



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE QUERÉTARO
FACULTAD DE INGENIERÍA

TESIS

QUE COMO PARTE DE LOS REQUISITOS
PARA OBTENER EL GRADO DE:

Doctor en Ingeniería

**“SISTEMA SUELO-PLANTA-ATMÓSFERA EN PARCHES DE
VEGETACIÓN DE UNA ZONA SEMIÁRIDA”**

PRESENTA

M. EN C. REBECA DEL CARMEN VÁSQUEZ MÉNDEZ

DIRECTOR

DR. EUSEBIO JR. VENTURA RAMOS

QUERÉTARO, QRO., OCTUBRE 2010



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE QUERÉTARO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Doctorado en Ingeniería

"SISTEMA SUELO-PLANTA-ATMÓSFERA EN PARCHES DE VEGETACIÓN DE UNA ZONA SEMIÁRIDA"

TESIS

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de

DOCTORADO EN INGENIERÍA

Presenta:

M. EN C. REBECA DEL CARMEN VÁSQUEZ MÉNDEZ

Dirigida por:

DR. EUSEBIO JR. VENTURA RAMOS

SINODALES

Dr. Eusebio Jr. Ventura Ramos
Presidente

Dr. Luis Gerardo Hernández Sandoval
Secretario

Dra. Klavdia Oleschko Lutkova
Vocal

Dr. Miguel Angel Dominguez Cortázar
Suplente

Dr. Jeffrey Stone
Suplente

Dr. Gilberto Herrera Ruiz
Director de la Facultad

Dr. Luis Gerardo Hernández Sandoval
Director de Investigación y Posgrado

Centro Universitario
Santiago de Querétaro, Qro.
Octubre, 2010
México

RUBRICA

RUBRICA

RESUMEN

Los ambientes semiáridos del centro de México están caracterizados por tener una distribución de vegetación en forma de mosaico, en la cual se desarrollan las llamadas islas de fertilidad o parches de vegetación. Estos parches de vegetación representan un nicho para el desarrollo de microambientes. En este trabajo se presenta el monitoreo de las variables climáticas dentro de los parches de vegetación (humedad relativa, temperatura y potencial del suelo); así como el monitoreo de los escurrimientos, infiltración y pérdida de suelo por vegetación. Se encontró que dentro de los parches la variabilidad climática e hidrológica se desarrolla de forma diferente a las superficies sin vegetación. También se observó que la humedad relativa tiene un comportamiento inversamente proporcional a la cantidad de cobertura de vegetación. Mientras que la temperatura media no mostró diferencias significativas entre un parche de vegetación y un área descubierta, pero sí entre mínimos y máximos, siendo los parches de vegetación amortiguadores de los valores extremos de temperaturas hasta por $\pm 2^{\circ}\text{C}$. Por otra parte, se encontró que los parches de vegetación disminuyen hasta en un 90% los escurrimientos e incrementan la capacidad de infiltración en los suelos hasta tres veces más que las superficies sin vegetación. Estos estudios comprueban el efecto benéfico de los parches de vegetación en el microclima que generan, así como la diferencia positiva de los procesos del suelo-planta-atmósfera dentro del semiárido de Querétaro.

(Palabras claves: Ambientes semiáridos, Escurrimientos, Monitoreo climático, Parches de vegetación).

SUMMARY

Semiarid environments of Central Mexico are characterized by a having a mosaic-type distribution of vegetation, where vegetation patches, also called “fertility islands” are developed. These vegetation patches represent a niche for the development of microenvironments. In this work, the monitoring of climatic variables inside the vegetation patches (relative humidity, temperature and soil water potential); as well as that of runoff, infiltration and soil loss is presented. It was found that inside the patches, the climatic and hydrological variability is different as compared to bare surfaces. It was also observed that relative humidity was inversely proportional to the amount of vegetation cover. While, mean temperature did not show significant differences between the vegetation patches and bare surfaces, but it showed differences between minimum and maximum values, with the vegetation patches reducing extreme temperatures by $\pm 2^{\circ}\text{C}$. Moreover, it was found that vegetation patches decreased runoff by up to 90% and increased the infiltration capacity of soils up to three times as compare with the surfaces without vegetation. This work proved the positive effect vegetation patches generate in the microenvironments, as well as the positive difference in the soil-plant-atmosphere processes in the semiarid areas of Queretaro.

(Key Words: semiarid environment, runoff, climatic monitoring, vegetation patches)

DEDICATORIA

A mis padres, por el esfuerzo en darme educación, principios, valores, apoyo económico y todas las oraciones me han fortalecido en mí día a día.

A mi familia, Carlos, Magui y bebé, por ser mi equipo favorito y mi mejor motor para seguir mejorando.

A mi gente, Isaac, Cristina, Gabi, Osva, Sofi, Steeve, Angelita, Flor y Miguel, tíos, por los tiempos que dejamos de vernos, y el apoyo incondicional que han tenido conmigo.

AGRADECIMIENTOS

A Dios,

A mis padres, por el apoyo que me dieron en todo momento y todas las enseñanzas que sembraron en mí.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, por el apoyo económico otorgado a través de mi beca para estudios.

A la Universidad Autónoma de Querétaro, especialmente Facultad de Ingeniería y su gente, por ser mi segundo hogar durante más de cinco años, dándome alojamiento y comodidades para realizar este trabajo.

A mi asesor, Dr. Eusebio Jr. Ventura Ramos, por entrenarme con su conocimiento y experiencias, por su valioso tiempo, por el apoyo económico y moral.

A la Dra. Klavdia Oleschko Lutkova, por sus enseñanzas y por estar siempre al pendiente de mis avances durante este doctorado.

Al Dr. Luis Gerardo Hernández Sandoval, por sus consejos académicos y personales.

Al Dr. Jeffrey Stone, por su colaboración en mejorar este escrito.

Al Dr. Miguel Ángel Domínguez Cortázar por sus observaciones para mejorar este trabajo.

Al Sr. Pedro Vega y Sra. Ma. Nalda Ortíz Robles, gracias al trabajo de campo, el tiempo y las experiencias que fortalecieron este trabajo.

A mis compañeros y amigos que colaboraron en trabajo de campo, oficina o mis actividades haciendo más liviano mi esfuerzo: Vianey Torres Argüelles, Gerardo Nuñez Gonzales, Carlos Mastachi Loza, Carlos Chávez García, Maria Vázquez Almazán, Cesar Veliz, Cristina Vásquez Méndez y Carlos Revuelta Pérez.

Y a todas aquellas personas que no enlisto, pero que de alguna manera colaboraron en la realización de este trabajo mil gracias.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	ii
SUMMARY	iii
DEDICATORIA.....	v
AGRADECIMIENTOS.....	vi
ÍNDICE DE FIGURAS.....	x
ÍNDICE DE TABLAS.....	xiii
I. INTRODUCCION	1
II. REVISION DE LITERATURA	6
2.1. Balance hídrico	6
2.1.1. <i>Principios de la Erosión</i>	7
2.1.2. <i>Principios de la Infiltración</i>	9
2.1.3. <i>Principios de evapotranspiración</i>	13
2.1.4. <i>Principios de Intercepción</i>	17
III. OBJETIVOS E HIPÓTESIS	20
3.1. Objetivo General.....	20
3.1.1. <i>Objetivos específicos</i>	20
3.2. Hipótesis	20
IV. DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DEL SITIO DE ESTUDIO	21
4.1. Sitio de estudio	21
4.2. Caracterización climática	23
4.2.1. <i>Precipitación</i>	23
4.2.2. <i>Temperatura</i>	28
4.2.3. <i>Humedad relativa</i>	31
4.2.4. <i>Radiación neta</i>	34
V. EVALUACIÓN MORFOMÉTRICA DE LA COBERTURA AÉREA DE VEGETACIÓN EN ISLAS DE FERTILIDAD DE UNA ZONA SEMIÁRIDA DE QUERÉTARO	38
5.1. Introducción	38
5.2. Metodología.....	40
5.3. Resultados y discusión.....	41
5.3.1. <i>Índice de área foliar (IAF)</i>	41
5.3.2. <i>Análisis de imágenes de vegetación con Dimensión de Caja Fractal</i>	44

5.3.3. Comparación de los métodos de IAF y Dbox	47
5.4. Conclusión.....	49
VI. HUMEDAD RELATIVA DEL AIRE, TEMPERATURA Y POTENCIAL DE AGUA EN EL SUELO LOS PARCHES DE VEGETACIÓN	50
6.1. Introducción.....	50
6.2. Metodología.....	52
6.3. Resultados y discusión.....	52
6.3.1. Humedad relativa y Temperatura en los parches de vegetación a escala diaria y horaria.....	52
6.3.2. El potencial del suelo en los parches de vegetación.....	62
6.4. Conclusión.....	66
VII. INFILTRACION Y PROPIEDADES DEL SUELO DENTRO DE LOS PARCHES DE VEGETACIÓN.....	67
7.1. Introducción	67
7.2. Metodología.....	69
7.3. Resultados y discusión.....	70
7.3.1. Infiltración con el método de doble cilindro dentro de los parches de vegetación.....	70
7.3.2. Suelo: contenido de materia orgánica, densidad aparente, estabilidad de agregados e infiltración con doble cilindro.....	73
7.4. Conclusión.....	75
VIII. ESCURRIMIENTO Y EROSION EN LOS PARCHES DE VEGETACIÓN	76
8.1. Introducción.....	76
8.2. Metodología.....	77
8.3. Resultados y discusión.....	78
8.3.1. Pérdida de suelos y escurrimientos por parche de vegetación	78
8.4. Conclusión.....	86
IX. COMPARACIÓN ENTRE MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN EN UN AMBIENTE SEMIÁRIDO.....	87
9.1. Introducción.....	87
9.2. Metodología.....	87
9.2.1. Error de estimación	88

9.3. Resultados y discusión.....	88
9.3.1. MAE, RMSE y Regresión lineal para los métodos de evapotranspiración	90
9.3.2. Regresión multivariable	97
9.4. Conclusión.....	100
X. BALANCE HÍDRICO DEL <i>PROSOPIS LAEVIGATA</i>: CASO DE ESTUDIO	101
10.1. Introducción	101
10.2. Metodología	104
10.3. Resultados y discusión	104
10.4. Conclusión.....	109
XI. ECOHIDROLOGÍA DE LOS PARCHES DE VEGETACIÓN EN EL SEMIÁRIDO QUERETANO	110
11.1. Introducción	110
11.2. Resultados y discusión	111
11.2.1. Efecto de la cobertura de vegetación en el microclima de los parches de vegetación	112
11.2.2. Efecto de la vegetación en la infiltración y características del suelo.....	115
11.2.3. Efecto de la vegetación en la reducción de escurrimientos y pérdida de suelo	116
11.3. Conclusión.....	119
XII. CONCLUSIONES GENERALES.....	120
XIII. REFERENCIAS	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1.1 Distribución de las zonas áridas y semiáridas a nivel mundial. Fuente IPCC 2008.	1
2.2. Esquema de infiltración del método de Green-Ampt	11
4.1. Sitio de estudio.....	21
4.2. Vegetación xerófita característica del área de estudio.....	22
4.3. Suelos encostrados característicos del sitio de estudio.....	22
4.4. Ubicación de la estación en el sitio de estudio	23
4.5. Sensor Vaisala.....	23
4.6. Piranómetro.	23
4.7. Precipitación diaria durante el año 2006	25
4.10. Frecuencias y lámina de precipitaciones ocurridas en los años 2006 a 2008.....	26
4.11. Intensidades media, máxima y en treinta minutos de los eventos registrados durante los años 2006 a 2008.	27
4.12. Variación de temperatura para los años 2006 a 2008	30
4.13. Variación de humedad relativa para los años 2006 a 2008	33
4.14. Variación de la radiación neta para los años 2006 a 2008.....	36
5.1. Instrumento LICOR 2000. (Li-Cor, Inc).....	41
5.2. Distribución del índice de área foliar en los parches de vegetación en un periodo de Abril del 2008 a Junio del 2009.	42
5.3. Distribución de la dimensión de caja (Dbox) para las imágenes de vegetación en los parches estudiados.	46
5.4. Comparación de los métodos de Índice de Área Foliar y Conteo de Caja (Benoit v. 1.3)....	48
6.1. Sensor de humedad relativa y temperatura ambiente.....	52
6.2. Tensiómetro del suelo y mini-estación	52
6.3. Diagrama de caja de la humedad relativa diaria en los parches de vegetación.	53
6.4. Distribución de la humedad relativa horaria en los parches de vegetación.....	55
6.5. Diagrama de caja de la temperatura en los parches de vegetación a escala diaria.	57
6.6. Diagrama la Temperatura a escala horaria en los parches de vegetación.....	59
6.7. Relación Humedad relativa y temperatura ambiente horaria.	61
6.10. Distribución diaria del potencial del suelo en los parches de vegetación.	63

7.1. Instrumento doble anillo para infiltración	69
7.2. Infiltración con el método de doble cilindro dentro de parches de vegetación de una zona semiárida.....	71
8.1. Parcelas para escurrimientos y pérdida de suelo.....	77
8.2. Diagrama de caja para los escurrimientos de los años 2006 y 2008.	80
8.3. Diagrama de caja para los eventos de pérdida de suelo ocurridos en los años 2006 y 2008.	81
8.4. Relación escurrimientos – precipitación de los eventos ocurridos para los parches de vegetación y zonas sin vegetación estudiadas.	83
8.5. Diagrama de caja para los eventos de pérdida de suelo ocurridos en los años 2006 y 2008.	84
9.1. Evapotranspiración. ET - Gage	88
9.2. Variación de la evapotranspiración para los años 2006 y 2008.....	89
9.3. Regresión lineal de los métodos de evapotranspiración utilizados como comparación de la evapotranspiración medida.	92
9.4. Regresión lineal de los métodos de evapotranspiración utilizados como comparación de la evapotranspiración medida.	93
9.5. Regresión lineal de los métodos de evapotranspiración utilizados como comparación de la evapotranspiración medida.	94
9.6. Distribución de la evapotranspiración observada durante los años 2006 y 2008, y datos estimados en los años 2006 a 2008.....	99
10.1. Distribución natural aproximada del género <i>Prosopis</i> en el mundo. Fuente: Pasiecznik <i>et al.</i> , 2001.	101
10.2. <i>Prosopis laevigata</i> típico de las zonas semiáridas del sitio de estudio. Rancho Santo Domingo, Cadereyta.	103
10.3. Parcela con <i>Prosopis laevigata</i> para monitorear la cantidad de escurrimientos.....	104
10.4. Distribución de los eventos que causaron escurrimientos en la parcela de <i>Prosopis laevigata</i> y la precipitación durante los años 2006 y 2008.....	107
11.1. Relación entre la humedad relativa y el índice de área foliar.....	113
11.2. Relación temperatura e índice de área foliar.....	114
11.3. Efecto de la cobertura de vegetación en las características del suelo.....	115

11.5. Relación entre el total de escurrimientos y el índice de área foliar medio en las parcelas estudiadas.....	117
11.6. Relación entre pérdida de suelo y el índice de área foliar medio en las parcelas estudiadas.....	118

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
1.1. Tipos de degradación del suelo susceptibles en las zonas áridas y semiáridas.....	2
2.1. Parámetros de infiltración de la ecuación de Green - Ampt	12
2.2. Ecuaciones para el cálculo de evapotranspiración.....	16
2.3. Notación de los métodos de evapotranspiración	17
4.1. Características de erosividad y energía cinética de la precipitación mensual de los años 2006 a 2008.....	28
4.2. Características de temperatura diaria en el sitio de estudio durante los años 2006 a 2008.	29
4.3. Características de Humedad Relativa en el sitio de estudio durante los años 2006 a 2008.	31
4.4. Características de la radiación neta en el sitio de estudio durante los años 2006 a 2008....	34
5.1. Tendencia del Índice de área foliar a través de un año.....	43
5.2. Comparación múltiple del índice de área foliar entre los parches de vegetación.	44
5.3. Figuras utilizadas para el análisis de dimensión de caja.....	45
5.4. Tendencia de la dimensión de caja fractal a través de un año.	47
5.5. Comparación múltiple de la dimensión de caja (Dbox) entre los parches de vegetación. ...	47
5.6. Asociación lineal entre el índice de área foliar y la dimensión de caja fractal.....	49
6.1. Estadísticos de la humedad relativa diaria en los parches de vegetación.	54
6.2. Comparación múltiple de la humedad relativa entre los parches de vegetación y superficie sin vegetación.	54
6.3. Ecuaciones de asociación entre la humedad relativa del aire y el tiempo en los parches de vegetación y superficie sin vegetación.	56
6.4. Estadísticos de la temperatura diario en los parches de vegetación.	57
6.5. Comparación múltiple de la temperatura en los parches de vegetación y superficie sin vegetación.....	58
6.6. Ecuaciones de asociación entre la temperatura en un día.....	59
6.7. Ecuaciones de regresión lineal entre la humedad relativa del aire y la temperatura dentro de los parches de vegetación y superficie sin vegetación.	62
6.8. Descripción de estadísticos de los potenciales del suelo.	64
6.9. Comparación múltiple entre los potenciales del suelo para los parches de vegetación estudiados.....	64
7.1. Ecuaciones de infiltración a partir del modelo de infiltración de Kostiakov	72

7.2. Comparación múltiple entre la velocidad de infiltración para los parches de vegetación estudiados.....	73
7.3. Características del suelo bajo diferentes parches de vegetación de una zona semiárida de México.....	75
8.1. Características de la precipitación que causó escurrimientos en las parcelas demostrativas	79
8.2. Modelos de regresión lineal para estimar los escurrimientos a partir de la cantidad e precipitación bajo diferentes de parches de vegetación.....	84
8.3. Modelos de regresión lineal para estimar la pérdida de suelo a partir del factor de erosividad (R) en diferentes parches de vegetación y suelo desnudo.	85
9.1. Predicción de los modelos con respecto a errores.....	91
9.2. Estadísticos de la regresión lineal para los métodos propuestos a escalas diaria, semanal y mensual.....	96
9.3. Variables de cada modelo propuesto para Evapotranspiración con su respectivo rendimiento	98
10.1. Eventos durante 2006 y 2008 que produjeron escurrimientos en la parcela con <i>Prosopis laevigata</i> y sus características	105
10.2. Correlación cruzada entre las variables que pudieran afectar el proceso de escurrimiento	108
10.3. Partición de los procesos del balance hidrológico del <i>Prosopis laevigata</i>	108
11.1. Características de la vegetación estudiada	111
11.2. Ecuación de asociación entre humedad relativa del aire y el índice de área foliar.	113
11.3. Ecuación de asociación entre humedad relativa del aire y el índice de área foliar.	114
11.4. Ecuación pérdida de suelo – índice de área foliar.....	118

I. INTRODUCCION

Las zonas áridas y semiáridas abarcan aproximadamente 40% de la superficie terrestre (Figura 1.1). 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).

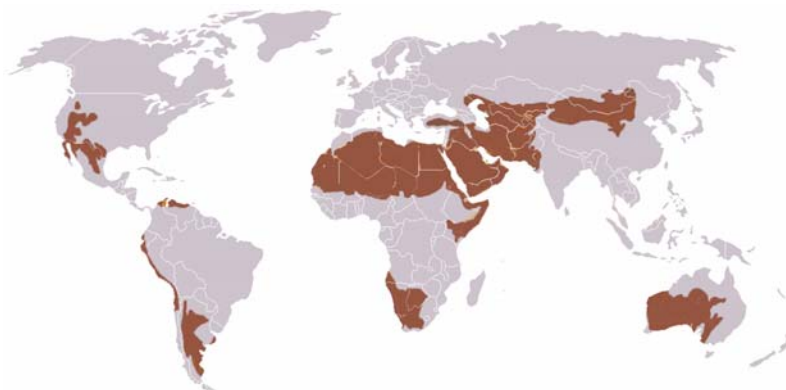


Figura 1.1 Distribución de las zonas áridas y semiáridas a nivel mundial. Fuente IPCC 2008.

Maestre *et al.* (2006) mencionan que la desertificación provoca serias consecuencias biofísicas y socioeconómicas. Dentro de las consecuencias socioeconómicas se enlistan una pérdida de capital social, un incremento en deudas en el hogar, pérdidas de las costumbres locales y conocimiento ecológico tradicional, emigración, falta de producción en alimentos, incrementos en los costos de la vida, una pobre calidad y cantidad de suministros, incremento de pobreza, inestabilidad política, entre otros (Sivakumar, 2007). Mientras que dentro de los factores biofísicos se enlistan una pérdida de cobertura y desuelo, así como de su fertilidad y biodiversidad, una reducción en infiltración por precipitación y una modificación local del clima, entre otros (Maestre *et al.*, 2006).

De acuerdo a UNCCD (2004), más de 250 millones de personas están directamente afectadas por la desertificación, además de 1 billón de personas distribuidas en 100 países

que corren el riesgo. En esta población se incluye gente con el mayor grado de pobreza en el mundo, con mayor marginación y políticamente débil.

En zonas semiáridas, la precipitación puede ser estacional o estar distribuida a lo largo del año. Sin embargo, dependiendo del área específica y de 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 ocurra precipitación, por lo tanto, la serie anual de precipitación podría ser intermitente (Salas, 2000).

Además, la infiltración y la escorrentía en zonas áridas y semiáridas depende de una serie de factores tales como la cobertura vegetal, la intensidad y duración de la precipitación, la humedad del suelo, la pendiente, la forma del terreno, la temperatura, la evaporación, el tipo de suelo y roca y el uso del suelo (Salas, 2000; Rango *et al.*, 2006). De manera general, se puede decir que a mayor vegetación mayor es la infiltración y menor la escorrentía (Vásquez-Méndez *et al.*, 2010). Por otra parte, a mayor pendiente, mayor será la escorrentía.

Los suelos en las zonas áridas y semiáridas son en mayor medida propensos a la erosión hídrica (Cornelis, 2006). En la Tabla 1.1 se muestran los factores que afectan los suelos y el terreno que abarcan en las zonas áridas y semiáridas de los continentes.

Tabla 1.1. Tipos de degradación del suelo susceptibles en las zonas áridas y semiáridas

	Zonas áridas y semiáridas susceptibles a la erosión por degradación				
	Hídrica	Eólica	Química	Física	Total
	10 ⁶ ha				
Africa	119.1	159.9	26.5	13.9	319.4
Australia	69.6	16.0	0.6	1.2	87.4
Asia	157.5	153.2	50.2	9.6	370.5
Europa	48.1	38.6	4.1	8.6	99.4
América del Norte	38.4	37.8	2.2	1.0	79.4
América del Sur	34.7	26.9	17.0	0.4	79.0
Total	467.4	432.4	100.7	34.7	1035.2

Fuente: GLASOD, UNEP, 1997 en Cornelis, 2006

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 (Kurk y Small, 2007).

La evapotranspiración, comprende la evaporación del suelo y la transpiración de la planta (Salas, 2000). La evapotranspiración generalmente envuelve un fracción grande de la precipitación, en climas áridos corresponde a 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).

Los suelos de las regiones áridas y semiáridas son caracterizados principalmente por su bajo contenido de agua, alta evaporación y bajas tasas de percolación y lixiviados, dependiendo de la textural del suelo (D'Odorico y Porporato, 2006). Los suelos típicos de estas áreas son los Aridosol, que tienen un horizonte A profundo y resisten temperaturas y climas tropicales. Otro suelo típico de estas regiones es el Molisol, caracterizado por tener un horizonte A bastante bien mezclado con las actividades de los animales y tener un color oscuro debido al abundante contenido de material orgánico. Ambos suelos son caracterizados por tener una limitada lixiviación y un lento proceso de formación (D'Odorico y Porporato, 2006).

En zonas áridas y semiáridas, los suelos desnudos (sin vegetación) están expuestos a la precipitación y quedan sujetos a una serie de procesos físicos y químicos que cambian sus propiedades en las capas próximas a la superficie. Cuando la superficie se seca, se forma una capa dura (costra). Los suelos encostrados son típicos de las zonas áridas y semiáridos y se relacionan como un factor importante para la degradación del mismo. Los suelos sellados realizan una disminución en las tasas de infiltración y un incremento en los tasas de escurrimientos (Ries y Hirt, 2008). Estas características en los suelos, reducen la conductividad del agua, promueven el flujo superficial e imposibilitan el cambio de flujo (Ries y Hirt, 2008). Esto a su vez puede ser dañino para la agricultura y vegetación en general, ya que producen disminución de la humedad de la zona radicular y aumentan la escorrentía y erosión (Salas, 2000; Vásquez-Méndez *et al.*, 2010). La estructura del suelo está estrechamente relacionado con el movimiento del agua en el suelo a través de sus

propiedades como capacidad de almacenamiento, densidad aparente, porosidad y erodabilidad (Casermeiro *et al.*, 2004)

La comunidad de plantas protege al suelo de las gotas de lluvias debido a la copa de los árboles y la vegetación superficial, reduciendo la energía cinética de la lluvia (Regües y Torri, 2000), mientras la materia orgánica producto del desprendimiento de hojas provee un incremento en la formación de agregados.

La vegetación de ambientes áridos y semiáridos está en general, bien adaptada a las condiciones de estrés hídrico (Bisigato *et al.*, 2009). Fenológicamente y morfológicamente la adaptación a condiciones secas, relación suelo-planta y tolerancia a sequías son características sobresalientes propias de especies que habitan en estas áreas (D'Odorico y Porporato, 2006). Esta vegetación ha sido dividida para su estudio dentro de cuatro grupos funcionales que son los pastizales, arbustos, herbáceas y suculentas (Salaset *al.*, 1997). 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.

Las plantas de zonas áridas se adaptan al medio reduciendo la apertura de los estomas durante los períodos secos; es decir, reduciendo la transpiración. También se ha observado que las plantas en estas zonas pueden absorber la humedad del suelo aún cuando estén por debajo del punto de marchitez (Salas, 2000). La vegetación de las zonas áridas y semiáridas se encuentra principalmente concentrada a escala de plantas individuales, como largos patrones de bandas de vegetación, playas y/o puntos a las que se les llaman islas hidrológicas, islas de fertilidad o parches de vegetación (Aguiar *et al.*, 1992; Aguiar y Sala, 1994; Rango *et al.*, 2006; Vásquez-Méndez *et al.*, 2010).

En este trabajo se presenta un análisis a nivel de especie para observar a escala puntual la partición de los procesos hidrológicos en las llamadas islas hidrológicas o parches de vegetación. Se ha hecho un extenso trabajo (Chen *et al.*, 2006; Moro *et al.*, 2007; Bautista *et al.*, 2007) en observar la contribución por especie dentro del semiárido y árido del mundo

para cuantificar la modificación espacio-temporal de la vegetación, observar su desarrollo genético, reproducción y mejores usos. Sin embargo, poco se sabe de cómo funcionan hidrológicamente los parches de vegetación (Bautista *et al.*, 2007).

Sin embargo, muchos de los estudios llevan enfoques diferentes a documentar, cuanto evoluciona la vegetación debajo de la copa de estas especies aptas para las islas de fertilidad o incluso la evolución de la misma especie, además de conocer cuál es el beneficio hidrológico. Además de tener una cuantificación de la tasa de escurrimientos y pérdida de suelo debido a una especie en particular. La importancia de realizar este estudio radica en la necesidad de ir recopilando información de cómo están interactuando las variables del ciclo hidrológico a nivel local y específicamente en las zonas áridas y semiáridas, a la vez, de involucrar condiciones de vegetación.

II. REVISION DE LITERATURA

Las zonas áridas y semiáridas están definidas como áreas donde las precipitaciones son escasas y el principal factor que controla los procesos biológicos es el agua (Maestre *et al.*, 2006). Las zonas extremadamente áridas tienen un rango de precipitación media anual que va de 0-100 mm. Las zonas áridas con precipitaciones medias anuales entre 100-250 mm. Las zonas semiáridas con lluvias promedio anuales de 250-600 mm (D'Odorico y Porporato, 2006).

Las zonas áridas y semiáridas del mundo son aquellas donde el índice de aridez (IA), definido como el coeficiente de la precipitación media anual (P) entre la evapotranspiración potencial media anual (PET) es menor que 0.65. Si el rango de IA está entre 0.05 y 0.65 se determina como una región árida, semiárida o sub-húmeda, las cuales abarcan aproximadamente 5.2 billones de hectáreas en el mundo. Esta definición excluye las zonas hiper-áridas que abarcan un IA menor a 0.05 (Maestre *et al.*, 2006).

Otra forma de caracterizar las zonas del mundo por su clima la define Koppen (1986), donde las características de las zonas no secas, semiáridos y áridos están definidos como sigue: Zonas no secas: $P > P'$; Zonas semiáridas (BS): $T + 7 \leq P \leq P'$; y Zonas áridas (BW): $P < T + 7$. Donde P=precipitación media anual en cm y T es la temperatura media anual en °C.

2.1. Balance hídrico

El ciclo hidrológico o balance hídrico consiste en la transferencia de agua que es utilizada para la evapotranspiración, transportada como vapor a través del calor latente y finalmente regresa a la superficie de suelo o agua almacenada a través de la precipitación (Ward y Trimble, 2004). Esta agua cae en forma de lluvia a la superficie del suelo formando escurrimientos y regresa nuevamente a la atmósfera a través de la evaporación o evapotranspiración (Faraoni, 2006).

El balance de masa está basado en la ley de conservación de masa: algún cambio en el contenido de agua en determinado volumen de suelo durante un periodo específico debe ser igual a la diferencia entre la tasa de agua agregada al volumen del suelo y la tasa de agua que es cedida del mismo (Zhang *et al.*, 2002).

El cálculo del balance del agua, puede ser definida como sigue:

$$P + CR + Irr - ET - R - D - S = 0 \quad 2.1$$

Donde:

P es la precipitación (mm d^{-1});

CR es la capilaridad de la superficie (mm d^{-1});

Irr es la irrigación (mm d^{-1});

ET es la evapotranspiración (mm d^{-1});

R es el escurrimiento (mm d^{-1});

D es el drenaje (mm d^{-1});

S es la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo (mm d^{-1}).

2.1.1. Principios de la Erosión

El escurrimiento es la porción de precipitación, agua derretida o de irrigación que fluye sobre o a través del suelo. Una vez que la precipitación excede la tasa de infiltración en el suelo, las depresiones en la superficie del suelo se comienzan a llenar. El agua dentro de estas depresiones es llamada almacenamiento superficial. El flujo superficial ocurre cuando el suelo está saturado y los huecos, grietas y poros en el perfil del suelo se llenan con agua y el exceso comienza a fluir sobre la superficie del suelo (Ward y Trimble, 2004).

La erosión hídrica es el resultado de la interacción entre los agentes erosivos del agua y su respuesta con las propiedades del suelo. La pérdida de suelo es afectada por la topografía, vegetación, propiedades del suelo y uso del suelo.

Los principios del proceso de erosión están fundamentados en la ecuación de continuidad de masa. Para flujo superficial, la ecuación está dada de la siguiente forma (Foster, 1982):

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} + \rho_s \frac{\partial(cy)}{\partial t} = D_r + D_i \quad 2.2$$

Donde q_s son los sedimentos, x es la distancia pendiente abajo, ρ_s es la densidad de masa de las partículas de los sedimentos, c es la concentración de sedimentos, y es la profundidad del flujo, t es el tiempo, D_r es la erosión de surco o tasa de depositación, y D_i es el sedimento que es entregado de las áreas de entre surcos. $\frac{\partial q_s}{\partial x}$ representa el cambio de la tasa de flujo de sedimentos a través de la pendiente y $\rho_s \frac{\partial(cy)}{\partial t}$ representa el cambio en la capacidad de almacenamiento de sedimentos a través del tiempo.

Para flujos que son superficiales y gradualmente variados, el término $\rho_s \frac{\partial(cy)}{\partial t}$ es despreciable, resultando una ecuación de continuidad para un estado estacionario de la siguiente forma:

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} = D_r + D_i \quad 2.3$$

La interacción entre la cantidad de sedimentos y la capacidad de transporte es de consideración para la modelación de D_r en las ecuaciones 2.2 y 2.3. Foster y Meyer (1972) propusieron que el desprendimiento en surcos y la depositación son proporcionales a la diferencia entre la capacidad de transporte y la cantidad de sedimentos en la siguiente ecuación:

$$D_r = C_1(T_c - q_s) \quad 2.4$$

Donde C_1 es el coeficiente de reacción de primer orden (L^{-1}), y T_c es la capacidad de transporte de los sedimentos. Cuando se asume que la capacidad máxima de desprendimiento D_{rc} , es proporcional a la capacidad de transporte,

$$D_{rc} = C_1 T_c \quad 2.5$$

Entonces, la relación que define la interacción entre la cantidad de sedimentos y la capacidad de transporte puede ser desarrollada como sigue (Foster y Meyer, 1972).

$$\frac{D_r}{D_{rc}} + \frac{q_s}{T_c} = 1 \quad 2.6$$

De la ecuación 2.6, puede observarse que el desprendimiento en surcos es igual a la capacidad de desprendimiento cuando la cantidad de sedimentos es igual a cero. Inversamente, cuando la cantidad de sedimentos es igual a la capacidad de transporte, D_r se aproxima a cero.

Foster y Meyer (1972) utilizaron el concepto de flujo de energía para dar credibilidad a estos conceptos, considerando que una cantidad finita de energía en un flujo específico puede ser utilizada para desprender o transportar sedimentos, pero la misma energía no puede utilizarse para ambos procesos. El término $\frac{D_r}{D_{rc}}$ representa la cantidad relativa de energía expandida en el transporte de sedimentos. La suma de ambos términos es igual a la unidad, la cantidad de energía total relativa disponible.

Estos conceptos pueden ser aplicados a la depositación. Cuando la ecuación se aplica a la depositación a la ecuación 2.6, C_1 varía con el tamaño de sedimentos para las diferentes velocidades de asentamiento entre tamaños de partículas. Sin embargo, a la fecha no existe una relación validada para describir este fenómeno.

En resumen, la capacidad de desprendimiento de los sedimentos o potencial basados en las condiciones de flujo localizados en un punto determinado, y la tasa de desprendimiento actual están limitados por el exceso de la capacidad de transporte.

2.1.2. Principios de la Infiltración

La infiltración es la entrada del agua a través del suelo vía poros y pequeñas aberturas dentro del suelo (Ward y Trimble, 2004). La tasa de infiltración puede ser definida como la cantidad de agua que entra en un perfil del suelo en unidad de longitud por unidad de tiempo. Una vez que el agua de lluvia alcanza la superficie del suelo inicia el proceso de infiltración hacia las capas profundas del mismo. La conductividad hidráulica no debe confundirse con la tasa de infiltración, ya que la tasa de infiltración no se tiene que referir a condiciones saturadas (Kirkham, 2005).

El suelo es la variable natural más importante que influye en la infiltración (Ward and Trimble, 2004). La textura del suelo, densidad aparente, heterogeneidad, humedad

antecedente del suelo, materia orgánica, grietas y condiciones de superficie influyen en el movimiento del agua dentro del suelo.

Los procesos de infiltración están principalmente fundamentados en la ley de Darcy (para suelos saturados) y la ley de Buckingham (para suelos no saturados), los que combinados con la ecuación de continuidad hacen la ecuación de Richards (1931). En general, estas ecuaciones están en función de la conductividad hidráulica no saturada excepto en las zonas saturadas del suelo en cuyo caso la conductividad hidráulica será la saturada. En caso de que la precipitación sea menor o igual que la conductividad hidráulica saturada toda la precipitación se infiltrará en el suelo sin generar escorrentía (Salas, 2000).

En cambio, para intensidades mayores de precipitación, toda la precipitación se infiltrará en el suelo durante el inicio de la precipitación hasta que la superficie del suelo se sature. Este punto se llama el tiempo de inundación (ponding time). Después de este tiempo; la infiltración es menor que la intensidad de la precipitación y entonces comienza el escurrimiento.

La ecuación de Green y Ampt (1911), se desarrolló como un modelo aproximado de la ley de Darcy enunciado en la siguiente ecuación:

$$v_z = -K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \quad 2.7$$

Donde v_z es la velocidad del flujo, z es la coordenada de la dirección (positivo hacia arriba), h es el potencial de agua del suelo y $K(h)$ es la conductividad hidráulica del suelo. En la cual se asume un flujo vertical, un contenido uniforme de humedad, un límite claro entre la zona de suelo humedecido y la zona del suelo afectada por la infiltración, y la suposición de un movimiento de agua que se produce como “pistón”.

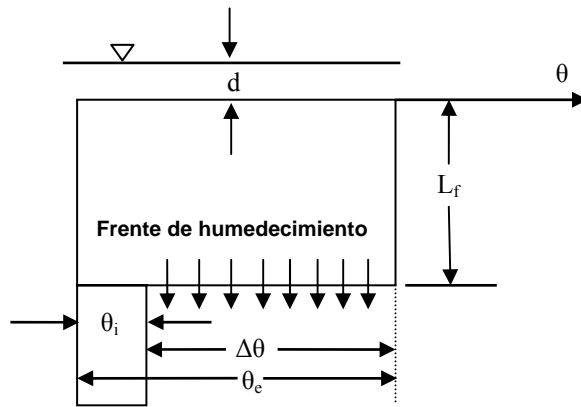


Figura 2.2. Esquema de infiltración del método de Green-Ampt

La ecuación derivada y aplicada a la Figura 2.2, queda de la siguiente manera:

$$f = \frac{K(\text{cambio en el potencial del suelo})}{\text{distancia}} = \frac{K(d+L_f+\psi)}{L_f} \quad 2.8$$

Donde f es la tasa de infiltración que varía con el tiempo con respecto al avance del frente de humedecimiento dentro del suelo, K es la conductividad hidráulica del suelo humedecido del perfil del suelo, L_f es la profundidad del frente humedecido, y d es la profundidad ponderada de agua en la superficie del suelo.

Generalmente, la profundidad ponderada d , es pequeña y poco significativa. El cambio en el contenido de agua a través del frente humedecido $\Delta\theta$, al contenido inicial de humedad del suelo, θ_i ; el contenido residual de humedad, θ_r ; la saturación efectiva, S_e ; y la porosidad total, η . Y su relación es observada en la Ecuación 2.9:

$$\Delta\theta = \theta_e - \theta_i = \theta_e - S_e\theta_e = (1 - S_e)\theta_e \quad 2.9$$

Donde θ_e es la porosidad efectiva dada por $\theta_e = \eta - \theta_r$. Rawls *et al.* (1983) presenta los valores para en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1. Parámetros de infiltración de la ecuación de Green - Ampt

Textura del suelo	η	θ_e	ψ cm	K cm h ⁻¹
Arena	0.437	0.417	4.95	11.78
Arena arcillosa	0.437	0.401	6.13	2.99
Franco arenosa	0.453	0.412	11.01	1.09
Franco	0.463	0.434	8.89	0.34
Franco limoso	0.501	0.486	16.68	0.65
Franco arcillo arenoso	0.398	0.330	21.85	0.15
Franco arcilloso	0.464	0.309	20.88	0.10
Franco limo arcilloso	0.471	0.432	27.30	0.10
Arcilla arenosa	0.430	0.321	23.90	0.06
Arcilla limosa	0.479	0.423	29.22	0.05
Arcilla	0.475	0.385	31.63	0.03

η es la porosidad; θ_e es la porosidad efectiva; ; ψ carga y K es la conductividad hidráulica

Pero notando que $F(t) = L_f \Delta\theta$ o $L_f = F(t)/\Delta\theta$ y considerando d como cero, la expresión queda de la siguiente forma (Ecuación 2.10):

$$f(t) = K \left[\frac{\psi \Delta\theta}{F(t)} + 1 \right] \quad 2.10$$

Donde $F(t)$ es la infiltración acumulada en el tiempo t . la infiltración acumulada se encuentra con la Ecuación 2.11:

$$F(t) = Kt + \psi \Delta\theta \ln \left[1 + \frac{F(t)}{\psi \Delta\theta} \right] \quad 2.11$$

Las Ecuaciones 2.10 y 2.11 pueden utilizarse para el caso donde la lámina de encharcamiento es despreciable. Sí no lo es, ψ debe ser reemplazada por $\psi + d$. Cuando la ecuación 2.11 no puede ser resuelta explícitamente por $F(t)$, el uso de iteraciones es necesario. Un valor de prueba para $F(t)$ es sustituido dentro de la parte derecha de la ecuación, la cuales comparada con la parte izquierda. Este proceso es repetido hasta que sean iguales los dos valores obtenidos. Una buena primera aproximación es asumiendo el valor de $F(t)$ igual a Kt . Una forma fácil de calcular $f(t)$ de la ecuación 2.10 es resolviendo la ecuación 2.11 para t , para varios valores de $F(t)$. $F(t)$ puede entonces ser utilizada en la ecuación 2.10 para determinar $f(t)$ para cada t correspondiente.

El contenido de humedad inicial es una de las consideraciones primordiales para el cálculo de la tasa de escurrimientos e infiltración en determinado sitio. Para realizar estas consideraciones iniciales se consideran tres casos: i) cuando el suelo está seco y las condiciones de humedad del suelo sólo dependen de las características propias del suelo y

cuando el suelo está totalmente saturado y el contenido de humedad del suelo depende de su capacidad máxima y ii) cuando han ocurrido eventos que tienen precipitaciones antecedentes de los cuales se desconoce el contenido de humedad inicial que se pueda tener.

2.1.3. Principios de evaporotranspiración

Al conjunto de los procesos de evaporación y transpiración se le conoce como evaporotranspiración. La evaporación ocurre cuando el agua cambia de su forma líquida a vapor (Ward y Trimble, 2004). Por otra parte, el proceso por el cual las plantas envían el vapor de agua a la atmósfera se le llama transpiración (Penman, 1948; Irmak y Zaman, 2003). Este vapor de agua es un subproducto natural de la fotosíntesis.

Con el paso del tiempo, se han dado varios complementos al término de evaporotranspiración con la finalidad de acotar a que concepto de vegetación, clima y grado de precisión se está hablando. Penman (1948) definió la evaporotranspiración potencial como la tasa de agua que se transpira en determinado tiempo por un cultivo verde bien cortado, homogéneamente distribuido y cortado de forma uniforme y sin problemas de estrés. Con la condición de la evaporotranspiración potencial no puede exceder la cantidad de agua disponible en el medio, excepto condiciones de aire y temperatura extremas.

Por otra parte, Allen *et al.*, (1996) definió la evaporotranspiración de referencia como la tasa de evaporotranspiración de un cultivo de referencia hipotético que se asume a una altura de 0.12 metros, con una resistencia a la superficie de 70 s m^{-1} y un albedo de 0.23; estas son características muy parecidas a la evaporotranspiración de una superficie de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente y bien regada, y totalmente homogénea sobre la superficie.

Los métodos descritos a continuación han sido evaluados a lo largo de los años en diferentes lugares del mundo con la finalidad de estimar la evaporotranspiración.

En 1948, Penman combinó el balance de energía con el método de transferencia de masa y desarrolló una ecuación para calcular la evaporación de un sistema abierto con datos climáticos estándar de radiación, temperatura, humedad y velocidad del viento.

Jensen y Haise (1963) desarrolló un método para uso en campos para irrigación en condiciones áridas y semiáridas del este de Estados Unidos; sin embargo, este método también se desempeña bien en zonas húmedas de la región central de este país. Ellos expresaron el balance de energía como un componente individual vertical para una zona de cultivo. También introdujeron el coeficiente dado por la evapotranspiración y la radiación solar (ET/R_s), que representa la combinación de los efectos de reflectancia. La ecuación que propusieron combina el balance de energía con coeficientes empíricos. Las entradas del método son la radiación solar y la temperatura media.

McGuinness y Bordne (1972) compararon métodos para estimar la evapotranspiración potencial en función de datos de lisímetros estándar. Este método fue probado en áreas húmedas (Parréale y McGuinness, 1974). Las entradas con que se alimenta este método son la temperatura y la radiación extraterrestre.

Hargreaves y Samani (1975) observaron que los parámetros más importantes en la estimación de la evapotranspiración son la radiación solar y la temperatura. Este método utiliza también la latitud del sitio en importancia con la finalidad de determinar la evapotranspiración en función de la llegada del sol al lugar en estudio. El método fue y ha sido evaluado para escalas de tiempo semanales y mensuales, y para diferentes latitudes en el mundo.

Wright (1982) propuso el método conocido como Kimberly – Penman, que corresponde a una modificación del método de Penman (1948), pero que incluye una modificación de la velocidad del viento, como una función de cómo viaja ésta durante el día, además incluye también el factor aerodinámico de superficie del suelo (α), la naturaleza del ambiente, y el tiempo en que dura el viento a una altura (z) durante el día. Este método ha sido evaluado en ambientes áridos e intervalos diarios.

El método de Penman-Monteith (FAO-56; Allen *et al.*, 1998), está fundamentado en el propuesto por Penman (1948). Combina las resistencias aerodinámica y de superficie. Es un método que utilice el balance de energía y flujo. Es considerada la ecuación de referencia en el mundo. Utiliza un gran número de variables de entrada. Las entradas son la radiación neta, velocidad del viento, temperatura, presión de saturación de vapor y presión actual de vapor.

Oudin *et al.* (2005) proponen desarrollar una ecuación simple para un modelo de lluvia-escurrimiento. Encontraron que los modelos del tipo McGuinness y Jensen & Haise, son los que mejor predicen en comparación a los modelos tipo Penman. El método que desarrollaron fue evaluado para zonas de África, América y Australia, usando temperaturas mensuales.

Las ecuaciones que corresponden a los métodos de evapotranspiración anteriormente descritos se observan en la Tabla 2.2, con su correspondiente referencia; además de su notación en la Tabla 2.3.

Tabla 2.2. Ecuaciones para el cálculo de evapotranspiración

Ecuación	Referencia
$ET = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_s - e_d)(2.6(1 + 0.536U))}{\lambda\rho(\Delta + \gamma)}$	Penman, 1948
$ET = 4.5 \left(1 + \frac{T}{25}\right)^2 \left(1 - \frac{e_d}{e_s}\right)$	Romanenko, 1961
$ET = \frac{R_e T}{\lambda\rho 40}$	Jensen y Haise, 1963
$ET = \frac{R_e T + 5}{\lambda\rho 68}$	McGuinness y Bordne, 1972
$ET = 0.0023 \frac{R_e}{\lambda\rho} (T_{\max} - T_{\min})^{\frac{1}{2}} (T + 17.8)$	Hargreaves y Samani, 1975
$ET = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_s - e_d) \left[0.4 + 0.14 \exp\left(-\left(\frac{I_D - 173}{58}\right)^2\right) \right] + \left[0.605 + 0.345 \exp\left(-\left(\frac{I_D - 243}{80}\right)^2\right) \right] U}{\lambda\rho(\Delta + \gamma)}$	Wright, 1982
$ET = \frac{0.408\Delta R_n + \gamma U(e_s - e_d) \left(\frac{900}{T + 273}\right)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U)}$	Allen <i>et al.</i> , 1998
$ET = \frac{R_e T + 5}{\lambda\rho 100}$	Oudin <i>et al.</i> , 2005

Tabla 2.3. Notación de los métodos de evapotranspiración

Símbolos	Significado	Unidad
ET	Evapotranspiración	mm d ⁻¹
Rn	Radiación solar	J d ⁻¹ m ⁻²
Re	Radiación extraterrestre	J d ⁻¹ m ⁻²
es	Vapor de presión de saturación	kPa
ed	Vapor de presión actual	kPa
U	Velocidad del viento	m s ⁻¹
Jd	Día Juliano	d
T	Temperatura del aire	°C
Tmax	Temperatura máxima	°C
Tmin	Temperatura mínima	°C
Δ	Pendiente de la curva del vapor de presión	kPa °C ⁻¹
γ	Constante psicométrica	kPa °C ⁻¹
λ	Calor latente de vaporización	MJ kg ⁻¹
ρ	Densidad del agua	1000 kg L ⁻¹

2.1.4. Principios de Intercepción

La definición de almacenamiento de intercepción es la cantidad de precipitación la cual es temporalmente almacenada en la superficie y evaporada en un corto tiempo, después y durante el evento de precipitación (Gerrits *et al.*, 2007; Muzylo *et al.*, 2009). En caso de que se considere el flujo de intercepción, se define como la cantidad de agua que es interceptada, la cual es evaporada en una cantidad de tiempo determinado. El proceso de intercepción es igual a la suma de los cambios en la capacidad de intercepción (S_{int}) y la evaporación que se tiene por almacenamiento de agua (E_{int}):

$$I = \frac{dS_{int}}{dt} + E_{int} \quad (2.12)$$

La escala de tiempo en el proceso de intercepción es en orden de un día. Después de un día, es difícil asumir que el primer término a mano derecha en la ecuación anterior es aproximadamente a cero, por tanto se asume que:

$$I = E_{int} \quad (2.13)$$

De acuerdo a estudios que se han realizado, la intercepción por cobertura de vegetación es principalmente afectada por la cantidad de vegetación, características de la precipitación y factores meteorológicos (Guevara-Escobar *et al.*, 2007; Wang *et al.*, 2007).

Horton en 1919, fue de los pioneros en conceptualizar un modelo de intercepción. Realizó diferentes experimentos en los que calculó aproximaciones por regresión lineal entre la cantidad de precipitación y la cantidad de intercepción que pudieran retener la vegetación aérea, arbustiva o superficial. Resultando en una ecuación de primer grado, donde la intercepción total es la suma de las diferentes cantidades interceptadas por las vegetaciones aérea, arbustiva y superficial, expresadas por la siguiente ecuación:

$$J = a + bP \quad (2.14)$$

Y los subíndices 1, 2 y 3, representan las pérdidas por intercepción de la copa del árbol, vegetación media o arbustiva y herbácea o superficial, respetivamente. Y el término J representa la suma total, de la siguiente forma:

$$J_1 = a_1 + b_1P \quad (2.15)$$

$$J_2 = a_2 + b_2(P - J) \quad (2.16)$$

$$J_3 = a_3 + b_3(P - J - J_1) \quad (2.17)$$

$$J = c_1J + c_2J_2 + c_3J_3 \quad (2.18)$$

Por otra parte, Rutter *et al.* (1971), fue quien conceptualizó un modelo con base física. El modelo de Rutter *et al.* (1971) representa el proceso de intercepción como una analogía del balance hídrico con la precipitación de entrada, almacenamiento y salida en forma de drenaje y evaporación. Partiendo que la tasas de drenaje y evaporación dependen de la cantidad almacenada en la vegetación, y varían dependiendo de cada evento de precipitación.

El modelo de Rutter para las pérdidas por intercepción en una tormenta dada está enunciado de la siguiente forma:

$$I = \sum E = \sum R - \sum T \quad (2.19)$$

Donde R , T y E son las cantidades de precipitación, escurrimiento y evaporación, respectivamente, y $\sum R$, $\sum T$ y $\sum E$ son los totales de estos componentes en un tiempo determinado.

Cuando la proporción de lluvia que cae a través de la cobertura sin quedarse en la superficie. El balance hídrico de la cobertura de vegetación para un periodo determinado puede ser escrito de la siguiente forma:

$$(1 - p)\Sigma R = \Sigma E \pm \Delta C \quad (2.20)$$

Donde ΣD es la cantidad de agua drenada de la cobertura de vegetación, y ΔC es el cambio en la cantidad de agua, C , almacenamiento de la vegetación.

Notando que:

$$\Sigma T = p\Sigma R + \Sigma D \quad (2.21)$$

Donde se asume que existe una cantidad mínima de agua, S , necesaria para mojar la superficie de la cobertura.

El método de Gash (1979), provee una solución simplificada del modelo de Rutter. Éste representa la precipitación como una serie discreta de eventos que están separados por intervalos suficientemente largos para que la cobertura de vegetación se seque completamente (lo cual es posible por el secado rápido en la cobertura de vegetación en bosques). Cada evento es dividido en tres subsecuentes fases: mojado de la cobertura de vegetación-saturación-secado. Esta separación enfatiza la importancia relativa del clima y la estructura de la planta. Para las primeras dos fases propuestas, la tasa de evaporación actual y la precipitación son reemplazadas por los valores medio para el periodo total modelado..

Mientras que el método de Calder (1986) emplea una ley de probabilidad de Poisson que determina el número de gotas de lluvia que golpean la cobertura de vegetación y son retenidas por la misma. El almacenamiento por la cobertura es removida por la evaporación (siempre que la cantidad de almacenamiento sea excedida) o, la cantidad de agua es regresada a la superficie para ser drenada.

III. OBJETIVOS E HIPÓTESIS

3.1. Objetivo General

Evaluar diferentes procesos en el continuo Suelo-Planta-Atmósfera relacionados a los flujos de masa y energía en parches de vegetación de una Zona Semiárida para un mejor entendimiento del funcionamiento hidrológico de estos ecosistemas

3.1.1. *Objetivos específicos*

- Caracterizar la variación climática de la precipitación, temperatura, humedad relativa y radiación neta en el tiempo de observación de este trabajo.
- Cuantificar la variación espacial y temporal dentro de los parches de vegetación a un nivel superficial y de copa de árbol.
- Estimar la capacidad de infiltración y las características del suelo por parche de vegetación.
- Evaluar la pérdida de suelo y escurrimientos con diferentes parches de vegetación.
- Estimar la evapotranspiración con ocho diferentes métodos a partir de las variables climáticas medidas en el sitio de estudio.
- Estimar la partición de los procesos del balance hidrológico para el *Prosopis laevigata*.
- Evaluar el efecto de la cobertura de vegetación en los procesos hidrológicos y de microclima.

3.2. Hipótesis

Los parches de vegetación regulan el funcionamiento hidrológico de ambientes semiáridos que están estrechamente ligados con la cantidad de cobertura y planta, así como las características del suelo, la variabilidad en el sistema suelo-planta-atmósfera.

IV. DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DEL SITIO DE ESTUDIO

4.1. Sitio de estudio

El área de estudio se encuentra localizada en una zona semiárida del centro de México, ubicada en Cadereyta de Montes, Querétaro en las coordenadas $99^{\circ} 46' 46'' \text{N}$, $20^{\circ} 43' 49'' \text{W}$ y 2069 msnm; Figura 4.1.



Figura 4.1. Sitio de estudio

El área pertenece a la región Hidrológica del Pánuco. Los climas que se presentan son el seco y el estepario del tipo semi seco, que se caracterizan por un invierno seco, con régimen de lluvias en verano, temperatura media anual de 16.7°C , llegando a presentar temperaturas máximas de hasta 38°C con una precipitación pluvial de 480 mm (INEGI, 1996). La oscilación anual de temperatura media es extrema, entre 7 y 14°C , siendo junio el mes más caliente (INEGI, 1996).

La flora es característica del semidesierto, existe gran diversidad de cactáceas, tales como magueyes, órganos gigantes, cardonal, nopaleras y garambullos; además de árboles como huizaches, pitul, mezquite y eucalipto.



Cardones



Huizaches

Figura 4.2. Vegetación xerófila característica del área de estudio

En el área se encuentran zonas con pendientes de 0 a 5%, con suelos dominante del tipo vertisol pélico asociado a feozem haplico de acuerdo a la clasificación FAO (INEGI, 1984).



Figura 4.3. Suelos encostrados característicos del sitio de estudio

Para monitorear el clima se colocó en el sitio de estudio una estación Vaisala (Weather Transmitter WXT520, Figura 4.5) para medir precipitación (mm), temperatura ambiente ($^{\circ}\text{C}$), humedad relativa (%), velocidad del viento (m s^{-1}) y presión barométrica; además se colocó un piranómetro (Figura 4.6) para conocer la radiación solar diaria ($\text{J d}^{-1} \text{m}^{-2}$); todos estos instrumentos se conectaron a un datalogger (CR1000 campbell scientific ing, Figura 4.4), para almacenar la información a intervalos de 20 minutos.



Figura 4.4. Ubicación de la estación en el sitio de estudio



Figura 4.5. Sensor Vaisala



Figura 4.6. Piranómetro.

4.2. Caracterización climática

4.2.1. Precipitación

La variación diaria de la precipitación durante los tres años de estudio se observan de las Figuras 4.7 a 4.9. El año 2006 fue un año húmedo, con una precipitación media anual

de 774 mm, el año 2007 se caracterizó por tener una precipitación aún mayor de 805 mm, mientras que el año 2008 fue un año típico con una precipitación acumulada de 500 mm.

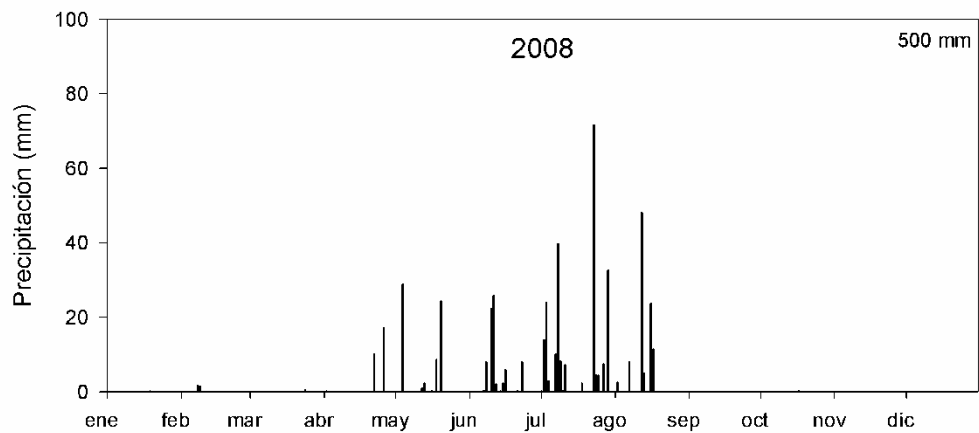
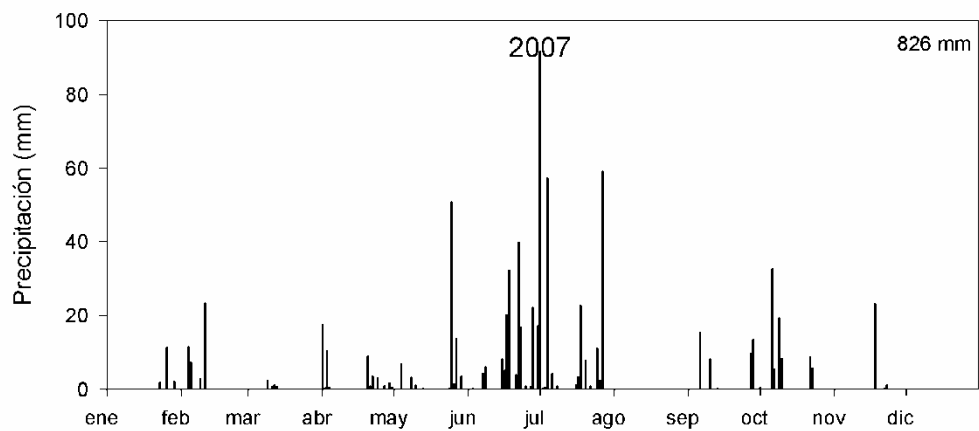
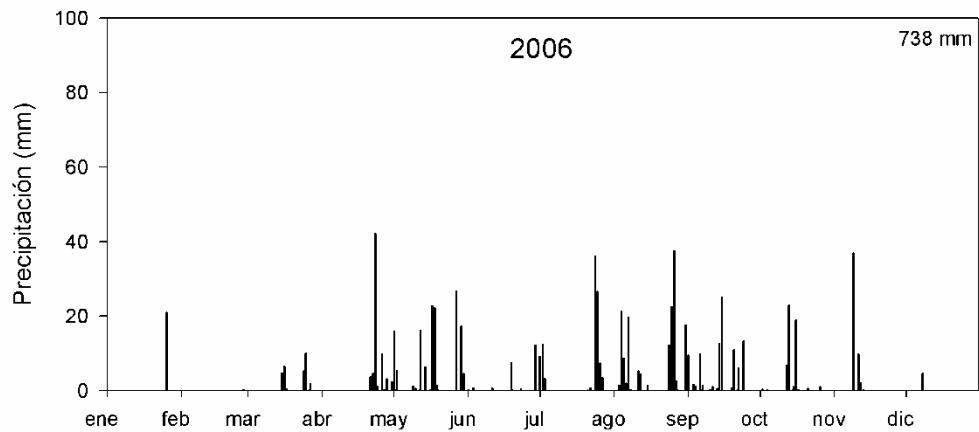


Figura 4.7. Precipitación diaria durante el año 2006

Las características de los eventos registrados durante los tres años variaron en láminas de 1 a 74 mm. La duración de estos eventos varió de 40 minutos hasta un máximo de aproximadamente 2 días. Se observa de acuerdo a la caracterización de frecuencias de la cantidad de lluvia que la mayor parte de los eventos son menores a los 5 mm de lámina con una probabilidad de ocurrencia entre 55 y 67%. Mientras que los eventos que ocurren con láminas de entre 5-10 mm tienen una probabilidad entre 12 y 17%. Por otra parte, los eventos con láminas de 10-20 tuvieron una ocurrencia de 10% en los tres años con la misma probabilidad de ocurrencia. Los eventos con láminas de entre 20-30 mm fueron muy escasos con menos de 10 eventos en cada año. Por último los eventos con láminas mayores a los 30 mm, fueron tan solo 2 eventos en los años 2006 y 2008, mientras que en el año 2007 ocurrieron 7 eventos, considerándose poco probables, pero con alto riesgo de erosividad.

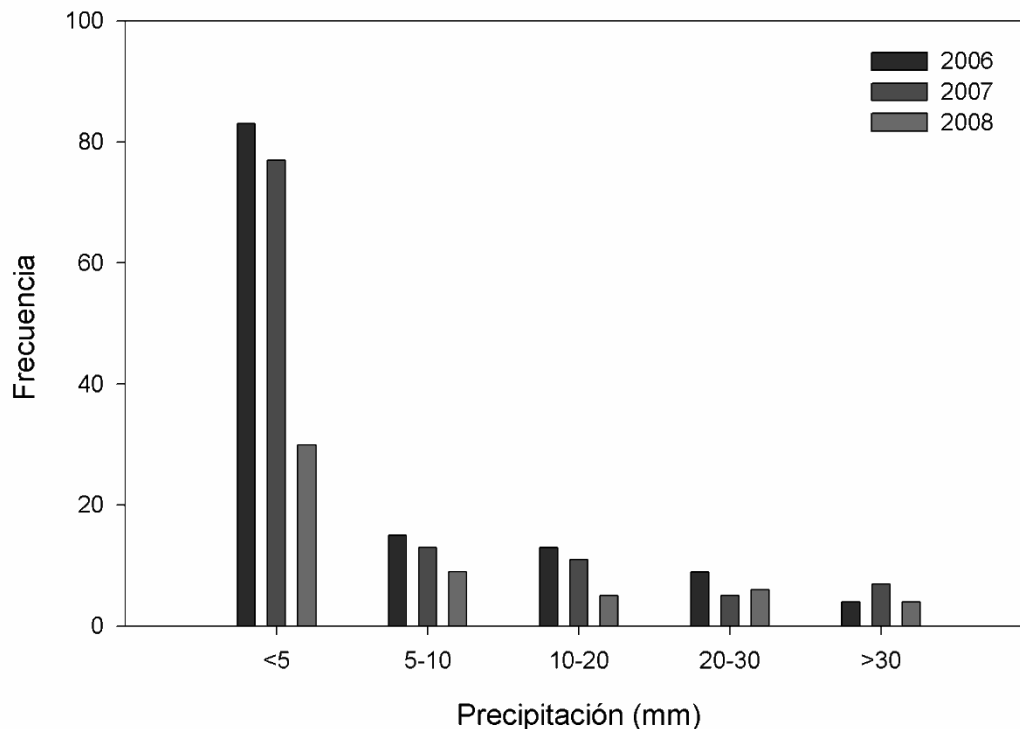


Figura 4.10. Frecuencias y lámina de precipitaciones ocurridas en los años 2006 a 2008.

Las intensidades medias variaron de 0.17 a 32.30 mm h⁻¹ en los tres años, llegando a una máxima de 88.20 mm h⁻¹, lo cual es comparable con intensidades de lluvias que

corresponden a climas tropicales; sin embargo también se logran observar en zonas áridas y semiáridas (Hussein *et al.*, 1994; Stone *et al.*, 2008).

Las intensidades medias registradas fueron de 18 mm h⁻¹. Las máximas intensidades alcanzadas se logran agrupar principalmente en dos grupos que corresponden a 50 mm h⁻¹ y 80 mm h⁻¹, eventos que son escasos, pero que se suscitan principalmente en épocas de verano. La intensidad en treinta minutos es otro parámetro importante que resaltar, ya que éste es utilizado para el cálculo del factor de erosividad. Se obtuvieron medias de 15 mm h⁻¹, mientras que los máximos oscilan entre 40 y 60 mm h⁻¹, valores típicos registrados como máximos en estas zonas (Wei *et al.*, 2007; Stone *et al.*, 2008)

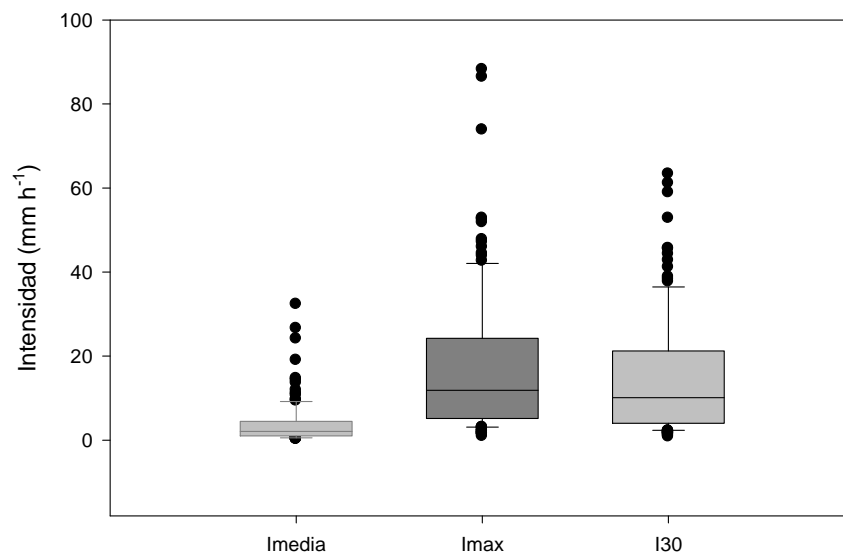


Figura 4.11. Intensidades media, máxima y en treinta minutos de los eventos registrados durante los años 2006 a 2008.

Las características de la lámina de precipitación, factor de erosividad y energía cinética de la lluvia por mes en los tres años de estudio se pueden observar en la Tabla 4.1. El mes más lluvioso corresponde a agosto para los años 2006 y 2008 con valores de 157 y 226 mm, respectivamente, mientras que para el año 2007 el mes más lluvioso fue julio con 265 mm. Los valores mínimos registrados fueron para los meses de febrero y enero sin presencia de precipitación.

Los valores máximos del factor de erosividad fueron de 3501, 7311 y 3409 MJ ha⁻¹, para los años 2006, 2007 y 2008, respectivamente; estos valores corresponden al mes de Agosto. Mientras que los valores medios fueron de 833.34, 1361.42 y 904.61 MJ ha⁻¹ mm⁻¹, para los años citados anteriormente.

Tabla 4.1. Características de erosividad y energía cinética de la precipitación mensual de los años 2006 a 2008

Año	P (mm)			R (MJ ha ⁻¹)			E (MJha ⁻¹ mm ⁻¹)		
	2006	2007	2008	2006	2007	2008	2006	2007	2008
Enero	21.07	35.24	0.20	148.50	47.31		11.33	6.22	
Febrero	0.26		3.50						
Marzo	28.93	45.76	0.60	97.72	637.61		13.60	26.22	
Abril	67.04	11.92	27.70	1538.73	3.46	360.69	43.90	1.33	18.76
Mayo	141.20	49.83	65.80	1358.72	209.32	1474.04	82.40	23.46	45.78
Junio	21.24	83.20	75.90	202.47	1450.62	1064.35	13.66	49.05	35.85
Julio	99.53	179.90	226.20	836.49	3770.19	927.93	52.06	121.62	79.36
Agosto	156.80	265.30	99.60	3501.12	7311.43	3409.83	97.89	180.73	87.27
Septiembre	94.70			522.95			47.36		
Octubre	52.70	48.00		777.33	393.90		32.21	25.54	
Noviembre	49.40	81.78		1005.80	833.51		30.14	44.07	
Diciembre	4.67	25.50		10.22	318.29		1.93	14.60	
Total	737.54	826.43	499.50	10000.05	14975.64	7236.84	426.48	492.84	267.02
Media	61.46	75.13	62.44	833.34	1361.42	904.61	35.54	44.80	33.38
Máxima	156.80	265.30	226.20	3501.12	7311.43	3409.83	97.89	180.73	87.27

P = Precipitación, R = Factor de erosividad del suelo, E = energía cinética de la lluvia

Las lluvias ocurridas en este sitio de estudio ocurren con intensidades medias bajas y en su mayoría en cantidades poco significativas (<5 mm), sin embargo, se llegan a alcanzar intensidades considerables para causar erosividad con valores de hasta 40, 60 y 90 mm h⁻¹, con láminas mayores de 30 mm.

4.2.2. Temperatura

La distribución de las variables de temperatura ambiente se puede observar en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2. Características de temperatura diaria en el sitio de estudio durante los años 2006 a 2008.

Año	Promedio (°C)			Máxima (°C)			Mínima (°C)		
	2006	2007	2008	2006	2007	2008	2006	2007	2008
Enero	11,61	11,55	11,87	24,69	25,26	25,98	-5,06	0,13	-0,62
Febrero	14,06	12,78	14,68	27,60	28,30	27,89	-1,82	1,29	-1,39
Marzo	16,25	14,66	15,59	30,86	29,43	29,62	1,98	-0,74	-1,07
Abril	18,69	16,38	18,92	30,71	30,17	32,23	3,14	4,30	2,37
Mayo	18,31	16,93	19,11	31,97	28,92	33,12	6,85	8,43	7,73
Junio	15,93	16,84	17,44	27,91	30,73	30,27	0,00	6,34	8,16
Julio	9,21	16,15	16,56	26,63	26,65	27,79	0,00	7,59	6,71
Agosto	17,00	15,29	16,48	26,74	25,57	26,86	8,29	7,10	8,00
Septiembre	15,84	15,30	15,01	26,17	25,67	25,65	7,90	4,56	1,44
Octubre	14,73	13,55	13,16	26,84	26,69	24,54	-0,87	-0,75	0,33
Noviembre	11,37	12,39	12,77	26,17	24,75	12,77	-3,04	-0,82	0,52
Diciembre	10,72	13,59		24,76	26,71		-4,17	1,72	
Media	14,48	14,62	15,60	27,59	27,40	26,97	1,10	3,27	2,93
Máxima	18,69	16,93	19,11	31,97	30,73	33,12	8,29	8,43	8,16
Mínima	9,21	11,55	11,87	24,69	24,75	12,77	-5,06	-0,82	-1,39

La temperatura medida a intervalos de 20 minutos durante el año 2006 osciló de -5.06 a 31.97 °C, con una temperatura media anual de 14.48 °C. Los meses más calurosos fueron Marzo, Abril y Mayo, con valores de hasta 30.86, 30.71 y 31.97 °C, respectivamente. Mientras que los mínimos que se alcanzaron fueron en los meses de Enero, Febrero, Octubre, Noviembre y Diciembre, con valores de -5.06, -1.82, -0.87, -3.04 y -4.17 °C, respectivamente.

En el año 2007, las temperaturas oscilaron de -0.82 a 30.73 °C, con una temperatura media anual de 14.62. Los meses con las temperaturas más altas fueron Abril y Junio con valores de 30.17 y 30.73 °C, respectivamente. Mientras que los mínimos fueron en los meses de Marzo, Octubre y Noviembre con valores de -0.74, -0.75 y -0.82 °C, respectivamente.

Para el año 2008 la temperatura varió de -5.1 a 36.6 °C. Mientras que el valor promedio fue de 15.37°C. Los valores máximos registrados fueron para los meses Abril, Mayo y Junio con valores de 32.23, 33.12 y 30.27 °C, respectivamente; ocurriendo estos principalmente a medio día y hasta las 16:00 horas. Mientras que los valores mínimos se registraron para los meses de Enero, Febrero y Marzo con temperaturas de -0.62 y -1.39 y -1.07°C, respectivamente; ocurriendo estos principalmente en las primeras horas del día, entre las 2:00 y 8:00 horas a.m.

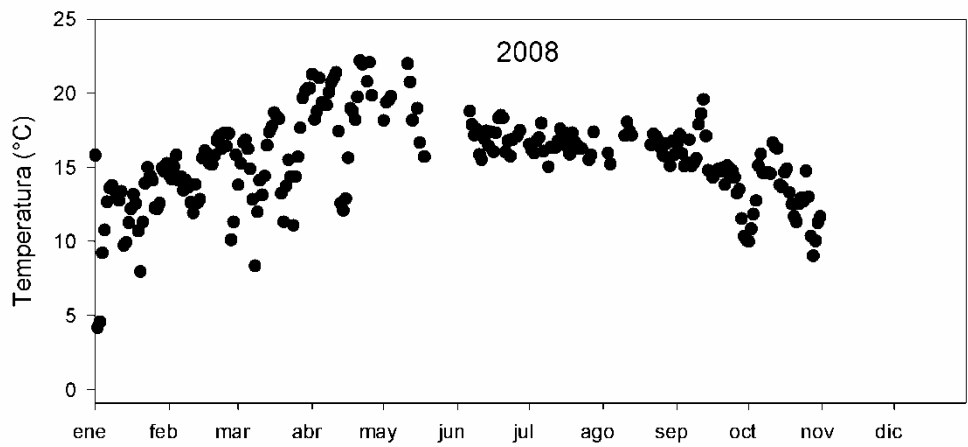
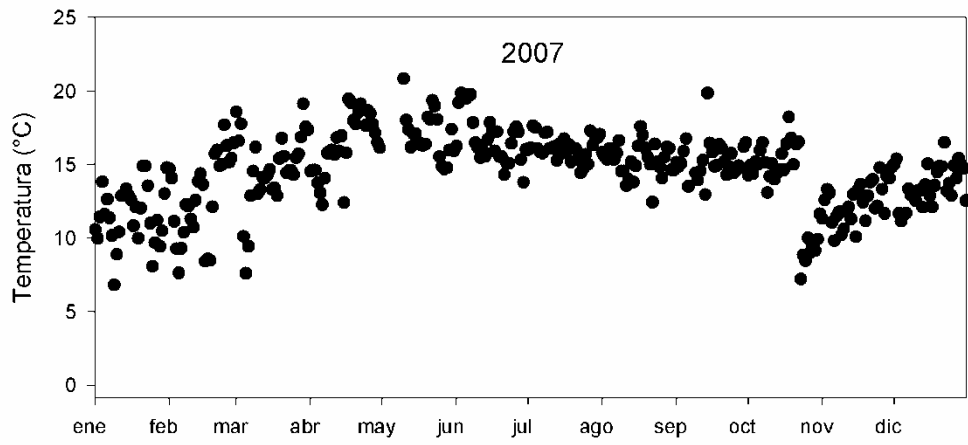
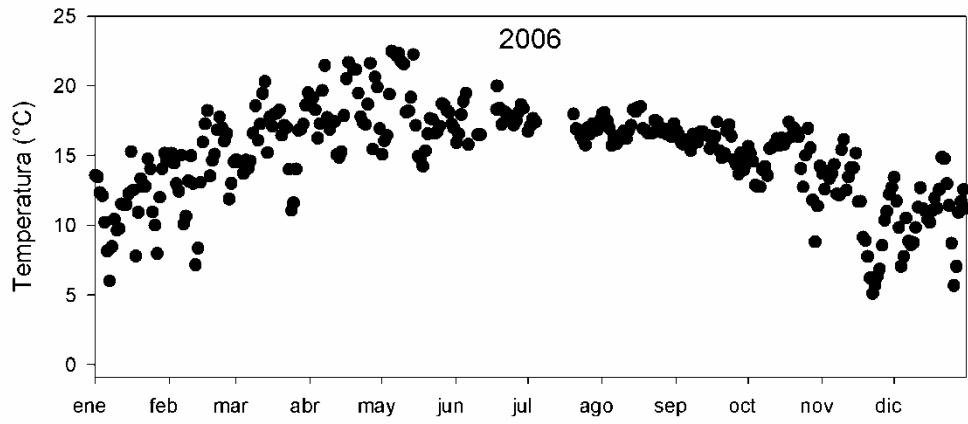


Figura 4.12. Variación de temperatura para los años 2006 a 2008

Las temperaturas mayores se concentran principalmente en los meses de Marzo, Abril, Mayo y Junio. Mientras que los meses más fríos fueron Enero, Noviembre y Diciembre con valores de hasta -5 °C.

4.2.3. Humedad relativa

Durante los años tres años de evaluación, 2006, 2007 y 2008, se registraron las características enlistadas en la Tabla 4.3. La distribución diaria media en el año se puede observar en la Figura 4.13.

Tabla 4.3. Características de Humedad Relativa en el sitio de estudio durante los años 2006 a 2008.

Año	Promedio (%)			Máxima (%)			Mínima (%)		
	2006	2007	2008	2006	2007	2008	2006	2007	2008
Enero	48,40	65,02	53,92	98,50	96,00	95,00	0,00	9,77	8,74
Febrero	48,22	54,29	42,21	96,60	96,10	94,40	7,98	8,27	6,95
Marzo	45,93	52,33	38,39	97,90	94,40	94,20	6,15	5,78	4,59
Abril	45,51	53,33	41,00	95,20	95,20	92,10	5,54	3,65	8,11
Mayo	58,01	60,89	47,41	96,30	94,00	92,90	12,52	16,34	7,27
Junio	54,17	67,79	65,80	95,60	94,20	93,40	0,00	12,28	14,17
Julio	38,70	77,14	71,34	95,60	94,40	93,70	0,00	28,35	24,17
Agosto	72,86	77,55	75,22	95,70	94,40	93,80	18,10	29,36	23,33
Septiembre	79,69	75,63	78,40	96,00	94,80	94,60	33,35	18,32	32,96
Octubre	75,27	69,60	71,79	95,90	95,30	94,60	10,59	18,66	13,80
Noviembre	69,99	67,44	63,22	96,10	95,90	63,22	13,41	12,65	16,72
Diciembre	61,45	56,39		96,50	94,70		6,18	6,10	
Media	58,18	64,78	58,97	96,33	94,95	91,08	9,49	14,13	14,62
Máxima	79,69	77,55	78,40	98,50	96,10	95,00	33,35	29,36	32,96
Mínima	38,70	52,33	38,39	95,20	94,00	63,22	0,00	3,65	4,59

Durante el año 2006 la humedad relativa varió de 0.0 a 98.5 %, mientras la media fue de 58%. Los valores mínimos ocurrieron en los meses de Enero y Abril, con valores de 5.58 y 5.89 %, respectivamente y éstas ocurrieron alrededor de las 13:00 y 17:00 horas. Las máximas ocurrieron en los meses de Enero, Junio y Julio, con valores de 98.5%.

En el año 2007 los valores de humedad relativa estuvieron entre 3.65 y 96.10 %. Con una media de 65%. Los meses con valores mínimos de humedad relativa fueron Marzo y

Abril, con valores de 5.78 y 3.65%, respectivamente. Los valores máximos ocurrieron en los meses de Enero y Febrero, con valores de 96.0 y 96.1 %, respectivamente.

En el año 2008, los valores de humedad relativa fueron de 4.59 a 95.0 %, respectivamente, con una media anual de 59 %. El máximo registrado ocurrió en el mes de Enero con 95%, mientras que los meses menos húmedos fueron Febrero y Marzo con valores de 6.95 y 4.59 %, respectivamente.

La concentración de mayor humedad relativa correspondió a los meses de Julio, Agosto y Septiembre, en concordancia con los meses más lluviosos, aunque en el mes de enero se logran alcanzar los picos máximos en humedad relativa a intervalos de 20 minutos. Por otra parte, los meses más secos correspondieron a los meses de Marzo y Abril con valores por debajo del 55 % de humedad.

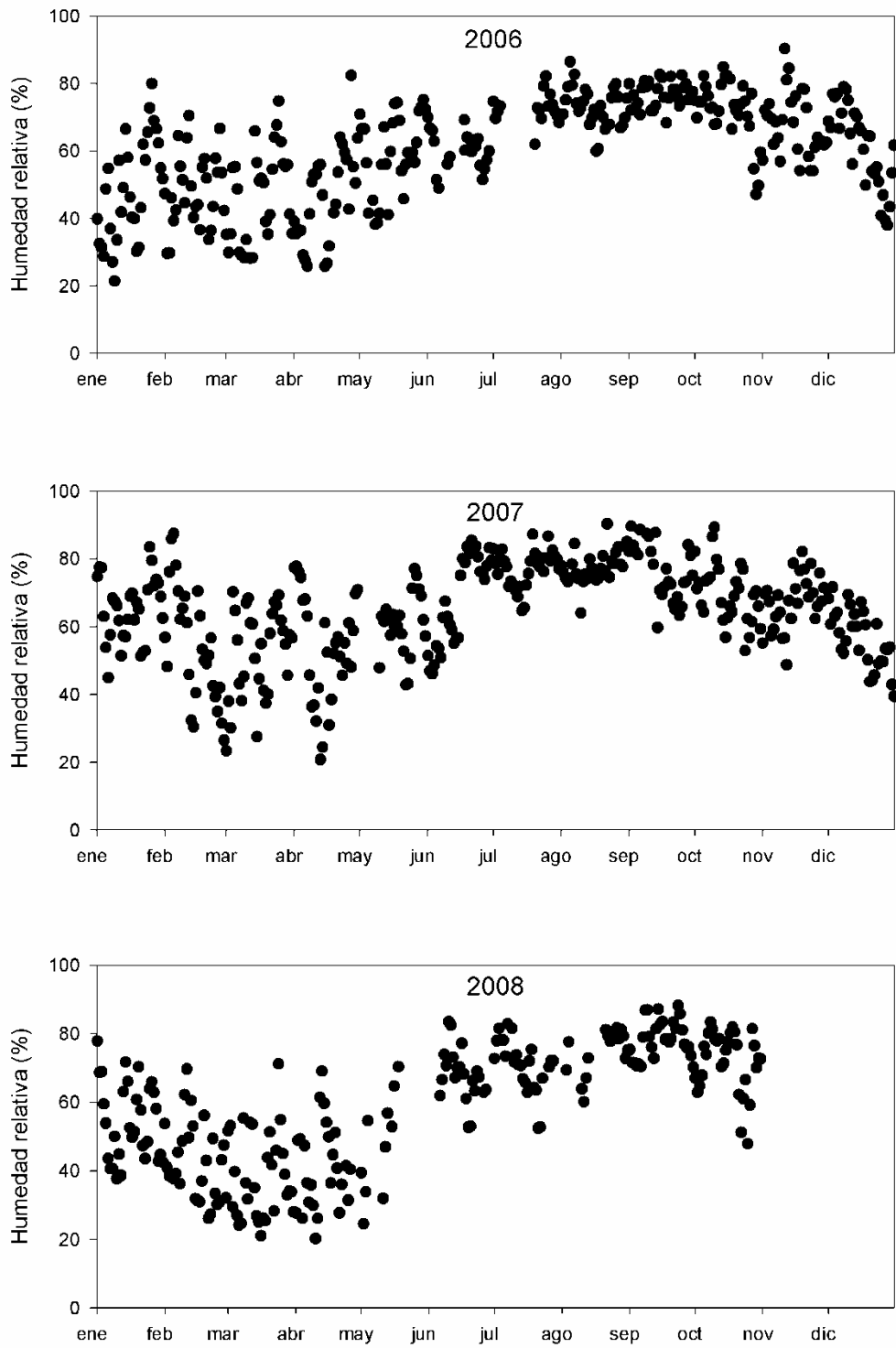


Figura 4.13. Variación de humedad relativa para los años 2006 a 2008

4.2.4. Radiación neta

La radiación neta varió de 0.03 a 23.73 MJ m⁻² d⁻¹ para el año 2006. Los valores máximos ocurrieron en los meses de Mayo y Junio, con valores de 15.09 y 16.14 MJ m⁻² d⁻¹, respectivamente. Las mínimas se alcanzaron en los meses de Noviembre y Diciembre con valores de hasta 0.03 y 0.17 MJ m⁻² d⁻¹.

En el año 2007, los valores de radiación neta fueron de 0.16 a 23.73 MJ m⁻² d⁻¹ y una media de 6.67 MJ m⁻² d⁻¹ en el año. Los meses con mayor radiación neta fueron los Abril y Septiembre con valores de hasta 21.21 y 23.73 MJ m⁻² d⁻¹. Los meses con menor radiación fueron Mayo y Junio con valores de hasta 0.03 y 0.17 MJ m⁻² d⁻¹.

En el año 2008, la radiación neta varió de 1.75 a 15.43 MJ m⁻² d⁻¹, con una media de 9.75 MJ m⁻² d⁻¹ en el año. Los valores máximos ocurrieron en los meses de Agosto y Septiembre, con valores de hasta 15.43 y 15.12 MJ m⁻² d⁻¹, respectivamente. Las mínimas registradas fueron de 1.75 y 2.78 MJ m⁻² d⁻¹, para los meses de Octubre y Noviembre, respectivamente.

Tabla 4.4. Características de la radiación neta en el sitio de estudio durante los años 2006 a 2008.

Año	Promedio (MJ m ⁻² d ⁻¹)			Máxima (MJ m ⁻² d ⁻¹)			Mínima (MJ m ⁻² d ⁻¹)		
	2006	2007	2008	2006	2007	2008	2006	2007	2008
Enero	6,36	6,48	7,18	8,95	8,32	8,89	4,48	4,38	2,78
Febrero	8,36	7,36	9,10	10,25	9,24	10,13	3,68	3,86	6,19
Marzo	9,67	8,53	10,10	12,54	17,32	11,81	7,16	5,88	6,41
Abril	10,53	9,38	10,91	12,79	21,21	13,43	7,09	4,93	7,59
Mayo	11,71	3,03	11,63	15,09	5,87	13,36	8,53	1,65	9,82
Junio	11,20	3,27	8,92	16,14	8,02	13,15	5,92	0,72	4,75
Julio	9,42	4,61	9,62	14,05	7,18	14,85	5,45	0,73	2,66
Agosto	9,70	3,88	11,78	15,18	6,83	15,43	3,89	0,16	7,10
Septiembre	2,26	8,84	9,47	11,25	23,73	15,26	11,25	1,59	2,81
Octubre	2,51	9,51	8,75	3,63	12,55	12,63	0,99	2,17	1,75
Noviembre	1,44	8,23	7,18	4,05	10,90	8,89	0,03	3,34	2,78
Diciembre	1,18	6,94	9,10	3,17	8,50	10,13	0,17	2,74	6,19
Media	7,03	6,67	9,75	10,59	11,64	12,89	4,89	2,68	5,19
Máxima	11,71	9,51	11,78	16,14	23,73	15,43	11,25	5,88	9,82
Mínima	1,18	3,03	7,18	3,17	5,87	8,89	0,03	0,16	1,75

Es importante notar que las máximas radiaciones alcanzadas en los registros suceden en los meses de Junio, Julio, Agosto y Septiembre, meses en los que ocurre una mayor cantidad de precipitación, con estos dos eventos combinados es cuando en los suelos ocurre un humedecimiento mayor y secado por efecto del sol, lo cual afecta altamente a los suelos sin cobertura, propiciando en estas zonas el encostramiento superficial del suelo (Ries y Hirt, 2008).

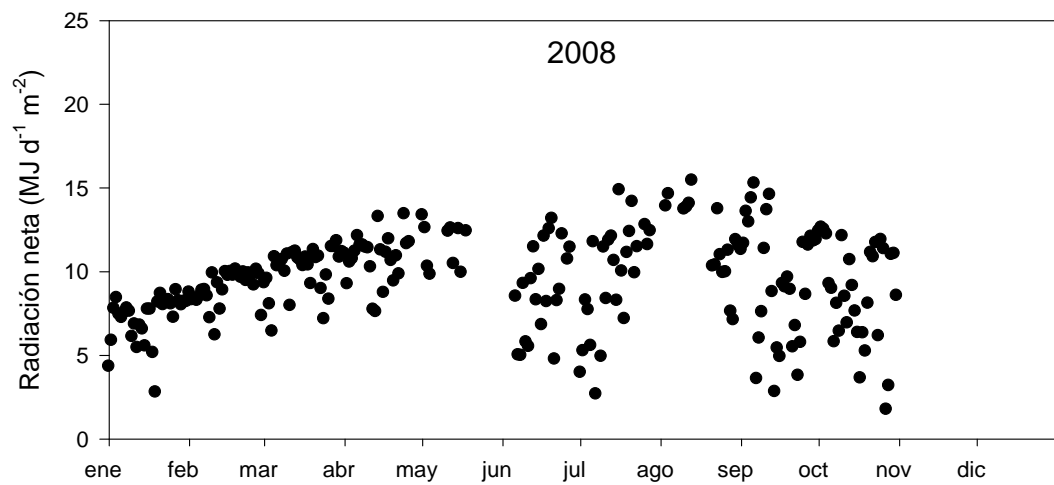
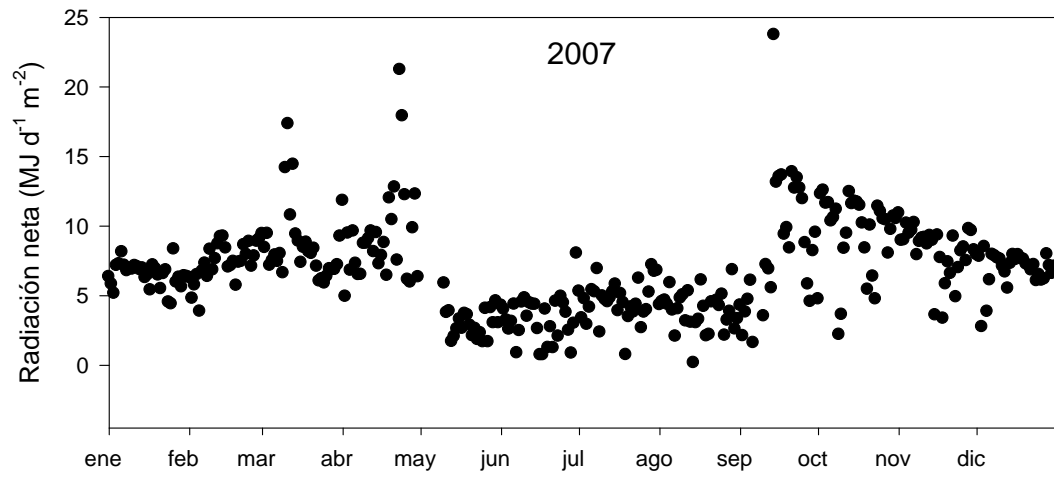
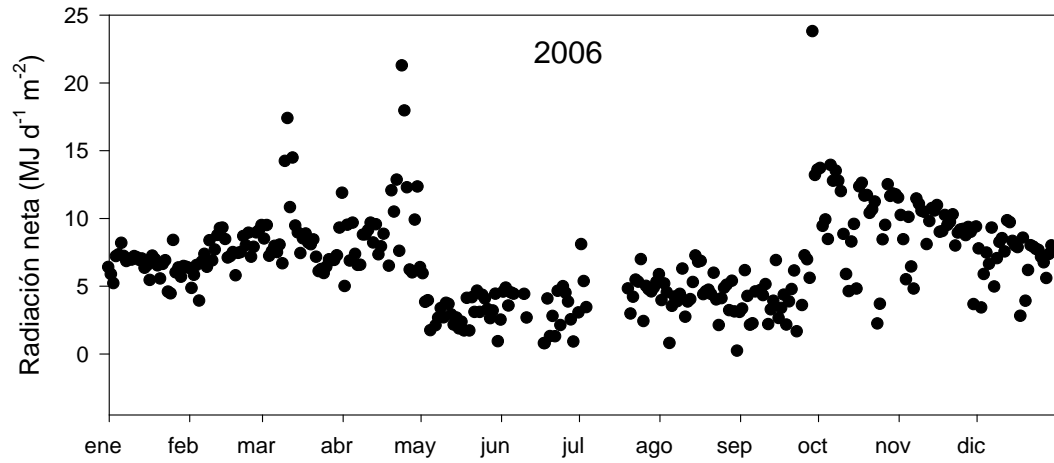


Figura 4.14. Variación de la radiación neta para los años 2006 a 2008

Los meses con mayor cantidad radiación neta corresponden a Abril, Mayo y Junio, mientras que los meses con menor cantidad de radiación en promedio fueron Noviembre y Diciembre.

El año 2006 contó con una precipitación acumulada de 737 mm, una temperatura media anual considerablemente baja de 14 °C, humedad relativa baja de 58% y una radiación neta de 7 MJ m⁻² d⁻¹.

Para el año 2007 se encontró una mayor precipitación (826 mm), una temperatura media anual de 15 °C, mayor humedad relativa en comparación con los años 2006 y 2007; y una radiación neta considerablemente menor en comparación con los años 2006 y 2007 con un valor promedio anual de 6.67 MJ m⁻² d⁻¹.

En el año 2008, por consecuencia de las precipitaciones (500 mm, lo cual es un año típico), se observó una temperatura de alrededor de los 15 °C. Una humedad relativa media de 59% y una radiación neta media mayor (9.75 MJ m⁻² d⁻¹), en comparación con los años 2006 y 2007.

Con esto se puede concluir que el rol de las precipitaciones en los ambientes semiáridos tienen un efecto altamente dinámico, por su movimiento impredecible a través de los años, a la vez, tiene un efecto considerable en los fenómenos de clima, debido a la temperatura a lo largo del año y en particular antes y después de los meses en que ocurre precipitación.

En tanto que afectan considerablemente el clima provocando una mayor humedad relativa en los meses con precipitación y viceversa, mientras que durante los meses con mayor precipitación (lámina), la pantalla que hacen las nubes sobre la superficie disminuye considerablemente la radiación neta.

V. EVALUACIÓN MORFOMÉTRICA DE LA COBERTURA AÉREA DE VEGETACIÓN EN ISLAS DE FERTILIDAD DE UNA ZONA SEMIÁRIDA DE QUERÉTARO

5.1. Introducción

Las plantas que soportan grandes sequías y están adaptadas a escasez de agua se denominan xerófitas (xero: seco, fitos: planta). Dentro de las vegetaciones dominantes en esta área de estudio encontramos plantas resistentes a condiciones secas distribuidas principalmente en parches de vegetación.

En algunos ecosistemas áridos y semiáridos, se forman comunidades de plantas formadas en bandas o parches, que Aguiar y Sala (1999), bautizaron como vegetación tigre o vegetación leopardo, haciendo una analogía a la forma de las manchas de éstos animales. La vegetación distribuida en bandas se puede encontrar principalmente en América del norte, África y Australia y representa el 20% de éstas zonas; además que por lo regular se forman en un eje perpendicular a la pendiente, siendo un proceso natural reductor de la tasa de escurrimientos y erosión en estas zonas (Aguiar y Sala, 1999).

Por otra parte, cuando hablamos de puntos o vegetación tigre, éstos están asociados a ambientes comúnmente áridos (Aguiar y Sala, 1999), pero se pueden observar en zonas semiáridas (Vásquez-Méndez *et al.*, 2010), los cuales forman las llamadas islas de fertilidad o parches de vegetación con plantas individuales.

Muchos estudios han encontrado que entre comunidades de vegetación del tipo de bandas o puntos, existen diferencias significativas de intensidades de interacciones ecológicas, como competición, facilitación o desarrollo de nuevas plántulas (Aguiar y Sala, 1999; Pavón y Briones, 2000). Por ejemplo, en las áreas de puntos de vegetación encontramos una mayor concentración de plántulas, sin embargo, cuando la planta nodriza es demasiado vieja, ésta desfavorece la entrada de luz, propiciando poco desarrollo de las plantas, mientras que, en la vegetación en forma de bandas, cuando existe una intensidad mayor de precipitación que sobre pasa la capacidad de almacenamiento de la isla de

fertilidad, se puede observar un exceso de escurrimientos, propiciando una erosión mucho mayor (Aguilar y Sala, 1999).

Una planta por su arquitectura se puede describir por el desarrollo de sus ramas y hojas en determinado ángulo y con un patrón regular, ramificaciones laterales, flores, forma y tamaños de las hojas, (Reinhardt y Kuhlemeier, 2002); además de ser analizado como un todo por su topología y geometría en tres dimensiones (Godin *et al.*, 1999).

Las interacciones entre el suelo-planta-atmósfera están estrechamente relacionados a la estructura o arquitectura de la vegetación. Sin embargo, medir los parámetros de ésta, conlleva una gran cantidad de tiempo o/y dinero (Guevara-Escobar *et al.*, 2005).

Uno de los métodos más utilizados para medir la vegetación es el índice de área foliar con los instrumentos LICOR-2000 (método no destructivo), LICOR (método destructivo); uso de imágenes satelitales (White *et al.*, 2008) o fotografías (Guevara-Escobar *et al.*, 2005).

La descripción de los parches de vegetación dentro de paisaje árido y semiárido son ahora estudio de la geometría fractal, el análisis espacial y temporal se describe por el análisis clásico de la geometría Euclidiana a través de puntos, polígonos y líneas dentro de la descripción espacial que se configura de manera irregular, fragmentada y desarticulada (Caylor y Shugart; 2006). Por esto, la geometría fractal con el concepto de invarianza al escalado (scale-independence) o autosimilitud (self-similarity) de los patrones, es la herramienta que informa de los patrones en diferentes escalas (Mandelbrot, 1983). La distribución del tamaño de clusters de la copa de un árbol mestra que sigue un sitio específico dentro de una ley de distribución de probabilidad, sugiriendo que la estructura espacial de la vegetación es invariante al escalado (Caylor y Shugart; 2006).

La dimensión fractal, D , puede ser utilizada para caracterizar la complejidad de autocorrelación en datos de imagen a través de las escalas espaciales. Debido a que no se requiere de una rectificación de los patrones de la naturaleza fractal. Las dimensiones fractales grandes son características de patrones que exhiben un corto rango de variación,

mientras que una pequeña dimensión fractal implica una gran rango de variación (Caylor y Shugart; 2006).

El análisis de los parches de vegetación con vegetación predominante de *Opuntia sp.*, *Opuntia imbricata*, *Acacia farnesiana* y *Prosopis laevigata* tienen una arquitectura y desarrollo diferentes y sólo son similares entre ellas *Prosopis laevigata* y *Acacia farnesiana*. Esta distribución espacial de la vegetación sobre el suelo hace un papel importante, ya que debajo de esta capa se forman suelos con propiedades benéficas además de que realizan una contribución a la formación de vegetación superficial. Por esto y para tener una cuantificación de la variación espacial y temporal de la vegetación dentro de los parches de vegetación se realizó una medición periódica del desarrollo de las plantas a un nivel superficial y de copa de árbol durante dos periodos del año.

5.2. Metodología

Para observar la variabilidad espacial y temporal de la vegetación dentro de las islas de fertilidad se realizó la cuantificación con el índice de área foliar y conteo de caja durante el periodo abril-octubre del 2008 y abril-junio del 2009, que es cuando existe mayor variabilidad de crecimiento de vegetación dentro de los parches debido a la precipitación.

El índice de área foliar fue medido con el instrumento LAI-2000, el cual está formulado con base en la probabilidad de ver el cielo a través de la vegetación en diferentes direcciones. Estas mediciones aportan dos partes de información estructural de la vegetación: cantidad y orientación del follaje (Li-Cor, Inc, 1992). Con el índice de área foliar se realizó la cuantificación en dos estratos: superficial y arbóreo o arbustivo. Adicionalmente, se realizó un análisis de ocupación con imágenes con el paquete de análisis de imágenes de Conteo de Caja (Benoit v. 1.3.); que se realizó para el periodo abril-octubre del 2008, esto con la finalidad de hacer una comparación de los métodos y observar la variación y desarrollo de cada uno de los parches de vegetación en estudio. La razón por la que utilizó el Conteo de Caja del paquete Benoit, es debido a que en trabajos anteriores se ha corroborado que es una

de las herramientas más precisas y sencilla de aplicar para el estudio de la cantidad de vegetación en una zona de estudio (Vásquez-Méndez, 2007).

Las fotos para el análisis de Conteo de Caja fueron capturadas por una cámara digital FujiFilm. Las fotos fueron tomadas sobre la superficie del terreno, y perpendicular hacia arriba. De forma que las imágenes fueran de la cobertura de la copa del árbol y fueron capturadas a la par que se realizó la toma de datos con el LAI (Licor-2000). Las imágenes fueron pre-tratadas con el paquete de análisis de imágenes Paint Shop Pro (v. 7.04), el cual incluyó una uniformidad de tamaño de imágenes a 800 x 600 píxeles y un cambio a escala de grises.



Figura 5.1. Instrumento LICOR 2000. (Li-Cor, Inc)

5.3. Resultados y discusión

5.3.1. Índice de área foliar (IAF)

El índice de área foliar en el sitio de estudio varió de 0 a $3.5 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ en los parches de vegetación, como se puede observar en la Figura 5.3 en el periodo de Mayo-2008 a Junio-2009.

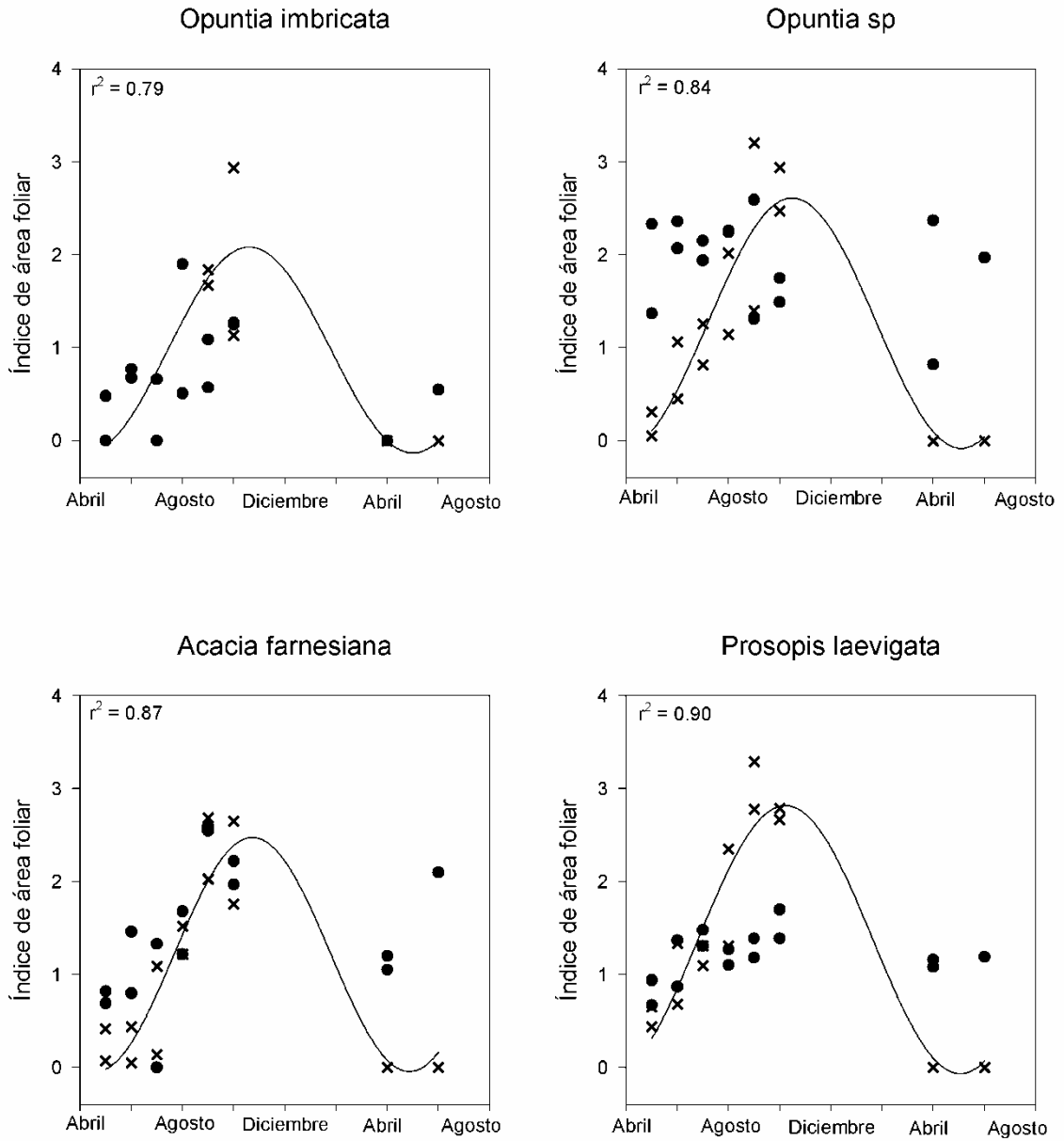


Figura 5.2. Distribución del índice de área foliar en los parches de vegetación en un periodo de Abril del 2008 a Junio del 2009.

Tabla 5.1. Tendencia del Índice de área foliar a través de un año.

	Ecuación	r ²
Opuntia imbricata	$IAF = 0.98 + 1.11\text{sen}\left(\frac{2\pi\text{Mes}}{12.78} + 2.64\right)$	0.79
Prosopis laevigata	$IAF = 1.38 + 1.44\text{sen}\left(\frac{2\pi\text{Mes}}{13.67} + 3.16\right)$	0.90
Acacia farnesiana	$IAF = 1.22 + 1.26\text{sen}\left(\frac{2\pi\text{Mes}}{12.27} + 2.36\right)$	0.87
Opuntia sp	$IAF = 1.27 + 1.35\text{sen}\left(\frac{2\pi\text{Mes}}{13.21} + 2.87\right)$	0.84

r² es el coeficiente de determinación; IAF es el índice de área foliar; Mes va de 1 a 12

Los valores máximos fueron de 2.59, 2.59, 1.90 y 1.70 m² m⁻² para *Acacia farnesiana*, *Opuntia sp.*, *Opuntia imbricata* y *Prosopis laevigata*, respectivamente. Mientras que los valores mínimos para la cobertura aérea fueron de 1.31, 0.69, 0.67 y 0.48 m² m⁻² para las áreas *Opuntia sp.*, *Acacia farnesiana*, *Prosopis laevigata*, y *Opuntia imbricata*, respectivamente. Los valores de IAF promedios para la cobertura aérea fueron de 1.99, 1.58, 1.22, y 0.92 m² m⁻² para las áreas de *Prosopis laevigata*, *Opuntia sp.*, *Acacia farnesiana*, y *Opuntia imbricata*, respectivamente. Se encontraron diferencias significativas entre los parches con vegetación arbórea (*Prosopis* y *Acacia*) en comparación con del género *Opuntia*, mientras que entre *Prosopis* y *Acacia* no existió evidencia de diferencia significativa (0.05 de nivel de significancia, método LSD).

A nivel de vegetación superficial los valores máximos de IAF que se registraron fueron de 3.29, 3.20, 2.94 y 2.69 m² m⁻² para *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana*, *Opuntia imbricata* y *Opuntia sp.*, respectivamente. Mientras que los mínimos fueron de 1.13, 0.44, 0.05, y 0.05 m² m⁻², para *Opuntia imbricata*, *Prosopis laevigata*, *Opuntia sp.* y *Acacia farnesiana*. No existió evidencia de diferencias significativa entre las coberturas superficiales de *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana*, *Opuntia sp.*, y *Opuntia imbricata* (0.05 de nivel de significancia, método LSD), siendo considerablemente mayor para los primeros tres casos hasta en un promedio de 60% más de desarrollo de esta cobertura.

El análisis de la cobertura aérea y cobertura superficial en conjunto como grupos para cada tipo de vegetación se realizó con la finalidad analizar el efecto de la cobertura aérea en el desarrollo de los parches de vegetación, en promedio se encontraron valores de IAF de 1.71, 1.47, 1.37, y 1.20 m² m⁻² para *Opuntia sp.*, *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia imbricata*, respectivamente. No existieron diferencias significativas en el desarrollo de la vegetación entre las especies de *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.*, más sí entre estas especies y *Opuntia imbricata*. Se encontraron valores de hasta 3 veces más cobertura de vegetación sobre el suelo en las vegetaciones de *Opuntia sp.*, *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* en comparación con *Opuntia imbricata* (Tabla 5.1).

Tabla 5.2. Comparación múltiple del índice de área foliar entre los parches de vegetación.

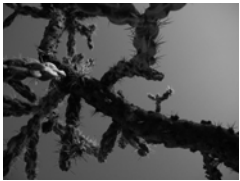






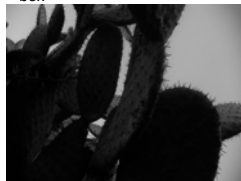
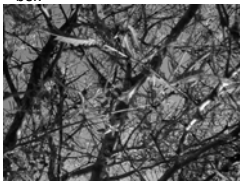

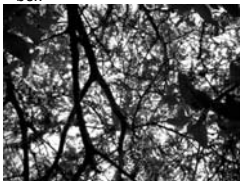
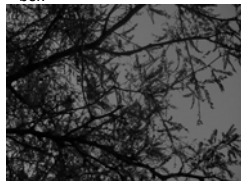


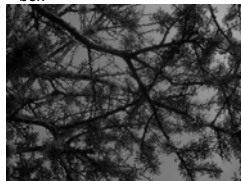
		Vegetación aérea	Vegetación superficial	Parche Sig.
<i>Prosopis laevigata</i>	<i>Acacia farnesiana</i>	0.230	0.248	0.644
	<i>Opuntia sp.</i>	0.000	0.530	0.267
	<i>Opuntia imbricata</i>	0.006	0.025	0.001
<i>Acacia farnesiana</i>	<i>Prosopis laevigata</i>	0.230	0.248	0.644
	<i>Opuntia sp.</i>	0.016	0.595	0.117
	<i>Opuntia imbricata</i>	0.000	0.258	0.006
<i>Opuntia sp.</i>	<i>Prosopis laevigata</i>	0.000	0.530	0.267
	<i>Acacia farnesiana</i>	0.016	0.595	0.117
	<i>Opuntia imbricata</i>	0.000	0.099	0.000
<i>Opuntia imbricata</i>	<i>Prosopis laevigata</i>	0.006	0.025	0.001
	<i>Acacia farnesiana</i>	0.000	0.258	0.006
	<i>Opuntia sp.</i>	0.000	0.099	0.000

Nivel de significancia = 0.05

5.3.2. Análisis de imágenes de vegetación con Dimensión de Caja Fractal

Las imágenes utilizadas para el estudio fueron tomadas durante la medición del índice de área foliar (IAF), en los meses que se presentan en la Tabla 5.2 para las cuatro especies representativas de esta zona semiárida en estudio. Las dimensiones de caja promedio se pueden observar a pie de foto.

Tabla 5.3. Figuras utilizadas para el análisis de dimensión de caja

	Mayo	Junio	Septiembre	Octubre
<i>Opuntia imbricata</i>				
	$D_{\text{box}}=1.58$	$D_{\text{box}}=1.83$	$D_{\text{box}}=1.83$	$D_{\text{box}}=1.94$
<i>Opuntia sp.</i>				
	$D_{\text{box}}=1.66$	$D_{\text{box}}=1.69$	$D_{\text{box}}=1.88$	$D_{\text{box}}=1.89$
<i>Prosopis laevigata</i>				
	$D_{\text{box}}=1.67$	$D_{\text{box}}=1.77$	$D_{\text{box}}=1.87$	$D_{\text{box}}=1.93$
<i>Acacia farnesiana</i>				
	$D_{\text{box}}=1.73$	$D_{\text{box}}=1.74$		$D_{\text{box}}=1.91$

D_{box} es la dimensión de caja media cuantificada por el método de conteo de caja (Benoit para Windows v. 1.3)

En general, los valores de la dimensión de caja variaron de 1.53 a 1.94 para todos los parches estudiados. Se observó una tendencia a incrementar el valor de D_{box} en el cambio de un mes a otro, como se observa en la tabla anterior. Los valores menores correspondieron a *Opuntia imbricata* para el mes de Mayo con registros que fueron de 1.53 a 1.64. Mientras que los valores máximos también correspondieron a esta especie con valores que llegaron a 1.94. En *Opuntia sp.* se observaron valores promedios de 1.66 y 1.69 para los meses de Mayo y Junio, mientras que para los meses de Septiembre y Octubre se obtuvieron valores de 1.88 y 1.89. El *Prosopis laevigata* observó valores mínimos de 1.59 para el mes de Mayo y máximos de 1.94 para el mes de Octubre. Por último, los valores de *Acacia farnesiana* fueron de 1.69 para el mes de Mayo a 1.92 como máximo para el mes de Octubre.

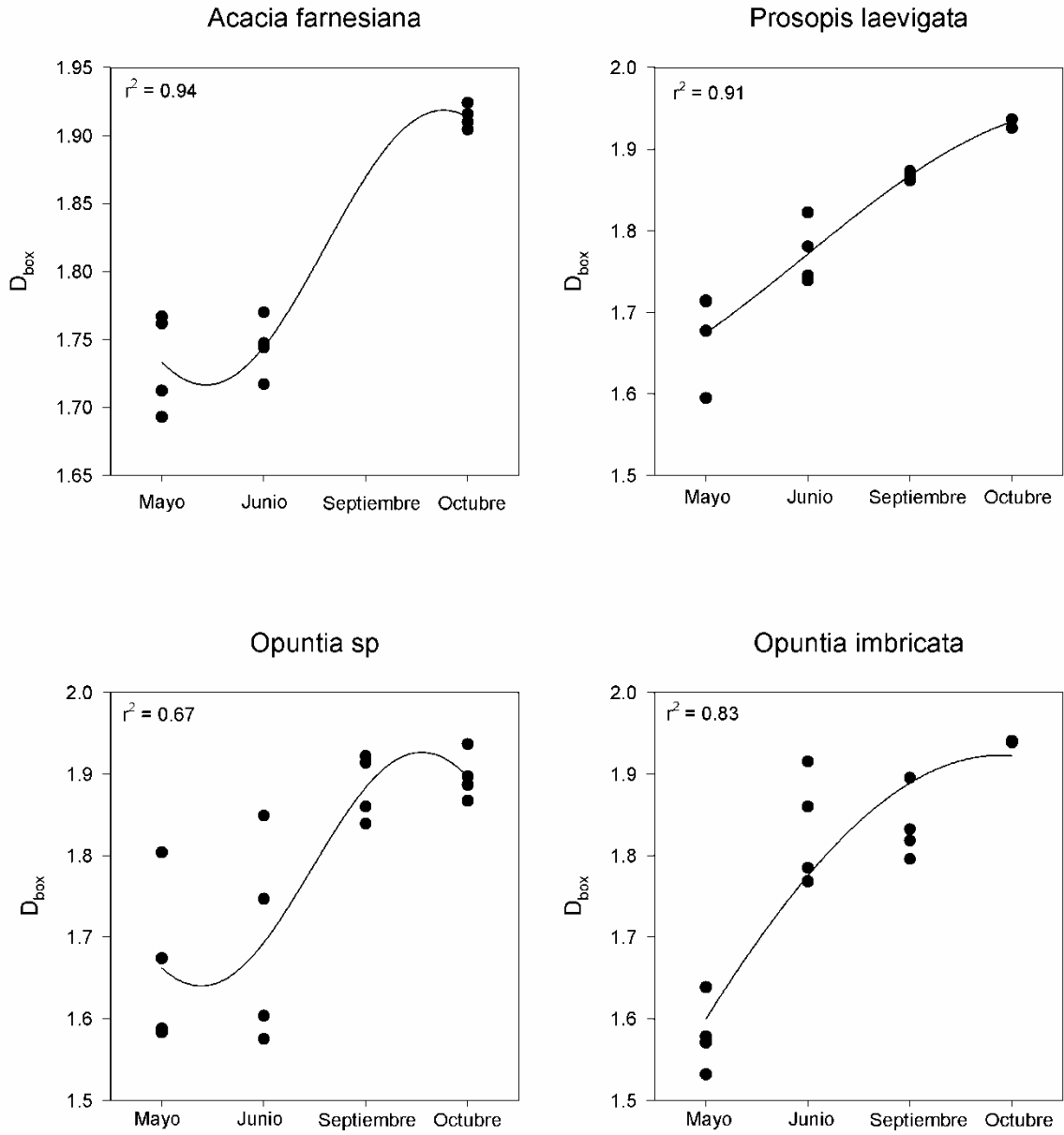


Figura 5.3. Distribución de la dimensión de caja (D_{box}) para las imágenes de vegetación en los parches estudiados.

Tabla 5.4. Tendencia de la dimensión de caja fractal a través de un año.

	Ecuación	r^2
Opuntia imbricata	$D_{box} = 1.39 + 0.53 \text{sen} \left(\frac{2\pi \text{Mes}}{15.53} + 6.28 \right)$	0.83
Prosopis laevigata	$D_{box} = 1.77 + 0.18 \text{sen} \left(\frac{2\pi \text{Mes}}{11.23} + 5.18 \right)$	0.91
Acacia farnesiana	$D_{box} = 1.82 + 0.10 \text{sen} \left(\frac{2\pi \text{Mes}}{4.66} + 2.78 \right)$	0.94
Opuntia sp	$D_{box} = 1.78 + 0.14 \text{sen} \left(\frac{2\pi \text{Mes}}{4.32} + 2.70 \right)$	0.67

r^2 es el coeficiente de determinación; Dbox es la dimensión de caja fractal; Mes va de 1 a 12.

Al realizar una prueba de comparación múltiple (LSD, 0.05), no se encontraron diferencias significativas a nivel de cobertura aéreas para todos los parches estudiados (Tabla 5.3). Se considera entonces que todos tienen un incremento durante el periodo de desarrollo a un mismo ritmo.

Tabla 5.5. Comparación múltiple de la dimensión de caja (Dbox) entre los parches de vegetación.

Vegetación	Significancia	
<i>Prosopis laevigata</i>	<i>Acacia farnesia</i>	0.736
	<i>Opuntia sp.</i>	0.519
	<i>Opuntia imbricata</i>	0.741
<i>Acacia farnesia</i>	<i>Prosopis laevigata</i>	0.736
	<i>Opuntia sp.</i>	0.794
	<i>Opuntia imbricata</i>	0.975
<i>Opuntia sp.</i>	<i>Prosopis laevigata</i>	0.519
	<i>Acacia farnesia</i>	0.794
	<i>Opuntia imbricata</i>	0.752
<i>Opuntia imbricata</i>	<i>Prosopis laevigata</i>	0.741
	<i>Acacia farnesia</i>	0.975
	<i>Opuntia sp.</i>	0.752

5.3.3. Comparación de los métodos de IAF y Dbox

En general, se observó con los métodos de Índice de Área Foliar (LICOR-2000) y Conteo de Caja (Box Counting, Benoit v. 1.3) un incremento desde el mes de Mayo a un máximo en el mes de Octubre para todas las especies en los parches de vegetación. La asociación entre estos dos procedimientos para cuantificar la vegetación se observó con

regresión lineal con el parámetro del coeficiente de determinación. Los coeficientes de determinación fueron de $r^2 = 0.83$, 0.91 , 0.94 y 0.99 para *Opuntia imbricata*, *Acacia farnesiana*, *Opuntia sp.* y *Prosopis laevigata*, respectivamente.

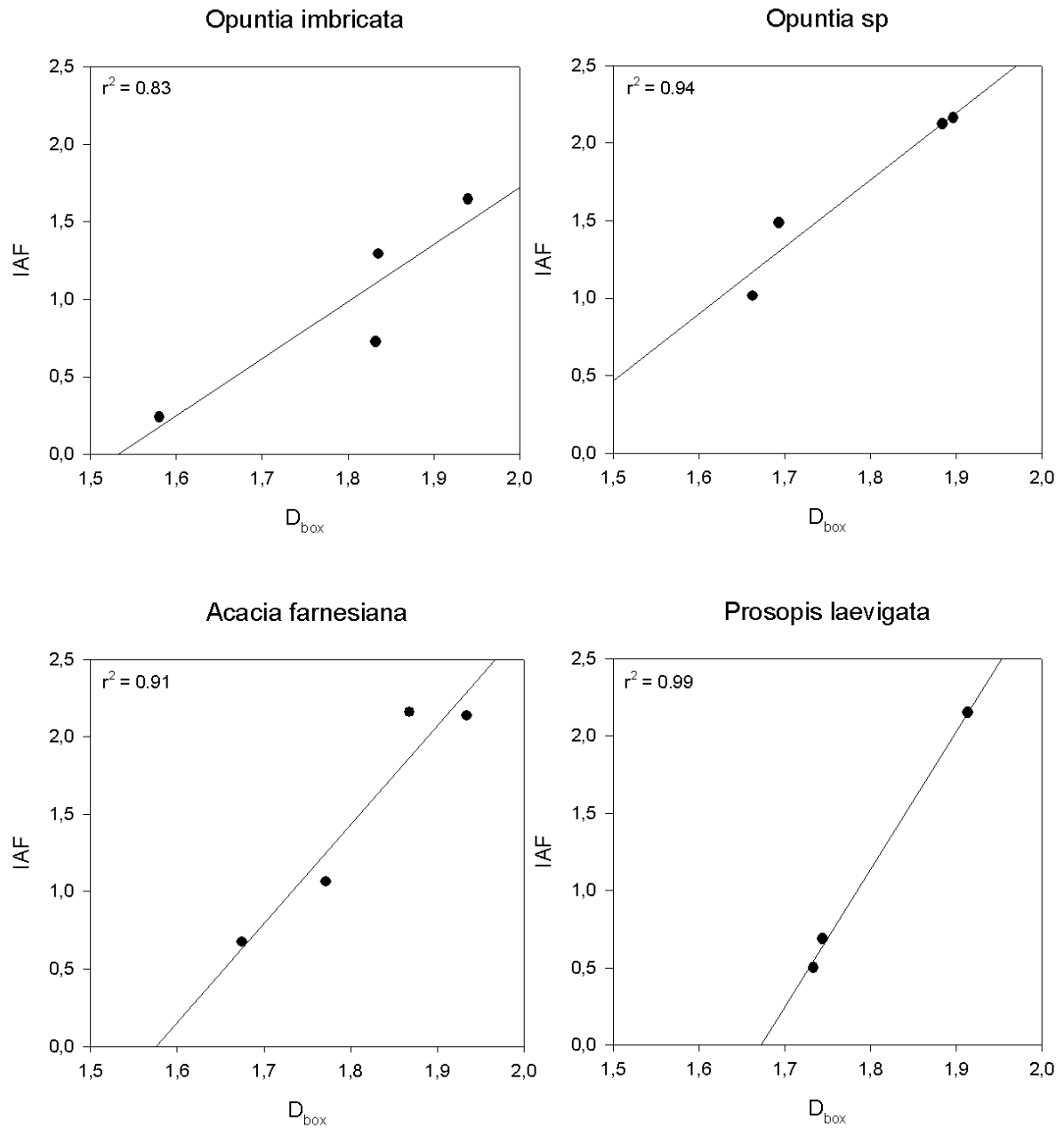


Figura 5.4. Comparación de los métodos de Índice de Área Foliar y Conteo de Caja (Benoit v. 1.3).

Tabla 5.6. Asociación lineal entre el índice de área foliar y la dimensión de caja fractal.

	Ecuación	r^2
Opuntia imbricata	$LAI = -0.56 + 3.68D_{box}$	0.83
Prosopis laevigata	$LAI = -14.95 + 8.94D_{box}$	0.99
Acacia farnesiana	$LAI = -10.06 + 6.38D_{box}$	0.91
Opuntia sp	$LAI = -6.01 + 4.32D_{box}$	0.94

r^2 es el coeficiente de determinación; LAI es el índice de área foliar y D_{box} es la dimensión de caja fractal.

5.4. Conclusión

Con estos resultados se observaron los cambios espaciales y temporales de la vegetación dentro de los parches de vegetación, ya ampliamente documentados, más no cuantificados todavía dentro de varias investigaciones (Moro *et al.*, 1997; Aguiar y Sala, 2000; Facelli y Temby; 2004; Gutiérrez y Squeo; 2004).

Se observó la diferencia entre el crecimiento y conservación de la cobertura superficial para cuatro parches de vegetación provocados por diferentes plantas nodrizas. Se observó que la copa de *Acacia farnesiana*, *Prosopis laevigata* y *Opuntia sp.* produjeron una mayor cobertura superficial en comparación a *Opuntia imbricata*, con valores considerablemente mayores de hasta 60%. Esto con el análisis de índice de área foliar.

Por otra parte, con el Conteo de Caja a través de imágenes se observó una dimensión caja mayor y constante, para *Acacia farnesiana*, *Prosopis laevigata* y *Opuntia sp.* nuevamente, considerando ambos métodos altamente efectivos y confiables para la cuantificación espacial y temporal de la vegetación dentro de estas islas de fertilidad.

VI. HUMEDAD RELATIVA DEL AIRE, TEMPERATURA Y POTENCIAL DE AGUA EN EL SUELO LOS PARCHES DE VEGETACIÓN

6.1. Introducción

La distribución espacial de la vegetación es una causa y efecto de la variación de la habilidad que tienen los procesos en los ecosistemas semiáridos (Caylor y Shugart, 2006). La importancia de la vegetación del semiárido radica en su capacidad de adaptación, desde su modalidad de reproducción (Reyes-Agüero *et al.*, 2006), hasta su capacidad de toma de agua (Gutiérrez y Squeo, 2004).

En estos patrones de vegetación existe una interacción estrecha entre la competición de las diferentes capas de vegetación, planta(s) nodriza(s) y vegetación circundante. La razón del área entre la copa del árbol y las raíces determina la escala de estos patrones (Kefi *et al.*, 2008).

La distribución de las raíces de las plantas de las zonas áridas y semiáridas suele ser principalmente superficial, con una mayor interacción entre el suelo y la atmósfera durante el periodo de precipitaciones (Nobel, 1990; Pavón y Briones, 2000). Sin embargo, también la mayoría de las plantas en este ambiente tienen una raíz desarrollada profundamente, con la finalidad de siempre tener una raíz pivotante que provee de cantidad suficiente de agua en la planta (Nobel, 1990; Gutiérrez y Squeo, 2004).

Los árboles y arbustos con raíces pivotantes que alcanzan capas freáticas pueden también facilitar la presencia de otras plantas a través del levantamiento hidráulico. El fenómeno de levantamiento hidráulico define el transporte de agua por las raíces desde estratos profundos y húmedos, a estratos superficiales y secos del suelo donde se produce su almacenamiento (Salas, 2000; Scheffer *et al.*, 2005). El levantamiento hidráulico implica una efectiva explotación del agua subterránea, conduce a una disminución del estrés hídrico y mantienen una humedad suficiente en el suelo (Gutiérrez y Squeo, 2004). Además, tiene implicaciones positivas importantes en la interacción planta-planta, especialmente en

ecosistemas con prolongados periodos de sequía (Gutiérrez y Squeo, 2004; Scheffer *et al.*, 2005).

Otro efecto que se resalta de los parches de vegetación es la intercepción de semillas y partículas de suelo más pequeñas, lo que hace que cuando éstas caigan, la densidad aparente del suelo disminuya, haciéndola más fértil y con mayor contenido de humedad (Pavón y Briones, 2000; Zhao *et al.*, 2007). El aumento en los niveles de humedad del suelo superficial permite un mayor y más vigoroso crecimiento de la mayoría de las especies herbáceas alrededor de la base de los árboles (Gutiérrez y Squeo, 2004; Li *et al.*, 2007; Zhao *et al.*, 2007). Y a la vez, proporcionan un refugio a las plantas frente a la acción de los herbívoros (Gutiérrez y Squeo, 2004).

Las características de la variación de la vegetación hacen un efecto de diferenciación entre tipo de suelo, microclima, fauna y en general, una reestructuración del paisaje a nivel individual, de parche o intensidad de vegetación dentro de un parche de vegetación (Caylor y Shugarth, 2006).

La cobertura de la copa de los árboles propicia una reducción de la radiación solar y controlan la evaporación del agua del suelo y la transpiración de las plántulas (Facelli y Temby, 2002). Sí bien, la luz directa del sol y condiciones extremas de temperatura en ambientes semiáridos y áridos no reducen la producción de nuevas plantas, sí lo hace la falta de agua, como condicionante del mejoramiento de las condiciones del suelo debajo de la copa de árboles (Aerts *et al.*, 2007).

La vegetación de las zonas áridas y semiáridas tiene como característica un albedo menor, lo cual condiciona a una mayor absorción de radiación (Scheffer *et al.*, 2005) y por lo tanto menores tasas de evaporación y temperatura en el suelo (Raddad y Luukkanen, 2006).

Los parches de vegetación propician un efecto de microclima, además de todas las bondades anteriores mencionadas, una radiación menor, temperaturas del aire y el suelo significativamente más favorables, estando éstas mayormente condicionadas por la copa del

árbol, su morfología y distribución espacial (Moro *et al.*, 1997; Pavón y Briones, 2000; Raddad y Luukkanen, 2006). Por lo cual su beneficio hidrológico, ecológico y de biodiversidad es importante a micro escala en los ambientes áridos y semiáridos del mundo.

El objetivo de este capítulo fue cuantificar la humedad relativa y temperatura del aire debajo de la copa de la planta “nodriza” dentro de los parches de vegetación, con la finalidad de observar la variación y proporción que tienen en cada uno de los parches estudiados. Además de cuantificar los potenciales del suelo para observar la variación de estas plantas en estudio.

6.2. Metodología

La humedad y temperatura dentro de los parches de vegetación se cuantificaron con un sensor Watchdog con datalogger (modelo 115), colocado debajo de la copa de la planta “nodriza”, a una altura aproximada de un metro y con intervalos a diez minutos. Mientras que para la cuantificación de los potenciales, se colocó un tensiómetro en el suelo a una profundidad aproximada de 25 cm cercano a la zona radicular de la planta nodriza en estudio conectados a una miniestación que tomaba los datos a intervalos de 10 minutos.



Figura 6.1. Sensor de humedad relativa y temperatura ambiente



Figura 6.2. Tensiómetro del suelo y mini-estación

6.3. Resultados y discusión

6.3.1. Humedad relativa y Temperatura en los parches de vegetación a escala diaria y horaria

La humedad relativa varió dentro y fuera de los parches de vegetación de 7.70 a 100.00 % como se muestra en el diagrama de cajas de la Figura 6.3. Mientras que los

estadísticos de cada uno de los parches se observa en la Tabla 6.1. Los valores medios diarios fueron de 62, 62, 60, 59 y 58 % para Control, *Opuntia imbricata*, *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.*, respectivamente; en comparación al Control. La cantidad de humedad relativa se vio disminuida en un 2, 3 y 4 % para los parches de *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.* Entre valores máximos y mínimos diarios se observaron pequeñas diferencias, siendo los valores mínimos de 7.70, 7.70, 8.30, 9.73 y 9.03 % para Control, *Opuntia imbricata*, *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.*, respectivamente; y los máximos fueron de 100, 100, 100, 99 y 99 % para el orden anteriormente mencionado.

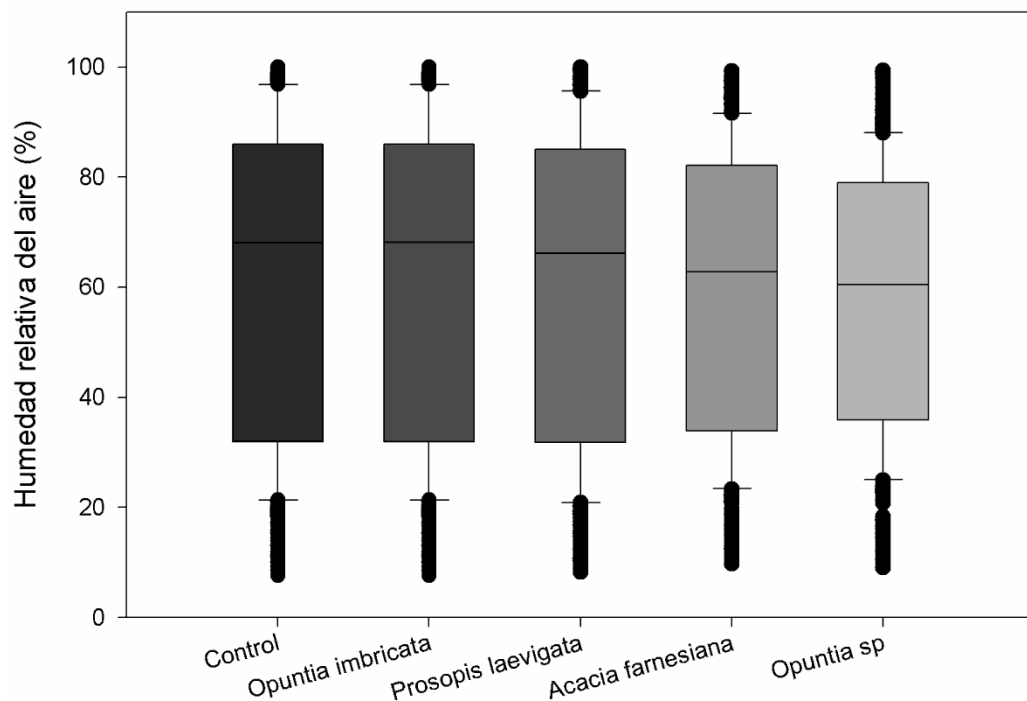


Figura 6.3. Diagrama de caja de la humedad relativa diaria en los parches de vegetación.

Tabla 6.1. Estadísticos de la humedad relativa diaria en los parches de vegetación.

Estadístico	Control	<i>Opuntia imbricata</i>	<i>Prosopis laevigata</i>	<i>Acacia farnesiana</i>	<i>Opuntia sp.</i>
Media	61.61	61.61	60.37	59.03	58.05
Desviación estándar	28.23	28.23	28.00	25.52	24.07
Minima	7.70	7.70	8.30	9.73	9.03
Maxima	100.00	100.00	100.00	99.29	99.37

La prueba de LSD mostró una diferencia significativa entre los parches de vegetación y las áreas con poca o nula vegetación (Tabla 6.2). La humedad relativa diaria en los parches de vegetación fue significativamente menor en comparación a las áreas sin vegetación o con poca vegetación. Sin embargo, no encontró diferencias significativas entre la superficie Control y *Opuntia imbricata* (intervalo de confianza de 95%).

Tabla 6.2. Comparación múltiple de la humedad relativa entre los parches de vegetación y superficie sin vegetación.

		Dif. media	Std. Error	Sig.
Control	<i>Prosopis laevigata</i>	1.24	1.06	0.246
	<i>Acacia farnesiana</i>	2.58	1.06	0.016
	<i>Opuntia sp.</i>	3.56	1.06	0.001
<i>Prosopis laevigata</i>	Control	-1.24	1.06	0.246
	<i>Acacia farnesiana</i>	1.34	1.23	0.275
	<i>Opuntia sp.</i>	2.32	1.23	0.427
<i>Acacia farnesiana</i>	Control	-2.57	1.06	0.016
	<i>Prosopis laevigata</i>	-1.34	1.23	0.275
	<i>Opuntia sp.</i>	0.98	1.23	0.427
<i>Opuntia sp.</i>	Control	-3.56	1.06	0.001
	<i>Prosopis laevigata</i>	-2.32	1.23	0.059
	<i>Acacia farnesiana</i>	-0.98	1.23	0.427

* 0.05 de nivel de significancia

En la figura 6.4 se observa la variación horaria de la humedad relativa dentro de los parches de vegetación y en las zonas sin cobertura de vegetación. Se observó que la humedad relativa es mayor durante las primeras horas del día en los cinco esquemas analizados, llegando a su máximo en todos los casos alrededor de las 7:00, con valores aproximados de 94, 93, 93, 89 y 85 % para Control, *Opuntia imbricata*, *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.*, respectivamente.

Los valores mínimos para todos los casos se alcanzan alrededor de las 15:00 horas, con valores de aproximadamente 25, 25, 18, 18 y 18 %, para Control, *Opuntia imbricata*,

Prosopis laevigata, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.*, respectivamente. Siendo estos valores, al igual que en los valores de humedad relativa máxima, menores dentro de los parches de vegetación hasta en 10% en comparación con las superficies sin cobertura.

Este fenómeno de absorción de humedad relativa se atribuye principalmente al efecto que tienen las plantas xerofitas a la absorción de la mínima cantidad de agua que puedan tocar sus hojas, como sería en este caso el rocío de la mañana, que se ve mayormente marcado dentro de la Figura 6.4.

La prueba de LSD mostró una diferencia significativa (intervalo de confianza de 95%) entre los parches de vegetación y las áreas con poca o nula vegetación. Mientras no existieron diferencias significativas entre el Control y *Opuntia imbricata*. Los valores menores para todo el día analizado a escala horaria fueron para *Prosopis laevigata*.

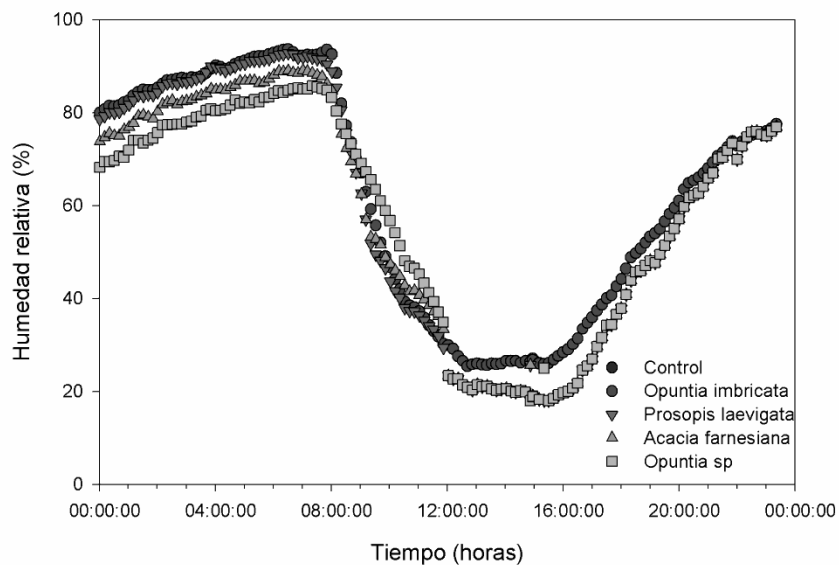


Figura 6.4. Distribución de la humedad relativa horaria en los parches de vegetación

Tabla 6.3. Ecuaciones de asociación entre la humedad relativa del aire y el tiempo en los parches de vegetación y superficie sin vegetación.

	Ecuación	r^2
Control	$Humedad = 59.80 + 34.60sen\left(\frac{2\pi Tiempo}{0.8820} + 2.013\right)$	0.95
<i>Opuntia imbricata</i>	$Humedad = 59.80 + 34.60sen\left(\frac{2\pi Tiempo}{0.8820} + 2.013\right)$	0.95
<i>Prosopis laevigata</i>	$Humedad = 56.63 + 37.92sen\left(\frac{2\pi Tiempo}{0.8849} + 1.959\right)$	0.96
<i>Acacia farnesiana</i>	$Humedad = 55.29 + 35.60sen\left(\frac{2\pi Tiempo}{0.8665} + 2.169\right)$	0.97
<i>Opuntia sp</i>	$Humedad = 54.62 + 33.80sen\left(\frac{2\pi Tiempo}{0.8407} + 2.440\right)$	0.96

r^2 es el coeficiente de determinación; Tiempo está en horas de (0 a 24 horas)

La temperatura en los parches de vegetación se puede observar en el diagrama de caja de la Figura 6.5. La temperatura en los parches de vegetación varió de -2.70 a 44.0 °C, con valores de medios de 15.34, 15.39, 14.00, 15.67 y 15.20 para Control, *Opuntia imbricata*, *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.*, respectivamente. Los valores mínimos permanecieron cercanos entre Control, *Opuntia imbricata*, *Prosopis laevigata* y *Acacia farnesiana* con un valor de -5.10 a -5.60 °C; mientras que para *Opuntia sp.* el valor mínimo llegó a hasta -2.70 °C (50% más que en las otra áreas). Los valores máximos de temperatura no tuvieron una tendencia entre los parches de vegetación y las coberturas sin vegetación, siendo de 37, 43, 38, 44 y 42°C para Control, *Opuntia imbricata*, *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.*, respectivamente. Como se observa en la Tabla 6.3.

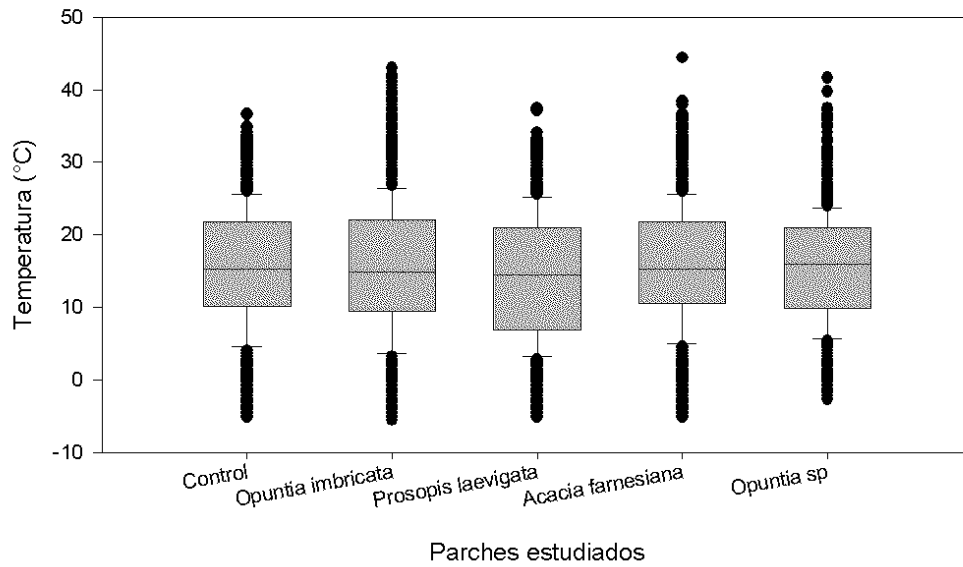


Figura 6.5. Diagrama de caja de la temperatura en los parches de vegetación a escala diaria.

Tabla 6.4. Estadísticos de la temperatura diario en los parches de vegetación.

Estadístico	Control	<i>Opuntia imbricata</i>	<i>Prosopis laevigata</i>	<i>Acacia farnesiana</i>	<i>Opuntia sp.</i>
Media	12.65	12.65	13.20	13.50	13.44
Varianza					
Desviación estándar	9.04	9.04	9.37	8.28	7.17
Minima	-0.28	-0.28	-0.09	1.21	2.40
Maxima	32.38	32.38	33.76	39.99	32.98

Al realizar la prueba de Fischer de menor diferencia significativa (LSD, Tabla 6.4), no se observaron diferencias entre las superficies Control, *Opuntia imbricata* y *Opuntia sp.*, mientras que existieron diferencias entre éstas áreas y las superficies con una especie arbórea o arbustiva, como los son *Prosopis laevigata* y *Acacia farnesiana*.

Tabla 6.5. Comparación múltiple de la temperatura en los parches de vegetación y superficie sin vegetación.

		Dif. media	Std. Error	Sig.
Control	<i>Prosopis laevigata</i>	-0.55	0.34	0.11
	<i>Acacia farnesiana</i>	-0.85	0.34	0.13
	<i>Opuntia sp.</i>	-0.80	0.34	0.02
<i>Prosopis laevigata</i>	Control	0.85	0.34	0.11
	<i>Acacia farnesiana</i>	-0.29	0.39	0.45
	<i>Opuntia sp.</i>	-0.24	0.39	0.53
<i>Acacia farnesiana</i>	Control	0.85	0.34	0.01
	<i>Prosopis laevigata</i>	0.29	0.39	0.45
	<i>Opuntia sp.</i>	0.05	0.39	0.89
<i>Opuntia sp.</i>	Control	0.80	0.34	0.02
	<i>Prosopis laevigata</i>	0.25	0.39	0.89
	<i>Acacia farnesiana</i>	-0.05	0.39	0.53

En la Figura 6.6, se observa el comportamiento de la temperatura media horaria. Los valores de la temperatura horaria variaron de 5.8 a 25.5 °C dentro de las áreas estudiadas. Los valores máximos promedio ocurrieron alrededor de las 14:00 horas, con valores de 26, 26, 28, 28 y 28 °C, para Control, *Opuntia imbricata*, *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.*, respectivamente. Mientras que los valores mínimos promedios fueron alrededor de las 6:00 horas con temperaturas de 2.15, 2.15, 2.25, 3.40 y 4.38 °C, para Control, *Opuntia imbricata*, *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.*, respectivamente.

No se observaron diferencias significativas entre las temperaturas horarias a lo largo del día para los esquemas estudiados, sin embargo se encontró una diferencia entre máximos y mínimos de hasta 2 °C entre una superficie con cobertura superficial (*Opuntia sp.*) y una sin vegetación (Control).

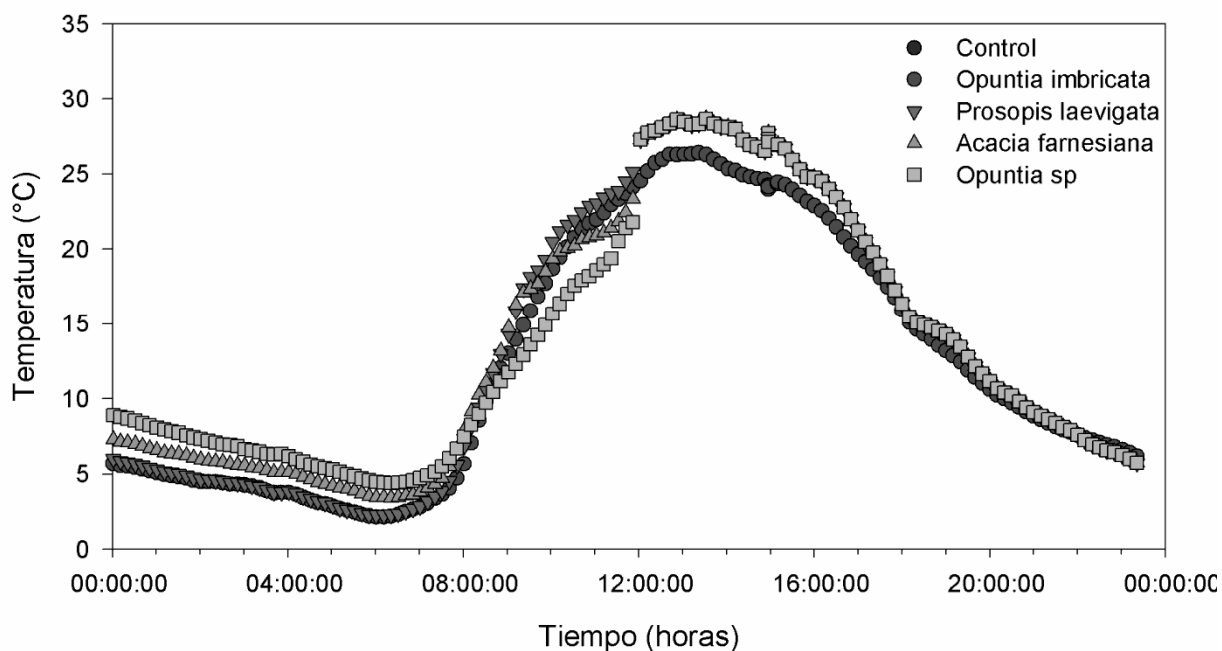


Figura 6.6. Diagrama la Temperatura a escala horaria en los parches de vegetación

Tabla 6.6. Ecuaciones de asociación entre la temperatura en un día.

	Ecuación	r ²
Control	$Temp = 13.52 + 11.57sen\left(\frac{2\pi Tiempo}{0.8529} + 5.667\right)$	0.95
Opuntia imbricata	$Temp = 13.52 + 11.57sen\left(\frac{2\pi Tiempo}{0.8529} + 5.667\right)$	0.95
Prosopis laevigata	$Temp = 14.54 + 12.74sen\left(\frac{2\pi Tiempo}{0.8485} + 5.737\right)$	0.95
Acacia farnesiana	$Temp = 14.84 + 12.00sen\left(\frac{2\pi Tiempo}{0.8341} + 5.917\right)$	0.96
Opuntia sp	$Temp = 14.81 + 11.39sen\left(\frac{2\pi Tiempo}{0.8132} + 6.132\right)$	0.95

r² es el coeficiente de determinación; Temp es la temperatura en °C y Tiempo en Horas de 0 a 24.

Los estudios de temperatura y humedad relativa debajo de la copa de los árboles o arbustos es una investigación poco documentada, sobre todo en las zonas áridas y semiáridas (Moro *et al.*, 1997). Sin embargo, de los registros que se han analizado, se han encontrado

diferencias significativas en la temperatura del centro de la copa de arbustos (*Retama sphaerocarpa*) al perímetro más externo de la copa con una diferencia de entre 3 a 5 °C aproximadamente y con variaciones máximas de hasta 7 °C; con diferencias iguales pero favorables por la noche (Moro *et al.*, 1997).

Se encontró una relación significativa inversamente proporcional entre la humedad relativa y la temperatura del aire como se puede observar en la Figura 6.7. Los valores de los coeficientes de determinación que asocian las dos variables fueron de $r^2 = 0.97, 0.95, 0.96, 0.93$ y 0.98 para las áreas de Control, *Opuntia imbricata*, *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.*, respectivamente. Mientras que en la tabla XX se muestran las ecuaciones de regresión lineal entre las variables de humedad relativa del aire y temperatura del aire.

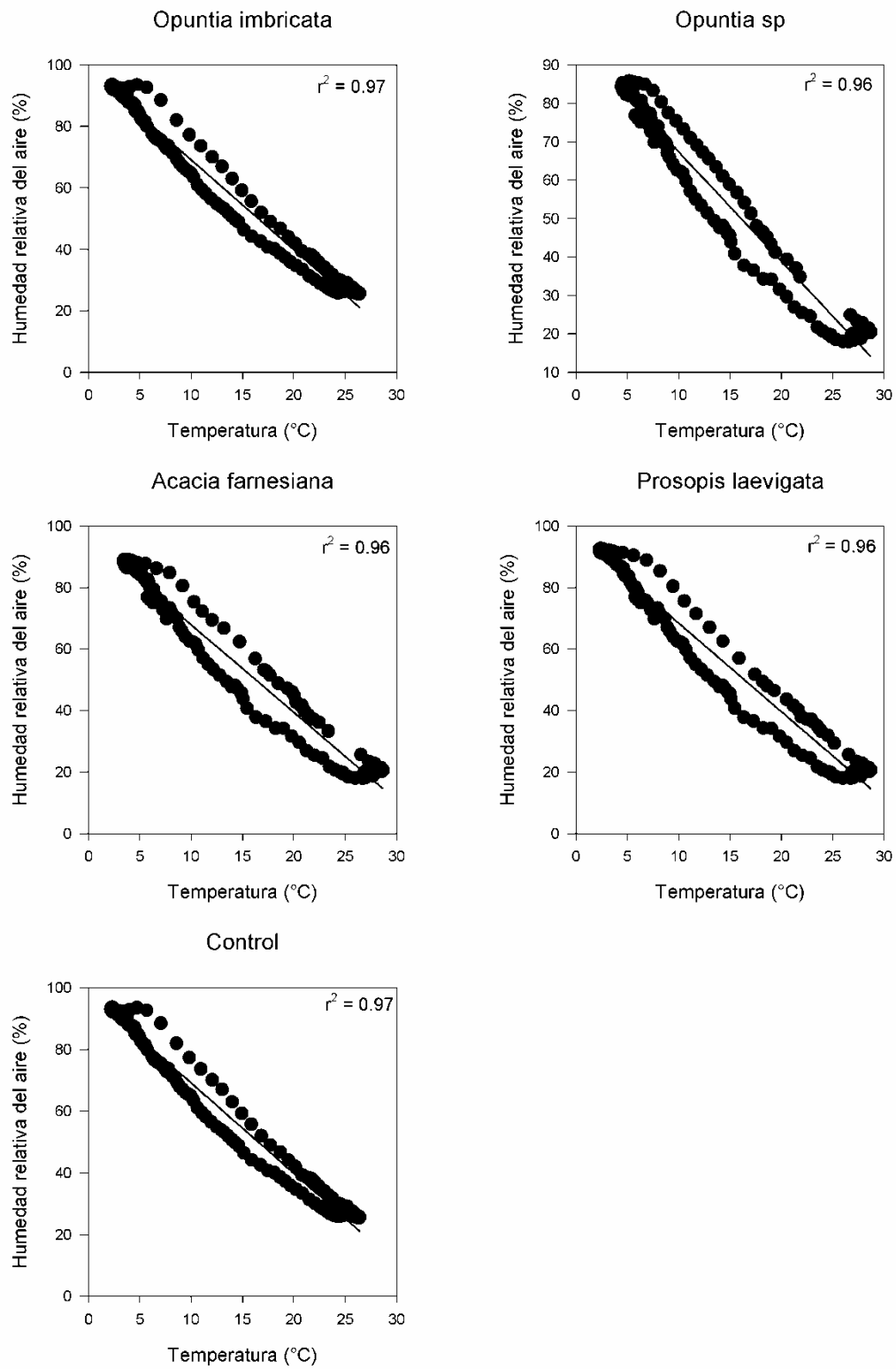


Figura 6.7. Relación Humedad relativa y temperatura ambiente horaria.

Tabla 6.7. Ecuaciones de regresión lineal entre la humedad relativa del aire y la temperatura dentro de los parches de vegetación y superficie sin vegetación.

	Ecuación	r^2
Control	Humedad = 98.36-2.925 Temperatura	0.97
Opuntia imbricata	Humedad = 98.36 – 2.925 Temperatura	0.97
Prosopis laevigata	Humedad = 97.14 – 2.876 Temperatura	0.96
Acacia farnesiana	Humedad = 96.44 – 2.851 Temperatura	0.96
Opuntia sp	Humedad = 95.76 – 2.847 Temperatura	0.96

r^2 es el coeficiente de determinación

6.3.2. El potencial del suelo en los parches de vegetación

La variabilidad del potencial atmosférico y del suelo en un periodo de Julio, 2008 a Abril, 2009 en los parches de vegetación se puede observar en la Figura 6.10. Se observó que los valores del potencial de suelo van de 0 a -0.26 MPa, mientras que el potencial atmosférico varía de -0.2 a -0.8 Mpa.

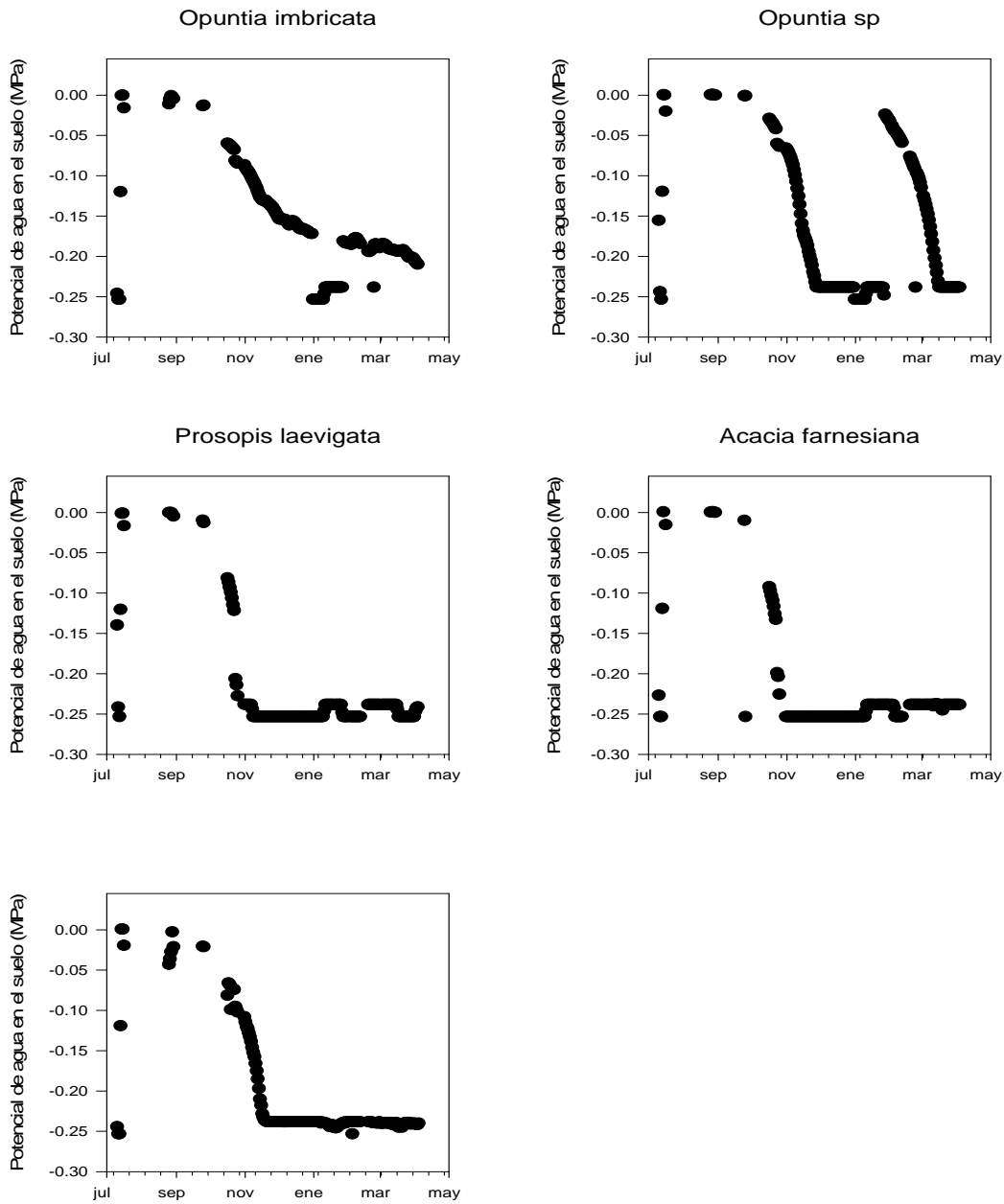


Figura 6.10. Distribución diaria del potencial del suelo en los parches de vegetación.

Los valores mínimos de potenciales del suelo fueron -0.25 MPa, mientras que los máximos fueron de 0.00 MPa para todas las áreas estudiadas. Los estadísticos de este potencial registrados en el periodo Julio-Diciembre, 2008, se observan en la Tabla 6.5. Al realizar la comparación múltiple (LSC, $\alpha=0.05$, Tabla 6.6), no se observaron diferencias estadísticamente significativas para los parches de *Opuntia imbricata* y *Opuntia sp.*, y para *Prosopis laevigata* y *Acacia farnesiana*, considerando que el comportamiento radicular es

simular entre ellos, para ambos casos. Sin embargo, se observaron diferencias significativas entre estos dos grupos formados y la superficie Control, cuya área está descubierta de vegetación.

Tabla 6.8. Descripción de estadísticos de los potenciales del suelo.

	Min	Max	Media	DS	Varianza	Skewness	Kurtosis
Control	-0.25	0.00	-0.21	0.0050	0.004	1.983	2.609
<i>Opuntia imbricata</i>	-0.25	0.00	-0.17	0.0048	0.004	0.863	0.531
<i>Prosopis laevigata</i>	-0.25	0.00	-0.23	0.0049	0.004	2.752	6.299
<i>Acacia</i>	-0.25	0.00	-0.23	0.0045	0.003	3.101	8.676
<i>Opuntia sp.</i>	-0.25	0.00	-0.17	0.0067	0.008	0.642	-1.206

Tabla 6.9. Comparación múltiple entre los potenciales del suelo para los parches de vegetación estudiados.

	Parches	Dif media	Error Std.	Sig.	Int de (95%)	conf.
Control	<i>Opuntia imbricata</i>	-,04473*	,00735	,000	-,0592	-,0303
	<i>Prosopis laevigata</i>	,01664*	,00735	,024	,0022	,0311
	<i>Acacia farnesiana</i>	,01875*	,00736	,011	,0043	,0332
	<i>Opuntia sp.</i>	-,04232*	,00735	,000	-,0568	-,0279
<i>Opuntia imbricata</i>	Control	,04473*	,00735	,000	,0303	,0592
	<i>Prosopis laevigata</i>	,06137*	,00736	,000	,0469	,0758
	<i>Acacia farnesiana</i>	,06348*	,00738	,000	,0490	,0780
	<i>Opuntia sp.</i>	,00241	,00736	,744	-,0120	,0169
<i>Prosopis laevigata</i>	Control	-,01664*	,00735	,024	-,0311	-,0022
	<i>Opuntia imbricata</i>	-,06137*	,00736	,000	-,0758	-,0469
	<i>Acacia farnesiana</i>	,00212	,00738	,774	-,0124	,0166
	<i>Opuntia sp.</i>	-,05896*	,00736	,000	-,0734	-,0445
<i>Acacia farnesiana</i>	Control	-,01875*	,00736	,011	-,0332	-,0043
	<i>Opuntia imbricata</i>	-,06348*	,00738	,000	-,0780	-,0490
	<i>Prosopis laevigata</i>	-,00212	,00738	,774	-,0166	,0124
	<i>Opuntia sp.</i>	-,06107*	,00738	,000	-,0755	-,0466
<i>Opuntia sp.</i>	Control	,04232*	,00735	,000	,0279	,0568
	<i>Opuntia imbricata</i>	-,00241	,00736	,744	-,0169	,0120
	<i>Prosopis laevigata</i>	,05896*	,00736	,000	,0445	,0734
	<i>Acacia farnesiana</i>	,06107*	,00738	,000	,0466	,0755

* 0.05 de nivel de significancia

Por otra parte, se observó que mientras en los parches de vegetación de *Acacia* y *Prosopis* el potencial del suelo decae bruscamente a -0.25 MPa a partir de principios de noviembre, en el área del Control se observa el secado del suelo a finales del mismo mes,

mientras que en los parches de *Opuntia imbricata* y *Opuntia sp.*, se observa el deshumedecimiento hasta diciembre.

Vázquez-Yanes (1997), menciona que las Opuntias tienden a generar raíces profundas para alcanzar capas de suelo que conservan humedad todo el año, mientras que también almacenan agua cuando ésta se presenta y sobreviven a sequías utilizándola de manera eficiente. Las raíces crecen extendiéndose alrededor de las plantas, muy cerca de la superficie del suelo, y a poca profundidad. De esta manera aprovechan el agua aunque se trate de lluvias ligeras, cuya humedad penetra poco en el suelo.

En época de sequías las raíces se contraen disminuyendo su diámetro, separándose así ligeramente del suelo que las rodea. En este periodo sólo se conservan las raíces maduras, protegidas con una cubierta impermeable formada de una sustancia llamada suber, la que les impide perder agua al estar en contacto con el suelo seco. Cuando comienza a llover las raíces recobran su diámetro normal y forman nuevas raíces desnudas para absorber eficientemente el agua disponible en el suelo (Nobel, 1990).

Por esto se observa especialmente en *Opuntia imbricata* y *Opuntia sp.* que los valores del potencial del suelo aumentan significativamente aún con escasas lluvias, como los son las precipitaciones de enero y conservan la humedad en el suelo hasta por dos meses.

Por otra parte y aunque se esperaba que la *Acacia farnesiana* y *Prosopis laevigata* tuvieran una mayor retención de contenido de humedad de suelo, éstas no favorecieron, más que las opuntias a una mayor retención de humedad, esto se puede considerar un efecto de la propia vegetación circundante, que tiene un mayor uso de agua en comparación con las Opuntias.

6.4. Conclusión

Dentro de los parches de vegetación estudiados se observó una tendencia generalizada a disminuir la cantidad de humedad relativa ambiente, con un porcentaje de hasta 40% menos que en las áreas descubiertas, este proceso es característico de estas plantas dentro de las áreas semiáridas y áridas, debido a la eficiencia que tienen este tipo de vegetación a tomar agua de cualquier fuente de abastecimiento disponible, sea rocío o estratos de agua muy profundos debido a sus raíces pivotantes.

La temperatura dentro y fuera de los parches de vegetación en promedio no mostró diferencias significativas a nivel diario o mensual. Sin embargo, cuando se analizaron máximos y mínimos a nivel horario se encontraron diferencias hasta de ± 3 °C entre las áreas sin cobertura de vegetación y los parches de vegetación; siendo los parches de vegetación las zonas con temperaturas más favorables, ya sea menos frías o más calientes cuando la temperatura es más baja fuera de los parches de vegetación o mayor, dependiendo de la temporada, respectivamente. Encontrándose gradientes de temperaturas en los parches de vegetación de 42, 49, 42, 49 y 44 °C para los parches de Control, *Opuntia sp.*, *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.*, respectivamente.

Los potenciales del suelo se observaron dos grupos claramente formados debido a su comportamiento de aprovechamiento de agua del suelo. Por una parte no se observaron diferencias significativas para *Opuntia imbricata* y *Opuntia sp.*, mientras que entre *Prosopis laevigata* y *Acacia farnesiana*, tampoco se encontraron diferencias significativas. Considerando que el comportamiento radicular es similar entre ambos grupos formados. Sin embargo, se observaron diferencias significativas entre estos dos grupos formados y la superficie Control, cuya área está descubierta de vegetación.

VII. INFILTRACION Y PROPIEDADES DEL SUELO DENTRO DE LOS PARCHES DE VEGETACIÓN

7.1. Introducción

La infiltración en las zonas áridas y semiáridas depende de una serie de factores tales como la cobertura vegetal, la intensidad y duración de la precipitación, la humedad del suelo, la pendiente, la forma del terreno, la temperatura, la evaporación, el tipo del suelo y el uso de suelo (Salas, 2000; Wilcox *et al.*, 2003).

La variabilidad de la vegetación en forma de mosaico en las zonas áridas y semiáridas también produce un reflejo en las propiedades de los suelos y sus procesos, muy particularmente en las tasas de infiltración y escurrimientos que varían altamente de un sitio a otro en estas zonas (Salas, 2000; Al-Qurashi *et al.*, 2008; Ridolfi *et al.*, 2008). La actividad de los árboles a incrementar los niveles de materia orgánica, moderar la temperatura de los suelos y enriquecer la retención de humedad en el suelo realizan un aumento en la infiltración debajo de la copa de los árboles (Gutiérrez, 2001; Zehe, 2008).

La relación entre la cobertura superficial de vegetación y el incremento de la infiltración es un problema dentro de los procesos de hidrología superficial que resolver (Ruan *et al.*, 2001; Wilcox *et al.*, 2003; Stone *et al.*, 2008).

Las superficies descubiertas de vegetación reducen la infiltración por precipitación y por lo general, tienden al sellamiento de los suelos (Ruan *et al.*, 2001; Chen *et al.*, 2008). El sellamiento del suelo ocurre cuando una superficie del suelo está desprotegida contra los efectos de la precipitación, y ocurre un humedecimiento y secado rápido de los agregados. Los impactos de la fuerza de las gotas de lluvia llevan a la consolidación de la superficie resultado de una presión y erosión por splash de las partículas del suelo (Ries y Hirt, 2008).

Durante el proceso de infiltración por precipitación, una parte puede ser impulsada dentro del perfil del suelo para llenarla a plenitud. Mientras que la otra parte, en suelos encostrados o sellados, va recorriendo una mayor cantidad de suelo en forma de

escurrimientos en busca de la infiltración en el suelo (Römenks y Prasad, 2006; Chen *et al.*, 2008).

Las consecuencias de estos suelos encostrados son la reducción en la conductividad hidráulica, el incremento en el flujo horizontal (escurrimientos), la incapacidad de intercambio de gases del suelo (disminución de porosidad), entre otros (Li *et al.*, 2005; Ries y Hirt, 2008). Y por esto, en estas regiones, dependiendo de la cobertura de vegetación los coeficientes de escurrimientos varían de un 8 a un 60% dependiendo de la cantidad de vegetación (Al-Qurashi *et al.*, 2008). Llegando a incrementar la cantidad de escurrimientos en suelos encostrados hasta en un 80% (Ries y Hirt, 2008).

Las superficies con sellado o encostramiento juegan un rol muy importante en los procesos de ecosistemas, particularmente en el flujo de agua en el suelo, y por esto, una función crítica en la formación y reestructuración del paisaje (Li *et al.*, 2005).

Los valores de la conductividad hidráulica saturada, son otro factor que afecta altamente las tasas de infiltración y ésta a su vez, se ve influenciada por la cantidad de precipitación antecedente y su intensidad (Ruan *et al.*, 2001).

Baumhard y Lascano (1996), encontraron que la infiltración acumulada fue menor de 28.7 mm en superficies sin cobertura de vegetación, mientras que incrementa de forma no lineal con suelos con cobertura de vegetación o residuos hasta un límite de 49 mm. Por esto, muchos de los modelos de infiltración de suelos encostrados, han sido sugeridos como funciones exponencial y/o sigmodal (Bresson *et al.*, 2004).

El factor de infiltración es especialmente importante en zonas áridas y semiáridas, donde el agua es un factor limitante para la supervivencia de las plantas y la producción agrícola (Ruan *et al.*, 2001). Por esto, el objetivo de este capítulo fue estimar la infiltración en parches de vegetación características de una zona semiárida con la finalidad conocer la capacidad del suelo. Además de conocer las características de materia orgánica, densidad

aparente, índice de estabilidad de agregados y conductividad hidráulica propia de cada parche de vegetación.

7.2. Metodología

La tasa de infiltración fue determinada en condiciones de campo utilizando la técnica de doble cilindro (Blake y Hartge, 1986). En la Figura 7.1 se muestra el método de doble cilindro para estimar la infiltración en el sitio de estudio. El método consiste en colocar dos cilindros huecos concéntricos de altura y diámetro conocidos, en este caso de 40 cm de altura y 22 y 31 cm de diámetro para los cilindros interno y externo, respectivamente. Llenar con agua el volumen formado por el cilindro interno y el suelo; y proceder a medir la diferencia de altura a intervalos de tiempo de 0 (tiempo inicial), 1, 2, 3, 4, 5, 10, 15, 30, 60, 90 y 120 minutos.

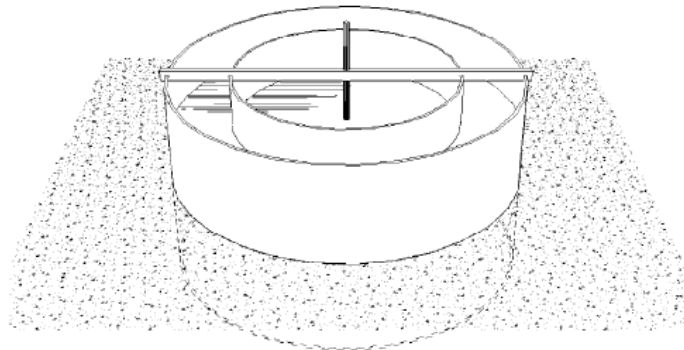


Figura 7.1. Instrumento doble anillo para infiltración

Para no disturbar el suelo dentro de las parcelas para medición de escurrimientos, se tomaron muestras de suelo en condiciones muy similares de vegetación a las condiciones de las parcelas. Las muestras fueron tomadas a dos profundidades (0-15 and 15-30 cm) para su análisis en laboratorio.

Las muestras fueron secadas al aire libre para después realizar el análisis de contenido de materia orgánica, densidad aparente y estabilidad de agregados. El contenido de materia orgánica fue determinado a través del método de Walkley-Black (Blake y Hartge,

1986), mientras la densidad aparente fue determinada a través de cinco replicas usando el método de Saran Clod (Blake y Hartge, 1986).

El tamaño de agregados en seco y en húmedo fue utilizado para estimar el índice de estabilidad de agregados, como el cociente entre el diámetro medio ponderado en húmedo (MWD_w , por sus siglas en inglés Wet Mean Weight Diameter) y diámetro medio ponderado en seco (MWD_d ; Marquéz *et al.*, 2004). Para este propósito se utilizaron mallas de ocho diferentes aperturas (9520, 4760, 2000, 1180, 500, 250, 125, y 50 μ m). El diámetro medio ponderado en seco se realizó mediante vibración mecánica de las mallas apiladas en tamaño progresivo durante 5 minutos. Mientras que el diámetro medio ponderado en húmedo se realizó moviendo manualmente la misma pila de mallas durante el mismo tiempo y simulando el mismo movimiento. MWD_w y MWD_d fueron determinados con la siguiente ecuación:

$$MWD_{(d,w)} = \sum_{i=1}^n x_i f_i \quad (2.22)$$

Donde x_i es el diámetro medio de la malla y f_i es la fracción correspondiente al porcentaje de de suelo que fue previamente secado. La misma ecuación fue utilizada para calcular MWD_d .

7.3. Resultados y discusión

7.3.1. Infiltración con el método de doble cilindro dentro de los parches de vegetación

En la figura 7.2 se muestra la velocidad de infiltración cuantificado por el método de doble cilindro que se llevó a cabo en áreas con similares características de vegetación a las parcelas de escurrimientos utilizadas para caracterizar los parches de vegetación.

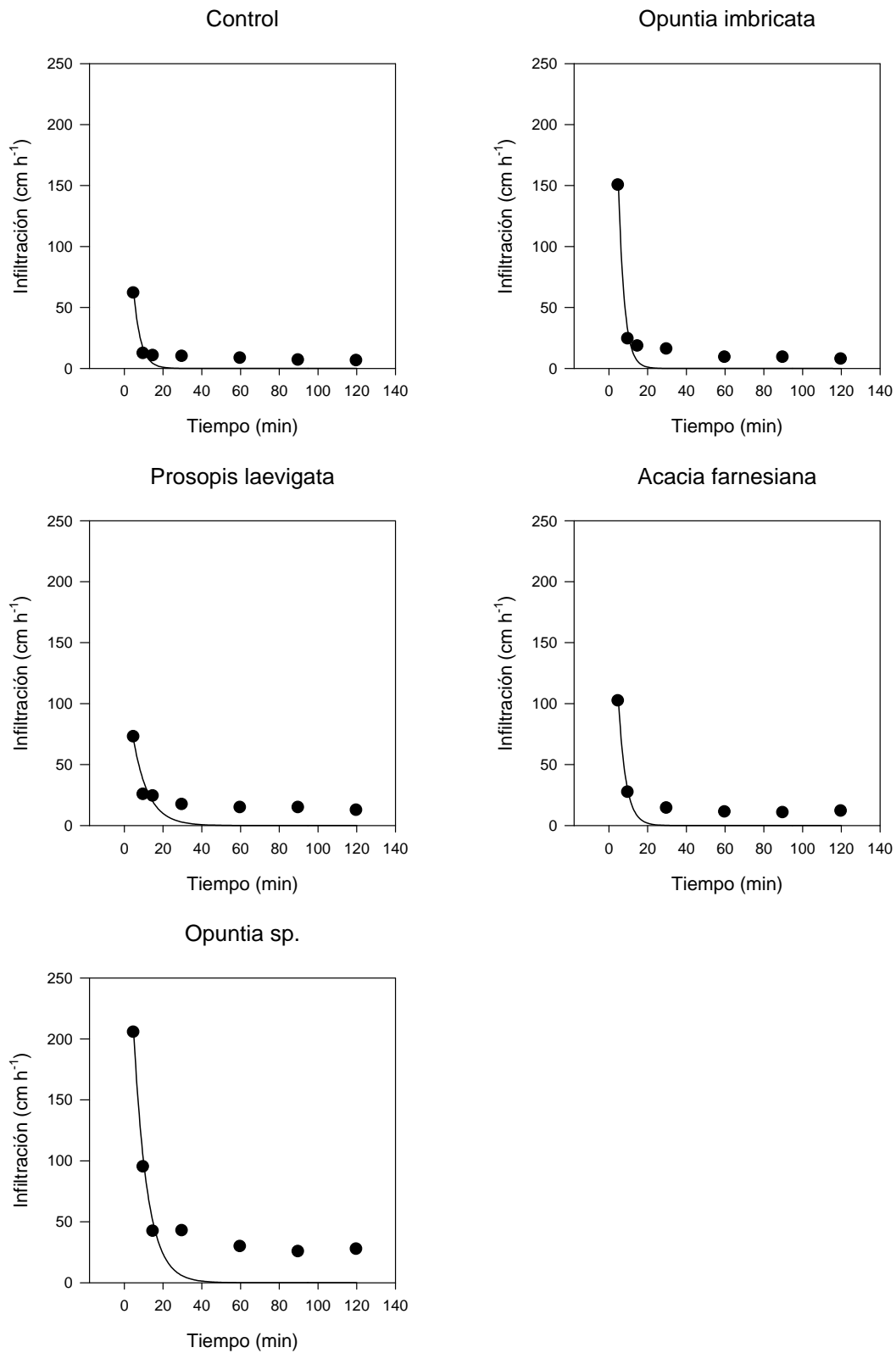


Figura 7.2. Infiltración con el método de doble cilindro dentro de parches de vegetación de una zona semiárida.

La conductividad hidráulica del suelo fue mayor para *P. laevigata*, *A. farnesiana* y *Opuntia sp.* (8.21, 11.04 y 21.60 cm h⁻¹, respectivamente) que para los suelos de Control y *O. imbricata* (5.23 y 5.82 cm h⁻¹, respectivamente). Los valores de la tasa de infiltración obtenidas a partir del modelo de Kostiakov-Lewis (Kostiakov, 1932) se pueden observar para cada parche en la Tabla 7.1. Este efecto en el incremento de la conductividad hidráulica de la superficies con vegetación se adjudica principalmente al alto contenido de materia orgánica en *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.* con porcentajes de 2.17, 2.23 y 1.66 %, respectivamente, en comparación con los valores encontrados para la superficie Control de 1.07 %.

Tabla 7.1. Ecuaciones de infiltración a partir del modelo de infiltración de Kostiakov

Superficie	Ecuación	r ²	CH
Control	Inf = 22.08t ^{-0.26}	0.93	5.23
<i>Opuntia imbricata</i>	Inf = 64.76t ^{-0.45}	0.91	5.82
<i>Prosopis laevigata</i>	Inf = 182.90t ^{-0.67}	0.78	8.21
<i>Acacia farnesiana</i>	Inf = 50.05t ^{-0.29}	0.93	11.04
<i>Opuntia sp.</i>	Inf = 92.26t ^{-0.26}	0.85	21.60

Inf = infiltración, t= tiempo, r²=coeficiente de determinación, CH = Conductividad hidráulica (cm h⁻¹)

Los resultados del análisis de comparación múltiple de infiltración entre las áreas estudiadas se observa en la Tabla 7.2. Se observaron dos grupos con diferentes capacidades de infiltración, las que tiene poca o nula vegetación y por otra parte los parches de vegetación. No se observaron diferencias significativas de la infiltración entre las superficies Control y *Opuntia imbricata* (significancia de 0.01). Mientras que entre *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.*, tampoco existieron diferencias significativas a un nivel de significancia de 0.01. Sin embargo, para *Acacia farnesiana* se observó una velocidad de infiltración lenta y muy cercana a los datos de *Opuntia imbricata*.

Tabla 7.2. Comparación múltiple entre la velocidad de infiltración para los parches de vegetación estudiados.

	Parches	Sig.
Control	<i>Opuntia imbricata</i>	0.195
	<i>Prosopis laevigata</i>	0
	<i>Acacia farnesiana</i>	0.050
	<i>Opuntia sp.</i>	0
<i>Opuntia imbricata</i>	Control	0.195
	<i>Prosopis laevigata</i>	0
	<i>Acacia farnesiana</i>	0.421
	<i>Opuntia sp.</i>	0
<i>Prosopis laevigata</i>	Control	0
	<i>Opuntia imbricata</i>	0
	<i>Acacia farnesiana</i>	0.001
	<i>Opuntia sp.</i>	0
<i>Acacia farnesiana</i>	Control	0.050
	<i>Opuntia imbricata</i>	0.421
	<i>Prosopis laevigata</i>	0.001
	<i>Opuntia sp.</i>	0
<i>Opuntia sp.</i>	Control	0
	<i>Opuntia imbricata</i>	0
	<i>Prosopis laevigata</i>	0
	<i>Acacia farnesiana</i>	0

* La diferencia entre media es significativa a un nivel de 0.01, Método LSD con el paquete estadístico SPSS v. 13

Sin embargo, al observar los valores medios de las velocidades de infiltración encontramos una velocidad media significativamente menor para la superficie sin vegetación de 30 cm h⁻¹, mientras que para las superficies de *Opuntia imbricata* esta velocidad media se duplica a 70 cm h⁻¹, y para los parches de *Acacia farnesiana* y *Prosopis laevigata* es similar con un valor de entre 40 y 46 cm h⁻¹, mientras que para superficies de *Opuntia sp.* la velocidad de infiltración media se triplica en comparación a la superficie de control con un valor de 107 cm h⁻¹.

7.3.2. Suelo: contenido de materia orgánica, densidad aparente, estabilidad de agregados e infiltración con doble cilindro

La superficie del suelo debajo de condiciones diferentes de vegetación está altamente afectada por la macroporosidad, baja densidad aparente y alta conductividad hidráulica y tasas de infiltración (Neary *et al.*, 2009). Las propiedades del suelo a una

profundidad de 0-15 cm fueron afectadas mayormente con el tipo de vegetación. La densidad aparente promedio para Control, *O. imbricata*, *P. laevigata*, *A. farnesiana*, y *Opuntia sp.* fueron de 1.24, 1.14, 1.12, 1.10 y 1.10 g cm⁻³, respectivamente. En general, la densidad aparente fue mayor para aquellas superficies con poca o nula vegetación y decrecen significativamente para aquellas superficies con mayor cobertura de vegetación. Sin embargo, en la profundidad de 15-30 cm, no se encontraron diferencias significativas dentro de una superficie con mayor o menor vegetación.

El tamaño de distribución de agregados y estabilidad de agregado fue altamente afectado por las condiciones de vegetación. El índice de estabilidad de agregados (IEA), fue determinado por la relación entre el diámetro medio ponderado en húmedo y el diámetro medio ponderado en seco. El IEA fue significativamente mayor para *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.*, que los obtenidos en Control y *O. imbricata*. Se encontró una alta asociación entre el IEA y el contenido de materia orgánica ($r^2=0.93$), indicando la importancia de la contribución de la vegetación y la intercepción de partículas por efecto de la misma en el desarrollo y formación del suelo (Pavón y Briones, 2000; Gutiérrez y Squeo, 2004; Zhao *et al.*, 2007). Los diámetros medios ponderados en ambientes naturales fueron diferentes entre las superficies con vegetación y las que no contaban con cobertura (Lesschen *et al.*, 2008).

Los cambios en las propiedades físico-químicas de las condiciones de superficie del suelo están relacionadas en este estudio a la mayor contribución del contenido de materia orgánica por caída de hojas y raíces debido al proceso anual de las especies que desarrollan estos parches de vegetación (Goebel *et al.*, 2005; Hopmans, 2006).

Tabla 7.3. Características del suelo bajo diferentes parches de vegetación de una zona semiárida de México

Superficie	Profundidad (cm)	MO (%)	DA (g cm ⁻³)	MWDd (mm)	MWDw (mm)	IEA
Control	0-15	1.07	1.24	1.23	0.28	0.22
	15-30	1.38	1.22	1.72	0.24	0.14
<i>Opuntia imbricata</i>	0-15	1.51	1.14	2.19	0.68	0.31
	15-30	1.35	1.18	1.86	0.87	0.49
<i>Prosopis laevigata</i>	0-15	2.17	1.12	3.47	1.39	0.46
	15-30	1.82	1.21	2.74	1.08	0.41
<i>Acacia farnesiana</i>	0-15	2.23	1.10	3.02	1.11	0.45
	15-30	1.97	1.18	2.62	1.08	0.41
<i>Opuntia sp.</i>	0-15	1.66	1.10	7.13	2.98	0.42
	15-30	1.48	1.15	6.00	2.04	0.33

MO= Materia orgánica; MWDd = Diámetro medio ponderado en seco; MWDw = Diámetro medio ponderado en húmedo; IEA= Índice de estabilidad de agregados.

7.4. Conclusión

La capacidad de infiltración fue mayor para las superficies con vegetación de *Opuntia sp.*, *Prosopis laevigata* y *Acacia farnesiana* con una conductividad hidráulica mayor en comparación a las superficies de Control y *Opuntia imbricata* que infiltran tan solo 24 y 26%, respectivamente, de lo que logra infiltrar *Opuntia sp.*

Las características del suelo mostraron ser mejores dentro de los parches de vegetación que en superficies descubiertas, encontrándose hasta el doble de contenido de materia orgánica, menor densidad aparente, mayor índice de estabilidad de agregados y una mayor conductividad hidráulica que propician un incremento en la tasa de infiltración.

Con esto se valora que debajo de la copa de árboles o arbustos de los parches de vegetación estudiados se encuentran mejores y más favorables condiciones de suelo, además de un mayor proceso de infiltración.

VIII. ESCURRIMIENTO Y EROSION EN LOS PARCHES DE VEGETACIÓN

8.1. Introducción

Las zonas áridas y semiáridas son caracterizadas por sus condiciones climáticas extremas (D'Odorico y Porporato, 2006) y sus precipitaciones torrenciales ocurridas en tiempos cortos y altas intensidades (Wei *et al.*, 2007), que causan grandes cantidades de escurrimientos y, a la vez altas tasas de pérdida de suelo (Rango *et al.*, 2006). Todos estos procesos están regulados por el terreno que a la vez está ordenado con un mosaico de cobertura de vegetación (Ridolfi *et al.*, 2008). Estos ecosistemas son generalmente frágiles y susceptibles a la desertificación (UNCCD, 2004).

La vegetación de las zonas áridas y semiáridas juegan un papel muy importante en la regulación de los procesos hidrológicos y cambios en las propiedades del suelo, esto debido a las fuerzas destructivas de la precipitación que causan mayormente una erosión hídrica (Wei *et al.*, 2007) y encostramiento y sellamiento de suelos (Regüés y Torri, 2002). En las islas de fertilidad las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo pueden cambiar de manera favorable atendiendo a la protección de la cobertura vegetal (Casermeiro *et al.*, 2004).

Los mosaicos de vegetación que se observan a través de bandas, parches o playas dentro de las zonas áridas y semiáridas contribuyen a formar microambientes (Aguar *et al.*, 1992; Aguar y Sala, 1994; Rango *et al.*, 2007), que modifican o influyen en los procesos de hidrología superficial (Facelli y Temby, 2002).

La mayoría de los estudios realizados se enfocan en determinar la influencia de los parches de vegetación en las propiedades físicas, químicas y biológicas (Puigdefabregas, 2005; Bautista *et al.*, 2007). Mientras que unos cuantos se enfocan en los procesos hidrológicos dentro de estas islas de fertilidad, son menores aún el número de investigadores que se encargan de analizar los procesos hidrológicos como la erosión y escurrimientos (Chen *et al.*, 2006; Bautista *et al.*, 2007).

El objetivo del capítulo fue evaluar la pérdida de suelo y escurrimientos debajo de diferentes parches de vegetación y relacionar estas características con los eventos de precipitación que los producen como la lámina de precipitación, intensidad de lluvia y factor de erosividad.

8.2. Metodología

Los escurrimientos y pérdidas de suelo se cuantificaron mediante técnicas de campo, se colocaron parcelas para la evaluación de los escurrimientos (Foster *et al.*, 1997). Los escurrimientos se cuantificaron midiendo el contenido volumétrico del recipiente con su correspondiente ecuación geométrica. Se tomó una muestra representativa de los escurrimientos colectados (1 litros), mezclando los escurrimientos de manera vigorosa y homogénea. En las cuales, a la vez se recolectaron por evento de precipitación muestras para cuantificar la tasa de pérdida de suelo (Figura 8.1). El procedimiento consistió en colocar dos recipientes (pendiente abajo), conectados a una canaleta de PVC para dirigir el flujo de los escurrimientos provocado por el efecto de lluvia dentro de la parcela. Ésta se delimitó por bloques de concreto y láminas de acero inoxidable para concentrar el flujo hacia la parte baja y almacenar el flujo en los recipientes para al día siguiente tomar la muestra para conocer la pérdida de suelo y la cantidad de escurrimientos.

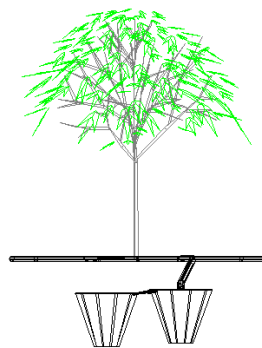


Figura 8.1. Parcelas para escurrimientos y pérdida de suelo

El régimen de la precipitación (duración, lámina e intensidad), fueron monitoreadas por el sensor Vaisala WXT510 con datalogger. La energía cinética y erosividad de la precipitación fueron determinados por las ecuaciones propuestas por Foster *et al.* (1982) y Wischmeier y Smith (1978). Los coeficientes de escurrimientos para cada evento de precipitación fueron calculados como el coeficiente de la razón entre escurrimientos y precipitación.

8.3. Resultados y discusión

8.3.1. Pérdida de suelo y escurrimientos por parche de vegetación

Los eventos registrados para el estudio se enlistan en la Tabla 8.1, junto con sus características de lámina de precipitación, intensidad de precipitación en 30 minutos, factor de erosividad y energía cinética de la lluvia.

Los escurrimientos y pérdida de suelo de las parcelas con parches de vegetación se presentan en las Figura 8.2 y Figura 8.3, respectivamente. Las vegetaciones de *Opuntia sp.*, *P. laevigata* and *A. farnesiana* produjeron significativamente menores escurrimientos y pérdida de suelo, mientras que *Opuntia imbricata* y Control fueron las parcelas que en menor medida redujeron los escurrimientos y pérdidas de suelo.

Los valores máximos de escurrimientos durante el periodo 2006 y 2008 fueron de 35, 34, 23, 27 y 23 mm para las parcelas de Control, *O. imbricata*, *P. laevigata*, *A. farnesiana* and *Opuntia sp.*, respectivamente. Mientras que los valores totales de escurrimientos correspondieron a 393, 403, 59, 107 y 78 mm, para el mismo orden de parcelas anteriores.

Tabla 8.1. Características de la precipitación que causó escurrimientos en las parcelas demostrativas

Fecha	P (mm)	Escurremientos (mm)					I30 (mm h ⁻¹)	R (MJ ha ⁻¹)	E (MJha ⁻¹ mm ⁻¹)
		Control	Op. imb	<i>Prosopis</i>	<i>Acacia</i>	Op sp			
18/05/2006	23.90	10.05	3.57	0.26	0.30	0.26	8.30	96.06	11.57
27/05/2006	26.80	6.22	4.79	0.26	0.60	0.26	21.40	371.96	17.38
29/05/2006	17.30	1.03	0.58				3.80	8.64	2.27
02/07/2006	12.57	5.50	2.40	0.26	0.30		10.91	73.45	6.73
24/07/2006	44.82	8.73	9.32	1.60	1.22	0.80	19.63	480.22	24.40
25/07/2006	17.50	2.09	1.99	0.26	0.30		18.75	165.13	8.81
26/07/2006	10.70	1.45	1.18	0.39	0.30		10.80	53.86	4.99
05/08/2006	8.70	1.24	1.78	0.00	0.00	0.00	13.35	58.64	4.39
07/08/2006	19.60	8.73	10.34	0.79	1.53	0.53	44.25	637.81	14.41
25/08/2006	12.30	31.46	28.00	6.20	6.09	0.00	27.75	238.23	8.58
26/08/2006	60.10	31.46	28.00	6.20	6.09	0.00	42.75	1767.49	41.34
31/08/2006	17.70	5.26	4.56	0.00	0.00	0.00	52.80	798.96	15.13
07/09/2006	10.08	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	5.09	20.02	3.93
14/09/2006	10.95	1.66	0.78	0.26	0.00	0.00	18.47	143.07	7.75
22/09/2006	15.02	2.74	1.78	0.26	0.30	0.00	11.86	89.84	7.57
24/09/2006	13.33	5.50	1.48	0.79	0.60	0.26	9.64	61.35	6.36
13/10/2006	11.30	6.22	3.68	0.00	0.00	0.00	6.20	30.31	4.89
14/10/2006	18.50	6.22	3.68	1.06	1.22	0.26	24.70	317.59	12.86
16/10/2006	19.00	9.26	11.13	2.71	1.53	0.00	29.70	429.42	14.46
04/05/2008	28.90	5.98	16.72	0.79	1.53	0.80	41.10	907.82	22.08
20/05/2008	24.40	5.26	6.87	0.26	0.60	0.26	23.90	566.22	23.69
11/06/2008	14.40	2.74	4.23	0.13	0.91	0.13	45.60	362.54	7.95
12/06/2008	27.90	9.78	19.26	0.13	0.76	0.53	34.20	653.91	19.12
02/07/2008	14.00	1.24	0.58	0.00	0.00	0.80	16.30	141.04	8.65
03/07/2008	27.00	7.46	4.79	0.00	0.00	0.00	18.40	289.69	15.74
07/07/2008	10.00	16.03	24.46	1.53	0.00	1.61	4.90	137.95	28.15
Total	563.85	392.79	403.28	58.84	106.79	78.01	595.75	9775.95	357.24
Minima	6.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	3.80	8.64	2.27
Media	19.44	11.55	11.86	1.84	3.56	2.69	22.06	362.07	13.23
Máxima	60.10	35.76	34.05	23.15	26.61	23.36	52.80	1767.49	41.34

P= precipitación, I30= Intensidad máxima en 30 minutos, R= Factor de erosividad, E= Energía cinética de la lluvia

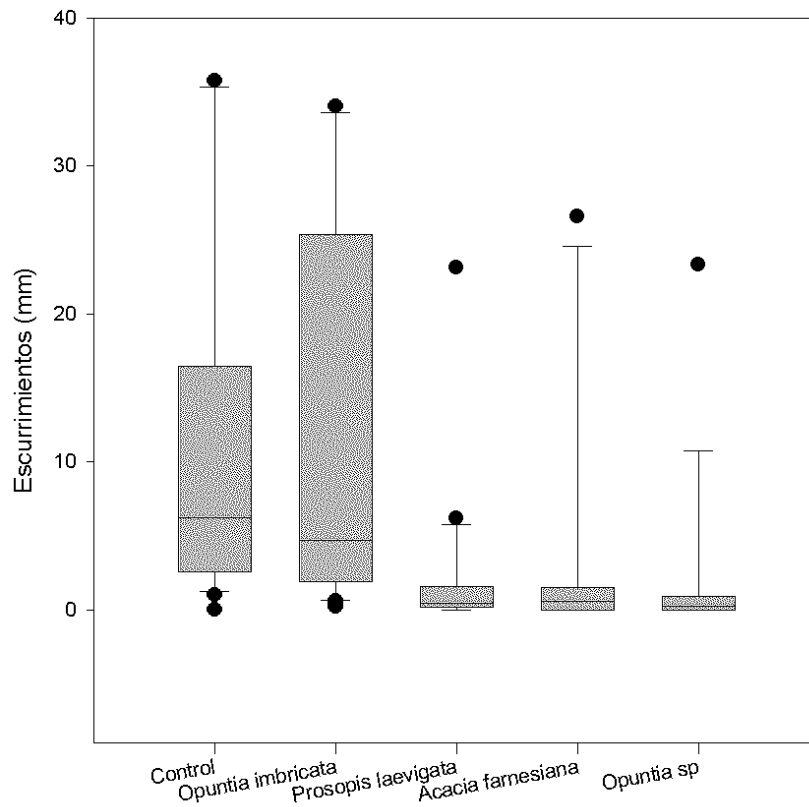


Figura 8.2. Diagrama de caja para los escurrimientos de los años 2006 y 2008.

Los valores máximos de pérdida de suelo encontrados correspondieron a 1275, 1366, 120, 130 y 21 kg ha⁻¹, mientras que la pérdida de suelo acumulada correspondió a valores de 3520, 3913, 240, 177 y 38 kg ha⁻¹ para Control, O. imbricata, P. laevigata, A.

farnesiana y *Opuntia sp.*, respectivamente. Como se puede observar en la Figura 8.3.

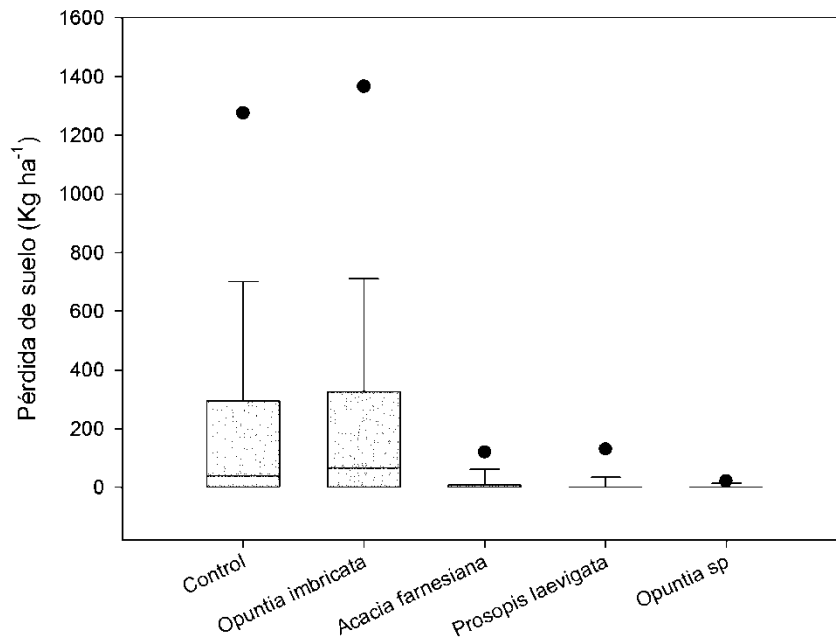


Figura 8.3. Diagrama de caja para los eventos de pérdida de suelo ocurridos en los años 2006 y 2008.

La vegetación tiene un efecto contundente en la reducción de escurrimientos (Chen *et al.*, 2007); sobre todo para aquellas zonas consideradas como marginadas. La estructura aérea de vegetación intercepta una cantidad significativa de precipitación, la cual es posteriormente traslocada como un flujo cortical al suelo, promoviendo la infiltración y disminuyendo los escurrimientos y erosión (Puigdefábregas, 2005). Además, se han documentado que los sistemas radiculares de las *Opuntia*, tiene desarrollada una habilidad a realizar una mayor absorción de la precipitación, por mínima que sea, con una capacidad a desarrollarse inmediatamente a partir de las primeras lluvias de temporada (Nobel, 1987; Gutiérrez y Squeo, 2004).

Las parcelas con *P. laevigata*, *A. farnesiana* y *Opuntia sp.* redujeron en un 87, 87 y 98% la producción de escurrimientos, respectivamente, en comparación con la superficie Control. Las parcelas de *O. imbricata* respondieron de manera similar al proceso de escurrimientos que la parcela Control. Estadísticamente, los valores de escurrimientos fueron

similares para *P. laevigata*, *A. farnesiana* and *Opuntia sp.*, formándose como un grupo, mientras que la parcela Control y *O. imbricata*, formaron un segundo grupo homogéneo, esto de acuerdo al método de Fisher's de discriminación entre medias usando el método de diferencias menos significativas (LSD, $\alpha=0.05$).

Los coeficientes de escurrimientos estimados de los datos observados fueron de 0.33, 0.27, 0.04, 0.04 y 0.01 para las parcelas Control, *O. imbricata*, *P. laevigata*, *A. farnesiana* and *Opuntia sp.*, respectivamente. Los valores para *P. laevigata* y *A. farnesiana* son muy similares con aquellos reportados por Rango *et al.* (2006) y Wei *et al.* (2007) para zonas de arbustos y pastizales donde se han encontrado las mismas especies en el desierto de Chihuahua y el Loess Plateau. Sin embargo, los valores de los coeficientes de escurrimientos para las superficies Control y de *O. imbricata* son mayores en comparación con aquellos reportados por los autores anteriores, aunque, por otra parte, similares con los reportados por Neave y Rayburg (2007) para superficies con suelos encostrados para una zona semiárida localizada en Nuevo México.

La relación entre los escurrimientos y la precipitación fueron evaluados estadísticamente usando el análisis de regresión lineal. La cantidad de precipitación que inicia los escurrimientos fueron determinados con las ecuaciones de regresión observadas en la Tabla XX. Estos valores fueron de 5.8 y 7.8 mm para las superficies de Control y *O. imbricata*. Mientras que los valores para *P. laevigata* y *A. farnesiana* correspondieron a valores de 10.0 y 10.4 mm. El valor de *Opuntia sp.* no se determinó debido a la incertidumbre que tenía a través de los pocos datos que produjeron escurrimientos y debido a esto un bajo coeficiente de determinación.

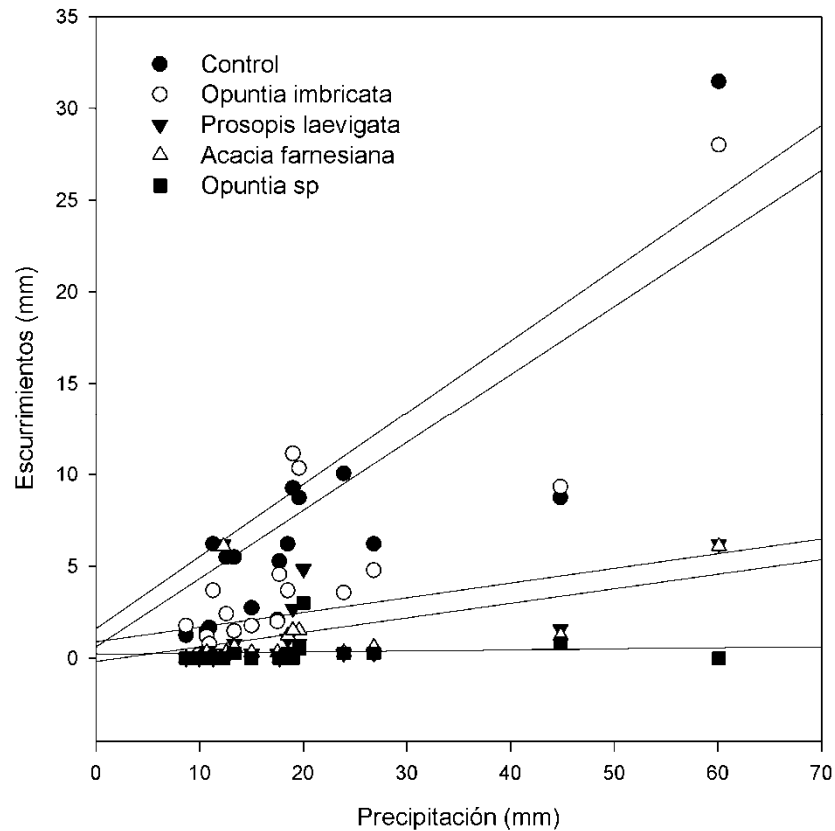


Figura 8.4. Relación escurrimientos – precipitación de los eventos ocurridos para los parches de vegetación y zonas sin vegetación estudiadas.

Por otra parte, la pendiente de la regresión lineal es un indicador de la cantidad de escurrimientos que se pueden producir por unidad de precipitación y puede ser utilizado como un parámetro para interpretar el efecto de las diferentes morfologías de la vegetación, prácticas de manejo o procesos hidrológicos. La pendiente de las ecuaciones de regresión fueron de 0.46, 0.44, 0.09, 0.09 y 0.016 para las parcelas de Control, *O. imbricata*, *P. laevigata*, *A. farnesiana* y *Opuntia sp.*, respectivamente.

Tabla 8.2. Modelos de regresión lineal para estimar los escurrimientos a partir de la cantidad e precipitación bajo diferentes de parches de vegetación.

Vegetación	Ecuación	r ²
Control	E=0.456P-2.666	0.73
<i>Opuntia imbricata</i>	E=0.437P-3.421	0.75
<i>Prosopis laevigata</i>	E=0.093P-0.935	0.64
<i>Acacia farnesiana</i>	E=0.091P-0.945	0.68
<i>Opuntia sp.</i>	E=0.016P-0.003	0.61

E = Escurrimiento (mm), P = Precipitación (mm)

El proceso de erosión ha sido reconocido como un proceso muy cercano a la energía cinética de la lluvia en la forma de la intensidad en treinta minutos (EI30; Nyssen *et al.*, 2005; Diodato and Bellocchi, 2007; Irvem *et al.*, 2007 Capolongo *et al.*, 2008). La relación entre la pérdida de suelo y la erosividad de la lluvia puede ser analizada y visualizada usando la regresión lineal y se puede observar en la Figura 8.5.

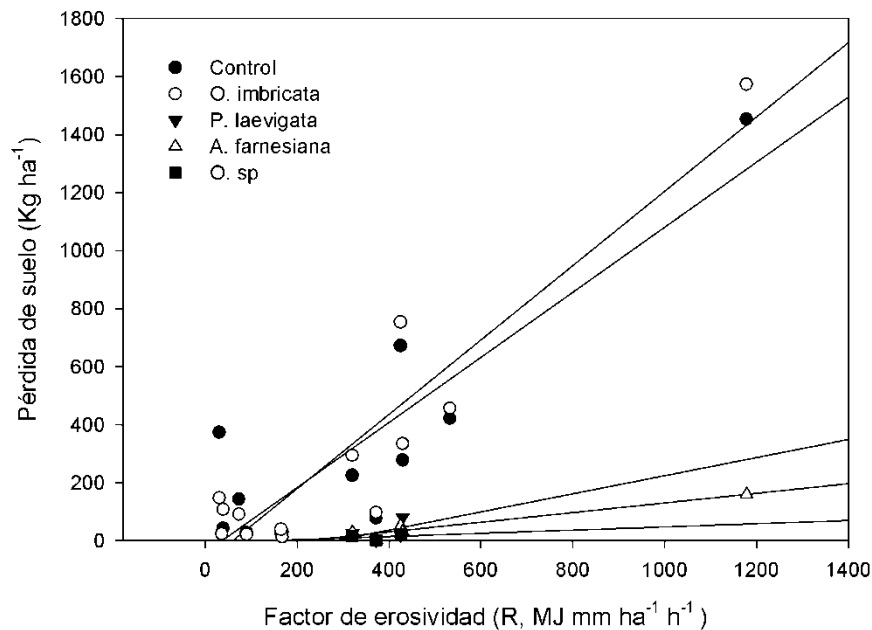


Figura 8.5. Diagrama de caja para los eventos de pérdida de suelo ocurridos en los años 2006 y 2008.

El intercepto al origen puede ser interpretado como el valor mínimo de erosividad de lluvia necesario para causar erosión por efecto combinado de la precipitación y escurrimientos. De acuerdo a esta aproximación los valores fueron de 47.66, 81.72 y 327.55 mm ha⁻¹ h⁻¹ necesarios para producir erosión en Control, *O. imbricata* y *A. farnesiana*,

respectivamente. Mientras que los valores para *P. laevigata* y *Opuntia sp.* no se lograron determinar debido a los coeficientes de determinación no significativos.

Tabla 8.3. Modelos de regresión lineal para estimar la pérdida de suelo a partir del factor de erosividad (R) en diferentes parches de vegetación y suelo desnudo.

Vegetación	Ecuación	r ²
Control	PS=0.745R-35.51	0.79
<i>Opuntia imbricata</i>	PS=0.850R-69.46	0.86
<i>Prosopis laevigata</i>	PS=0.208R-88.59	0.22
<i>Acacia farnesiana</i>	PS=0.110R-36.03	0.94
<i>Opuntia sp.</i>	PS=0.036R-7.709	0.09

PS = Pérdida de suelo (kg ha⁻¹), R = Factor de erosividad USLE (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹)

Los valores de r² fueron poco significativos para *Prosopis laevigata* y *Opuntia sp.*, indicando que existen otros factores ajenos a estos eventos relacionados que producen los escurrimientos y erosión, tales como la humedad del suelo (Kling y Nachtnebel, 2009), propiedades del suelo (Lado *et al.*, 2004), cobertura de vegetación aérea y superficial (Payne, 2000; Bautista *et al.*, 2007; Martínez-Mena *et al.*, 1999).

Por esta razón, el análisis de regresión lineal no puede ser utilizado como un parámetro para establecer relaciones de causa o predicción entre la lluvia y/o los escurrimientos. Comparado con el Control, se requiere dos veces la energía utilizada para en éste producir desprendimiento en la vegetación de *Opuntia imbricata*, y siete más para la vegetación de *Acacia farnesiana*.

Sí se considera la pendiente de la regresión lineal como la cantidad de pérdida de suelo por unidad de factor de erosividad, se puede observar que los valores mayores corresponden al Control y *Opuntia imbricata* con valores de 0.75 y 0.85, respectivamente. Mientras que los valores menores corresponden a *P. laevigata*, *A. farnesiana* y *Opuntia sp.* con valores de 0.21, 0.11 y 0.03, respectivamente. Los umbrales de estos valores son los mínimos para iniciar la pérdida de suelo y el gradiente de erosión que consiste en la cantidad total de pérdida de suelo registrada en los periodos observados, con el orden decreciente como se enuncia a continuación: *O. imbricata* ≈ Control > *A. farnesiana* > *P. laevigata* > *Opuntia sp.*

Solo algunos autores han realizado este tratamiento a los datos de escurrimientos, en el sentido que describen estadísticamente el efecto de la vegetación a la pérdida de suelo y escurrimientos en función de la erosividad de la lluvia. Sin embargo, se han encontrado tendencias similares reportadas en Wainwright *et al.* (2002); Bautista *et al.* (2007); Chen *et al.* (2007); Capolongo *et al.* (2008).

8.4. Conclusión

La vegetación superficial y aérea que cubre los parches de vegetación reduce significativamente la cantidad de escurrimientos y pérdida de suelo comparados con la superficie de Control. Los escurrimientos se redujeron en un 87%, 87%, 98% para las vegetaciones de *Acacia farnesiana*, *Prosopis laevigata* y *Opuntia sp.*, respectivamente, comparadas con las condiciones de la superficie de Control. Mientras que su reducción correspondiente a la pérdida de suelo fue de 97, 93 y 99%, con respecto a la superficie sin cobertura de vegetación, respectivamente.

Los parches de vegetación no sólo son importantes por la regulación hidrológica de los procesos superficiales, también lo son por el beneficios a las condiciones de las propiedades físicas del suelo.

IX. COMPARACIÓN ENTRE MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN EN UN AMBIENTE SEMIÁRIDO

9.1. Introducción

El término evapotranspiración incluye la evaporación de las superficies del suelo y plantas, además del movimiento en el perfil del suelo y la transpiración de las plantas (Ward y Trimble, 2004). Se ha documentado que los factores climáticos como la radiación global, la velocidad del viento, la temperatura y humedad del aire y factores locales como son el albedo, la emisividad de la superficie, la rugosidad del suelo, el tipo de planta, el tipo de suelo y el contenido de agua en el suelo; afectan la tasa de evapotranspiración (Delegido *et al.*, 1991).

De los modelos de evapotranspiración que se han desarrollado, la mayoría con finalidad de cultivos agrícolas, el que mejor se desempeña es el modelo uni-capa de Penman-Monteith (Monteith, 1965), el cual ha sido utilizado a lo largo de 30 años, en diferentes vegetaciones y cultivos. Sin embargo, es un modelo caracterizado como de una superficie uniforme o Big leaf y áreas abiertas, lo cual no es una opción que se pueda considerar para zonas áridas y semiáridas donde las áreas están espaciadas, poco uniformes, no homogéneas, etc. (Domingo *et al.*, 1999). Por lo cual se hace necesaria una búsqueda del mejor método para estimar la evapotranspiración en estos ambientes.

El objetivo de este capítulo fue analizar ocho diferentes métodos para la estimación de evapotranspiración con datos medidos en el sitio de estudio con la finalidad de observar cuál de ellos se desempeña mejor con información de evapotranspiración tomada a partir de un Atmómetro (ET gage, modelo E), ampliamente utilizado para la calibración de este proceso.

9.2. Metodología

La evapotranspiración se evaluó en el sitio de estudio con un atmómetro (ET-Gage, modelo E, Figura 9.1), los cuales están formulados con el modelo de Penman-Monteith

(1998). En el año 2007, no hubieron registros de evapotranspiración, por lo que se estimó la evapotranspiración con los siguientes ocho modelos: Penman (1948), Penman – Monteith (Allen *et al.*, 1998), Oudin (Oudin *et al.*, 2005), Kimberly – Penman (Wright, 1982), Romanenko (Romanenko, 1961), Jensen-Haise (Jensen y Haise, 1965), Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985) y McGuinness (McGuinness, 1972).



Figura 9.1. Evapotranspiración. ET - Gage

9.2.1. Error de estimación

Los modelos de estimación de la evapotranspiración fueron comparados con los valores observados en el sitio de estudio. Los estadísticos que se utilizaron para hacer la evaluación comparativa son análisis de regresión, error absoluto medio (MAE) y error cuadrático medio (RMSE), calculados de la siguiente manera:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |ET_{mod,i} - ET_{obs,i}| \quad (2.23)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (ET_{mod,i} - ET_{obs,i})^2} \quad (2.24)$$

Donde $ET_{mod,i}$ y $ET_{obs,i}$ son la evapotranspiración modelada y observada, respectivamente, para cada día (i) y el número total de días (n) o semana o mes, dependiendo de la serie de tiempo en análisis. MAE y RMSE están en unidades de $mm\ d^{-1}$; y son indicadores de que tan bien se desempeña el modelo, al igual que la pendiente, intercepto al origen y coeficiente de determinación, en el caso de los estadísticos de regresión (Douglas *et al.*, 2009; Gavilán y Castillo-Llanque, 2009).

9.3. Resultados y discusión

Los valores de evapotranspiración variaron de 1 a $8.5\ mm\ day^{-1}$ durante los años 2006 y 2008, con una media de $3.5\ mm\ d^{-1}$ para ambos años, el año 2007 no se registraron datos de esta variable. Estos valores están dentro del rango reportado para zonas áridas (2-4

mm) y semiáridas (4-8 mm) de acuerdo a Allen *et al.* (1998) y Rahimikhoob (2009). Los valores acumulados de evapotranspiración fueron de 525 y 413 mm para los años 2006 y 2008, respectivamente.

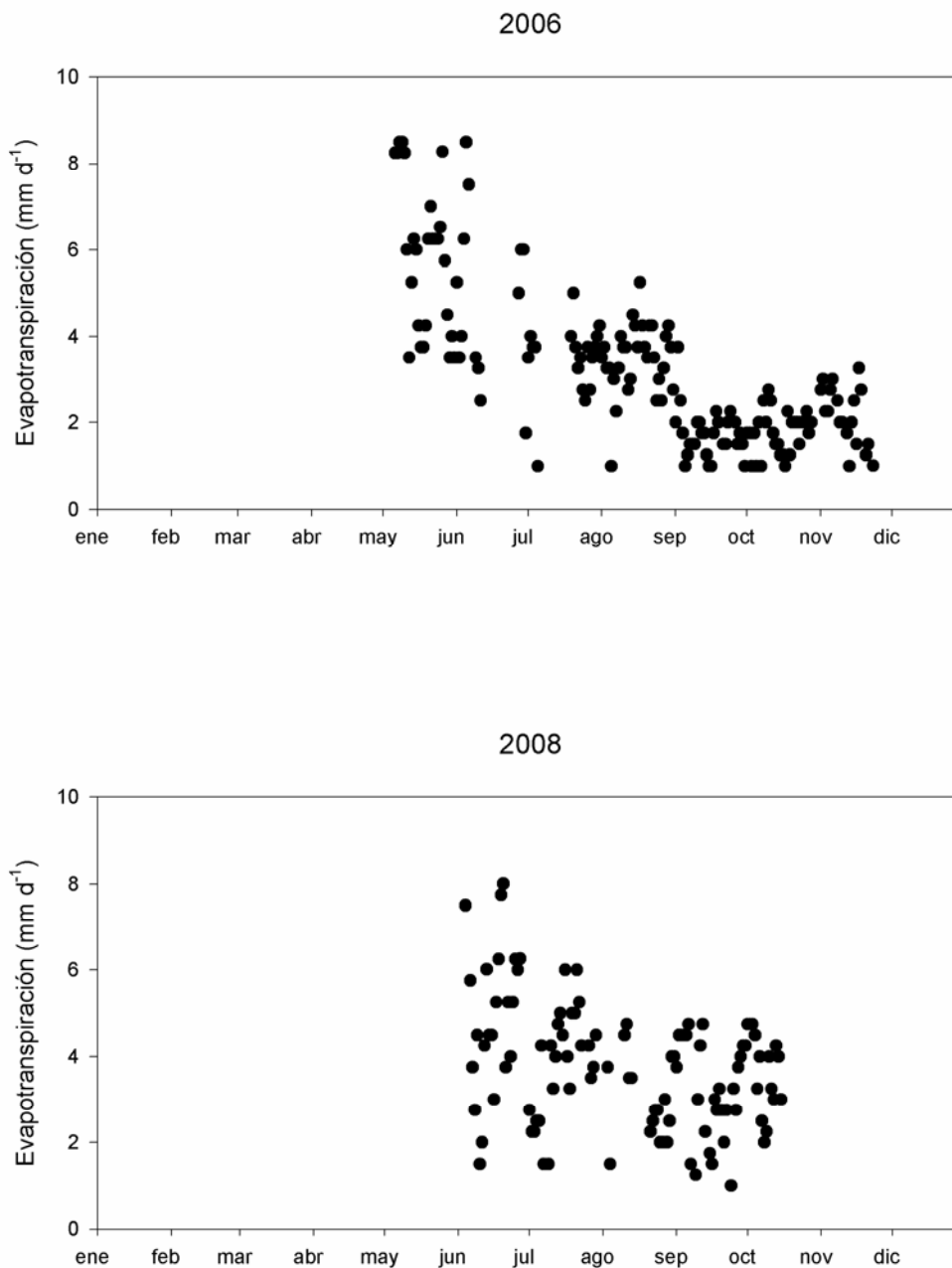


Figura 9.2. Variación de la evapotranspiración para los años 2006 y 2008.

9.3.1. MAE, RMSE y Regresión lineal para los métodos de evapotranspiración

Los resultados de MAE y RMSE para cada uno de los modelos utilizados se pueden observar a escala diaria, semanal y mensual en la Tabla 9.1. Se observó que a una escala de tiempo diaria el método que mejor se desempeñó fue Penman, con un MAE de 0.98 mm d^{-1} y RMSE de 1.27 mm d^{-1} . Los métodos que se desempeñaron medianamente fueron Penman-Monteith, Oudin, Hargreaves y McGuinness; con MAE y RMSE que varían entre 1 y 2 mm d^{-1} . Mientras que los métodos de Kimberly, Jensen y Haise y Romanenko son que obtuvieron mayores errores con respecto a los datos observados con valores mayores a 2 mm d^{-1} y menores a 3 mm d^{-1} . Estos resultados también se encontraron en García *et al.* (2004), para los métodos de Penman – Monteith y Hargreaves, comparados diariamente en el Altiplano de Bolivia con errores de entre 0.4 y 0.8 mm d^{-1} . Mientras que en Gavilán y Castillo-Llanque (2009) coincidieron con valores de RMSE de 1.29 mm d^{-1} para una escala diaria con el método de Penman – Monteith para una zona semiárida del sur de España.

A escala semanal, los métodos mejoraron su desempeño con MAE menores a 1 mm d^{-1} para los métodos de Penman, Penman – Monteith y Oudin. Sin embargo, los errores fueron de 1 mm d^{-1} a 2 mm d^{-1} para los métodos Hargreaves y McGuinness. Por último y continuando con la respuesta anterior, los métodos de Kimberly, Jensen y Haise y Romanenko, continuaron con MAE entre 2 y 3 mm d^{-1} , sin diferencias significativas con respecto al análisis diario. Mientras que para el análisis de RMSE se formaron dos grupos que corresponden a Penman, Penman – Monteith, Oudin, Hargreaves y McGuinness con valores de 1.08, 1.09, 1.23, 1.27 y 1.57 mm d^{-1} , respectivamente. El segundo grupo formado por Kimberly, Jensen y Haise y Romanenko, con valores de 2.54, 2.76 y 2.77 mm d^{-1} , respectivamente.

El MAE y RMSE observado para el análisis mensual se ve significativamente mejorado en un 10 y 20%, respectivamente. Los métodos de Penman, Penman – Monteith, Oudin tuvieron valores de MAE cercanos de 0.71, 0.78 y 0.76 mm d^{-1} , mientras que Hargreaves obtuvo un MAE de 0.91 mm d^{-1} . Los valores de RMSE disminuyeron significativamente a 0.89, 0.95 y 0.99 mm d^{-1} para los métodos de Penman, Penman-Monteith y Oudin. Sin embargo, Hargreaves y McGuinness, aunque disminuyeron el RMSE,

los errores aún están entre 1 y 2 mm d⁻¹. Los métodos persisten con valores mayores a 2 mm d⁻¹ y menores a 3 mm d⁻¹ corresponden a Kimberly, Jensen y Haise y Romanenko con RMSE = 2.41, 2.69 y 2.70 mm d⁻¹, respectivamente.

Tabla 9.1. Predicción de los modelos con respecto a errores

Modelo	Diario		Semanal		Mensual	
	MAE	RMSE	MAE	RMSE	MAE	RMSE
Penman	0.98*	1.27**	0.84*	1.08**	0.71*	0.89*
Penman-Monteith	1.09**	1.31**	0.93*	1.09**	0.78*	0.95*
Oudin	1.10**	1.44**	0.92*	1.23**	0.76*	0.99*
Hargreaves	1.20**	1.43**	1.05**	1.27**	0.91*	1.09**
McGuinness	1.59**	1.83**	1.36**	1.57**	1.22**	1.45**
Kimberly	2.17***	2.57***	2.24***	2.54***	2.21***	2.41***
Jensen y Haise	2.66***	2.97***	2.56***	2.76***	2.56***	2.69***
Romanenko	2.66***	2.96***	2.50***	2.77***	2.50***	2.70***

MAE = Error absoluto medio, RMSE=Error cuadrático medio, ambos en mm d⁻¹.

Con el análisis de regresión lineal se puede observar que tan bien modela en el tiempo el método estimado en comparación a la evapotranspiración observada. La dispersión de la evapotranspiración estimada vs medida se puede observar para cada uno de los modelos probados en la Figura 9.3 para análisis diario, Figura 9.4 para análisis semanal y Figura 9.5 para análisis mensual.

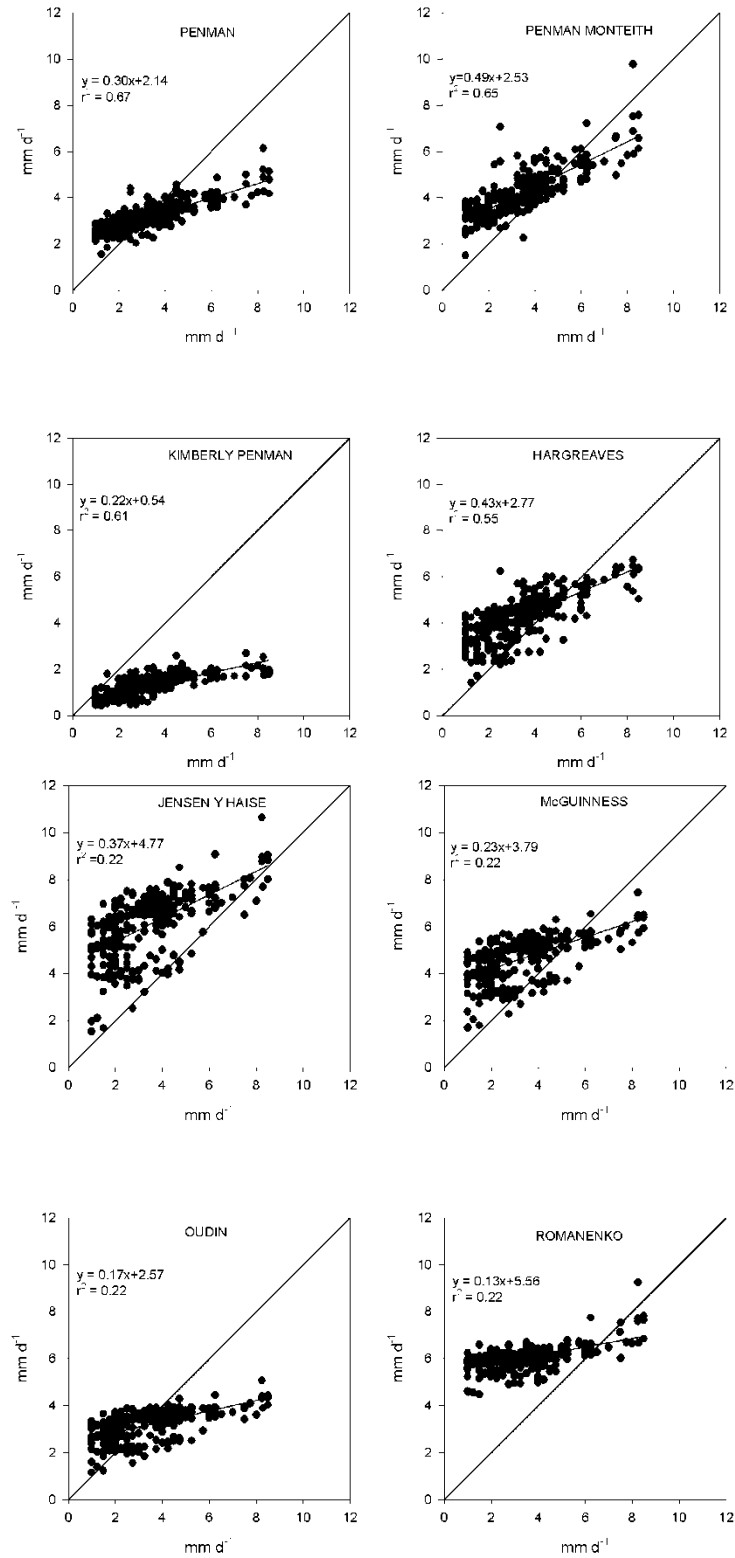


Figura 9.3. Regresión lineal de los métodos de evapotranspiración utilizados como comparación de la evapotranspiración medida.

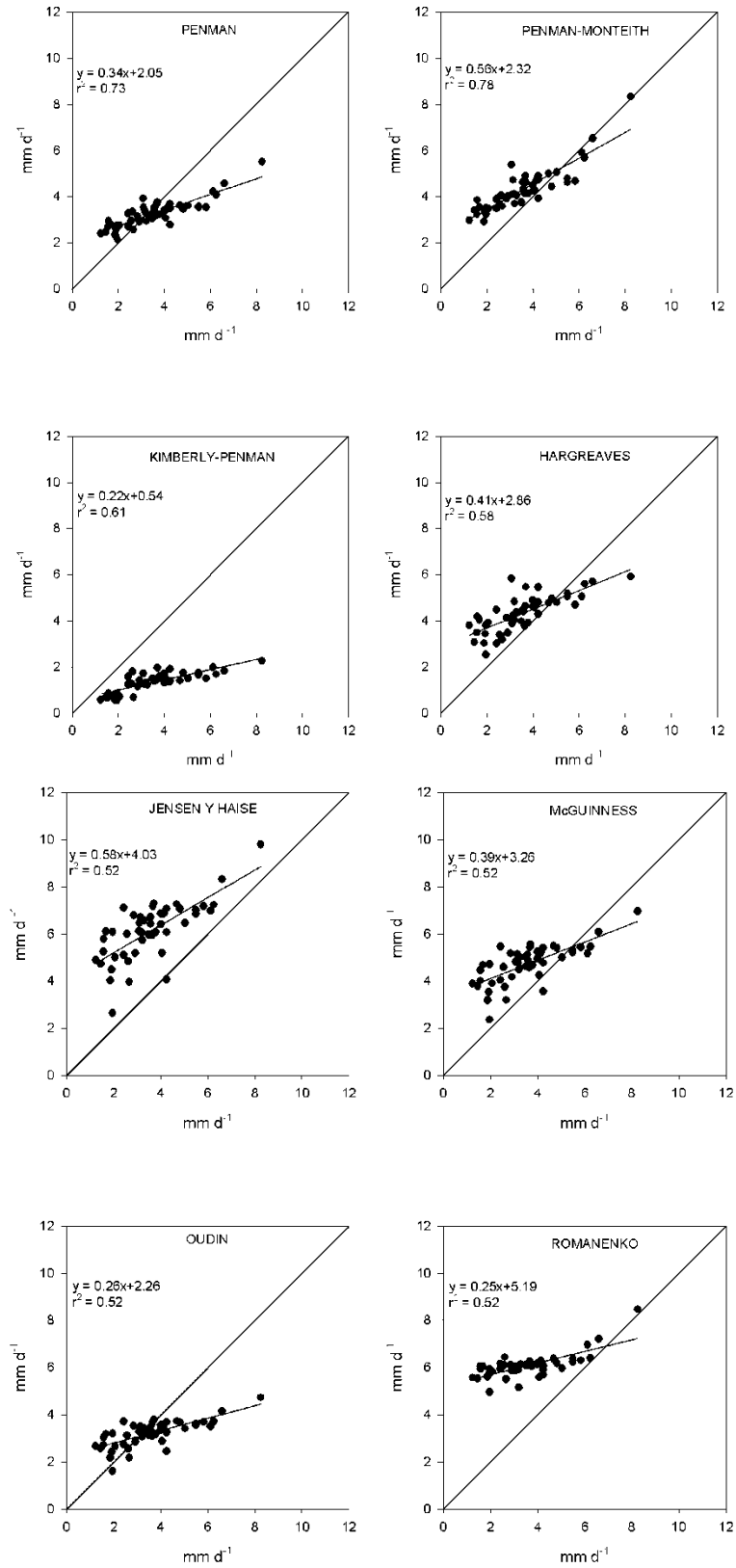


Figura 9.4. Regresión lineal de los métodos de evapotranspiración utilizados como comparación de la evapotranspiración medida.

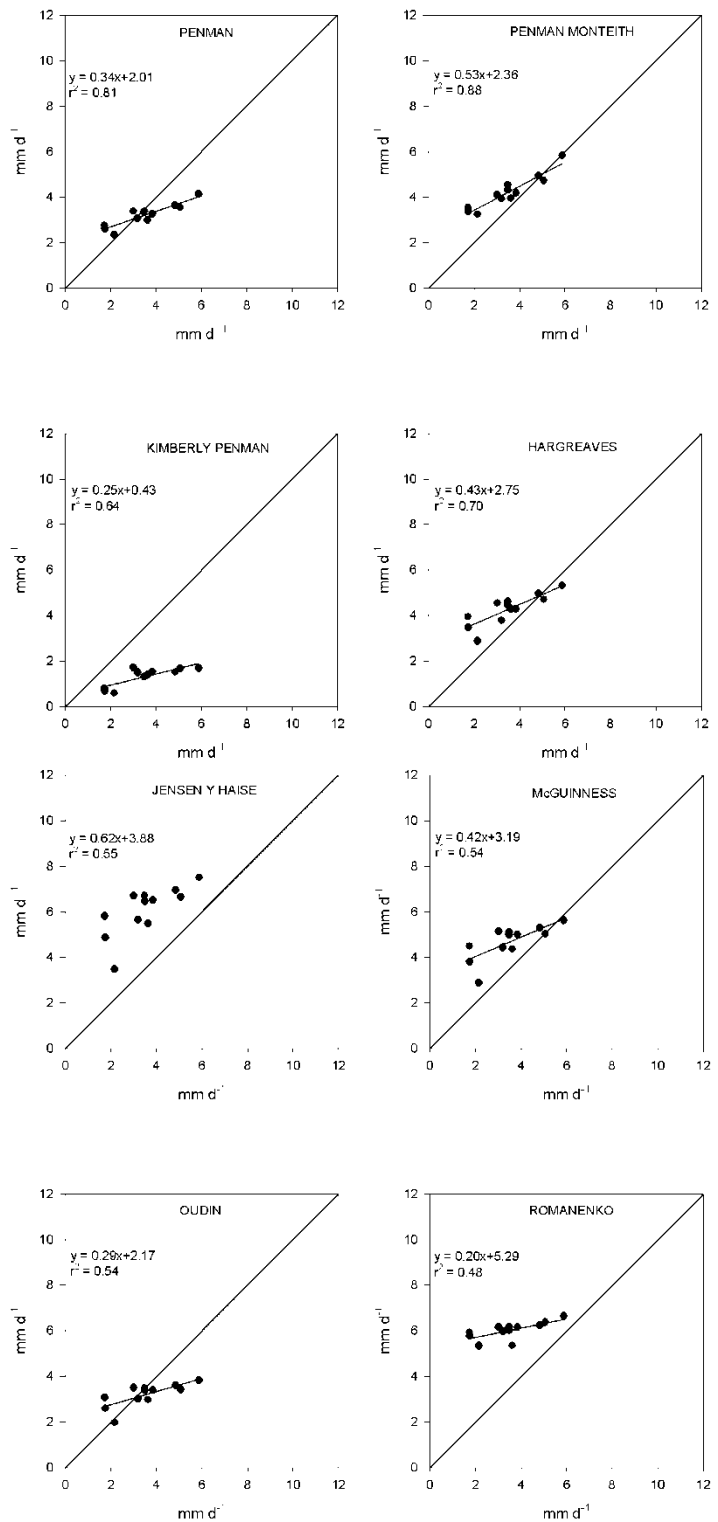


Figura 9.5. Regresión lineal de los métodos de evapotranspiración utilizados como comparación de la evapotranspiración medida.

En la Tabla 9.2 se observan los valores del factor de ajuste, pendiente, intercepto al origen y r^2 para todos los análisis temporales. En el análisis diario se formaron dos grupos con respecto a los coeficientes de determinación. Los que tienen un coeficiente de determinación significativo ($r^2 \geq 0.60$), que corresponde a los métodos de Penman, Penman-Monteith y Kimberly con valores de 0.67, 0.65 y 0.61, respectivamente. Y un segundo grupo que corresponde a los métodos de Hargreaves, Oudin, McGuinness, Jensen y Haise y Romanenko con coeficientes no significativos, 0.55 para el primer caso y 0.22 para el resto de los métodos. Considerando estos métodos como poco recomendables a esta escala de tiempo y puntualmente, a este tipo de condiciones ambientales.

Cuando estos métodos han sido probados a escalas diarias se han encontrado comportamientos similares en otras latitudes. Irmak *et al.* (2005) encontraron que el método de Penman – Monteith predice en un 65% el fenómeno de evapotranspiración medido en la península de Florida. Gavilán y Castillo – Llanque (2009) en el semiárido de España, determinaron en 86% la estimación de evapotranspiración por el método de Penman – Monteith en comparación a observaciones de atmómetros (ETgage), mientras que con el método de Hargreaves alcanzó 90%.

El análisis de los métodos en una escala de tiempo semanal aumentó para todos los casos el coeficiente de determinación, y al igual que en la escala anterior se mantuvieron los dos grupos mencionados en el pasado. El primer grupo aumentó en 10% la predicción de los métodos Penman y Penman – Monteith con coeficientes $r^2 = 0.73$ y 0.78 , respectivamente. Mientras que para el método de Kimberly el coeficiente se mantuvo constante ($r^2 = 0.61$). Los métodos de Hargreaves, Oudin, Jensen y Haise y Romanenko, aunque también aumentaron los coeficientes hasta en un 30%, continuaron siendo no significativos.

Gavilán y Catillo – Llanque (2009), proponen este tipo de escalamiento de la evapotranspiración, con fines de irrigación en zonas áridas, ellos encontraron para su área de estudio $r^2 = 0.92$ con el método de Penman – Monteith en comparación a los atmómetros. Estando estos valores por arriba de los estimado en este caso de estudio.

En la escala mensual los métodos de Penman y Penman – Monteith aumentaron sus coeficientes de determinación hasta en un 20% con respecto a la escala diario,

considerándose altamente recomendables para su uso, con $r^2 = 0.81$ y 0.88 . Kimberly aumentó su coeficiente en tan solo 3% con respecto a las escalas anteriores ($r^2 = 0.64$). El método de Hargreaves sobresalió en comparación del grupo de métodos en los cuales se encontraba con $r^2 = 0.70$, con un coeficiente significativo. El grupo que continuó siendo pobre en asociación con respecto a los datos observados fueron Oudin ($r^2 = 0.54$), McGuinness ($r^2 = 0.54$); Jensen y Haise ($r^2 = 0.55$) y Romanenko ($r^2 = 0.48$), por lo que no se recomienda su uso para estas condiciones.

Tabla 9.2. Estadísticos de la regresión lineal para los métodos propuestos a escalas diaria, semanal y mensual.

Model	Diario				Semanal				Mensual			
	Af	Sl	Int	r^2	Af	Sl	Int	r^2	Af	Sl	Int	r^2
Penman	1.08	0.31	2.14	0.67*	1.09	0.34	2.05	0.73*	1.09	0.34	2.01	0.81*
Penman-Monteith	0.82	0.49	2.53	0.65*	0.83	0.56	2.32	0.78*	0.83	0.53	2.36	0.88*
Kimberly	2.69	0.22	0.54	0.61*	2.68	0.22	0.54	0.61*	2.71	0.25	0.43	0.64*
Hargreaves	0.81	0.43	2.77	0.55**	0.83	0.41	2.86	0.58**	0.82	0.43	2.75	0.70*
Oudin	1.08	0.17	2.57	0.22**	1.11	0.26	2.26	0.52**	1.1	0.29	2.17	0.54**
McGuinness	0.74	0.23	3.79	0.22**	0.76	0.39	3.33	0.52**	0.75	0.42	3.19	0.54**
Jensen and Haise	0.57	0.37	4.77	0.22**	0.58	0.58	4.03	0.52**	0.58	0.62	3.88	0.55**
Romanenko	0.57	0.13	5.56	0.22**	0.59	0.25	5.19	0.52**	0.58	0.20	5.29	0.48**

Af = ETo/PE donde, ETo = Evapotranspiración de referencia y PE = Evapotranspiración Potencial; Sl= Pendiente; Int= Intercepto; r^2 = Coeficiente de determinación.

Realizando un recuento de los estadísticos analizados para los métodos de evapotranspiración, podemos realizar una agrupación de aquellos que pueden ser utilizados para condiciones similares de vegetación y clima y descartar aquellos que por su pobre desempeño en los estadísticos no son recomendables.

El método de Penman es el método más recomendable para una escala diaria, con un error medio absoluto menor a 1 mm d^{-1} (0.98 mm d^{-1}), aunque tiene un error cuadrático medio de 1.27 mm d^{-1} , éste es el menor de todos los métodos analizados, además alcanzar un coeficiente de determinación significativo ($r^2 = 0.67$).

En la escala semanal los métodos de Penman y Penman – Monteith resultaron ser los que tienen mejor desempeño, con MAE menores a 1 mm d^{-1} , 0.84 y 0.93 mm d^{-1} , para Penman y Penman – Monteith, respectivamente. RMSE cercanos a 1 mm d^{-1} , 1.08 mm d^{-1} para Penman y 1.09 mm d^{-1} para Penman – Monteith. Mientras que los coeficientes de

determinación resultaron significativos e iguales a $r^2 = 0.73$ para Penman y $r^2 = 0.78$ para Penman – Monteith. Cabe mencionar que aunque el método de Oudin tiene un MAE menor a 1 mm d^{-1} (0.92 mm d^{-1}), menor que Penman – Monteith (0.93 mm d^{-1}), los valores de la asociación entre la estimación por medio de este método no alcanza un coeficiente de determinación significativo ($r^2 = 0.52$). Mientras que el método de Kimberly, alcanza un coeficiente significativo ($r^2 = 0.61$), pero en sus errores (MAE y RMSE) se obtuvieron valores de hasta 2.24 y 2.54 mm d^{-1} , estando éste dentro del grupo con mayor error de predicción.

Los métodos de Penman, Penman – Monteith y Hargreaves fueron los que obtuvieron mejor desempeño a escala mensual, con valores de MAE menores a 1 mm d^{-1} , y RMSE para Penman y Penman – Monteith también menores a 1 mm d^{-1} . Estos métodos predicen el fenómeno de evapotranspiración hasta en 81% y 88%, Penman y Penman – Monteith, respectivamente. El método de Oudin, aunque tiene valores de MAE y RMSE por debajo de 1 mm d^{-1} , tiene un $r^2 = 0.52$ muy poco significativo, por lo que se descarta de los métodos recomendados. Mientras que el método de Hargreaves con un RMSE por poco mayor a 1 mm d^{-1} (1.09 mm d^{-1}) alcanzo un coeficiente significativo, por lo menos en esta escala ($r^2 = 0.70$), siendo recomendable aunque con reservas. Cabe mencionar, que éste último método, además del Penman – Monteith, es uno de recomendados por FAO – 56 (Allen *et al.*, 1998).

9.3.2. Regresión multivariable

Para conocer cuál o cuáles de las variables utilizadas comúnmente en los métodos para estimar la evapotranspiración es la más significativa, se asociaron de manera lineal con el coeficiente r Pearson, los resultados fueron $r = 0.53$, 0.58 , -0.68 and 0.72 , para temperatura, velocidad del viento, humedad relativa y radiación neta, respectivamente. No se encontró una correlación significativa entre ET observada y la presión atmosférica.

Gao *et al.*, (2006) y Khoob (2008), encontraron evidencia de que el proceso de evapotranspiración está altamente influenciado por la temperatura, humedad relativa y velocidad del viento, y éstas a su vez dependen del sitio en estudio y la estación del año.

Con la finalidad de probar algún método que estime de mejor manera la evapotranspiración en el sitio de estudio con relación a los datos observados, se realizó una

regresión multivariable con los datos de radiación neta, humedad relativa, temperatura y velocidad del viento tomados de la estación colocada en el sitio de estudio considerando la variable dependiente la Evapotranspiración medida con el ETgage y utilizando el método Stepwise de SPSS (v. 13 para Windows). Los resultados de esta valoración se pueden observar en la Tabla 9.3.

Tabla 9.3. Variables de cada modelo propuesto para Evapotranspiración con su respectivo rendimiento

r Pearson	r ²	Predictores	Coefficientes del modelo
0.721	0.52	Constante, Rn	1.05, 0.29
0.860	0.74	Constante, Rn, Hr	7.41, 0.22, -0.08
0.886	0.78	Constante, Rn, Hr, T	4.67, 0.19, -0.08, 0.17
0.897	0.80	Constante, Rn, Hr, T, V	2.93, 0.16, -0.07, 0.18, 1.22

Variable dependiente=ET. r Pearson es el coeficiente de asociación. r² es el coeficiente de determinación. Rn es la radiación neta, Hr es la humedad relativa, T es la temperatura del aire y V es la velocidad del viento.

El método que resultó con mejor coeficiente de determinación ($r^2 = 0.80$) con las variables más significativas de radiación neta, humedad relativa, temperatura y velocidad del viento más una constante fue probado a las escalas diaria, semanal y mensual. La distribución de la evapotranspiración observada y estimada se puede observar en la Figura 9.6. Los coeficientes de determinación encontrados fueron $r^2 = 0.80, 0.82$ y 0.91 , para las escalas diaria, semanal y mensual, respectivamente. Además de encontrarse MAE y RMSE menores a 1 mm d^{-1} para todos los casos anteriores. Por lo que este método se marca como el más recomendable para este caso de estudio y en particular para los años analizados.

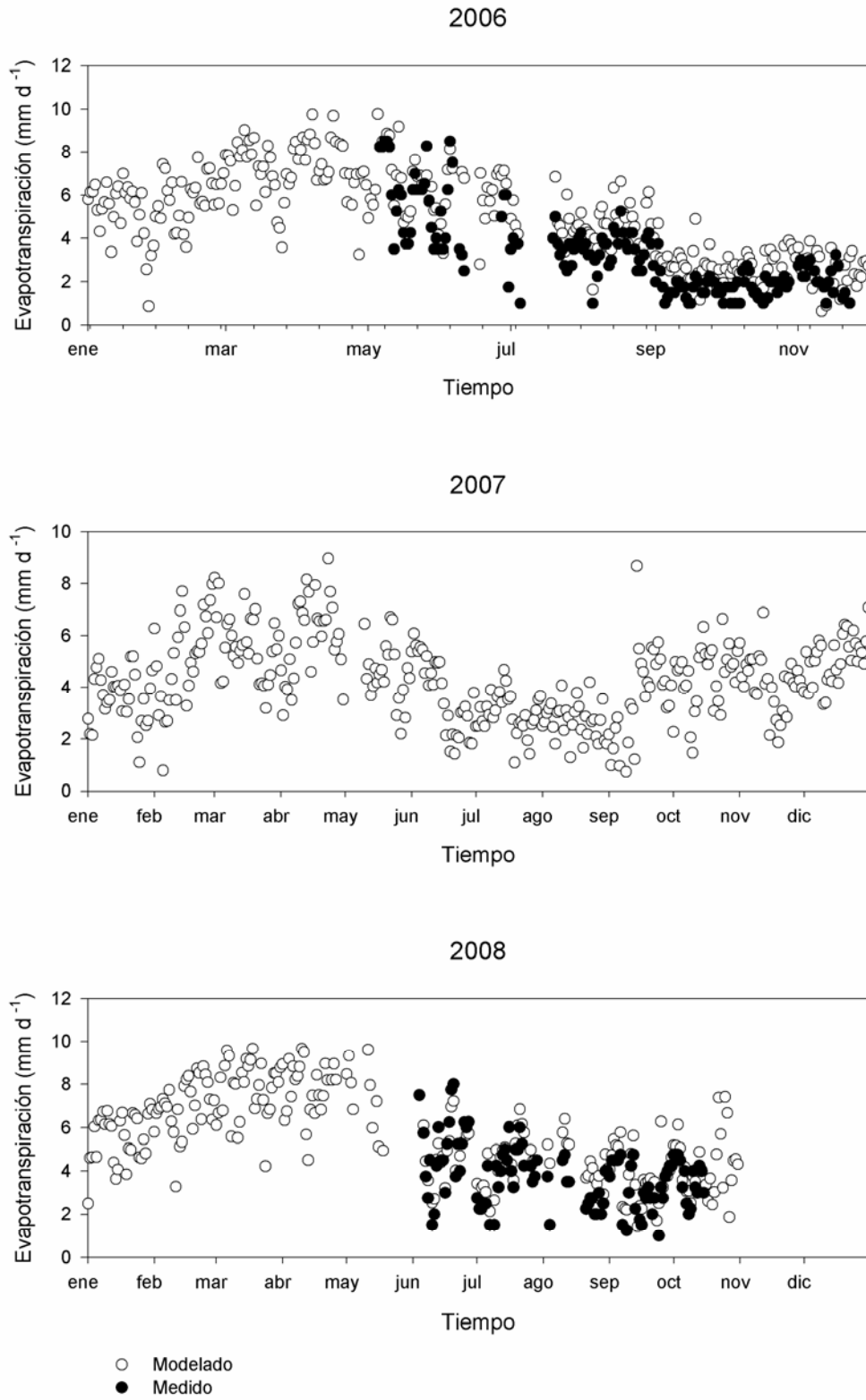


Figura 9.6. Distribución de la evapotranspiración observada durante los años 2006 y 2008, y datos estimados en los años 2006 a 2008.

9.4. Conclusión

Los métodos de Oudin, Jensen y Haise, McGuinness y Romanenko mostraron altos valores de RMSE y MAE, mientras que los valores de intercepto al origen, pendiente y r^2 fueron bajos. El pobre desempeño de estos métodos no cambió durante las diferentes escalas de análisis. En consecuencia, su uso no es recomendado para estas características de condiciones climáticas similares.

Por otro lado, el método de Hargreaves mostró un mejor desempeño para la escala de análisis mensual con un valor de $r^2 = 0.70$, pero su uso se restringe y se recomienda sólo bajo esta escala de tiempo.

Los métodos del tipo Penman, Penman – Monteith y Penman, fueron los que mostraron un mejor desempeño en todas las escalas analizadas. Estos métodos mostraron valores bajos de RMSE y MAE, mientras que los valores de r^2 fueron significativos. El desempeño de estos métodos fue mejor para las escalas semanal y mensual en comparación con la escala diaria en un 10 y 20%, respectivamente.

El uso de los datos climáticos para predecir el proceso de evapotranspiración fue utilizado como alternativo a los métodos ya conocidos. Las variables de radiación solar, temperatura, velocidad del viento y humedad relativa dentro de un modelo de regresión multivariable arrojaron coeficientes de determinación significativos de $r^2 = 0.80$, 0.82 y 0.91 para las escalas diaria, semanal y mensual, respectivamente. Lo que representa una alternativa favorable para el sitio de estudio.

La disponibilidad de agua es un factor limitante en la productividad de los ecosistemas áridos y semiáridos. Las plantas usan el agua estrictamente necesaria para realizar sus reacciones bioquímicas y mantener la turgencia de sus células. El movimiento del agua en el suelo a la planta y de la planta a la atmósfera se realiza a través de un continuo y decreciente potencial de agua. Por esto Simpson y Solbrig (1977), reconocieron tres métodos principales de sobrevivencia de plantas típicas, en este caso del *Prosopis* de estas áreas:

- Una fotosíntesis especializada, también llamado CAM por sus siglas en inglés (Crassulacean acid metabolism), lo cual permite a estas plantas abrir sus estomas durante la noche cuando la temperatura ambiente es baja y las pérdidas por transpiración pueden reducirse.
- El método de las xerófitas o “amor seco” (dry-loving), el cual consiste en que las plantas tienen células capaces de resistir potenciales extremadamente negativos. Esto incluye pequeñas hojas con células epidérmicas externas gruesas, estómatos hundidos y redes extensas de raíces.
- El método de las freatófitas o plantas adaptadas a regiones áridas que toman agua de lugares “inalcanzables”. Estas plantas son típicas por tener raíces primarias que acceden a niveles freáticos profundos.

Los árboles del género *Prosopis* son freatófitos, y además suelen tener respuestas de xerófitos y fisiológicas importantes. Sudziki (1985), demostró que los estómatos de los *Prosopis* tamarugo del desierto Chileno de Atacama se abren en relación a la humedad relativa atmosférica, en lugar de una respuesta a condiciones de luz, como lo hacen comúnmente otras plantas, permaneciendo abiertas principalmente durante la noche y hasta las primeras horas de la mañana (8:00 a.m.).



Figura 10.2. *Prosopis laevigata* típico de las zonas semiáridas del sitio de estudio. Rancho Santo Domingo, Cadereyta.

Por otra parte, y a nivel hidrológico, los *Prosopis* tienen una respuesta positiva a interceptar agua de lluvia por medio de sus hojas, ramas y troncos. Se ha documentado que la capacidad de interceptación, dependiendo del área de la cobertura, pueden alcanzar entre 30% (Linares, Nuevo León; Návar y Bryan, 1994) a 20% (Cadereyta, Querétaro; Mastachi-Loza *et al.*, 2010), según las características de la precipitación, principalmente de la lámina e intensidad de lluvia.

El efecto de una cantidad de interceptación considerable por parte de la copa de los árboles de los *Prosopis*, además de la contribución de la interceptación por cobertura superficial tienen como resultado un porcentaje bajo en los escurrimientos con respecto a la lluvia total, tal como se han reportado por Parsons *et al.* (2003), con porcentajes de escurrimientos entre 7 y 8% (Mezquite Ankbha, New Mexico; USA); Vásquez-Méndez *et al.* (2010), con registros de 13% (*Prosopis laevigata*, Querétaro; México).

El objetivo de este capítulo fue cuantificar los procesos de interceptación, infiltración y escurrimientos, dentro del balance hidrológico.

10.2. Metodología

En este capítulo se utilizó la técnica de monitoreo de escurrimientos propuesta por Vásquez-Méndez *et al.*, (2010), una estación climática Vaisala, para la cuantificación de la precipitación a intervalos de 20 minutos. A la vez se estimó la infiltración utilizando la ecuación de Green y Ampt (1911).



Figura 10.3. Parcela con *Prosopis laevigata* para monitorear la cantidad de escurrimientos.

10.3. Resultados y discusión

23 de los eventos que se midieron causaron escurrimientos en la parcela de *Prosopis laevigata*, estos fueron considerados para estimar la infiltración con el método de Green y Ampt (1911). La precipitación, contenido de humedad, infiltración, escurrimientos e interceptación para cada evento considerado se pueden observar en la Tabla 10.1.

Tabla 10.1. Eventos durante 2006 y 2008 que produjeron escurrimientos en la parcela con *Prosopis laevigata* y sus características

	Fecha	θ_i	P (mm)	D (min)	LA (mm)	I30 (mm h ⁻¹)	Inf %	Esc %	Inte %
1	18/05/2006	0,43	23,9	560	29.4	8,30	22,18	1,09	76,74
2	27/05/2006	0,20	26,8	240	0	21,40	82,84	0,97	16,19
3	02/07/2006	0,43	12,57	320	27.65	10,91	89,58	2,07	8,35
4	24/07/2006	0,20	44,82	660	0.86	19,63	92,82	3,57	3,61
5	25/07/2006	0,43	17,50	320	37	18,75	86,86	1,49	11,66
6	26/07/2006	0,43	10,70	140	63.6	10,80	81,31	3,64	15,05
7	07/08/2006	0,43	19,60	460	33.4	44,25	41,84	4,03	54,13
8	25/08/2006	0,20	12,30	300	12.3	27,75	100,00	50,41	-50,41
9	26/08/2006	0,30	60,10	1040	34.8	42,75	68,55	10,32	21,13
10	14/09/2006	SD	10,95	140	1.81	18,47		2,37	
11	22/09/2006	0,35	15,02	580	11.82	11,86	97,87	1,73	0,40
12	24/09/2006	0,30	13,33	840	17.91	9,64	100,00	5,93	-5,93
13	14/10/2006	SD	18,50	400	6.9	24,70		5,73	94,27
14	16/10/2006	0,43	19,00	60	30.9	29,70	27,89	14,26	57,84
15	04/05/2008	0,20	28,90	160	0	41,10	41,52	2,73	55,74
16	20/05/2008	0,20	24,40	60	9.1	23,90	95,08	1,07	3,85
17	10/06/2008	0,39	14,40	780	8.5	45,60	98,61	0,90	0,49
18	11/06/2008	0,40	27,90	600	30.9	34,20	57,71	0,47	41,83
	Mínima	0,20	10.08			3.80	22.18	0.47	0.40
	Media	0,33	21.60			22.82	74.04	6.54	26.22
	Máxima	0,43	60.10			52.80	100.00	50.41	76.74

Donde θ_i es la humedad inicial de cada evento; P es la precipitación; D es la duración del evento; LA es la lámina antecedente en cinco días; I30 es la máxima intensidad en 30 minutos; Inf es la infiltración; Esc son los escurrimientos e Int es la intercepción; SD = Sin dato

La intercepción total por cobertura de vegetación por diferencias entre infiltración y escurrimientos, fue de 92 mm, correspondiendo a un total de 24% con respecto a la lámina de precipitación total registrada, un valor muy similar al registrado por Mastachi – Loza *et al.* (2010), para el mismo ambiente. Los porcentajes de intercepción variaron de 0.40 a 76.74% con respecto a la precipitación, con un valor medio de 26%.

La lámina de infiltración acumulada correspondió al 71% de la precipitación total que causó escurrimientos. Las infiltraciones estimadas fueron de 5.3 a 41.6 mm, correspondientes a eventos de 19 y 44.82 mm de precipitación, respectivamente.

Los valores de la humedad inicial de los eventos analizados oscilo entre 0.20 y 0.43 %. Considerando la mínima cuando suelo se encuentra totalmente seco, o sin lluvia antecedente considerable y 0.43% cuando el suelo se encuentra saturado debido a las lluvias anteriores.

La velocidad de infiltración es decreciente en el tiempo, llegando a una velocidad constante (velocidad de infiltración estabilizada). En este ejercicio se observaron dos etapas de estabilización de la velocidad, 400 y 900 min, lo que significa que el suelo da pauta a una nueva infiltración a partir de las 6 y 12 horas aproximadamente. Por esto la cantidad de infiltración para eventos con una duración mayor a los 400 minutos, obtuvieron una infiltración mayor a un porcentaje de 60% de la precipitación para una humedad antecedente menor al 0.40. Mientras que cuando existían humedades antecedentes mayores a 0.41, los valores de la infiltración se ven disminuidas (menos del 30% de la lámina de precipitación).

Los valores de escurrimientos medidos fueron de 0.13 a 6.20 mm, lo que en porcentajes equivale a 0.47 y 50.41% de la precipitación equivalente en cada evento correspondiente. Se observó que de acuerdo a los registros que para cada evento con una lluvia antecedente menor a los 12 mm en cinco días, la cantidad de escurrimientos es considerablemente menor al 6% de la precipitación (eventos 2, 5, 11, 14, 16, 19, 20 y 21 de la Tabla 10.1). Considerando el factor de humedad antecedente como uno de los más importantes (ver en la figura 10.4).

Por otra parte, para los eventos en los cuales se observó escurrimientos escasos, pero no siguieron el patrón de una cantidad de lluvia antecedente mínima se observó que otro factor que contribuye a disminuir la cantidad de escurrimientos correspondió a una intensidad de lluvia en 30 minutos menor a 11 mm h^{-1} (eventos 1, 4, 7 y 15), en los cuales

también se observa una cantidad de escurrimientos menor a una porción de 6% de la precipitación.

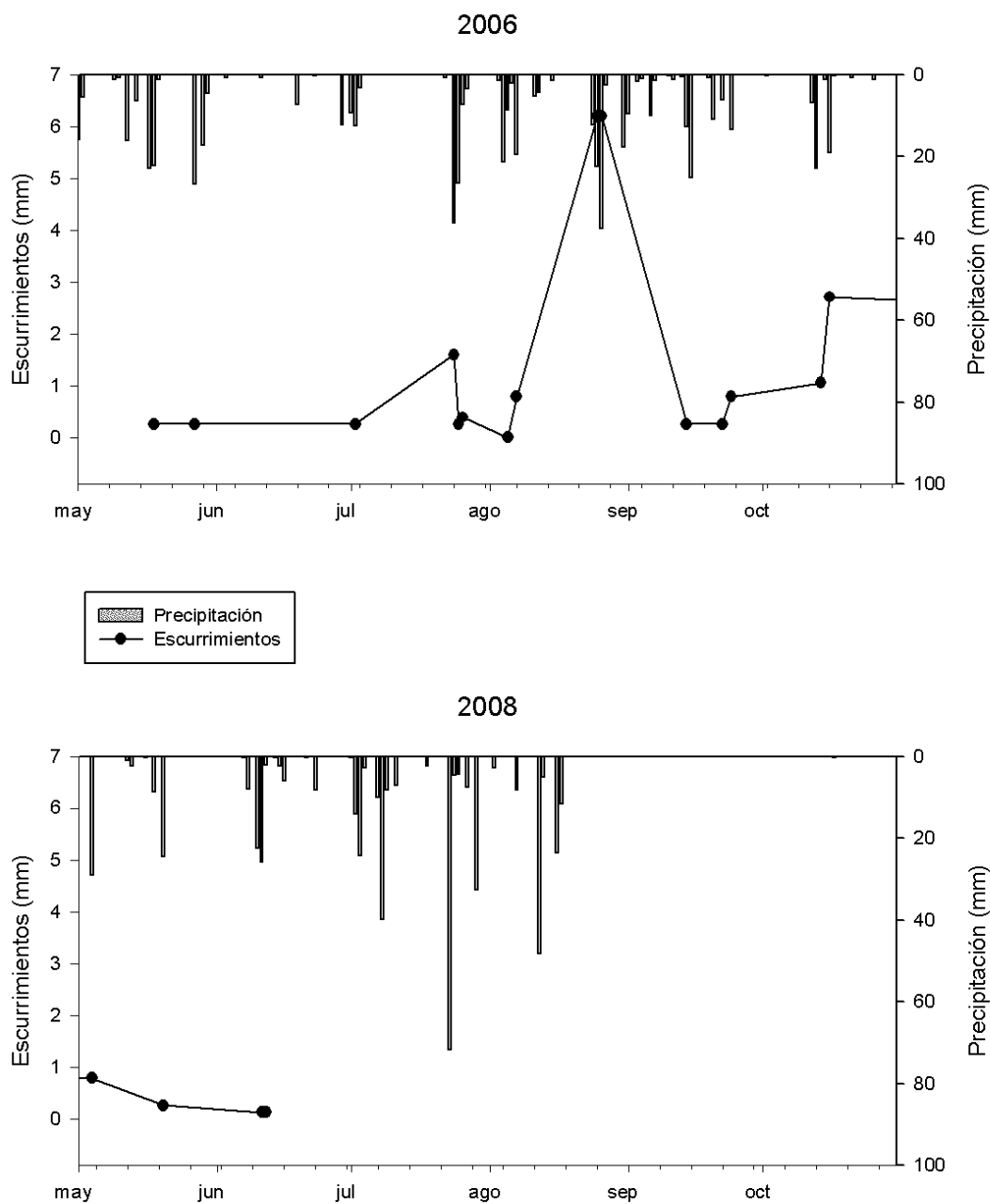


Figura 10.4. Distribución de los eventos que causaron escurrimientos en la parcela de *Prosopis laevigata* y la precipitación durante los años 2006 y 2008

En la Tabla 10.2 se muestra una correlación cruzada entre las variables precipitación, duración del evento, lámina de precipitación antecedente en cinco días, infiltración, escurrimientos e intercepción. Sin embargo, sólo se encontraron relaciones estadísticamente significativas entre el contenido de humedad inicial y la lámina de lluvia antecedente (0.75) y los procesos de infiltración e intercepción (-0.99).

Tabla 10.2. Correlación cruzada entre las variables que pudieran afectar el proceso de escurrimiento

	θ_i	P	D	LA	I30	Inf	Esc	Int
θ_i	1	-0.38	0.06	0.75 (**)	-0.12	-0.36	0.11	0.27
Precipitación	-0.38	1	0.48(*)	-0.17	0.38	-0.19	0.29	-0.04
Duración	0.06	0.48(*)	1	-0.06	0.19	0.18	0.08	-0.13
LA	0.75(**)	-0.17	-0.06	1	-0.16	-0.24	0.23	0.03
I30	-0.12	0.38	0.19	-0.16	1	-0.27	0.22	0.14
Infiltración	-0.36	-0.19	0.18	-0.24	-0.27	1	-0.35	-0.99(**)
Escurrimiento	0.11	0.29	0.08	0.23	0.22	-0.35	1	0.31
Intercepción	0.27	-0.04	-0.13	0.03	0.14	-0.99(**)	0.31	1

** Correlación significativa a un nivel de 0.01

* Correlación significativa a un nivel de 0.05

Donde θ_i es la humedad inicial de cada evento, P es la precipitación, D es la duración del evento, LA es la lámina antecedente en cinco días, I30 es la máxima intensidad en 30 minutos, Inf es la infiltración, Esc son los escurrimientos e Int es la intercepción

Al realizar una partición de los procesos dentro del balance hidrológico del *Prosopis laevigata* para los eventos de escurrimientos medidos, se observan los valores totales con respecto a la precipitación total como se observa en la Tabla 10.3.

Tabla 10.3. Partición de los procesos del balance hidrológico del *Prosopis laevigata*

Precipitación	Infiltración	Escurrimiento	Intercepción
%	%	%	%
100	71	5	24

Se observa que la mayor cantidad de precipitación subsiste en la infiltración, lo cual representa una cantidad de almacenamiento debajo de la copa del árbol considerable de alrededor de tres cuartas partes de la precipitación. Mientras que la intercepción abarca un 24% de la precipitación (cerca de una cuarta parte de la precipitación). La cantidad de intercepción que juega un rol importante por el efecto benéfico que propicia al árbol para su desarrollo y a la vez, a la contribución que una parte de esta agua llega al final debajo de la

copa del árbol en forma de flujo cortical o translocal, lo cual contribuye durante el periodo más erosivo del año en una disminución significativa de pérdida de suelo y en un incremento de la vegetación superficial para la creación de los parches de vegetación (Rango *et al.*, 2006; Bautista *et al.*, 2007). Por esto tan solo un 5% de la cantidad total de la precipitación se convierte en escurrimientos.

10.4. Conclusión

El balance hidrológico de los parches de vegetación creados a partir del *Prosopis laevigata* fueron altamente positivos en el efecto del aprovechamiento de la precipitación en los procesos de infiltración e intercepción que se quedan principalmente en el suelo y la planta o plantas (cobertura superficial).

La copa del árbol del *Prosopis laevigata* contribuye a interceptar aproximadamente una cuarta parte de la precipitación total. Mientras que la infiltración constituyó aproximadamente un 71 % dando como resultado una cantidad de escurrimientos, con base a la precipitación total de tan sólo 5%.

Dentro de las variables que mayormente afectan el proceso de infiltración se encontró la lámina de precipitación acumulada en cinco días, la cual se correlacionó altamente con el contenido de humedad al inicial el evento de precipitación ($r=0.73$). Mientras que para el proceso de escurrimientos no tuvo una relación satisfactoria con ninguna de las variables de humedad inicial, lámina antecedente de precipitación, intensidad en 30 minutos, duración o lámina de precipitación. Sin embargo, al revisar la información se encontraron tendencias a disminuir la cantidad de escurrimientos a menos del 6% debido a la secación del suelo por una lámina antecedente menor a 12 mm en cinco días, y por una intensidad en 30 minutos menor a 11 mm h^{-1} .

XI. ECOHIDROLOGÍA DE LOS PARCHES DE VEGETACIÓN EN EL SEMIÁRIDO QUERETANO

11.1. Introducción

La eco-hidrología ha sido recientemente definida como la ciencia que busca entender los mecanismos hidrológicos que describan los procesos y tendencias ecológicos y viceversa (Rodríguez-Iturbe, 2000). Este tipo de tópico es fundamental para el entendimiento de la adaptación que existe entre la dinámica de los ecosistemas y el ciclo del agua, en particular en ambientes áridos y semiáridos, donde el agua es un recurso limitado, no sólo por la escasez, sino por su intermitencia e impredecibilidad (D'odorico y Porporato, 2006), además de la vegetación en términos de distribución espacial y temporal.

El microclima de los parches de vegetación en los ambientes semiáridos y áridos se ha ampliamente documentado para las variables climáticas de temperatura (Moro *et al.*, 1997), radiación (Moro *et al.*, 1997; Facelli y Tembi, 1992). La humedad relativa ha sido poco estudiada para estas islas de fertilidad (Munguía-Rosas y Sosa, 2007), que tienen una variación climática de una vegetación a otra. Dentro de los bosques se ha realizado un arduo trabajo para cuantificar la temperatura y humedad, dentro y fuera de las áreas arboladas, encontrando relaciones de menor temperatura y mayor humedad relativa debajo de la copa de los árboles de bosques (Wayne y Bazzaz, 1993; Mendoza-Pedraza, 2008).





Sí bien se conoce que la cobertura de vegetación afecta de forma positiva en los procesos hidrológicos como reduciendo la cantidad de escurrimientos, aumentando la capacidad de infiltración, aumentando la cantidad de intercepción de lluvia, entre otros. Los procesos hidrológicos dentro de los parches de vegetación han sido poco cuantificados y se tienen pocos datos en relación a una planta en particular y de su comportamiento en específico en comparación a su entorno dentro del semiárido (Domingo *et al.*, 1998; Bautista *et al.*, 2007; Mastachi-Lozaet *al.*, 2010, Vásquez-Méndez *et al.*, 2010).

El objetivo de este capítulo es observar el efecto que tienen la copa de árboles o arbustos dentro de la generación de los parches de vegetación, la variación del clima debajo de sus copas, además la contribución que tienen en la producción de escurrimientos e infiltración.

11.2. Resultados y discusión

Las características morfológicas de la vegetación estudiada se observan en la Tabla 11.1. La cobertura superficial que se observó en las superficies Control, *O. imbricata*, *A. farnesiana*, *P. laevigata* y *Opuntia sp.* fueron de 0.6, 22.1, 35.3, 36.6 y 76.9%, respectivamente. Mientras que los valores correspondientes a la cobertura de vegetación por planta o arbusto correspondió a 0.0, 23.6, 60.0, 53.5 y 86.7%, para el mismo orden de las áreas anteriores. Estos porcentajes son indicadores del grado de protección que se tiene contra la erosión y generación de escurrimientos en las áreas de parches de vegetación y zonas descubiertas.

Tabla 11.1. Características de la vegetación estudiada

		<i>Opuntia imbricata</i>	<i>Prosopis laevigata</i>	<i>Acacia farnesiana</i>	<i>Opuntia sp.</i>
					
Área de la parcela	(m ²)	13.00	9.00	8.00	9.00
Altura total	(m)	0.67	2.05	2.57	3.08
Altura al tronco	(m)	0.20	0.69	0.86	0.45
Porcentaje de cobertura por copa*	(%)	23.60	60.00	53.50	86.70
Porcentaje de cobertura superficial*	(%)	22.10	35.30	36.60	76.90
Índice de área foliar*		1.20	1.47	1.37	1.71

*Representa la cantidad media cuantificada en el periodo de monitoreo

11.2.1. Efecto de la cobertura de vegetación en el microclima de los parches de vegetación

El gradiente de humedad relativa dentro de los parches de vegetación fue menor en comparación a las superficies con poca o nula vegetación. Estos gradientes a escala horaria durante el día fueron de 59 y 58 para las áreas de Control y *Opuntia imbricata*, respectivamente. Mientras que para las áreas con vegetación estos valores decrecieron significativamente hasta en un 50%, con valores de los gradientes de 22, 20 y 13 para *Acacia*, *Opuntia sp.* y *Prosopis laevigata*, respectivamente.

Se observó una relación poco significativa entre los valores promedios y máximos de humedad relativa, y el índice de área foliar con un valor de $r^2 = 0.60$ para ambos casos, como se observa en la Figura 11.1. Mientras que entre la humedad relativa mínima y el índice de área foliar no se observó una asociación estadísticamente significativa ($r^2=0.24$). Esto indica que los parches de vegetación tienen un efecto positivo en disminuir valores altos de la humedad relativa. Sin embargo, controlan los niveles mínimos, teniendo valores regulados de humedad relativa, esto se adjudica a tener una mayor absorción por hojas y ramas de las gotas de rocío o lluvia que se puedan presentar (Munguía-Rosas y Sosa, 2007).

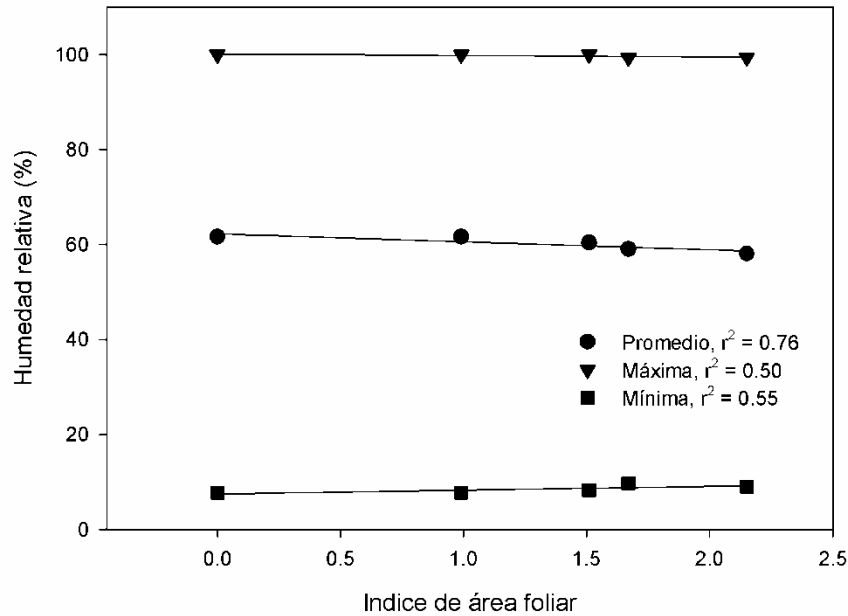


Figura 11.1. Relación entre la humedad relativa y el índice de área foliar.

Tabla 11.2. Ecuación de asociación entre humedad relativa del aire y el índice de área foliar.

Humedad	Ecuación	r^2
Promedio	Humedad = 62.26 – 1.68IAF	0.76
Máxima	Humedad = 100 – 31.55IAF	0.50
Mínima	Humedad = 7.48 ± 80.14IAF	0.55

Donde IAF es el índice de área foliar y r^2 es el coeficiente de determinación

Por otra parte, el gradiente de temperatura para los parches de vegetación fue de 18.8, 16.7 y 12.8 para *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.*, respectivamente. Mientras que para las superficies de Control y *Opuntia imbricata*, se encontraron valores de 17.8 y 18.9, respectivamente. No se encontraron diferencias entre las superficies de *Prosopis laevigata* y *Opuntia imbricata*, ya que los gradientes fueron similares. Sin embargo para *Acacia farnesiana* y *Opuntia sp.*, los gradientes fueron menores entre 2 y 6 °C, en comparación a las superficies con poca o nula vegetación.

Los valores promedios de las temperatura fueron similares dentro y fuera de los parches de vegetación, sin diferencias significativas. Sin embargo, los valores

promedios máximos observaron una relación inversamente proporcional con relación al índice de área foliar medio ($r^2=0.60$). Mientras que para los valores mínimos no se observó una tendencia significativa ($r^2 = 0.10$). Es decir, los parches de vegetación benefician al efecto de disminuir las temperaturas máximas que se puedan alcanzar dentro de los ambientes semiáridos. Por las ecuaciones de regresión lineal, los valores de disminución en temperatura máximas por índice de área foliar son de hasta 7 °C, mientras que el aumento en temperaturas mínimas por mayor vegetación es de tan solo 2 °C.

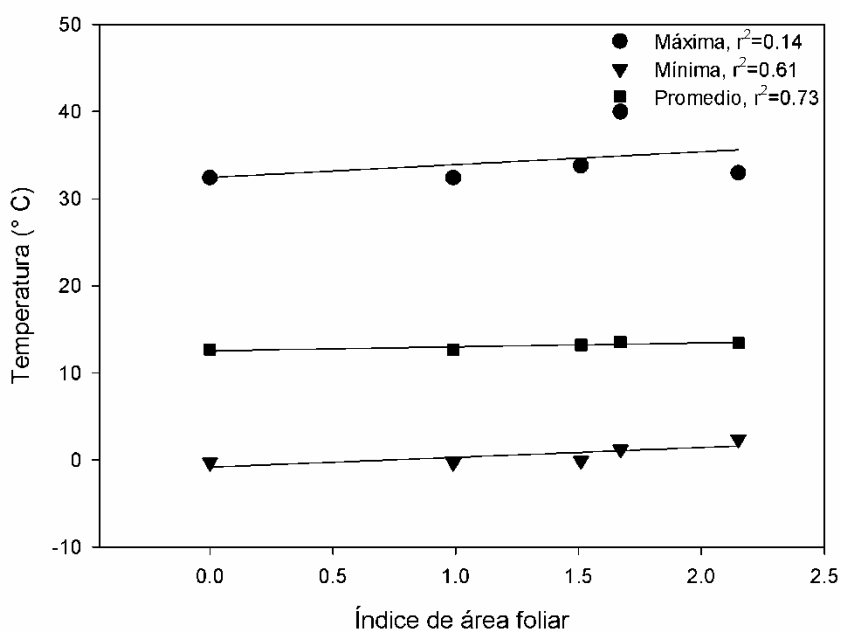


Figura 11.2. Relación temperatura e índice de área foliar.

Tabla 11.3. Ecuación de asociación entre humedad relativa del aire y el índice de área foliar.

Temperatura	Ecuación	r^2
Promedio	Temperatura = 12.53 + 0.45 IAF	0.73
Máxima	Temperatura = 32.43 + 1.48 IAF	0.14
Mínima	Temperatura = -0.83 + 1.13 IAF	0.61

Donde IAF es el índice de área foliar y r^2 es el coeficiente de determinación

11.2.2. Efecto de la vegetación en la infiltración y características del suelo

La relación entre la materia orgánica, conductividad hidráulica, densidad aparente e índice de estabilidad de agregados con respecto al índice de área foliar se muestra en la Figura 11.3.

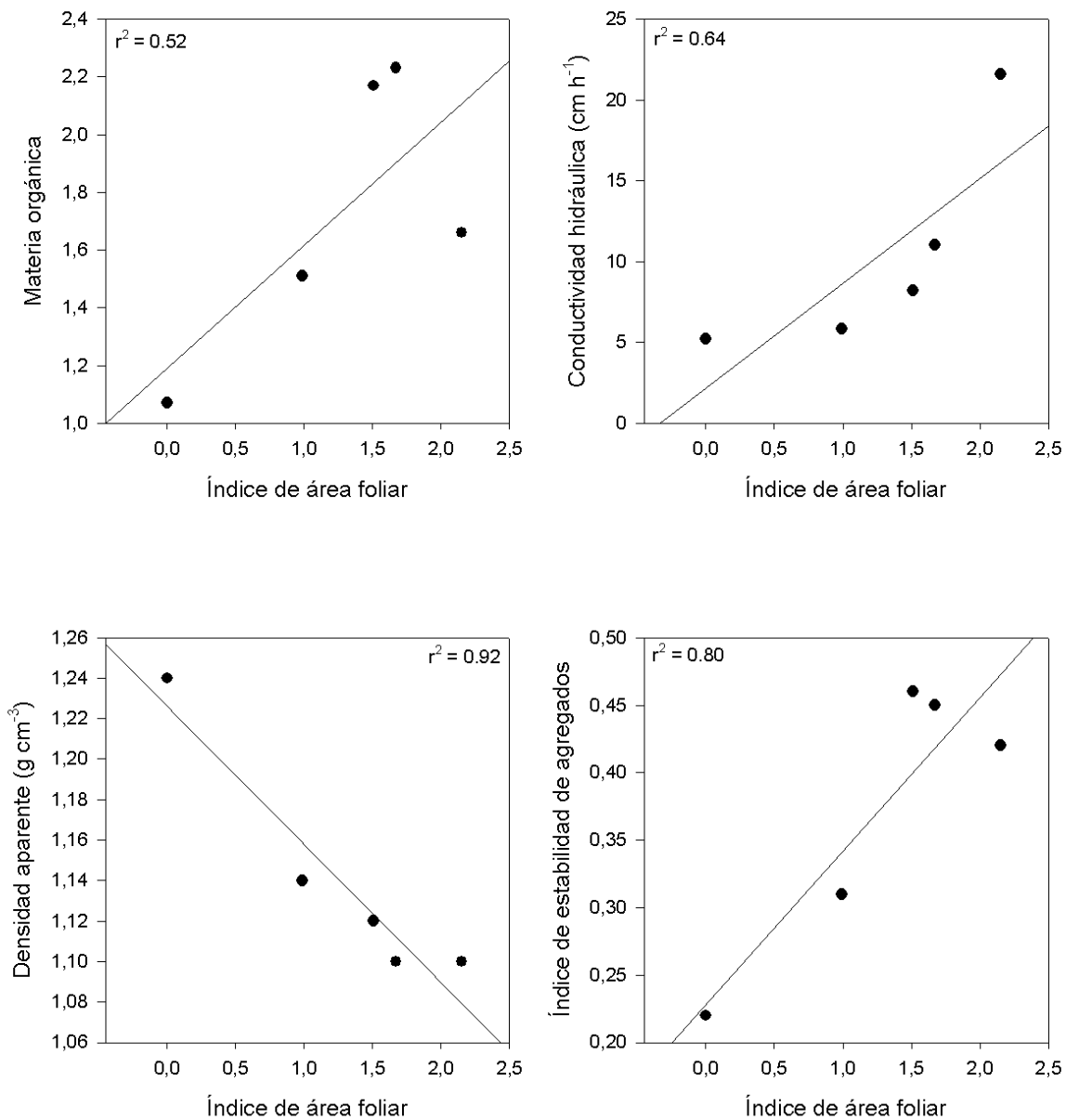


Figura 11.3. Efecto de la cobertura de vegetación en las características del suelo.

El contenido de materia orgánica al igual que la conductividad hidráulica y el índice de estabilidad de agregados mostró una tendencia directamente proporcional con respecto al índice de área foliar, con coeficientes de determinación significativos para los últimos dos casos. Para conductividad hidráulica ($r^2=0.64$) e índice de estabilidad de agregados ($r^2=0.80$). Sin embargo, con el contenido de materia orgánica se observó un coeficiente de determinación bajo y con poca significancia ($r^2=0.52$), por lo menos con una tendencia lineal. Al realizar la asociación de manera exponencial se alcanzaron coeficientes de determinación de hasta $r^2 = 0.61$, para materia orgánica y $r^2 = 0.77$, para conductividad hidráulica.

Por otra parte, se observó que existe una mayor densidad aparente en suelos que estaban desprotegidos de cobertura de vegetación, mientras que a mayor cobertura de vegetación se observó una menor densidad aparente. Esto concuerda con lo observado por Baumhard y Lascano (1996), Bresson *et al.*, 2004 y Ries y Hirt (2008), en lo cual mencionan una mayor densidad aparente por encostramientos y sellamientos para suelos desprotegidos de cobertura de vegetación. Y por otra parte el efecto de la vegetación a disminuir la densidad aparente debido a la captación de partículas de suelo en las ramas o una mayor cantidad de materia orgánica (Pavón y Briones, 2000; Zhao *et al.*, 2007)

11.2.3. Efecto de la vegetación en la reducción de escurrimientos y pérdida de suelo

Los resultados previos muestran que existe una diferencia significativa en la pérdida de suelos y escurrimientos entre los diferentes grupos de vegetación y sin vegetación estudiados. Por una parte, *O. imbricatay* Control fueron significativamente similares con valores altos en escurrimientos y pérdida de suelo. Mientras que *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesianay* *Opuntia sp.* mostraron valores significativamente menores.

Se realizó el análisis con el índice de área foliar la tendencia fue exponencial, con valores en los coeficientes de determinación menores, pero significativos de $r^2 = 0.71$, 0.74 y 0.73 , para la cobertura aérea, superficial y total, respectivamente (Figura 11.5).

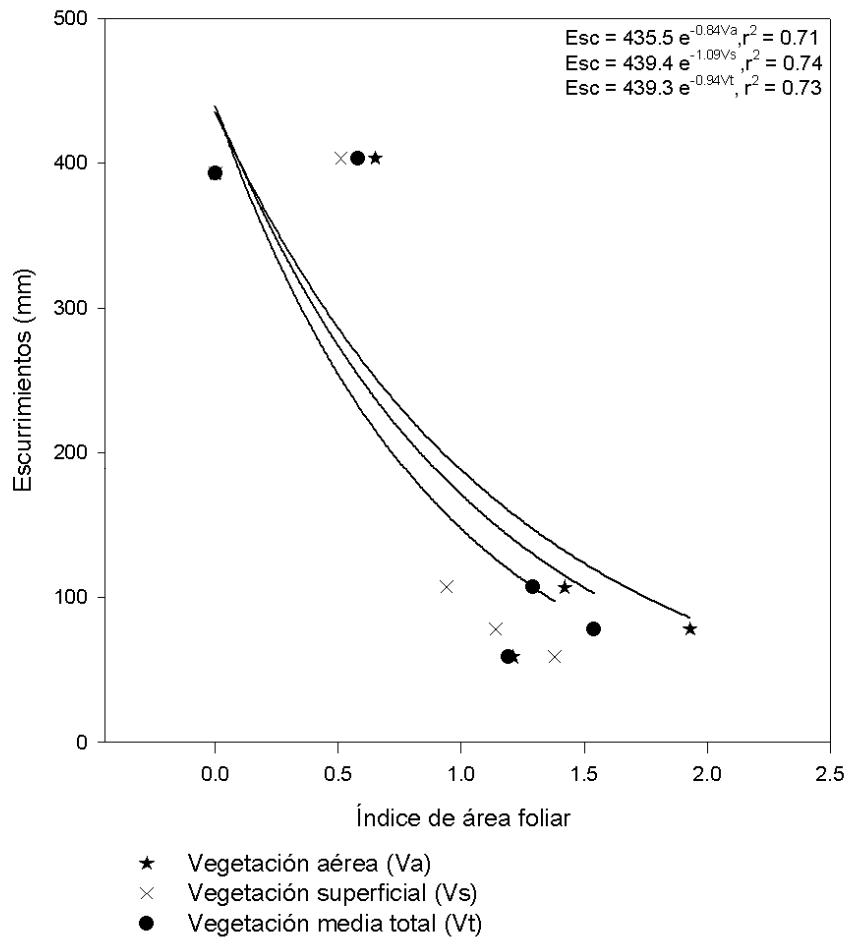


Figura 11.5. Relación entre el total de escurrimientos y el índice de área foliar medio en las parcelas estudiadas.

Estos resultados muestran la importancia de la cobertura de vegetación, ya sea aérea o superficial en la regulación de los procesos de escurrimientos y pérdida de suelo y que también han sido observados otros autores en condiciones similares de vegetación (Wainwright *et al.*, 2002; Bautista *et al.*, 2007).

La pérdida de suelo muestra una tendencia similar en relación a la cobertura aérea y superficial como se observa en la Figura 11.6. De acuerdo a la regresión lineal encontrada, la pérdida de suelo disminuye a una tasa aproximada de 55 kg ha^{-1} de pérdida de suelo por unidad de cobertura de vegetación. Estos resultados son indicadores de que a mayor cantidad de vegetación la protección contra los efectos erosivos de la lluvia, la pérdida de suelo disminuye (Martínez-Mena *et al.*, 1999).

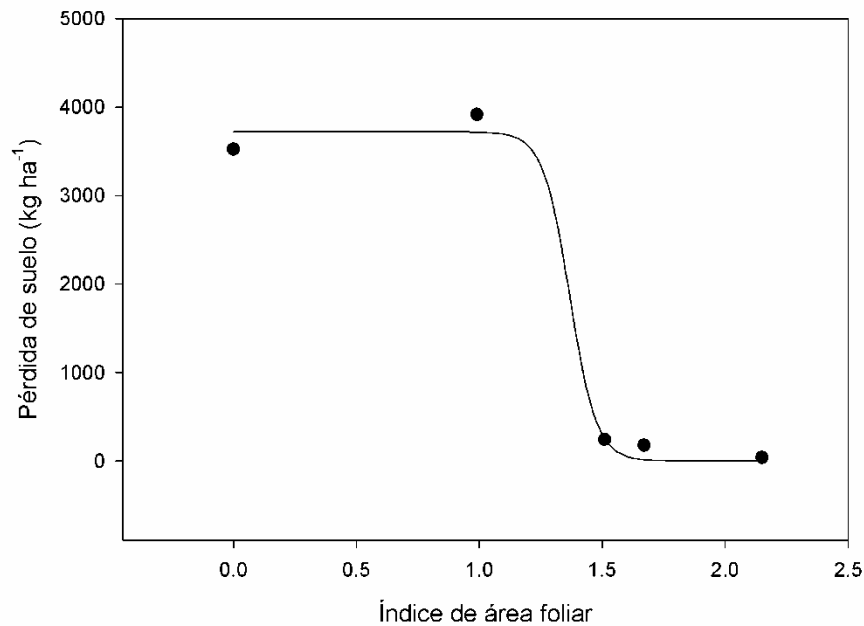


Figura 11.6. Relación entre pérdida de suelo y el índice de área foliar medio en las parcelas estudiadas.

Tabla 11.4. Ecuación pérdida de suelo – índice de área foliar.

Ecuación	r ²
$Pérdidasuelo = \frac{3718}{1 + e^{\left(\frac{1.368-IAF}{0.05}\right)}}$	0.99

Donde IAF es el índice de área foliar y r² es el coeficiente de determinación

Las cobertura de vegetación superficial es establecida como una función de mejores y mayores características de vegetación y morfología (Rango *et al.*, 2006). Una mayor cantidad de vegetación contribuye a un establecimiento de mejor cantidad de vegetación superficial debajo de la copa de plantas como *Prosopis laevigata*, *Acacia farnesianayOpuntia sp.* cercana a un 60% de cobertura de vegetación superficial que reduce significativamente la pérdida de suelo.

Mientras que una mayor cantidad de cobertura superficial y aérea reduce a la vez la cantidad de escurrimientos y pérdida de suelo. Ésta cobertura aérea es la responsable de intercepción y disminución del impacto de las gotas de lluvia al suelo, mientras que la

cobertura superficial promueve la infiltración por precipitación dentro del suelo y reduce la velocidad de los flujos superficiales y los esfuerzos cortantes, reduciendo de esta manera la erosión potencial (Erpul *et al.*, 2002; Regüés y Torri, 2002).

11.3. Conclusión

La diversidad de plantas que dominan los parches de vegetación tienen un rol importante dentro de la regulación del microclima que se documentó. Se aprovechó hasta en un 50% la humedad relativa en comparación a las superficies sin vegetación, esto adjudicado principalmente a la captación de humedad a través de sus hojas, tallos o tronco. Por otra parte, se observó que los gradientes de temperaturas son menores, para *Prosopis laevigata* y *Opuntia sp.*, es decir los picos en temperaturas máximas y mínimas son favorables disminuyendo o aumentando la temperatura según su caso. Y que este comportamiento está relacionado en un 60% con la cantidad de vegetación que ofrece sombra y protección contra radiación solar y/o efecto de viento.

La cantidad en la cobertura de vegetación así como la morfología específica de cada planta mostró ser contundentemente un factor significativo en los procesos hidrológicos de escurrimientos e infiltración. La vegetación disminuye a una tasa de 24 mm por unidad de vegetación la cantidad de escurrimientos y la pérdida de suelo disminuye a una tasa de 55 kg ha⁻¹ por unidad de cobertura de vegetación. Mientras que la cantidad de infiltración aumenta hasta 7 cm h⁻¹ por unidad de área foliar.

Por último, pero no menos importante fueron los resultados en el mejoramiento del suelo en comparación a superficies sin vegetación. Los suelos con cobertura de vegetación alcanzaron valores más altos en contenido de materia orgánica, conductividad hidráulica y un mayor índice de estabilidad de agregados, mientras que se observó una relación inversamente proporcional entre densidad aparente y la cantidad de vegetación.

XII. CONCLUSIONES GENERALES

La precipitación es de las principales variables climáticas que se requieren caracterizar en las zonas áridas y semiáridas, en los tres años monitoreados, se encontró variaciones de un año a otro en cantidad de precipitación y con una distribución diferente a través del año. Sin embargo, las mayores cantidades de lluvia ocurrieron en los meses de Julio y Agosto, además de una mayor erosividad en comparación con el resto de los meses del año.

A la vez, se observó que tanto las variables de temperatura, humedad relativa y radiación neta, están estrechamente ligados a la precipitación. La temperatura y radiación neta suelen ser mayores antes y después de la temporada de lluvias, contrarios a la humedad relativa, que tiene valores mayores en el periodo de lluvias.

Con las variables climáticas se pudo corroborar cual de ocho métodos reconocidos para estimar la evapotranspiración es el mejor para el sitio de estudio en este trabajo. Se encontró que Penman, Penman – Monteith y un modelo multivariable propuesto por el paquete estadístico SPSS son los mejores para predecir este proceso dentro de este sitio de estudio y con estas características climáticas observadas durante los tres años estudiados (2006, 2007 y 2008). Esto con las variables climáticas más influyentes que fueron Radiación neta, Temperatura ambiente, humedad relativa del aire y velocidad del viento. Reportando mejores coeficientes de determinación, y valores bajos de error absoluto medio (MAE) y error cuadrático medio (RMSE).

La precipitación en cantidad y estacionalidad también se ve reflejada en la cantidad de cobertura de vegetación dentro de los parches de vegetación. La distribución anual de la vegetación tiene una tendencia a incrementarse poco después de las primeras lluvias, tal como ocurre en todos los ambientes áridos y semiáridos. Sin embargo, se observó una mayor contribución de la vegetación arbustiva o superficial debajo de los parches de vegetación con una mayor cobertura área de vegetación.

La capacidad de infiltración, pérdida de suelo y escurrimientos, se vio influenciada por la cantidad de cobertura de vegetación. A mayor cantidad de vegetación se encontró menor pérdida de suelo y cantidad de escurrimientos, y por otra parte, una mayor cantidad de infiltración. Sin embargo, también se atribuye a mejores características de suelo, además de las características intrínsecas por parche de vegetación. Es decir las opuntias, aunque tienen una menor cantidad de hojas, desarrollan una red radicular rápidamente con las primeras y escasas lluvias, provocando una mejor absorción de la precipitación, una mayor cantidad de infiltración y menor cantidad de pérdida de suelo y escurrimientos. Por otra parte, las coberturas de las copas de los árboles de Acacia y Prosopis, tienen una intercepción significativa que va del orden de 20 a 30%, lo cual reduce el impacto de las gotas de lluvia y la cantidad de agua que llega a la superficie, reduciendo la cantidad de escurrimientos y pérdida de suelo y teniendo un mejor aprovechamiento del flujo a través de sus diferentes capas. Principalmente en el proceso de infiltración que llega a cuantificarse de hasta el 70 % de precipitación.

XIII. REFERENCIAS

- Aerts, R., Negussie, A., Maes, W., November, E., Hermy, M., Muys, B., 2007. Restoration of dry afro-montane forest using pioneer shrubs as nurse-plants for *Olea europaea* ssp. *Cuspidata*. *Restoration ecology* 15(1):129-138.
- Aguiar, M. R., Sala, O. E., 1994. Competition, facilitation, seed distribution, and the origin of patches in a Patagonian steppe. *Oikos* 70:26-34.
- Aguiar M.R., Sala, O.E., 1999. Patch structure, dynamics and implications for the functioning of arid ecosystems. *Tree* 14(7): 273-277.
- Ali S. y V. N. Sharda. 2005. Evaluation of the universal soil loss equation (USLE) in semi-arid and sub-humid climates of India. *American Society of Agricultural Engineers* 21(2): 217-225.
- Allen, E. B. 1991. Temporal and spatial organization of desert plant communities. *Semiarid land and deserts: Soil resource and reclamation* (Ed J. Skujins), pp. 193-207. Marcel Dekker Inc. New York.
- Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M., 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56*. FAO, Rome, Italy.
- Al-Qurashi, A., McIntyre, N., Wheeler, H., Unkrich, C., 2008. Application of the Kineros2 rainfall-runoff model to an arid catchment in Oman. *Journal of hydrology* 355, 91-105.
- Al-Rumikhani Y. A. y Al-Shooshan A. 2002. An automated laboratory setup for monitoring hydraulic conductivity in soil samples. *American society of agricultural engineers*. 18(2): 205-209.
- Álvarez-Yépiz, J.C., Martínez-Yrizar, A., Búrquez, A., Lindquist, C. 2008. Variation in vegetation structure and soil properties related to land use history of old-growth and secondary tropical dry forest in northwestern Mexico. *Forest Ecology and Management* 256, 355-366.
- Anzhi Wang, Jinzhong Li, Jianmei Liu, Tiefan Pei, Changjie Jing. 2005. A Semi-Theoretical model of canopy rainfall interception for *Pinus koraiensis* Nakai. *Ecological Modelling* 184:355-361.
- Arnáez J., V. Larrea, L. Ortigosa. 2004. Surface runoff and soil erosion on unpaved forest roads from rainfall simulation test in northeastern Spain. *Catena*. 57(1):1-14.

- Balankin, A.S., 1997, Physics of fracture and mechanics of self-affine cracks: Engineering Fracture Mechanics, 57, 135-203.
- Bakker M. M., G. Govers., M. D. A. Rounsevell. 2004. The crop productivity –erosion relationship: an analysis based on experimental work. Catena 57:55-76.
- Bates J. D., T. J. Svejcar, R. F. Miller. 2002. Effects of juniper cutting on nitrogen mineralization. Journal of arid environments 51(2): 221-234.
- Belmonte – Serrato, F. 2001. Balance hídrico, distribución de flujos y modelización de la interceptación en dos arbustos semiáridos mediante lluvia simulada. Biblid (0213-1781). 33:23-34.
- Benik S. R., B. N. Wilson, D. D. Biesboer, B. Hansen, D. Stenlund. 2003. Performance of erosion control products on a highway embankment. American society of agricultural engineers 46(4): 1113-1119.
- Bates, B.C., Kundzewicz, Z.W., Wu, S., Palutikof, J.P. 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.
- Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A., Holtslag, A.A.M. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1 Formulation. Journal of hydrology 212-213, 198-212.
- Bastiaanssen, W.G.M., Noordman, E.J.M., Pelgrum, H., Davids, G., Torrezno, B.P., Allen, R.G. 2005. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual. Journal of Irrigation and Drainage Engineering-ASCE 131(1), 85-93.
- Bastiaanssen W.G.M., Allen, R.G., Droogers, P., D'Urso, G., Steduto, P. 2007. Twenty-five years modeling irrigated and drained soils: State of the art (Review). Agricultural water management 92, 111-125.
- Benoit Version 1.3; 1997, 1999. TruSoft Int'l, Inc.
- Betts, R.A., Cox, P.M., Lee, S.E, Woodward, F.I. 1997. Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. Nature 387, 796-799.
- Beven, K.J., Lamb, R., Quinn, P.F., Romanowicz, R., Freer, J., 1995. TOPMODEL, In: Singh V.P., Editor. Computer models of watershed hydrology. Highlands Ranch (CO), USA: Water Resources Publicatrions; 68-627 p.

- Bisigato, A.J., Villagra, P.E., Ares, J.O., Rossi, B.E., 2009. Vegetation heterogeneity in Monte Desert ecosystems: A multi-scale approach linking patterns and processes. *Journal of arid environments* 73: 182-191.
- Bormann, H., Breuer, L., Gräff, T., Huisman, J.A., Croke, B. 2009. Assessing the impact of land use change on hydrology by ensemble modeling (LUCHEM) IV: Model sensitivity to data aggregation and spatial (re-) distribution. *Advances in Water Resources* 32, 171-192.
- Brandt C. J. y J. B. Thornes. 1987. Erosional energetics. *Energetics of physical environment*. Editorial K. J. Gregory, John Wiley and Sons.
- Braud, I., Dantas-Antonio, A.C., Vauclin, M., Thony, J.L., Ruelle, P. 1995. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of hydrology* 166, 213-250.
- Bresson, L.M., Moran, C.J., Assouline, S., 2004. Use of bulk density profiles from X-Radiography to examine structural crust models. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68:1169-1176.
- Brunel, J.-P., 2009. Sources of water used by natural mesquite vegetation in a semiarid region of northern Mexico. *Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques* 54(2):
- Calvet, J.C., Bessemoulin, P., oilhan, J., Berne, C., Braud, I., Courault, D., Fritz, N., González-Sosa, E., Goutorbe, J.P., Haverkamp, R., Jaubert, G., Kergoat, L., Lanchaud, G., Laurent, J.P., Mordelet, P., Olioso, A., Péris, P., Roujean, J.L., Thony, J.L., Tosca, C., Vauclin, M, Vignes, D. 1999. MUREX: a land – surface field experiment to study the annual cycle of the energy and water budgets. *Annales Geophysicae* 17, 838-854.
- Casermeiro, M.A., Molina, J.A., De la Cruz Caravaca, M.T., Hernando Costa, J., Hernando Massanet, M.H., Moreno, P.S., 2004. Influence of scrubs on runoff and sediment loss in soils of Mediterranean climate. *Catena* 57 : 91-107.
- Caylor, K. K., Shugart, H.H., 2006. Pattern and process in savanna ecosystems. Chapter 15. P. D'Odorico and A. Porporato (eds.), *Dryland Ecohydrology*, 259-281. Springer. Printed in the Netherlands.
- Chaplot, V. 2005. Impact of DEM mesh size and soil map scale on SWAT runoff, sediment, and NO₃-N loads predictions, *Journal of hydrology* 22, 207-312
- Chen, H., Shao, M., Lo, Y., 2008. The characteristics of soil water cycle and water balance on steep grassland under natural and simulated rainfall conditions in the Loess Plateau of China. *Journal of hydrology* 360, 242-251.

- 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.
- Crow, W.T., Kustas, W.P., Prueger, J.H., 2008. Monitoring root-zone soil moisture through the assimilation of a thermal remote sensing-based soil moisture Proxy into a water balance model. *Remote sensing of environment* 112, 1268-1281.
- Deans, J.D., Diagne, O., Nizinski, J., Lindley, D.K., Seck, M., Ingleby, K., Munro, R.C. 2003. Comparative growth, biomass production, nutrient use and soil amelioration by nitrogen-fixing tree species in semi-arid Senegal. *Forest Ecology and Management* 176, 253-264.
- Dawes, W.R., Zhang, L., Hatton, T.J., Reece, P.H., Beale, G.T.H., Packer, I., 1997. Evaluation of a distributed parameter ecohydrological model (TOPOG_IRM) on a small cropping rotation catchment, *Journal of hydrology* (191), 64-86.
- Dearff, F.W., 1977. A parametrisation of the ground surface moisture content for use in atmosphere predictions models. *Journal Appl. Meteorol.* 16, 1182-1185.
- Dekker, S.C., Rietkerk, M., Bierkens, M.F.P., 2007. Coupling microscale vegetation-soil water and macroscale vegetation-precipitation feedbacks in semiarid ecosystems. *Global Change Biology* 13:671-678.
- D'Odorico, P., Porporato, A. 2006. Ecohydrology of arid and semiarid ecosystems: an introduction. P.D'Odorico and A. Porporato (eds.), *Dryland Ecohydrology*, 1-10 p. Springer. Printed in the Netherlands.
- Domingo, F., Sánchez, G., Moro, M.J., Brenner, A.J., Puigdefábregas, J., 1998. Measurement and modelling of rainfall interception by three semi-arid canopies. *Agricultural and forest meteorology* 91(3-4):275-292.
- El-Keblawy, A., Ksiksi, T. 2005. Artificial forest as conservation sites for the native flora of the UAE. *Forest Ecology and Management* 213, 288-296.
- Facelli, J.M., Temby, A.M., 2002. Multiple effects of shrubs on annual plant communities in arid lands of South Australia. *Austral ecology* 27: 422-432.
- FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations), 2001. In: *Cactus (Opuntia sp.p.) as forage*. Plant Pro. Edited by Candelario Mondragón-Jacobo. Instituto Nacional de Investigaciones Forestales y Agropecuarias (INIFAP), México y Salvador Pérez-González, Universidad Autónoma de Querétaro, México. ISBN 92-5-104705-7.

- Faraoni, V., 2006. Evapotranspiration, soil and hydrology. In: Exercises in environmental physics. 251-286 pp. Valerio Faraoni (Ed). Springer. doi: 10.1007/0-387-35835-8_7
- Felker, P., Guevara, J.C., 2003. Potential of commercial hardwood forestry plantations in arid lands-an economic analyses of *Prosopis* lumber production in Argentina and the United States. *Forest Ecology and Management* 186, 271-286.
- Garbrecht J., M. Van Liew y G. O. Brown. 2004. Trends in precipitation, streamflow, and evapotranspiration in the Great Plains of the United States. *Journal of hydrologic engineering*. 9(5):365-368.
- García, M., Raes, D., Allen, R., Herbas, C., 2004. Dynamics of reference evapotranspiration in the Bolivian highlands (Altiplano). *Agricultural and forest meteorology* 125, 67-82.
- Gavilán, P., Catillo-Llanque, F., 2009. Estimating reference evapotranspiration with atmometers in semiarid environment. *Agricultural water management* 96, 465-472.
- Gellens-Meaulenberghs, F. 2000. Evapotranspiration and surface heat fluxes over Belgium: outcome and perspectives. *Agronomie* 20(8), 857-868.
- Gerrits, A.M.J., Savenije, H.H.G., Hoffmann, L., Pfister, L., 2007. *Hydrology and earth system sciences*. 11: 695-701.
- Gerten, D., Schaphoff, S., Haberlandt, U., Lucht, W., Sitch, S. 2004. Terrestrial vegetation and water balance: hydrological evaluation of dynamic global vegetation model. *Journal of hydrology* 286(1-4), 249-270.
- Godin, C., Costes, E., Sinoquet, H., 1999. A method for describing plant architecture which integrates topology and geometry. *Annals of Botany* 84: 343-357.
- Gonzalez-Sosa E., I. Braud, J. L. Thony, M. Vauclin, J. C. Calvet. 2000. Heat and water exchanges of fallow land covered with a plant-residue mulch layer: a modelling study using the three year MUREX data set. *Journal of hydrology* 244:119-136.
- Gordon, W., Famiglietti, J.S. 2004. Response of the water balance to climate change in the United States over the 20th and 21st centuries: results from the VEMAP phase 2 model intercomparisons. *Global Biogeochemical Cy.* 181. GB1030.
- Goudie, A.S., 2006. The history and evolution of desert hydrology and landforms: the role of climate change. Chapter 8. P. D'Odorico and A. Porporato (eds.), *Dryland Ecohydrology*, 129-140. Springer. Printed in the Netherlands.

- Guevara-Escobar, A., Tellez, J., González-Sosa, E., 2005. Use of digital photography for analysis of canopy closure. *Agroforestry systems* 65: 175-185.
- Gutiérrez, J.R., 2001. Importancia de los arbustos leñosos en los ecosistemas de la IV Región. Libro Rojo de la Flora Nativa y de los sitios prioritarios para su conservación: Región de Coquimbo (F.A. Squeo, G. Arancio y J.R. Gutiérrez, Eds. Ediciones Universidad de La Serena, La Serena, Chile 16:253-260.
- Gutiérrez, J.R., y Squeo, F.A., 2004. Importancia de los arbustos en los ecosistemas semiáridos de Chile. *Ecosistemas Revista científica y técnica de ecología y medio ambiente* 1 (enero-abril):
- Haan, C.T., Barfield, B.J., Hayes, J.C., 1994. Design hydrology and sedimentology for small catchments. Academic press.
- Hoyos, N., Waylen, P.R., Jaramillo, A., 2005. Seasonal and spatial patterns of erosivity in a tropical watershed of the Colombian Andes. *Journal of hydrology* 314: 177-191.
- Horton, R.E., 1919. Rainfall interception. *Monthly weather review* 47(9): 608-623.
- Huntington, T.G., 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis. *Journal of hydrology* 319, 83-95
- Hussein, M.H., Awad, M.M., Abdul-Jabbar, A.S., 1994. Predicting rainfall-runoff erosivity for single storms in northern Iraq. *Hydrological sciences* 39(5), 535-547.
- Huxman, T.E., Snyder, K.A., Tissue, D., Leffler, A.J., Ogle, K., Pockman, W.T., Sandquist, D.R., Potts, D.L., Schwinning, S., 2004. Pulse events and arid ecosystems. Precipitation pulses and carbon fluxes in semiarid and arid ecosystems. *Oecología* 141:254-268.
- International Atomic Energy Agency (IAEA), 2008. Field estimation of soil water content: A practical guide to methods, instrumentation and sensor technology. IAEA, VIENNA, 2005. IAEA-TCS-30. ISSN 1018-5518. Printed by the IAEA in Austria. February 2008.
- Irmak, S., Dukes, M.D., Jacobs, J.M., 2005. Using modified Bellani plate evapotranspiration gauges to estimate short canopy reference evapotranspiration. *Journal of irrigation and drainage engineering* 2 (131), 164-175.
- Jensen, H.E., Jensen, K.H., Rosbjerg, D., 1991. Plant water relationships and evapotranspiration. Hydrological interactions between atmosphere, soil and vegetation (Proceedings of the Vienna symposium, August, 1991). IAHS publ. no. 204.
- Kefi, S., Rietkerk, M., Katul, G.G., 2008. Vegetation pattern shift as a result of rising atmospheric CO₂ in arid ecosystems. *Theoretical population biology* 74: 332-344.

- Kurc, S.A., Small, E.E., 2007. Soil moisture variations and ecosystem-scale fluxes of water and carbon in semiarid grassland and shrubland. *Water resources research* 43: 1-13.
- Lado, M., Ben-Hur, M., Shainberg, I. 2004. Soil wetting and texture effects on aggregate stability, seal formation and erosion. *Soil Science Society of America Journal* 68, 1992-1999.
- Lagouarde, J.-P., Jacob, F., Gu, X.F., Olioso, A., Bonnefond, J.-M., Kerr, Y., McAneney, K.J., Irvine, M. 2002. Spatialization of sensible heat flux over a heterogeneous landscape. *Agronomie* 22, 627-633.
- Li, B.-L. 2000. Fractal geometry applications in description and analysis of patch patterns and patch dynamics. *Ecological modeling* 132, 33-50.
- Li, X.-Y., González, A., Solé-Benet, A., 2005. Laboratory methods for the estimation of infiltration rate of soil crusts in the Tabernas Desert badlands. *Catena* 60, 255-266.
- Li-Cor, Inc. 1992. LAI – 2000 Plant canopy analyzer. Operating Manual.
- Li, J., Zhao, C., Zhu, H., Li, Y., Wang, F., 2007. Effect of plant species on shrub fertile island at an oasis-desert ecotone in the South Junggar Basin, China. *Journal of arid environments* 71: 350-361.
- Maestre, F.T., Reynolds, J.F., Huber-Sannwald, E., Herrick, J., Stafford-Smith, M., 2006. Undestranting global desertification: Biophysical and socioeconomic dimensions of hydrology. Chapter 18. P. D'Odorico and A. Porporato (eds.), *Dryland Ecohydrology*, 315-332. Springer. Printed in the Netherlands.
- Mahfouf, J.F., Manzi, A. O., Noilhan, J., Giordani, H., y Déqué M., 1995. The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. *Journal Clim.* 8(8), 2039-2057.
- Mendoza Pedraza, R.L., 2008. Valoración del potencial de servicios ambientales hidrológicos en vegetaciones contrastantes de la sierra Gorda de Querétaro. Tesis.
- Moro, M.J., Pugnaire, F.I., Haase, P., Puidefábregas, J., 1997. Effect of the canopy of *Retama Sphaerocarpa* on its understorey in a semiarid environment. *Functional Ecology* 11: 425-431.
- Munguía-Rosas, M.A., Sosa, V.J., Nurse Plants vs. Nurse Objects: Effects of Woody Plants and Rocky Cavities on the Recruitment of the *Pilosocereus leucocephalus* columnar Cactus. *Annals of botany* 101:175-185.

- Muzylo, A., Llorens, P., Valente, F., Keizer, J.J., Domingo, F., Gash, J.H.C., 2009. A review of rainfall interception modelling. *Journal of hydrology* 1-4: 191-206.
- Nobel, S. P., 1990. *Physicochemical and environmental plant physiology*. Second edition. Academic Press. ISBN: 0-12-520025-0.
- Noilhan, J. y Mahfouf, J.F., 1996. The ISBA land surface parametrisation scheme. *Global Planetary Change* 13, 145-159.
- Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO), Roma, 2006. Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., *Evapotranspiración del Cultivo. Estudio Fao Riego y Drenaje*.
- Anthony J. Parsons, A.J., Wainwright, J., Schlesinger, W.H., Abrahams, A. D., 2003. The role of overland flow in sediment and nitrogen budgets of mesquite dunefields, southern New Mexico. *Journal of Arid Environments* 53(1), 61-71.
- Pavón, N.P., Briones, O., 2000. Root distribution, standing crop biomass and belowground productivity in a semidesert in Mexico. *Plant ecology* 146: 131-136.
- Penman, H. L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. *Proc. Roy. Soc. London A*193:120-146.
- Phillip, J. R. 1957. Numerical solution of equations of the difusión type with difusivity concentration-dependent. II *Aust. J. Phys.* 10:29-42.
- Quanqui, L., Yuhai, C., Mengyu, L., Xunbo, Z., Baodi, D., Songlie, Y., 2008. Water potential characteristics and yield of summer maize in different planting patterns. *Plant soil environment* 54(1): 14-19.
- Raddad, E.A.Y., Luukkanen, O., Adaptive genetic variation in wáter-use efficiency and gum yield in *Acacia* Senegal provenances grown on clay soil in the Blue Nile region, Sudan. *Forest ecology and management* 226: 219-229.
- Rango, A., Tartowski, S.L., Laliberte, A., Wainwright, J., Parsons, A., 2006. Islands of hydrologically enhanced biotic productivity in natural and managed arid ecosystems. *Journal of Arid Environments* 65, 235-252.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., Miller, N., 1983. Green-Ampt infiltration parameters from soils data. *Journal of Hydraulic Engineerings Proc. Am. Soc. Civil Eng.*, 109(1): 62-70.
- Read, L., Lawrence, D., 2006. Interactions between wáter availability and nutriente cycling in dry tropical forests. Chapter 13. P. D´Odorico and A. Porporato (eds.), *Dryland Ecohydrology*, 217-232. Springer. Printed in the Netherlands.

- Reinhardt, D., Kuhlemeier, C., 2002. Plant architecture. EMBO (European Molecular Biology Organization) REPORTS review 3(9): 846-851.
- Renard, K.G., Freimund, J.R., 1994. Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the revised USLE. Journal of hydrology 157:287-306.
- Reyes-Agüero, J.A., Aguirre, J.R., Valiente-Banuet, A., 2006. Reproductive biology of *Opuntia*: A review. Journal of arid environments 64: 549-585.
- Rico-Arce, M.L. 2001. El género *Acacia* (Leguminosae, mimosoideae) en el estado de Oaxaca, México. Anales Jardín Botánico de Madrid 58(2), 251-302.
- Ries, J.B., Hirt, U., 2008. Permanence of soil surface crusts on abandoned farmland in the central Ebro Basin/Spain. Catena 72: 282-296.
- Ridolfi, L., Laio, Francesco, D'Odorico, P., 2008. Fertility island formation and evolution in Dryland ecosystems. Research, part of a special feature on Catastrophic thresholds, perspectives, definitions and applications. Ecology and Society 13(1): 5
- Roerink, G.J., Su, Z., Meneti, M. 2000. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. Physics and Chemistry of the Earth 25, 147-157.
- Römken, M.J.M., Prasad, S.N., 2006. Rain infiltration into swelling/shrinking/cracking soils. Agricultural water management 86, 196-205.
- Rosenberg, N.J., Brown, R.A., Izaurre, C., Thomson, A.M. 2003. Integrated assessment of Hadley Centre HadCM2 climate change projections on agricultural productivity and irrigation water supply in the conterminous United States. I. Climate change scenarios and impacts on irrigation water supply simulated with the HUMUS model. Agricultural forest Meteorological 117(1-2), 73-96.
- Ruan, H., Ahuja, L.R., Green, T.R., Benjamin, J.G., 2001. Residue cover and surface-sealing effects on infiltration: Numerical simulations for field applications. Soil Science Soc. Am. J. 65: 853-861.
- Rutter, A.J., Kershaw, K.A., Robins, P.C., Morton, A.J., 1971. A predictive model of rainfall interception in forests, 1. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. Agricultural meteorology 9: 367-384.
- Rzedowski, J. 1988. Análisis de la distribución geográfica del complejo *Prosopis* (Leguminosae, mimosoideae) en Norte América. Acta Botánica Mexicana 3, 7-19.

- 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. *Journal of arid environments* 40, 43-52.
- Scheffer, M., Holmgren, M., Brovkin, V., Claussen M., 2005. Synergy between small- and large-scale feedbacks of vegetation on the water cycle. *Global change biology* 11:1003-1012.
- Sivakumar, M.V.K., 2007. Interactions between climate and desertification. *Agricultural and forest meteorology* 142, 143-155.
- Stancalie, G., Perdigao, A., Pessanha, L. 2001. Cost Action 718. 3rd Management Committee and Working Groups Meeting, Budapest, Hungary, 27-28 September 2001. WG 1.1. Report on Possibilities of deriving some useful agrometeorological parameters from the remotely sensed data-from current and new sensors-with the integration with other sources of information.
- Stone, J.J., Paige, G.B., Hawkins, R.H., 2008. Rainfall intensity-dependent infiltration rates on rangeland rainfall simulator plots. *Transactions of American Society of Agricultural and Biological Engineers* 51(1), 45-53.
- Su, Z. 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences* 6(1), 85-99.
- Teixeira, A.H. de C.; Bastiaanssen, W.G.M.; Ahmad, M.D.; Bos, M.G. 2009. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle Sao Fransico River Basin, Brazil Part A: Calibration and validation. *Agricultural and forest Meteorology* 149, 462-476.
- Timmermans, W.J., Kustas, W.P., Anderson, M.C., French, A.N. 2007. An intercomparison of the surface energy balance algorithm for land (SEBAL) and the two-source energy balance (TSEB) modeling schemes. *Remote Sensing of Environment* 108, 369-384.
- UNEP (United Nations Environment Programme), 1992. Word atlas of desertificación. E. Arnold. London.
- UNESCO (1979). Map of the world distribution of arid regions. MAB Technical Notes 7. UNESCO, Paris.
- UNCCD, 2004. Preserving our common ground. UNCCD 10 year on. United Nations Convention to Combat Desertification. Bonn, Germany.

- Vásquez-Méndez, R., Ventura-Ramos, E., Olesckho, K., Sandoval-Hernández, L., Parrot, J.-F., Nearing, M., 2010. Soil erosion and runoff in different vegetation patches from semiarid Central Mexico. *Catena* 80, 162-169.
- Vázquez-Yanes, 1997. Extraordinarias administradoras de agua, en *Suculentas mexicanas / Cactáceas*. CVS publicaciones S.A. de C.V. ISBN 968-7459-09-3. pp 49-54
- Verstraeten, W.W., Veroustraete, F., Feyen, J. 2008. Assessment of Evapotranspiration and soil moisture content across different scales of observation. *Sensors* 8, 70-117. ISSN 1424-8220.
- Wang, A., Diao, Y., Pei, T., Jin, C., Zhu, J., 2007. A semi-theoretical model of canopy rainfall interception for a broad-leaved tree. *Hydrological processes* 21, 2458-2463.
- Ward A. D. y S. W. Trimble. 2004. *Environmental hydrology*. Second edition. Lewis Publishers.
- Wayne, P.M., Bazzaz, F.A., 1993. Morning vs afternoon sun patches in experimental forest gaps: consequences of temporal incongruency of resources to birch regeneration. *Oecología* 94(2):235-243.
- Wegehenkel, M., 2004. Estimating of the impact of land use changes using the conceptual hydrological model THESEUS – a case study. *Physics Chemical Earth* 27, 627—631.
- Wei, W., Chen, L., Fu, B., Huang, Z., Wu, D., Gui, L., 2007. The effect of land uses and rainfall regimes on runoff and soil erosion in the semi-arid loess hilly area, China. *Journal of hydrology* 335, 247-258.
- Wilcox, B.P., Breshears, D.D., Turin, H.J., 2003. Hydraulic conductivity in a Piñon-Juniper woodland: Influence of vegetation. *Soil Sci. Soc. Am. J*, 67:1243-1249.
- Willd, L., 1806. *Acacia farnesiana*. *Species Plantarum*. Edition quarta 4(2): 1083-1084.
- White, J. D., Gutzwiller, K.J., Barrow, W.C., Randall, L.J., Swint, P., 2008. Modeling mechanisms of vegetation change due to fire in semi-arid ecosystems. *Ecological modelling* 214: 181-200.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. *Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning*, USDA. Agriculture Handbook No, 537, Washington, DC.
- Xue, Y., 2006. Interactions and feedbacks between climate and dryland vegetations. P.D´Odorico and A. Porporato (eds.), *Dryland ecohydrology*, 85-105. Springer. Printed in the Netherlands.
- Zhang, L., Walker, G.R., Dawes, W.R., 2002. Water balance modeling: Concepts and applications. In McVicar, T.R., Li R., Walder, J., Fitzpatrick, R.W., Liu C. (eds). *Regional*

water and soil assessment for managing sustainable agriculture in China and Australia, ACIAR Monograph 84: 31-47.

Zhao, H.-L., Zhou, R.-L., Su, Y.-Z., Zhang, H., Zhao, L.-Y., Drake, S., 2007. Shurb facilitation of desert land restoration in the Horqin Sand Land of Inner Mongolia. *Ecological engineering* 31: 1-8.

Zehe, E., Becker, R., Bárdossy, A., Plate, E., 2005. Uncertainty of simulated catchment runoff response in the presence of threshold processes: role of initial soil moisture and precipitation. *Journal of hydrology* 315:183-202.