Anteras de 5-6 mm. Florece de mayo a junio.

Se encuentra en matorrales sobre suelos margosos y fisuras de rocas calcáreas.

## II. *Aloysia lycioides*



**Fig. X.2.** *Aloysia lycioides* ubicada en la microcuenca "El Carmen".

Es una especie de herbácea, perteneciente a la familia de las verbenáceas. Es originaria de América desde México hasta Argentina.

El follaje es ralo y persistente con hojas simples, opuestas, a veces ternadas, íntegras o dentadas, lanceoladas o largamente elípticas, agudas u obtusas, blandas o subcoriáceas, verdes en el haz y blanquecinas en el envés. Las flores son de color blanco, muy perfumadas, dispuestas en racimos axilares solitarios o reunidos en panojas terminales. Florece en primavera y verano. El fruto es una cápsula con dos núculas en su interior.

Se encuentra en zonas serranas y en las cumbres de las quebradas de América desde México hasta el Uruguay y Argentina.

### III. *Bahia absinthifolia*



Fig. X.3. *Bahia absinthifolia* ubicada en la microcuenca “El Carmen”.

La margarita de la costa o *Bahia absinthifolia* es una especie de planta herbácea perteneciente a la familia de las asteráceas. Es originaria de México.

Son hierbas que alcanza un tamaño de hasta 60 cm de altura, tiene hojas divididas en folíolos, y flores amarillas en forma de pirámide; Los frutos son negros que no se abren cuando están secos, y tienen una corona de escamas amarillentas.

Originaria de México. Habita en clima semiseco entre los 1,150 y los 2,300 metros, asociada al matorral xerófilo y pastizal.

En Guanajuato se utiliza contra la diarrea, y en Durango para curar heridas y granos de la piel. El tratamiento incluye las hojas y el tallo o toda la parte aérea en cocimiento, administrado por vía oral o en forma de lavados.

#### IV. *Verbesina virgata*



Fig. X.4. *Verbesina virgata* ubicada en la microcuenca “El Carmen”.

Es una especie de herbácea, monoico, de porte erecto. Mide menos de dos metros y medio de altura. Las ramas son pubescentes, sus hojas alternas, sésiles y cortamente pecioladas; decurrentes y de forma lanceolar, con la base redondeada y el borde aserrado.

Su flor forma cabezuelas paniculadas de color amarillo, con un fruto aquenio comprimido de color negro. Florece de agosto a abril y fructifica de diciembre a mayo. Generalmente en México se le da un uso ornamental.

## ANEXO 2. CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN POR ESPECIE CON LA CÁMARA PORTÁTIL

Con el instrumento multifuncional de alta precisión electrónico con el que cuenta la cámara, el cual registra la cantidad de agua interna dentro de ésta cada cinco segundos, durante aproximadamente un minuto, también se obtiene la temperatura y la presión que existe en el mismo intervalo de tiempo.

De lo anterior si la presión del aire húmedo  $P$  se calcula como:

$$P = \rho_a R_a T \quad (X.1)$$

Donde:  $\rho_a$  es la densidad del aire en gr/m<sup>3</sup>;  $R_a$  es la constante del gas para el aire húmedo igual a 287, en J/(kg\*K); y  $T$  la temperatura en K.

Despejando  $\rho_a$  para la densidad del aire, suponiendo que es un gas ideal queda la ecuación siguiente:

$$\rho_a = \frac{P}{R_a T} \quad (X.2)$$

Lo medido por el instrumento está en unidades de partes por millón (ppm) por lo que al multiplicarlo por la densidad del aire nos arrojará el valor de la densidad de vapor necesaria para calcular la  $ET$  de acuerdo a la ecuación 2.11.

De dicha ecuación ya se conocen todos los elementos por lo que para cada especie analizada el valor que cambiará siempre será el valor máximo de la pendiente de densidad ( $M$ ).

**Tabla X.1** Variables de la cámara portátil.

$V =$	0.898	m <sup>3</sup>
$C =$	0.95	adim
$A =$	0.652	m <sup>2</sup>