



COLEGIO DE POSTGRADUADOS

INSTITUCIÓN DE ENSEÑANZA E INVESTIGACIÓN EN CIENCIAS AGRÍCOLAS

CAMPUS MONTECILLO

POSTGRADO EN HIDROCIENCIAS

**AJUSTE DE LA ECUACIÓN HARGREAVES-
SAMANI Y EVALUACIÓN DE
EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA
ESTIMADA CON DATOS LIMITADOS**

JUAN MANUEL RODRÍGUEZ GAETA

T E S I S
PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS

MONTECILLO, TEXCOCO, ESTADO DE MÉXICO

2021

La presente tesis titulada: **Ajuste de la ecuación Hargreaves-Samani y evaluación de evapotranspiración de referencia estimada con datos limitados**, realizada por el alumno: **Juan Manuel Rodríguez Gaeta**, bajo la dirección del Consejo Particular indicado, ha sido aprobada por el mismo y aceptada como requisito parcial para obtener el grado de:

**DOCTOR EN CIENCIAS
HIDROCIENCIAS**

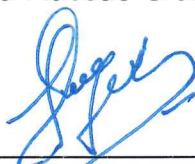
CONSEJO PARTICULAR

CONSEJERA



Dra. Antonia Macedo Cruz

ASESOR



Dr. Carlos Ramírez Ayala

ASESOR



Dr. Martín Alejandro Bolaños González

ASESOR



Dr. Rafael Ángel Parra Quezada

Montecillo, Texcoco, Estado de México, enero de 2021

AJUSTE DE LA ECUACIÓN HARGREAVES-SAMANI Y EVALUACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA ESTIMADA CON DATOS LIMITADOS

Juan Manuel Rodríguez Gaeta, Dr.

Colegio de Postgraduados, 2021

RESUMEN

La creciente demanda de alimentos y cultivos comerciales exige la expansión continua de tierras de sembradío, por lo que se puede generar una gran tensión en los recursos hídricos en gran parte del mundo. México cuenta aproximadamente con un 50% de su territorio con diferentes niveles de estrés hídrico, principalmente al norte de su territorio. El estado de Chihuahua situado dentro de estas condiciones, presenta problemas de escasez y sobreexplotación de agua, por lo que se ha vuelto una necesidad cuantificar las pérdidas de agua en las zonas de producción agrícola. Estimar la evapotranspiración de referencia (ET_0) es uno de los enfoques para cuantificar la demanda evaporativa de la atmosfera sobre los cultivos, siendo el método de referencia el desarrollado por Penman-Montieth (P-M), descrito en el manual 56 de la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO), el cual se basa en cuatro variables meteorológicas principales: radiación neta, presión de vapor, velocidad del viento y temperatura del aire; sin embargo, la escasa disponibilidad de datos limita el uso de este método en muchas regiones. Por ello, el objetivo de esta investigación fue evaluar y ajustar a condiciones locales el coeficiente k_g de la ecuación de radiación solar (R_s), integrada en la ecuación original de Hargreaves (HG), y el coeficiente de Hargreaves (C_{HG}) de la ecuación de Hargreaves y Samani (HG-S) (primera parte), así como el modelo de datos faltantes de P-M (segunda parte). La comparación por pares se realizó por medio de la raíz del error cuadrado medio (RMSE), el error medio absoluto (MAE), error de sesgo medio (MBE), el porcentaje de error (PE) y el coeficiente de determinación (R^2). La primera parte del estudio se realizó con datos diarios de las agro-estaciones: Aldama, Sacramento, Camargo y Jiménez. Se consideraron intervalos diarios, mensuales y tres periodos definidos por las condiciones climáticas para el ajuste de los coeficientes. En la evaluación, las estaciones Camargo y Jiménez alcanzaron errores (PE) superiores al 20%. El coeficiente k_g ajustado fue menor a 0.16 en las cuatro estaciones, mejorando solo la ET_0 de HG con $PE < 3\%$ en la estación Jiménez. Los ajustes mensuales y por periodos del C_{HG} , en general brindaron buenos resultados. No obstante, se recomiendan los ajustes mensuales para zonas que presentan $U_2 > 2 \text{ m s}^{-1}$. Para la segunda parte, se agregaron

cuatro estaciones más: Rosales, Nuevo Casas Grandes, Janos y estación Samalayuca. La estimación de la humedad relativa (PM-HR) y la aplicación del promedio global de la velocidad del viento (2 m s^{-1}) (PM- U_2) generaron resultados interesantes de acuerdo a las condiciones climáticas en donde se evaluaron. Los resultados dejan ver el impacto de cada variable sobre la ET_0 en cada zona, y así fortalecer los criterios sobre la selección adecuada del método a aplicar.

Palabras clave: Chihuahua, recursos hídricos, variables meteorológicas.

ADJUSTMENT OF THE HARGREAVES-SAMANI EQUATION AND EVALUATION OF ESTIMATED REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION WITH LIMITED DATA

**Juan Manuel Rodríguez Gaeta, Dr.
Colegio de Postgraduados, 2021**

ABSTRACT

The growing demand for food and cash crops requires the continued expansion of farmland, which can put a strain on water resources in much of the world. Mexico has approximately 50% of its territory with different levels of water stress, in the north of its territory. The state of Chihuahua, located within these conditions, presents problems of water scarcity and overexploitation, so it has become a necessity to quantify water losses in agricultural production areas. Reference evapotranspiration (ET_0) is one of the approaches to quantify water losses by the evaporative demand of the atmosphere, applying the Penman-Montieth (P-M) model, described in the manual 56 of the Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), based on four main meteorological variables: net radiation, vapor pressure, wind speed and air temperature. However, the scarce availability of data limits the use of this method in many regions, so the objective of this research was to evaluate and adjust to local conditions the k_g coefficient of the solar radiation (R_s) equation, integrated into the original Hargreaves equation (HG) and the Hargreaves coefficient (C_{HG}) of the Hargreaves-Samani equation (HG-S) (1st part), as well as the missing data model of P-M (2nd part). The pairwise comparison was made by means of the root mean square error (RMSE), mean absolute error (MAE), mean bias error (MBE), percent error (PE) and coefficient of determination (R^2). The first part of the study was carried out with daily data from the agro-stations: Aldama, Sacramento, Camargo and Jimenez. Daily, monthly and three periods defined by the climatic conditions were considered for the adjustment of the coefficients. In the evaluation, the Camargo and Jimenez stations, reached errors (PE) higher than 20%. The adjusted k_g coefficient was less than 0.16 in the four stations, improving only the ET_0 of HG with $PE < 3\%$ in Jimenez station. The monthly and periodical adjustments of the C_{HG} , in general provided good results. However, monthly adjustments are recommended for areas with $U_2 > 2 \text{ m s}^{-1}$. For the 2nd part, four more stations were added: Rosales, Nuevo Casas Grandes, Janos and Samalayuca station. The estimation of relative humidity (PM-HR) and the application of the global average wind speed (2 m s^{-1}) (PM- U_2) generated interesting results according to the climatic conditions where they were evaluated.

The results show the impact of each variable on the ET_0 in each area, and thus strengthen the criteria on the appropriate selection of the method to be applied.

Keywords: Chihuahua, water resources, meteorological variables.

AGRADECIMIENTOS

Al Colegio de Postgraduados, en especial al Posgrado de Hidrociencias, por aceptarme para cursar el doctorado.

Al consejo nacional de ciencia y tecnología (CONACyT) por el financiamiento otorgado.

A la Dra. Antonia Macedo Cruz por su confianza, orientación y dedicación.

A los Dres. Carlos Ramírez Ayala, Francisco Gavi Reyes[†], Martín Alejandro Bolaños González y Rafael Ángel Parra Quezada, por sus acertadas sugerencias, comentarios y la experiencia compartida.

A los Dres. Profesores que tuve el gusto de conocer por las clases impartidas.

A los compañeros de clases y a toda persona que hizo ligero el camino.

DEDICATORIA

A mis padres;

Lorenza Gaeta y Salvador Rodríguez

A mis hijos;

Alan Emmanuel y Juan Pablo

y a Yadira,

por el tiempo en la distancia y los momentos que no vuelven.

CONTENIDO

RESUMEN	iii
ABSTRACT.....	v
LISTA DE CUADROS.....	x
LISTA DE FIGURAS	xi
INTRODUCCIÓN GENERAL.....	1
Alcance y delimitación de la investigación.....	5
Objetivos de la investigación	7
Hipótesis.....	7
CAPÍTULO I. AJUSTE Y EVALUACIÓN DEL MÉTODO HARGREAVES EN RELACIÓN A PENMAN-MONTEITH EN ÁREAS AGRÍCOLAS.....	8
1.1 RESUMEN	8
1.2 INTRODUCCIÓN	8
1.3 MATERIAL Y MÉTODOS.....	12
1.4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN	18
1.5 CONCLUSIONES.....	26
1.6 LITERATURA CITADA.....	26
CAPÍTULO II. EVALUACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA DE PENMAN-MONTEITH CON DATOS LIMITADOS EN CONDICIONES ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS	30
2.1 RESUMEN	30
2.2 INTRODUCCIÓN	30
2.3 MATERIALES Y MÉTODOS	33
2.4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN	40
2.5 CONCLUSIÓN	45
2.6 LITERATURA CITADA.....	45
CONCLUSIÓN GENERAL	49
LITERATURA CITADA.....	50

LISTA DE CUADROS

Cuadro 1. Índices estadísticos medios para la estimación de ET_0 proporcionados por la ecuación HG-S, evaluados y ajustados con P-M, para diferentes zonas climáticas (Yang <i>et al.</i> , 2019; Efthimiou <i>et al.</i> , 2013; Aguilar y Polo, 2011).	4
Cuadro 2. Índices estadísticos medios para la estimación de ET_0 proporcionados por la ecuación HG-S, evaluados y ajustados con P-M, para diferentes zonas climáticas (Aguilar y Polo, 2011).	5
AJUSTE Y EVALUACIÓN DEL MÉTODO HARGREAVES EN RELACIÓN A PENMAN-MONTEITH EN ÁREAS AGRÍCOLAS	
Cuadro 1. Ubicación de las estaciones agro-meteorológicas utilizadas y la clasificación del clima.....	14
Cuadro 3. Resultados de análisis comparativo de R_s estimada con coeficiente recomendado $k_g=0.16$ y R_s ajustada con coeficiente $k_g=0.15$ para las estaciones Aldama y Sacramento, y $k_g=0.14$ en las estaciones de Jiménez y Camargo, en relación a la R_s medida.	19
Cuadro 4. Valores de C_{HG} ajustados para cada mes con datos históricos de las estaciones; Aldama (2013-2017), Jiménez (2013-2016), Sacramento (2014-2017) y Camargo (2013-2017).	21
Cuadro 5. Valores de C_{HG} ajustados para cada periodo definido, con datos de las estaciones; Aldama (2013-2017), Jiménez (2013-2016), Sacramento (2014-2017) y Camargo (2013-2017).	21
Cuadro 6. Resultados de análisis comparativo de ET_0 estimada con los modelos evaluados y ajustados, con datos históricos de cuatro y cinco años de las estaciones; Aldama (2013-2017), Jiménez (2013-2016), Sacramento (2014-2017) y Camargo (2013-2017).	24
EVALUACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA DE PENMAN-MONTEITH CON DATOS LIMITADOS EN CONDICIONES ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS	
Cuadro 1. Índices estadísticos para la evaluación del desempeño de estimación de evapotranspiración de referencia (ET_0) con datos faltantes de humedad relativa (PM-HR), velocidad del viento (PM- U_2) y de radiación solar (PM- R_s) con el método FAO 56 P-M, en el estado de Chihuahua.	43

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa con los sitios de estudio y climas característicos en el estado de Chihuahua. Datos tomados de Comisión Nacional para el Conocimiento y uso de la biodiversidad (CONABIO), (1998).....	6
AJUSTE Y EVALUACIÓN DEL MÉTODO HARGREAVES EN RELACIÓN A PENMAN-MONTEITH EN ÁREAS AGRÍCOLAS	
Figura 1. Humedad relativa (HR) y velocidad del viento (U_2), en las zonas de estudio en el periodo de un año, con datos de las estaciones; Aldama (2013-2017), Jiménez (2013-2016), Sacramento (2014-2017) y Camargo (2013-2017).....	17
Figura 2. Patrones diarios de radiación solar (R_s medida), estimada (R_s estimada) y ajustada (R_s ajustada), en periodo anual, con datos de las estaciones; Aldama (2013-2017), Jiménez (2013-2016), Sacramento (2014-2017) y Camargo (2013-2017).	20
Figura 3. Correlación entre la velocidad del viento (U_2) y los valores mensuales obtenidos de C_{HG} , con datos de las estaciones; Aldama (2013-2017), Jiménez (2013-2016), Sacramento (2014-2017) y Camargo (2013-2017).....	22
Figura 4. Patrones de estimaciones de ET_0 diaria mediante el método P-M FAO 56 (P-M), Hargreaves-Samani (HG-S), HG ajustado (HG aj), HG-S ajustado (HG-S aj) y HG-S con ajustes mensuales (HG-S aj-ms) en periodo anual, con datos históricos de las estaciones; Aldama (2013-2017), Jiménez (2013-2016), Sacramento (2014-2017) y Camargo (2013-2017).	25
EVALUACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA DE PENMAN-MONTEITH CON DATOS LIMITADOS EN CONDICIONES ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS	
Figura 1. Relación entre ET_0 FAO 56 P-M calculada con el conjunto completo de datos y la ET_0 FAO 56 P-M calculada sin los datos de humedad relativa (PM-HR), velocidad del viento (PM- U_2), radiación solar (PM- R_s) y sin el conjunto de datos faltantes (PM-HR, U_2 , R_s).	44
Anexo	
Figura A1. Cambios promedio diarios de la velocidad del viento (U_2), en las zonas de estudio durante un año.	47
Figura A2. Cambios promedio diarios de la humedad relativa (HR), en las zonas de estudio durante un año.	48

INTRODUCCIÓN GENERAL

A medida que nos adentramos en el nuevo milenio, muchos países están ingresando en una era de severa escasez de agua (Barker *et al.*, 2000). La creciente demanda de alimentos y cultivos comerciales, exige la expansión continua de tierras de sembradío, por lo que se puede generar una gran tensión en los recursos hídricos, esta preocupación se plantea constantemente en gran parte del mundo (Harrison, 2002), optimizar el uso del agua disponible limitada, especialmente en los sistemas de producción de cultivos, se vuelve más crítico cada año (Awal *et al.*, 2020). Sólo si se trabaja para mejorar el uso del agua en la agricultura, seremos capaces de superar los grandes desafíos por causa de la escasez de agua dulce, como generar estrategias reales para la regulación y uso del agua (FAO, 2013). La agricultura usa aproximadamente el 70% del agua dulce a nivel mundial y más del 90% en la mayoría de los países menos desarrollados (FAO, 2011), que no cuentan con la infraestructura para optimizar su uso.

México, situado entre los 14° y 32° de latitud norte, cuenta con climas áridos y semiáridos en el norte de su territorio, cubriendo casi el 50% de la superficie del país (Moreno y Huber-Sannwald, 2011), con zonas que presentan diferentes niveles de estrés hídrico durante el año (WWAP, 2016). El estado de Chihuahua está ubicado en el norte de México, las condiciones climáticas predominantes son de tipo seco árido en un 74 % del territorio (Núñez-López *et al.*, 2007). La agricultura presenta una baja eficiencia del uso de agua de pozos profundos, presas y ríos, generando con esto problemas de escasez y sobreexplotación de agua (CONAGUA, 2018), por lo que es necesario cuantificar las pérdidas de agua en zonas agrícolas y actuar en consecuencia. La cuantificación de agua para la agricultura incluye el componente de evapotranspiración (ET), dado por el consumo de agua de los cultivos y las pérdidas por evaporación del suelo y de las aguas abiertas asociadas con esta actividad (WWAP, 2012).

En climas áridos se ha reportado que la suma de pérdidas por ET puede alcanzar el 83% del total de agua precipitada sobre la superficie (Núñez-López *et al.*, 2007). Por lo que estimar su volumen es un requisito previo para la gestión óptima de los recursos hídricos (Almorox *et al.*, 2015), especialmente en las áreas agrícolas propensas al estrés hídrico (Paparrizos *et al.*, 2017). La evapotranspiración de referencia (ET_0), es uno de los enfoques para cuantificar la demanda evaporativa de la atmósfera, aplicando el modelo de Penman-Montieth (Lakatos *et al.*, 2020). La Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO), aceptó como definición de superficie de referencia un cultivo hipotético (pasto) (Moratíel *et al.*, 2020), con

una altura supuesta de 0.12 m, una resistencia superficial fija de 70 s m^{-1} y un albedo de 0.23 (Allen *et al.*, 1998). La ET_0 , es un proceso biofísico complejo influenciado por cuatro variables meteorológicas principales: radiación neta, presión de vapor, velocidad del viento y temperatura del aire (De la Casa y Ovando, 2016), sin más restricciones que la demanda atmosférica (Paparrizos *et al.*, 2017).

El modelo Penman-Monteith, se detalló en el manual 56 de riego y drenaje de la FAO (P-M FAO 56) por Allen *et al.* (1998), sin embargo, la escasa disponibilidad de datos limita el uso de este método en muchas regiones. (Bogawski y Bednorz, 2014). Incluso en condiciones de datos limitados requiere un análisis previo a su aplicación, ya que se ha reportado del bajo desempeño del modelo Penman-Monteith, cuando no se dispone de los datos de velocidad del viento, radiación solar y humedad relativa (Wang *et al.*, 2011), por lo tanto, para gestionar y conservar los recursos hídricos cada vez más escasos, es importante examinar otros métodos que aumenten la eficiencia del uso del agua y reducir su aplicación excesiva (Awal *et al.*, 2020). En particular, los modelos basados en temperatura han demostrado ser bastante útiles en las condiciones de falta de datos (Paredes *et al.*, 2020), puesto que la temperatura es una variable climática ampliamente disponible y podría explicar una fracción significativa de la variabilidad de ET_0 (Almorox *et al.*, 2015).

En ausencia de medios para aplicar técnicas avanzadas, varios estudios han evaluado la precisión de una serie de ecuaciones para estimar la ET_0 en diferentes partes del mundo, teniendo como método de referencia al de Penman-Monteith (Djaman *et al.*, 2016), más aún, las comparaciones se han extendido a un gran número de ecuaciones (Paredes *et al.*, 2020). La ecuación de Hargreaves y Samani (1985) ha recibido considerable atención al producir resultados aceptables en diversos climas, utilizando únicamente mediciones de temperatura (Shahidian *et al.*, 2012); además, la ecuación integra coeficientes que pueden ser ajustados para diferentes condiciones climáticas (Yang *et al.*, 2019), como árido-frío, seco-caliente, árido-semiárido y diferentes ubicaciones con elevaciones altas y bajas, zonas costeras y continentales (Patel *et al.*, 2014), o periodos secos y periodos húmedos dentro de un mismo ciclo productivo (Aguilar y Polo, 2011). La ecuación Hargreaves [3] resultó de la combinación de las ecuaciones de Hargreaves (1975) [1], y Hargreaves y Samani (1982) [2], manteniendo un coeficiente de calibración K_{ET} . Para la calibración del coeficiente K_{ET} se realizó un estudio en Davis, California, con datos climáticos de ocho años para estimar la ET_0 de un pasto Alta festuca en un área de 29 m^2 , monitoreados con

lisímetros de pesada, obteniendo como resultado que el coeficiente $K_{ET} = 0.0023$, como se ve en la ecuación [4] (Hargreaves y Samani, 1985).

$$ET_P = K_g \cdot R_s(T_c + 17.8) \quad [1] \quad ET_P = K_{ET} \cdot R_A \cdot TD^{0.5}(TC^\circ + 17.8) \quad [3]$$

$$R_s = K_{RS} \cdot R_A \cdot TD^{0.5} \quad [2] \quad ET_P = 0.0023 \cdot R_A \cdot TD^{0.5}(TC^\circ + 17.8) \quad [4]$$

ET_P , es la evapotranspiración potencial del pasto; R_s , es la radiación solar (están en las mismas unidades); T_c , es la temperatura media en grados Celsius; K_g , es coeficiente de calibración [1]; R_A , es radiación extraterrestre; TD , es la temperatura promedio máxima menos la temperatura mínima promedio; K_{RS} , es un coeficiente de calibración [2]; TC° , es la temperatura media en grados Celsius; K_{ET} , es coeficiente de calibración [3]. La ET_P se precisa como la tasa de pérdida de agua de una superficie con vegetación cuando las plantas tienen disponibilidad ilimitada de agua en el suelo (Sentelhas *et al.*, 2010). La ET_P fue definida como evapotranspiración de cultivo de referencia (ET_0) por Doorenbos y Pruitt (1977) en el manual 24 de la FAO. Entonces, la ecuación se aplica de la siguiente manera (Trezza, 2008):

$$ET_o = C_{HG} R_a (T + 17.8) (T_{max} - T_{min})^E \quad [5]$$

R_a , es la radiación extraterrestre (mm d^{-1}), que depende de la latitud y mes del año (Allen *et al.*, 1998), T , T_{max} y T_{min} , representan el valor medio, máximo y mínimo de la temperatura del aire ($^\circ\text{C}$), respectivamente (Trezza 2008). Los coeficientes empíricos C_{HG} y E se establecen inicialmente en 0.0023 y 0.5, respectivamente (Yang *et al.*, 2019). Aunque la humedad relativa no está explícitamente contenida en la ecuación, está implícitamente presente en la diferencia de la temperatura máxima y mínima (Samani, 2000).

Yang *et al.* (2019) realizaron un estudio sobre la estimación de la ET_0 diaria con la ecuación de HG-S, para diferentes regiones climáticas en China, basado en el sistema de Köppen, el área de estudio se dividió en cuatro tipos de clima: clima monzónico subtropical (Cwa), clima continental templado (Dfc), clima monzónico templado (Dwa) y clima de meseta montañosa (HG) y diferentes alturas (z), en el estudio se ajustaron los coeficientes C_{HG} y E que variaron por las condiciones climáticas de cada región (Cuadro 1).

En un clima húmedo propio de Macedonia Occidental en el norte de Grecia, Efthimiou *et al.* (2013) efectuaron un análisis comparativo de la ET_0 diaria entre la ecuación de PM-FAO 56 con

la ecuación de HG-S entre otras, con datos de las estaciones meteorológicas de Krania y Kozane, con un historial de 34 y 48 años respectivamente, en el estudio aplicaron los coeficientes empíricos C_{HG} y E establecidos con valores de 0.0023 y 0.5, respectivamente como se muestra en el Cuadro 1.

Al sur de España, en la cuenca del río Guadalfeo, entre condiciones climáticas semiáridas mediterráneas y alpinas, Aguilar y Polo (2011) tomaron de referencia el modelo de Penman-Monteith para ajustar el C_{HG} a condiciones locales y mejorar las estimaciones de ET_0 , los ajustes fueron anuales (Cuadro 1), por temporada seca y temporada húmeda (Cuadro 2), con datos de tres estaciones automáticas de la Red de Información Agroclimática de Andalucía (601 , 602 y 603), la estación meteorológica en Sierra Nevada del Grupo de Investigación de Dinámica de Flujos Ambientales de la Universidad de Granada a una altitud de 2510 m (802) y finalmente, de datos diarios de tres estaciones de la Red Andaluza de alerta e información fitosanitaria (701, 702 y 703).

Cuadro 1. Índices estadísticos medios para la estimación de ET_0 proporcionados por la ecuación HG-S, evaluados y ajustados con P-M, para diferentes zonas climáticas (Yang *et al.*, 2019; Efthimiou *et al.*, 2013; Aguilar y Polo, 2011).

Estudios	Ubicación	z	MAE	RMSE	C_{HG}	E
		m	mm día ⁻¹	mm día ⁻¹		
Yang <i>et al.</i> , 2019	HG	919 - 4800	0.63	0.86	0.0022	0.5433
	Dwa	582 - 1374	0.76	1.11	0.0042	0.2911
	Dfc	9.8 - 1058	0.72	1.00	0.0020	0.5466
	Cwa	7.3 - 1991	0.78	1.01	0.0020	0.5227
Efthimiou <i>et al.</i> , 2013	Krania	592	0.45	0.24	0.0023	0.5
	Kozane	625	0.37	0.20	0.0023	0.5
	701	35	-0.20	0.89	0.00216	0.5
	603	49	-0.24	0.95	0.00186	0.5
Aguilar & Polo, 2011	703	400	-0.05	0.87	0.00236	0.5
	702	700	-0.24	0.83	0.00197	0.5
	602	781	-0.14	0.75	0.00200	0.5
	601	950	-0.20	0.80	0.00199	0.5
	802	2510	-0.06	0.74	0.00379	0.5

Elevación (z), error medio (MAE), raíz del error cuadrático medio (RMSE), coeficientes de ajuste de la ecuación de Hargreaves y Samani (C_{HG} , E).

Cuadro 2. Índices estadísticos medios para la estimación de ET_0 proporcionados por la ecuación HG-S, evaluados y ajustados con P-M, para diferentes zonas climáticas (Aguilar y Polo, 2011).

Estudio	Estación	z	MAE	RMSE	C_{HG}		ΔE
		m	mm día ⁻¹	mm día ⁻¹	Temporada seca	Temporada húmeda	
Aguilar & Polo, 2011	701	35	-0.10	0.74	0.002520	0.001842	0.5
	603	49	-0.12	0.77	0.002220	0.001503	0.5
	703	400	-0.02	0.86	0.002415	0.002298	0.5
	702	700	-0.14	0.73	0.002192	0.001721	0.5
	602	781	-0.09	0.72	0.002102	0.001874	0.5
	601	950	-0.13	0.74	0.002166	0.001780	0.5
	802	2510	-0.03	0.72	0.003960	0.003591	0.5

Elevación (z), error medio (MAE), raíz del error cuadrático medio (RMSE), coeficientes de ajuste de la ecuación de Hargreaves y Samani (C_{HG} , E).

Las evaluaciones regionales para conocer el rendimiento de la ecuación de HG-S, son recomendadas (Efthimiou *et al.*, 2013), con esto, se toma la decisión del tipo de ajuste que se puede generar, como ajustes anuales por región (Yang *et al.*, 2019), o ajustes por temporadas secas y húmedas (Aguilar y Polo, 2011), y reducir el error de estimación en comparación con el modelo de referencia.

Alcance y delimitación de la investigación

El estado de Chihuahua, por sus condiciones naturales, presenta limitaciones en la disponibilidad de agua, poco más del 70% del territorio estatal presenta un clima árido o semiárido, con áreas agrícolas propensas al estrés hídrico, lo que afecta sus actividades agrícolas y fuerza a un alto grado de explotación de los acuíferos, principalmente en las zonas bajo riego. Debido a ello, es preciso estimar el volumen de agua que se puede perder por la demanda atmosférica, mediante de la evapotranspiración de referencia (ET_0), como requisito previo para la gestión óptima de los recursos hídricos; sin embargo, el acceso o incluso el historial de datos meteorológicos es limitado, lo que complica el cuidado en el uso eficiente del agua en apoyo a los productores.

El método de Hargreaves y Samani, que solo requiere de registros de temperatura, ha sido ampliamente estudiado en diversas partes del mundo, por contener coeficientes que pueden ser ajustados a las condiciones locales. Su importancia radica en observar y analizar sus resultados en relación al modelo de referencia (P-M), y decidir sobre el tipo de ajuste que hay que realizar, para mejorar las estimaciones de ET_0 . Además, obliga a entender mediante análisis comparativo el comportamiento del método Penman-Monteith, al desarrollarlo con datos limitados.

Aproximadamente el 74 % del territorio del estado de Chihuahua cuenta con problemas de escasez de agua, por lo que los resultados que surjan de las investigaciones de este tipo son fundamentales, en tanto no se tenga al alcance el uso de tecnologías avanzadas para su aplicación en el manejo del agua en la agricultura. En la figura 1, se indican las ubicaciones y la clasificación de climas (García 2004) de las agro-estaciones utilizadas en el estudio.

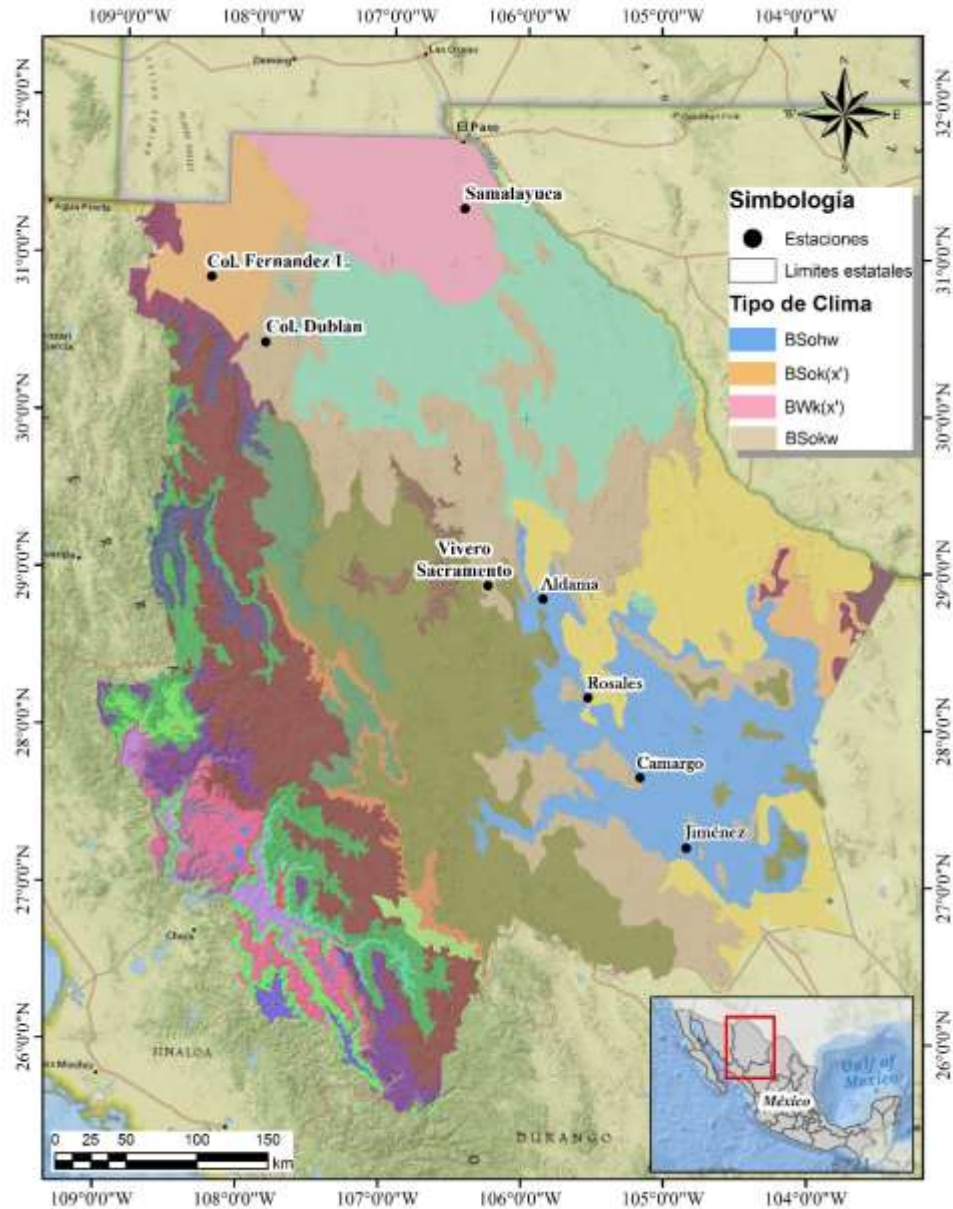


Figura 1. Mapa con los sitios de estudio y climas característicos en el estado de Chihuahua. Datos tomados de Comisión Nacional para el Conocimiento y uso de la Biodiversidad (CONABIO), (1998). Brindado por el Dr. Jesús Prieto-Amparán.

Objetivos de la investigación

Objetivo general

Proponer y validar ajustes basados en condiciones climáticas locales a la ecuación original de Hargreaves (1975) y la ecuación de Hargreaves y Samani (1985), y analizar el método Penman-Monteith con datos limitados, para identificar su utilidad en comparación con el modelo de referencia de FAO 56 Penman-Monteith (P-M FAO 56) en regiones agrícolas del estado de Chihuahua.

Objetivos específicos

Ajustar el modelo original de HG y el modelo HG-S, considerando como referencia la ecuación P-M FAO 56, con datos históricos de cuatro regiones de importancia agrícola del estado de Chihuahua.

Analizar la metodología P-M FAO 56, con datos faltantes de humedad relativa, velocidad del viento y radiación solar, considerando como referencia la ecuación PM-FAO 56 con los datos completos requeridos

Hipótesis

Los coeficientes de los modelos de Hargreaves varían en cada sitio de estudio de acuerdo a las variables climatológicas particulares, así como debido a la falta de registros de las variables de humedad relativa, radiación solar y velocidad del viento o su conjunto, lo que afecta las estimaciones de ET_0 en mayor o menor medida en cada sitio.

CAPÍTULO I. AJUSTE Y EVALUACIÓN DEL MÉTODO HARGREAVES EN RELACIÓN A PENMAN-MONTEITH EN ÁREAS AGRÍCOLAS

1.1 RESUMEN

La ecuación de Hargreaves ha generado inconsistencias en los resultados de evapotranspiración de referencia (ET_0) evaluados, aun así, sigue siendo estudiada en varias partes del mundo. El objetivo de este estudio fue evaluar y ajustar a condiciones locales el coeficiente k_g de la ecuación de radiación solar (R_s), integrada en la ecuación original de Hargreaves (HG) y el coeficiente de Hargreaves (C_{HG}) de la ecuación de Hargreaves y Samani (HG-S) en condiciones de clima árido en el norte de México, tomando como referencia la ecuación de Penman-Monteith (P-M FAO 56). El estudio se realizó con datos diarios de las agro-estaciones: Aldama, Sacramento, Camargo y Jiménez. Se consideraron intervalos diarios, mensuales y tres periodos definidos por las condiciones climáticas para el ajuste de los coeficientes. En la evaluación, las estaciones Camargo y Jiménez alcanzaron errores (PE) superiores al 20% y error cuadrático medio (RMSE) de 1.0 mm día⁻¹. El coeficiente k_g ajustado fue menor a 0.16 en las cuatro estaciones. La ET_0 de HG al ajustar el k_g en la ecuación de R_s , mejoró con PE < 3% en la estación Jiménez. Los ajustes mensuales y por periodos del C_{HG} , brindaron buenos resultados con PE que variaron de 0.66 a 0.94 y RMSE de 0.48 a 0.65 mm día⁻¹. Las velocidades de viento elevadas ($U_2 > 2 \text{ m s}^{-1}$) tienen alta correlación (R^2) con los ajustes de C_{HG} , por lo que se recomienda hacer los ajustes mensuales en regiones con periodos de $U_2 > 2 \text{ m s}^{-1}$ por la marcada influencia de esta variable en la ET_0 .

Palabras clave: Evapotranspiración, clima árido, velocidad del viento, Chihuahua.

1.2 INTRODUCCIÓN

La evapotranspiración (ET) es el proceso de transferencia del agua a la atmósfera (Allen *et al.*, 1998; Pandey *et al.*, 2016), resultado de la evaporación desde la superficie del suelo y la

transpiración por los estomas de las hojas, que ocurren simultáneamente y en un ecosistema natural son difíciles de separar (Zermeño *et al.*, 2017), su magnitud es afectada por los parámetros del clima (Efthimiou *et al.*, 2013; Khoob, 2008), y juega un papel importante en el medio ambiente a escala global, regional y local, como componente del balance hídrico del suelo (Aguilar y Polo, 2011).

Con el fin de estudiar la demanda de evapotranspiración de la atmósfera, independientemente del tipo y desarrollo del cultivo y de las prácticas de manejo, se introdujo el concepto de evapotranspiración de referencia (ET_0) (Pandey *et al.*, 2016). La determinación de la ET_0 es difícil de estimar con precisión, debido a sus complejas interacciones en el sistema suelo-planta-atmósfera (Pandey *et al.*, 2016; Yu *et al.*, 2019). No obstante, en algunas regiones áridas y semiáridas la cuantificación de la pérdida de agua por ET_0 es relevante, ya que los recursos de agua subterránea se están agotando, con poca o nada de agua superficial disponible como fuente alternativa (Martínez-Cob y Tejero-Juste, 2004; Moorhead *et al.*, 2019), por lo que se requieren cambios estratégicos considerables en la gestión del agua para uso agrícola (Feng *et al.*, 2016).

La estrategia para el ahorro de agua en estas regiones incluye la selección de métodos adecuados para el cálculo de la ET_0 , sobre todo en áreas que dependen de la irrigación para el suministro de agua a los cultivos (Sabziparvar *et al.*, 2010), y en gran escala, modifica el clima regional afectando la tasa de ET_0 (Kang y Eltahir, 2019), aumentando la complejidad para estimarla. La medición directa de la ET_0 se realiza con el uso de lisímetros, diseñados para representar el movimiento del agua a la atmósfera desde el suelo con cubierta vegetal (Moorhead *et al.*, 2019); sin embargo, su disponibilidad es limitada, lo cual ha motivado el desarrollo de métodos indirectos basados en ecuaciones, que permiten establecer la asociación entre el clima y la ET_0 (Patel *et al.*, 2014).

Entre los métodos para obtener la ET_0 sobresalen aquellos con buena base física y teórica, que requieren de varios parámetros, como el modelo de Penman-Monteith descrito en el manual 56 de la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (P-M FAO 56) (Zermeño *et al.*, 2017; Zhu *et al.*, 2019). Se ha reportado que el método de P-M FAO 56 produce valores relativamente precisos y consistentes, tanto en climas áridos como en húmedos (Čadro *et al.*, 2017), no obstante, en condiciones de datos faltantes de velocidad del viento en climas áridos y la falta de datos de radiación solar en lugares con alta humedad atmosférica, puede mostrar errores de estimación (Córdova *et al.*, 2015). La elección de un método u otro depende de la disponibilidad de los datos meteorológicos, así como de la exactitud y la precisión del modelo para una región dada (de Carvalho *et al.*, 2013).

Debido a que no todas las variables requeridas para aplicar la ecuación de P-M FAO 56 están disponibles en zonas de importancia agrícola, especialmente en los países en desarrollo (Čadro *et al.*, 2017; Berti *et al.*, 2014), se han propuesto diferentes métodos para establecer una relación analítica entre datos meteorológicos limitados y la ET_0 (Patel *et al.*, 2014). La ecuación original de Hargreaves y de Hargreaves y Samani (HG-S) basan sus resultados en registros de temperatura máxima y mínima del aire, y en estimaciones de la radiación solar (Allen *et al.*, 1998; Almorox *et al.*, 2012; Cervantes *et al.*, 2013), estas variables meteorológicas infieren fuertemente en la variabilidad de la ET_0 (Zanetti *et al.*, 2019).

La ecuación original de Hargreaves (HG) y la combinación de Hargreaves y Samani (HG-S) se desarrollaron en condiciones de climas áridos (Hargreaves y Allen, 2003), aun así, se han estudiado en condiciones climáticas diferentes a las prevalecientes en los lugares donde fue generado (Efthimiou *et al.*, 2013; Shahidian *et al.*, 2012; Bakhtiari *et al.*, 2011), utilizando a P-M FAO 56 como modelo de referencia (Allen *et al.*, 1998; Pandey *et al.*, 2016; Almorox *et al.*,

2012). Aunque el modelo HG-S ha proporcionado rendimientos promedio precisos en climas áridos, semiáridos, templados, fríos y polares, se recomienda un ajuste local de sus coeficientes (Feng *et al.*, 2017), según las diferentes condiciones climáticas (Zanetti *et al.*, 2019), así como para los periodos húmedo y seco del año (Aguilar y Polo, 2011), y los periodos en los que se presentan altas velocidades de viento (Shahidian *et al.*, 2012), tanto los ajustes locales como los regionales, mejoran las estimaciones de ET_0 en diferentes condiciones climáticas (Berti *et al.*, 2014).

Los resultados de aplicar el modelo HG-S en regiones con datos climatológicos limitados (Efthimiou *et al.*, 2013; Sentelhas *et al.*, 2010), ha hecho que reciba considerable atención al producir resultados aceptables en diversos climas utilizando únicamente mediciones de temperatura (Shahidian *et al.*, 2012), aunque como ya se ha dicho, resulta importante verificar su eficiencia antes de emplearla (Aguilar y Polo, 2011; Trezza, 2008), en particular en países en los cuales no siempre tienen disponibilidad de parámetros climatológicos completos para el uso de P-M FAO 56 (Zhu *et al.*, 2019) y lograr mayor eficiencia en el uso de agua en la irrigación. En este contexto es fundamental la investigación que ayude a explicar la inconsistencia de resultados al usar dicho método alternativo, con el fin de encontrar recomendaciones para su mejor aplicación.

El estado de Chihuahua, debido a su clima y a la baja eficiencia de uso del agua de pozos, presas y ríos, presenta problemas severos de escasez, sobreexplotación y contaminación de agua (CONAGUA 2018), por lo que desde el año 2010 se clasificó como región con estrés hídrico (CONAGUA 2010). Esto ha motivado el desarrollo de estrategias en torno al uso eficiente del agua en la agricultura; sin embargo, si no se consideran las estimaciones de la ET_0 en las zonas

productoras para planificar el riego, dichas estrategias no serán del todo eficientes para mejorar la irrigación en los cultivos.

Por lo anterior, el objetivo de este estudio fue evaluar y ajustar el modelo original de HG y el modelo HG-S, considerando como referencia la ecuación P-M FAO 56, con datos históricos de cuatro y cinco años, en el lapso de un año en cuatro regiones de importancia agrícola del estado de Chihuahua, México.

1.3 MATERIALES Y MÉTODOS

Área y estaciones agro-meteorológicas de estudio

El estudio se realizó en el estado de Chihuahua, México. Los datos empleados se tomaron de cuatro estaciones agro-meteorológicas: Estación INIFAP, ubicada en el municipio de Aldama, San Miguel en el municipio de Camargo, Rancho Nogales en el municipio de Jiménez y Vivero Sacramento en el municipio de Chihuahua. En el cuadro 1 se indica la ubicación de las estaciones y el clima con la clasificación de Köppen modificada por García (2004).

Cuadro 1. Ubicación de las estaciones agro-meteorológicas utilizadas y la clasificación del clima.

Estación	Latitud	Longitud	Altitud (m)	Clima
Aldama	28°51'13.2"N	105°52'00.3"W	1253	BS ₀ hw
Camargo	27°42'59.7"N	105°09'35.2"W	1229	BS ₀ hw
Jiménez	27°16'09"N	104°49'39.7"W	1343	BS ₀ hw
Sacramento	28°56'08.2"N	106°15'50.3"W	1595	BS ₀ kw

Las regiones elegidas para el estudio son de gran importancia para el estado por la productividad agrícola que presentan. Se mencionan en orden de importancia en cada zona, según datos del SIAP (2020). En los municipios de Aldama y Camargo los principales productos son: nuez, alfalfa y algodón; en Jiménez en el mismo orden cuenta con la producción de nuez, alfalfa, chile verde y maíz forrajero y en Sacramento la producción principal es de nuez y alfalfa. Entre los sitios de estudio la superficie que ocupan los cultivos son 52,000 ha aproximadamente, siendo

Camargo y Jiménez los de mayor superficie sembrada con 35,400 ha aproximadamente; asimismo, estas dos regiones están cerca de importantes cuerpos de agua y demarcados por los ríos Conchos y Florido.

Métodos de evapotranspiración evaluado y de referencia (ET_0)

Penman-Monteith FAO 56 (P-M FAO 56)

Su ecuación [1] es considerada por el Comité de Requerimientos de Agua para Riego de la Sociedad Estadounidense de Ingenieros Civiles (ASCE) y por un consorcio de institutos de Investigación de la Comunidad Europea, como aquella que produce resultados relativamente exactos y consistentes de ET_0 tanto en climas áridos como en húmedos (Allen *et al.*, 1998).

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 U_2)} \quad [1]$$

donde ET_0 es la evapotranspiración del cultivo de referencia (mm día^{-1}); G es el flujo de calor en el suelo ($\text{Mj m}^{-2} \text{ día}^{-1}$); R_n es la radiación neta en la superficie del cultivo ($\text{Mj m}^{-2} \text{ día}^{-1}$); T es la temperatura media del suelo ($^{\circ}\text{C}$); U_2 es la velocidad del viento a 2 m de altura (m s^{-1}); e_s expresa la presión de vapor de saturación (kPa); e_a es la presión real de vapor (kPa); $(e_s - e_a)$ es el déficit de presión de vapor a saturación (kPa); Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$) y, γ es la constante psicométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$) (Todorovic, 2005). El numerador 900 es una constante que se basa en el periodo de tiempo analizado y la resistencia aerodinámica; asimismo, la constante 0.34 en el denominador depende del intervalo de tiempo, la resistencia global de la superficie y la resistencia aerodinámica (Allen *et al.*, 1998; Efthimiou *et al.*, 2013).

Los parámetros asociados a P-M FAO 56 se calcularon de acuerdo a Allen *et al.* (1998), como a continuación se indican en el cuadro 2:

Cuadro 2. Ecuaciones empleadas en variables de la ecuación de P-M FAO 56.

Parámetro	Ecuación	Unidad
Pendiente de la curva de presión de vapor de saturación [2]	$\Delta = \frac{4098 * \left[0.6108 * \exp \left(\frac{17.27 * T}{T + 237.3} \right) \right]}{(T + 237.3)^2}$	kPa °C ⁻¹
Radiación neta [3]	$R_n = R_{ns} - R_{nl}$	Mj m ⁻² día ⁻¹
Radiación neta de onda corta [4]	$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s$	Mj m ⁻² día ⁻¹
Radiación neta de onda larga [5]	$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{max,K^4} + T_{min,K^4}}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right)$	Mj m ⁻² día ⁻¹
Radiación solar en un día despejado [6]	$R_{so} = (0.75 + 2 * 10^{-5} * z) R_a$	Mj m ⁻² día ⁻¹
Radiación extraterrestre [7]	$R_a = \frac{12 * 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)]$	Mj m ⁻² día ⁻¹
Ángulo de radiación a la puesta del sol [8]	$\omega_s = \arccos [-\tan(\varphi) \tan(\delta)]$	rad
Latitud [9]	$(\varphi \text{ en radianes}) = \frac{\pi}{180} * (\text{grados decimales})$	rad
Declinación sola [10]	$\delta = 0.409 * \sin \left(\frac{2\pi}{365} * J - 1.39 \right)$	rad
Distancia relativa inversa Tierra-Sol [11]	$d_r = 1 + 0.033 * \cos \left(\frac{2\pi}{365} * J \right)$	UA
Constante psicométrica [12]	$\gamma = \frac{C_p P}{\varepsilon \lambda}$	kPa
Presión atmosférica [13]	$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065 z}{293} \right)$	kPa
Calor latente de vaporización [14]	$\lambda = 2.501 - (2.36 * 10^{-3}) * T$	Mj kg ⁻¹
Ajuste de velocidad del viento [15]	$U_z = U_z \frac{4.87}{\ln(67.8 z - 5.42)}$	m s ⁻¹
Presión de vapor de saturación [16]	$e^o(T) = 0.6108 * \exp \left[\frac{17.27 * T}{T + 237.3} \right]$	kPa
Presión real de vapor [17]	$e_a = \frac{HR}{100} e^o(T)$	kPa

[2, 14, 16 y 17] T , es la temperatura media del aire (°C) y $\exp(..)$, es la base del logaritmo natural (2.7183) elevado a la potencia (...); [4] α , es el albedo, (0.23) para el cultivo hipotético de referencia (adimensional); [5] σ , es la constante de Stefan-Boltzmann (4.903×10^{-9} MJ K⁻⁴ m⁻² día⁻¹) y $T_{max,K}$ y $T_{min,K}$ son la temperatura máxima y mínima en Kelvin; [6] z , es la elevación de la estación meteorológica sobre el nivel del mar (m.s.n.m); [7] G_{sc} , es la constante solar, 0.082 (MJ m⁻² min⁻¹); [10 y 11] J , es el número del día en el año, siendo 1 el día 1ro de enero y 365 el 31 de diciembre; [12] C_p , es el calor específico a presión constante ($1.013 * 10^{-3}$ MJ kg⁻² °C⁻¹) y ε , es el cociente del peso molecular de vapor de agua/aire seco (0.622); [13] z , es la elevación sobre el nivel del mar (m.s.n.m); [15] U_z , representa la velocidad del viento medida a la elevación z sobre la superficie y z , es la altura sobre la superficie a la que fue medida la velocidad del viento (2.5 m); [17] HR , es la humedad relativa.

Método original de Hargreaves (1975) (HG)

Como resultado de ocho años de investigación de datos de evapotranspiración de pastos de un lisímetro de precisión y datos meteorológicos de Davis, California, Hargreaves publicó en 1975 la siguiente ecuación para estimar la ET_0 (Shahidian *et al.*, 2012).

$$ET_0 = 0.0135 R_s (T + 17.8) \quad [18]$$

donde R_s es la radiación solar (mm día^{-1}) y T es la temperatura media del aire ($^{\circ}\text{C}$).

La radiación solar se estimó con la siguiente ecuación (Hargreaves y Samani, 1982):

$$R_s = k_g (T_{\max} - T_{\min})^{0.5} * R_a \quad [19]$$

donde R_s es la radiación solar ($\text{Mj m}^{-2} \text{ día}^{-1}$); k_g es un coeficiente empírico de ajuste; $T_{\max}$ y $T_{\min}$ representa el valor máximo y mínimo de la temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$), respectivamente y R_a es la radiación solar extraterrestre ($\text{Mj m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), que se obtuvo con base en (Allen *et al.*, 1998), con las ecuaciones 7, 8, 9, 10, 11 y 12, respectivamente.

Hargreaves y Samani (1985) (HG-S)

La combinación de la ecuación de Hargreaves (1975) con la de Hargreaves y Samani (1982), HG-S, se deriva mediante la regresión del coeficiente de reducción de la temperatura y el factor de humedad relativa (Tukimat *et al.*, 2012), el déficit de presión de vapor y está influida inversamente por el viento y la nubosidad (Hargreaves y Allen, 2003). El resultado de lo anterior es la expresión identificada aquí como ecuación 20 (Trezza, 2008):

$$ET_0 = C_{HG} R_a (T + 17.8) (T_{\max} - T_{\min})^{0.5} \quad [20]$$

donde C_{HG} es un coeficiente de ajuste con valor de 0.0023 calibrado con lisímetros de pesada (Hargreaves y Samani, 1985); T , $T_{\max}$ y $T_{\min}$ representan el valor medio, máximo y mínimo de la temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$), respectivamente (Trezza, 2008). La humedad relativa (HR) está implícitamente presente en la diferencia de la temperatura máxima y mínima (Samani, 2000). R_a

es la radiación solar extraterrestre ($\text{Mj m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), que se obtuvo con base en (Allen *et al.*, 1998), con las ecuaciones 7, 8, 9, 10, 11 y 12, respectivamente.

La conversión a las unidades requeridas por HG y HG-S a evaporación equivalente (mm día^{-1}) se obtuvo con la relación: $1 \text{ mm día}^{-1} = 2.45 \text{ Mj m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

Calibración de Hargreaves (1975) (HG) y Hargreaves y Samani (1985) (HG-S)

El proceso de calibración genera valores ajustados en los coeficientes; en la radiación solar se ajustó el coeficiente k_g , y en la ecuación de HG-S el coeficiente C_{HG} , permitiendo con esto representar mejor las características de cada zona.

El valor de k_g recomendado varía de 0.16 a 0.19; el valor 0.16 es utilizado para regiones ubicadas a más de 20 km de la costa y el valor 0.19 para las regiones costeras, hasta 20 km de distancia del océano (Zanetti *et al.*, 2019). Las condiciones locales específicas influenciadas por alta o baja presencia de humedad en la atmósfera, no son consideradas dentro de estos valores (Cordova *et al.*, 2015).

Para el ajuste local del coeficiente $k_g = 0.16$, se aplicó la ecuación 21:

$$k_g = 0.16 * \left(\frac{R_{s_m}}{R_{s_e}} \right) \quad [21]$$

donde R_{s_m} , es la radiación solar medida ($\text{Mj m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) y R_{s_e} , es la radiación solar estimada ($\text{Mj m}^{-2} \text{ día}^{-1}$).

En la radiación solar el ajuste local realizado al coeficiente k_g fue aplicado durante todo el año.

Los ajustes en el coeficiente C_{HG} , fueron para los resultados diarios de cada estación, ya que la interacción de los parámetros climáticos es muy variada. Se realizaron dos tipos de ajuste que comprenden diferentes periodos; ajustes mensuales promediados de valores diarios (HG-S aj-ms), y ajuste por periodos (HG-S aj): periodo de humedad baja del aire (HR baja), periodo intermedio y periodo de humedad alta del aire (HR alta), de acuerdo a los registros de datos

(Figura 1). La HR baja comprende el promedio de los cuatro primeros meses del año (enero-abril), en este periodo también se presentan los valores más altos de velocidad del viento en tres de las cuatro zonas analizadas (Figura 1), el mes de mayo se ajustó individual (Intermedio), durante este mes aún hay pocas variaciones del viento y empiezan las primeras variaciones notorias de HR y el periodo de HR alta comprende el resto de los meses (junio-diciembre). El ajuste se realizó aplicando el método de cuadrados mínimos, con una recta de regresión forzada al origen, a partir de los valores diarios calculados:

$$x = \frac{HG-S}{0.0023} \quad [22]$$

$$y = \frac{P-M\text{FAO } 56}{x} \quad [23]$$

donde x es el cociente de los valores diarios de HG-S y el coeficiente C_{HG} (y) representa los valores diarios del cociente de P-M FAO 56 y x .

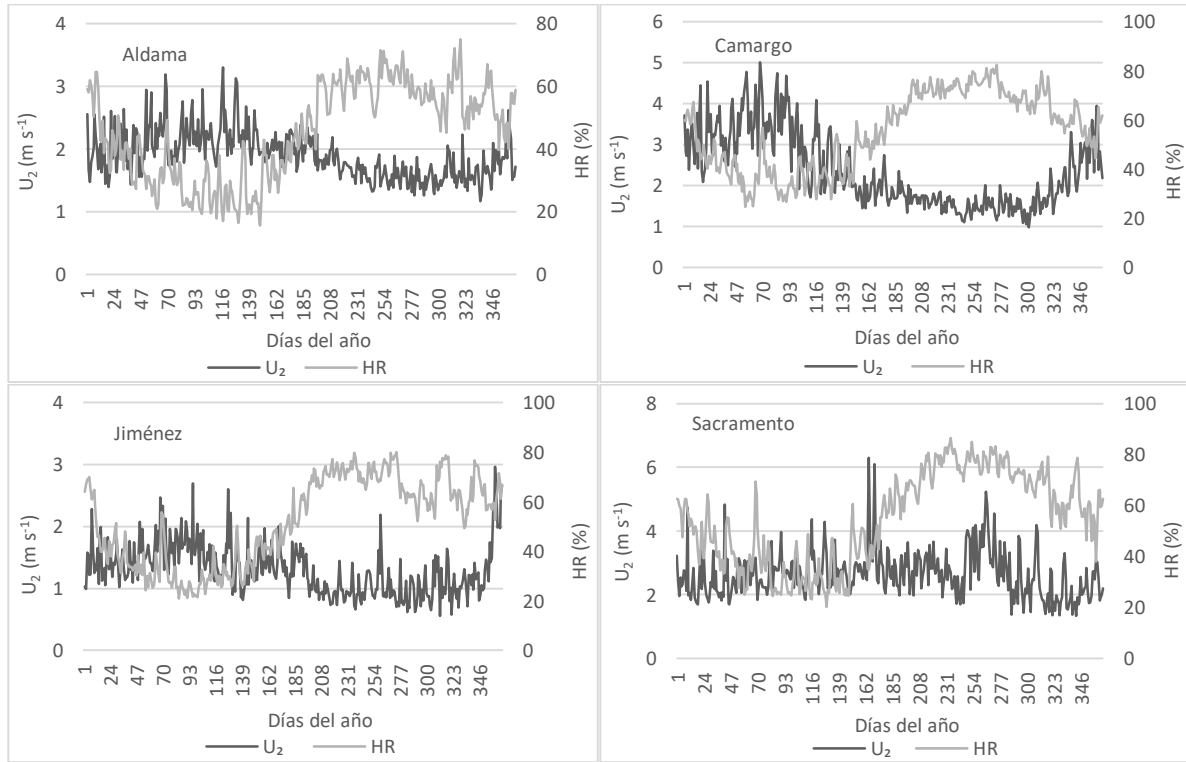


Figura 1. Humedad relativa (HR) y velocidad del viento (U_2), con datos de las estaciones; Aldama (2013-2017), Jiménez (2013-2016), Sacramento (2014-2017) y Camargo (2013-2017).

Indicadores estadísticos

Los modelos empíricos se evaluaron tomando la ecuación de P-M FAO 56 como modelo de referencia, propuesta por la FAO como el estándar para evaluar y calibrar otras ecuaciones (Pandey *et al.*, 2016; Almorox *et al.*, 2012; Alexandris *et al.*, 2008). Los índices estadísticos aplicados como criterios de comparación fueron: error de sesgo medio (MBE); raíz del error cuadrático medio (RMSE), que expresan la variabilidad de la diferencia entre los valores predichos (P_i) y observados (O_i); y el porcentaje de error de estimación (PE). Los valores estimados más próximos a los valores observados son los mejores (Efthimiou *et al.*, 2013; Almorox *et al.*, 2012; Alexandris *et al.*, 2008).

Los índices estadísticos antes indicados se calcularon de acuerdo a las Ecuaciones 24, 25 y 26.

$$RMSE = [N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2]^{0.5} \quad [24]$$

$$MBE = N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i) \quad [25]$$

$$PE = \left| \frac{P_{avg} - O_{avg}}{O_{avg}} \right| 100 \quad [26]$$

donde O_i son los valores observados (estimado por P-M FAO 56); P_i son los valores predichos por el método comparado (HG y HG-S); O_{avg} y P_{avg} son los promedios obtenidos por P-M FAO 56 y por el método comparado, respectivamente; y N es el número total de observaciones.

1.4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

HG respecto a P-M FAO 56 con promedios diarios en un año

Considerando todos los datos diarios disponibles, se muestran los índices estadísticos (Cuadro 3) y los patrones medios diarios (Figura 2) de la radiación solar (R_s) estimada y R_s ajustada en relación a la R_s medida, en cada una de las localidades analizadas. En las estaciones de Aldama y Sacramento, la reducción del error de sesgo medio (MBE) fue de 0.5168 mm día⁻¹ y 0.1633 mm día⁻¹, respectivamente; y el porcentaje de error (PE) se redujo 6.66 % en Aldama y 1.92 %

en Sacramento. En Camargo y Jiménez las reducciones del MBE fueron mayores que las estaciones anteriores, con correcciones de 1.1 mm día^{-1} en promedio, y en el PE la disminución fue de 15 % aproximadamente en ambas estaciones. Los resultados de radiación solar (Rs) que mostraron los ajustes en el coeficiente k_g indican que las estimaciones mejoraron considerablemente, siendo más notorios en las estaciones de Jiménez y Camargo, los valores encontrados para estas estaciones fueron de $k_g=0.14$, (Aldama y Sacramento $k_g=0.15$), es decir, están fuera de los rangos recomendados (0.16 - 0.19). Aguilar y Polo (2011), indican que estos rangos recomendados no engloban características específicas de algunas regiones, como los cambios atmosféricos que genera el riego a gran escala (Kang y Eltahir, 2019) y la proximidad a cuerpos de agua (Martínez-Cob y Tejero-Juste, 2004), al suprimir la capa límite y aumentar la humedad atmosférica (Alter *et al.*, 2015).

Cuadro 3. Resultados de análisis comparativo de Rs estimada con coeficiente recomendado $k_g=0.16$ y Rs ajustada con coeficiente $k_g=0.15$ para las estaciones Aldama y Sacramento, y $k_g=0.14$ en las estaciones de Jiménez y Camargo, en relación a la Rs medida.

Estaciones	Índices	Rs estimada	Rs ajustada
Aldama	MBE (mm día^{-1})	0.5173	0.0005
	PE (%)	7.1647	0.5004
Camargo	MBE (mm día^{-1})	1.4101	0.279
	PE (%)	19.5201	4.5801
Jiménez	MBE (mm día^{-1})	1.3664	0.2184
	PE (%)	18.6788	3.8439
Sacramento	MBE (mm día^{-1})	0.1377	-0.0265
	PE (%)	2.3823	0.4626

MBE=error de sesgo medio; PE=porcentaje de error de estimación; Rs=radiación solar.

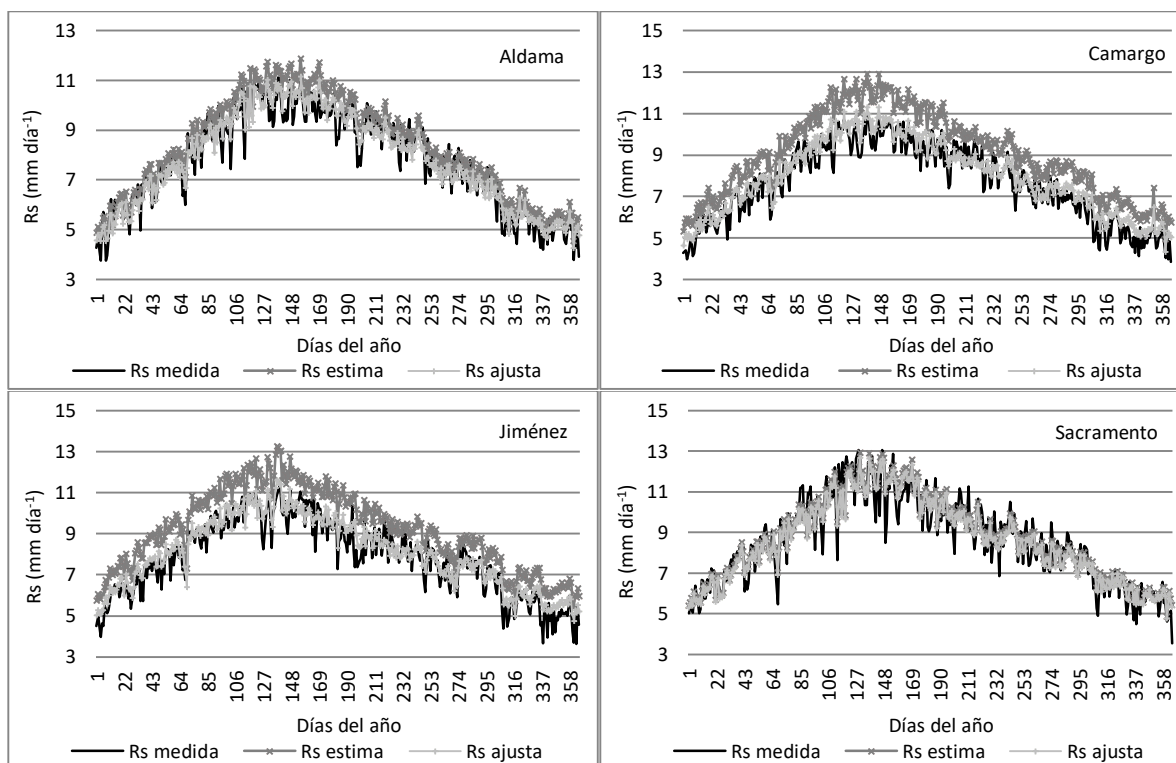


Figura 2. Patrones diarios de radiación solar (R_s medida), estimada (R_s estimada) y ajustada (R_s ajustada), en periodo anual, con datos de las estaciones; Aldama (2013-2017), Jiménez (2013-2016), Sacramento (2014-2017) y Camargo (2013-2017).

Las estimaciones diarias de ET_0 obtenidas a través del método P-M FAO 56 se compararon con las estimadas con la ecuación de HG ajustada (ajuste del k_g) y HG-S con diferentes coeficientes, el coeficiente constante (0.0023) y los valores de C_{HG} ajustados en los diferentes intervalos. En el Cuadro 4 se muestran los C_{HG} mensuales ajustados (HG-S aj-ms), y posteriormente en el Cuadro 5 los valores de C_{HG} para el ajuste en diferentes intervalos temporales (HG-S aj).

Cuadro 4. Valores de C_{HG} ajustados para cada mes con datos históricos de las estaciones; Aldama (2013-2017), Jiménez (2013-2016), Sacramento (2014-2017) y Camargo (2013-2017).

Est	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Ad	0.0024	0.0026	0.0026	0.0025	0.0024	0.0022	0.0021	0.0020	0.0020	0.0020	0.0021	0.0022
Cm	0.0020	0.0025	0.0026	0.0022	0.0019	0.0018	0.0018	0.0017	0.0016	0.0016	0.0016	0.0021
Jm	0.0019	0.0021	0.0022	0.0021	0.0019	0.0019	0.0017	0.0017	0.0017	0.0017	0.0017	0.0017
Sc	0.0025	0.0026	0.0026	0.0027	0.0025	0.0024	0.0021	0.0020	0.0020	0.0020	0.0021	0.0022

Est=estaciones; Ad=Aldama; Cm=Camargo; Jm=Jiménez; Sc= Sacramento

Cuadro 5. Valores de C_{HG} ajustados para cada periodo definido, con datos de las estaciones; Aldama (2013-2017), Jiménez (2013-2016), Sacramento (2014-2017) y Camargo (2013-2017).

Estaciones	HR baja	Intermedio	HR alta
Aldama	0.0025	0.0024	0.0021
Camargo	0.0023	0.0019	0.0017
Jiménez	0.0021	0.0019	0.0017
Sacramento	0.0026	0.0025	0.0021

HR=humedad relativa; HR baja (enero-abril); intermedio (mayo); HR alta (junio-diciembre).

Se realizó una comparación temporal entre los resultados numéricos (C_{HG}) y la velocidad del viento (U_2), para obtener el coeficiente de determinación (R^2) (Figura 3). Los resultados muestran que el R^2 es próximo a 1:1 cuando la $U_2 > 2 \text{ m s}^{-1}$ es constante durante el periodo de HR baja, como se observa en la Figura 1. La estación Sacramento, muestra patrones de U_2 atípicos en relación a los registros de las otras estaciones, con cortos eventos de $U_2 > 4 \text{ m s}^{-1}$, presentando un R^2 bajo. Los resultados de correlación entre la velocidad del viento y los ajustes C_{HG} coinciden con Shahidian *et al.* (2012), al concluir que la velocidad del viento es un parámetro sumamente importante en los ajustes, para mejorar la precisión de las estimaciones de ET_0 de HG-S, en especial para corregir el sesgo y la pendiente de calibración.

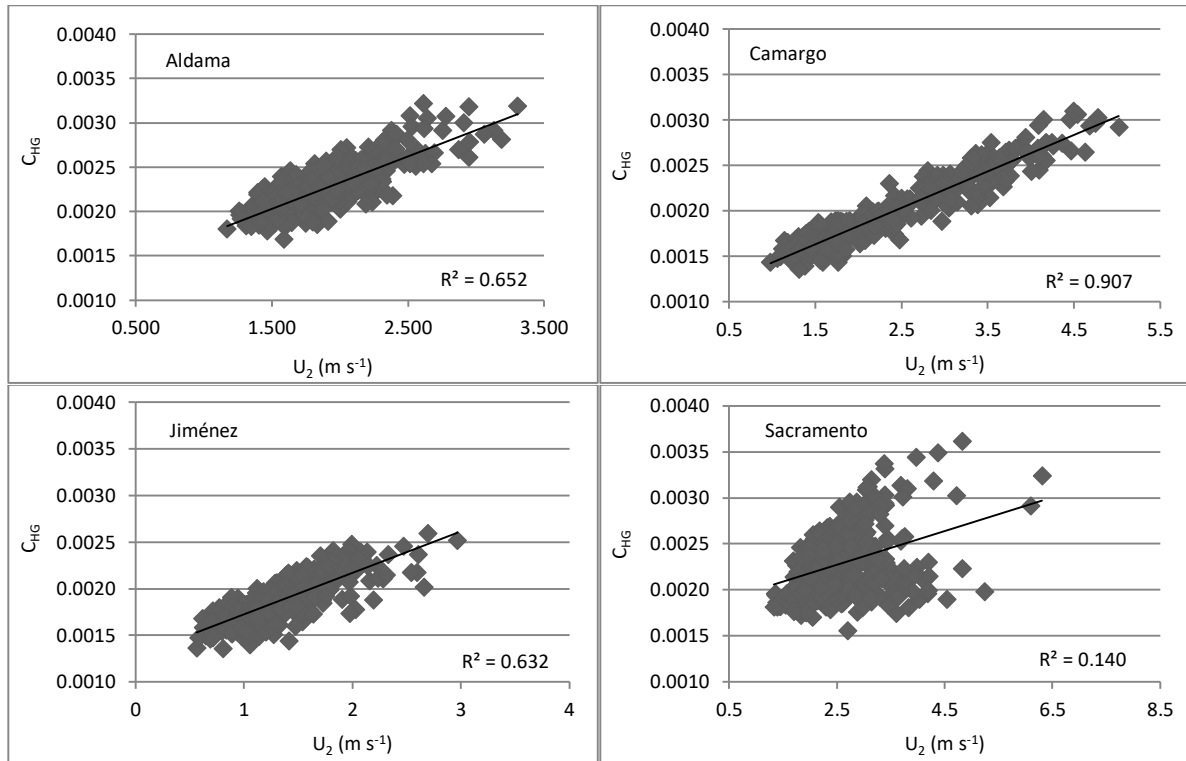


Figura 3. Correlación entre la velocidad del viento (U_2) y los valores mensuales obtenidos de C_{HG} , con datos de las estaciones; Aldama (2013-2017), Jiménez (2013-2016), Sacramento (2014-2017) y Camargo (2013-2017).

La evaluación de método HG-S concuerda con las observaciones realizadas por Khoob (2008) después de analizar datos de 12 estaciones en la parte sur semiárida de Irán, e indicar que la ecuación HG-S subestima la ET_0 para las estaciones que presentan una velocidad del viento superior a 2.1 m s^{-1} y la sobreestima para las estaciones con una velocidad del viento inferior a 1.1 m s^{-1} . Por otro lado, contrario a los resultados presentados, Martínez-Cob y Tejero-Juste (2004), después de realizar un estudio sobre el método HG-S en condiciones semiáridas del valle medio del río Ebro (NE de España), proponen que en condiciones semiáridas con promedios mensuales de U_2 superiores a 2 m s^{-1} , no se requiere una calibración local del C_{HG} , sin embargo, estos mismos autores, indican que se debe usar un valor de 0.0020 para ubicaciones con bajas

U_2 , resultados similares a los que se encontraron en la estación Jiménez, con U_2 promedio menores a 2 m s^{-1} .

Las comparaciones de las estimaciones diarias de ET_0 obtenidas a través de los métodos P-M FAO 56, HG ajustado (HG aj) y de HG-S con diferentes coeficientes (HG-S aj, HG-S aj-ms) y el coeficiente constante (0.0023), se indican en el Cuadro 5.

HG aj, en la mayoría de los casos, subestimaron los resultados a excepción de la estación Jiménez que presentó PE bajo y MEB cercanos a 0. La localidad de Jiménez en promedio tiene una $U_2 < 2 \text{ m s}^{-1}$, esto permite que las estimaciones de ET_0 mantengan una función parabólica, por lo tanto, el ajuste realizado al coeficiente k_g , en la estimación de la radiación solar, brinda resultados aceptables de HG en relación a P-M FAO 56, no igual en el resto de las estaciones, en las cuales la presencia de viento por arriba de los 2 m s^{-1} genera anomalías en las estimaciones de ET_0 , subestimando en relación a P-M FAO 56. Al respecto Shahidian *et al.* (2012) indican que el valor de k_g calculado a partir de la radiación solar sigue una función parabólica a lo largo del año y no debe generalizarse su uso para mejorar las estimaciones de la ecuación HG, sin considerar otros parámetros.

HG-S en las estaciones Aldama y Sacramento presentó los valores más aproximados al modelo de referencia, con porcentajes de error (PE) abajo de 3%, mientras que las estaciones de Camargo y Jiménez presentaron valores de PE arriba del 20% (Cuadro 6), con sobreestimaciones mayores a 1.0 mm día^{-1} , como se muestra en la Figura 4. Los ajustes realizados al coeficiente C_{HG} , tanto los mensuales (HG-S aj-ms) como los ajustes por periodos (HG-S aj), mejoraron considerablemente las estimaciones en relación al método de referencia. El C_{HG} más alto en periodo de HR baja fue de 0.0027 generado en la estación Sacramento y los más bajos en las estaciones Camargo con 0.0016 y Jiménez, con 0.0017 en periodo de HR alta. Estos resultados

muestran consistencias con lo descrito por Aguilar y Polo (2011), quienes, al aplicar diferenciación entre períodos de calibración, obtuvieron coeficientes más altos que 0.0025 en el periodo de HR baja, en un estudio realizado al sur de España, en condiciones climáticas semiáridas mediterráneas.

Cuadro 6. Resultados de análisis comparativo de ET_0 estimada con los modelos evaluados y ajustados, con datos históricos de cuatro y cinco años de las estaciones; Aldama (2013-2017), Jiménez (2013-2016), Sacramento (2014-2017) y Camargo (2013-2017).

Índices	Métodos			
Aldama	HG-S	HG aj	HG-S aj	HG-S aj-ms
RMSE (mm día ⁻¹)	0.66	0.72	0.51	0.49
MBE (mm día ⁻¹)	0.08	-0.47	-0.007	0.004
PE (%)	2.92	-9.35	0.66	0.88
Camargo				
RMSE (mm día ⁻¹)	1.0	0.76	0.59	0.52
MBE (mm día ⁻¹)	0.75	-0.11	-0.09	-0.03
PE (%)	21.00	-1.1	-1.26	-0.53
Jiménez				
RMSE (mm día ⁻¹)	1.0	0.62	0.52	0.48
MBE (mm día ⁻¹)	0.9	0.03	-0.03	0.004
PE (%)	25.14	2.84	0.86	0.94
Sacramento				
RMSE (mm día ⁻¹)	0.73	0.76	0.62	0.58
MBE (mm día ⁻¹)	-0.12	-0.36	-0.04	-0.003
PE (%)	2.43	-5.61	1.29	1.24

RMSE=raíz del error cuadrático medio; MBE=error de sesgo medio; PE=porcentaje de error de estimación; HG-S= Hargreaves-Samani; HG=Hargreaves; aj=ajustes; aj-ms= ajustes mensuales.

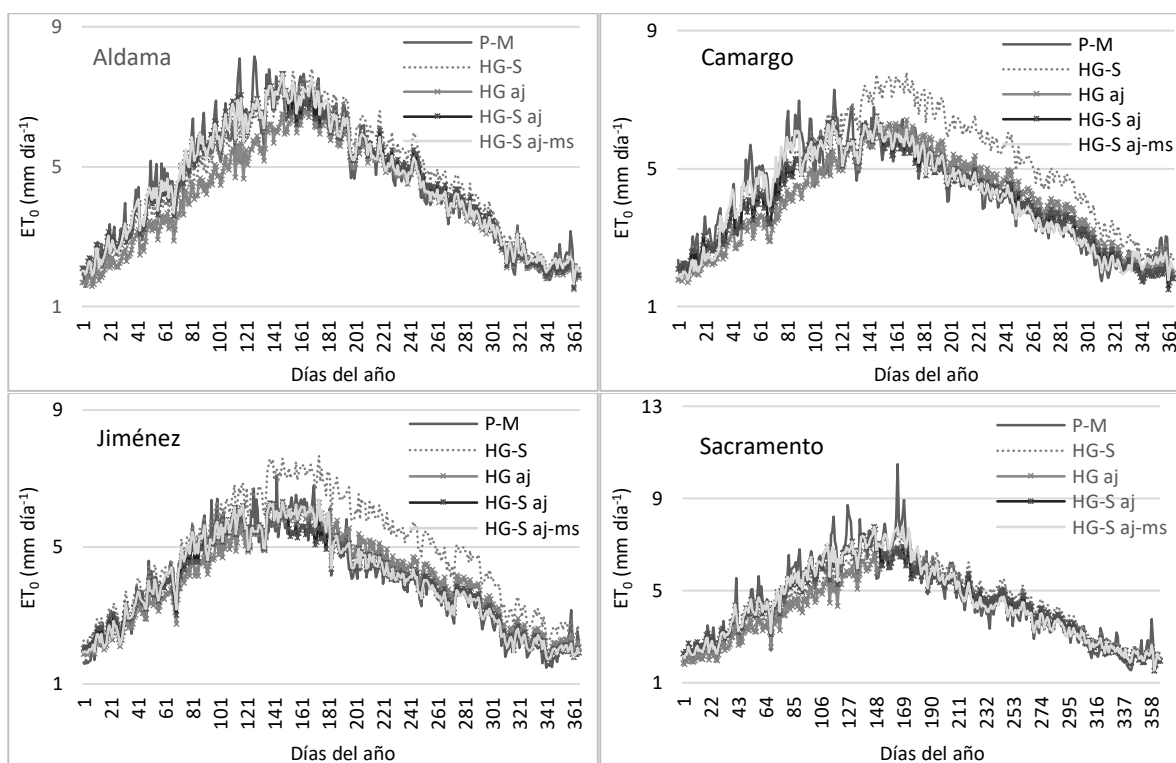


Figura 4. Patrones de estimaciones de ET_0 diaria mediante el método P-M FAO 56 (P-M), Hargreaves-Samani (HG-S), HG ajustado (HG aj), HG-S ajustado (HG-S aj) y HG-S con ajustes mensuales (HG-S aj-ms) en periodo anual, con datos históricos de las estaciones; Aldama (2013-2017), Jiménez (2013-2016), Sacramento (2014-2017) y Camargo (2013-2017).

Los resultados de la ecuación HG-S, con el $C_{HG} = 0.0023$, han demostrado sobreestimaciones mayores a 1.0 mm día^{-1} en las estaciones de Jiménez y Camargo, en el periodo comprendido como HR alta, como lo indicado por Alexandris *et al.* (2008), que observaron sobrestimaciones de $1.007 \text{ mm día}^{-1}$ de los valores de ET_0 de HG-S, en condiciones de humedad. Por su parte, Tukimat *et al.* (2012), en un estudio realizado en un ambiente húmedo, reportaron sobreestimaciones de HG-S, ambos resultados en relación a P-M FAO 56. Lo anterior explica la razón de los ajustes de $C_{HG} = 0.0017$ en periodos que presentan HR alta.

1.5 CONCLUSIONES

Los ajustes en el coeficiente k_g de la ecuación de radiación solar integrados en la configuración del método original de Hargreaves no generan resultados confiables en zonas que presentan periodos con velocidades de viento mayores a 2 m s^{-1} .

Los ajustes mensuales y los ajustes por periodos en el coeficiente C_{HG} son adecuados para evitar las sobreestimaciones en periodos que se concentra la humedad en el aire. En periodos de baja humedad, coincidentes con la presencia en las variaciones de la velocidad del viento, no presentan diferencia entre ellos si la velocidad del viento es igual o menor a 2 m s^{-1} , si la velocidad del viento rebasa este valor, se pueden emplear los ajustes mensuales.

El ajuste obtenido durante el evento de viento fuerte, arriba de 2 m s^{-1} , se puede considerar el más importante para estimaciones confiables de ET_0 con el método Hargreaves y Samani, sin dejar pasar una revisión previa a las estimaciones de radiación solar.

Agradecimientos

Gracias a Fundación Produce Chihuahua A.C., por facilitar los datos meteorológicos aplicados en la investigación y a CONACyT por la beca para estudios del Doctorado en Ciencias.

1.6 LITERATURA CITADA

Aguilar C, & Polo MJ (2011). Generating reference evapotranspiration surfaces from the Hargreaves equation at watershed scale. *Hydrology & Earth System Sciences*, 15(8), 2495-2508.

Allen RG, Pereira LS, Raes D, & Smith M (1998). Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements. *Irrigation and Drainage Paper 56*. United Nations Food and Agriculture Organization. Rome, Italy.

Alexandris S, Stricevic R, & Petkovic S (2008). Comparative analysis of reference evapotranspiration from the surface of rainfed grass in central Serbia, calculated by six empirical methods against the Penman-Monteith formula. *European Water*, 21(22), 17-28.

Almorox J, Aguirre ME, Elisei V, & Commegna M (2012). Calibración del modelo de Hargreaves para la estimación de la evapotranspiración de referencia en Coronel Dorrego, Argentina. *Revista de La Facultad de Ciencias Agrarias*, 44(1), 101-109.

Alter RE, Im ES, & Eltahir EA (2015). Rainfall consistently enhanced around the Gezira Scheme in East Africa due to irrigation. *Nature Geoscience*, 8(10), 763-767.

- Bakhtiari B, Ghahreman N, Liaghat AM, Hoogenboom G (2011). Evaluation of reference evapotranspiration models for a semiarid environment using lysimeter measurements. *Journal of Agricultural Science and Technology*, 13, 223-237.
- Berti A, Tardivo G, Chiaudani A, Rech F, & Borin M (2014). Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in north-eastern Italy. *Agricultural Water Management*, 140, 20-25.
- Čadro S, Uzunović M, Žurovec J, & Žurovec O (2017). Validation and calibration of various reference evapotranspiration alternative methods under Bosnia and Herzegovina climate conditions. *International Soil and Water Conservation Research*, 5(4), 309-324.
- Cervantes R, Arteaga R, Vázquez MA, Ojeda W, & Quevedo A (2013). Modelos Hargreaves, Priestley-Taylor y redes neuronales artificiales en la estimación de la evapotranspiración de referencia. *Ingeniería Investigación y Tecnología*, 14(2), 163-176.
- CONAGUA (2010). Estadísticas del agua en México. Comisión Nacional del Agua México. 249 p.
- CONAGUA (2018). Estadísticas del agua en México. Comisión Nacional del Agua México. 303 p.
- Córdova M, Carrillo-Rojas G, Crespo P, Wilcox B, & Céleri R (2015). Evaluation of the Penman-Monteith (FAO 56 PM) method for calculating reference evapotranspiration using limited data. *Mountain Research and Development*, 35(3), 230-239.
- de Carvalho Alves M, de Carvalho LG, Vianello RL, Sediya GC, de Oliveira MS, & de Sá Junior A (2013). Geostatistical improvements of evapotranspiration spatial information using satellite land surface and weather stations data. *Theoretical and applied climatology* 113, 155-174.
- Efthimiou N, Alexandris S, Karavitis C. & Mamassis N (2013). Comparative analysis of reference evapotranspiration estimation between various methods and the FAO 56 Penman-Monteith procedure. *European Water*, 42, 19-34.
- Feng Y, Jia Y, Cui N, Zhao L, Li C, & Gong D (2017). Calibration of Hargreaves model for reference evapotranspiration estimation in Sichuan basin of southwest China. *Agricultural Water Management*, 181, 1-9.
- García E (2004). Modificaciones al Sistema de clasificación climática de Köppen, 5.^a ed.; Instituto de Geografía de la UNAM, México. pp. 91.
- Hargreaves GH, & Samani Z (1985). Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96-99.
- Hargreaves GH, & Allen RG (2003). History and Evaluation of Hargreaves Evapotranspiration Equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 129(1), 53-63.
- Kang S, & Eltahir EA (2019). Impact of irrigation on regional climate over Eastern China. *Geophysical Research Letters*, 46(10), 5499-5505.

- Khoob AR (2008). Comparative study of Hargreaves's and artificial neural network's methodologies in estimating reference evapotranspiration in a semiarid environment. *Irrigation Science*, 26(3), 253-259.
- Martinez-Cob A, & Tejero-Juste M (2004). A wind-based qualitative calibration of the Hargreaves ET_0 estimation equation in semiarid regions. *Agricultural Water Management*, 64(3), 251-264.
- Moorhead JE, Marek GW, Gowda PH, Lin X, Colaizzi PD, Evett SR, & Kutikoff S (2019). Evaluation of Evapotranspiration from Eddy Covariance Using Large Weighing Lysimeters. *Agronomy*, 9(2), 99.
- Pandey PK, Dabral PP, & Pandey V (2016). Evaluation of reference evapotranspiration methods for the northeastern region of India. *International Soil and Water Conservation Research*, 4(1), 52-63.
- Patel J, Patel H, & Bhatt Ch (2014). Generalized Calibration of the Hargreaves Equation for Evapotranspiration under Different Climate Conditions. *Soil and Water Research*, 9(2), 83-89.
- SIAP (2020). Producción agrícola, resumen nacional por estado. Servicio de Información Agroalimentaria y Pesquera <https://www.gob.mx/siap/acciones-y-programas/produccion-agricola-33119> (Consultado 20 junio 2020).
- Sabziparvar A, & Tabari H (2010). Regional estimation of reference evapotranspiration in arid and semi-arid regions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 136(10), 724-731.
- Samani Z (2000). Estimating solar radiation and evapotranspiration using minimum climatological data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 126(4), 265-267.
- Sentelhas PC, Gillespie TJ, & Santos EA (2010). Evaluation of FAO Penman-Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. *Agricultural Water Management*, 97(5), 635-644.
- Shahidian S, Serralheiro RP, Serrano J, & Teixeira JL (2012). Parametric calibration of the Hargreaves-Samani equation for use at new locations. *Hydrological Processes*, DOI: 10.1002/hyp.9277
- Todorovic M (2005). Crop Evapotranspiration. In: *Water Encyclopedia*, 3, 571-579.
- Trezza R (2008). Estimación de evapotranspiración de referencia a nivel mensual en Venezuela. ¿Cuál método utilizar? *Bioagro*, 20(2), 89-95.
- Tukimat NNA, Harun S, & Shahid S (2012). Comparison of different methods in estimating potential evapotranspiration at Muda Irrigation Scheme of Malaysia. *Journal of Agriculture and Rural Development in the Tropics and Subtropics*, 113(1), 77-85.
- Yu Q, Shah K, Wang D, Ma Y, & Wang Z (2019). Model Based Study of Crop Evapotranspiration under Canopy Shading. *Agronomy*, 9(6), 334.
- Zanetti SS, Dohler RE, Cecílio RA, Pezzopane JEM, & Xavier AC (2019). Proposal for the use of daily thermal amplitude for the calibration of the Hargreaves-Samani equation. *Journal of Hydrology*, 571, 193-201.

Zermeño-González A, Melendres-Alvarez AI, Fuerte-Mosqueda LA, Munguia-López JP, & Ibarra-Jiménez L (2017). Tasa de evapotranspiración del cultivo de la vid y su relación con la de referencia del método FAO Penman-Monteith. *Agrociencia*, 51(1), 1-12.

Zhu X, Luo T, Luo, Y, Yang Y, Guo L, Luo H, Fang Ch, & Cui Y (2019). Calibration and Validation of the Hargreaves-Samani Model for Reference Evapotranspiration Estimation in China. *Irrigation and Drainage*, 68(4), 822-836.

CAPÍTULO II. EVALUACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA DE PENMAN-MONTEITH CON DATOS LIMITADOS EN CONDICIONES ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS

2.1 RESUMEN

Uno de los principales problemas que se presentan en algunas regiones del mundo, es la falta de datos climáticos para la estimación de la evapotranspiración de referencia (ET_0), un parámetro importante para la adecuada planificación del riego. Para ayudar a solventar este problema, la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO) propuso el procedimiento para estimar algunos datos faltantes. Por lo que es importante evaluar este procedimiento en donde los problemas de falta de datos climatológicos son frecuentes. Se tomaron datos de ocho estaciones agro-meteorológicas del estado de Chihuahua al norte de México, con el objetivo de comparar las estimaciones de ET_0 , obtenidas con la ecuación de Penman-Monteith, publicada en el manual 56 de la FAO (P-M FAO 56), y comparar sus resultados con esta misma ecuación con datos limitados (PM-HR, U_2 , R_s) de acuerdo al procedimiento. La comparación por pares se realizó por medio de la raíz del error cuadrado medio (RMSE), el error medio absoluto (MAE), el porcentaje de error (PE) y el coeficiente de determinación (R^2). Las estimaciones de radiación solar aplicadas a PM- R_s ofrecieron valores de R^2 que variaron de 0.97 a 0.98, y los valores más bajos de RMSE, MAE y PE. La estimación de la humedad relativa (PM-HR) y la aplicación del promedio global de la velocidad del viento (2 m s^{-1}) (PM- U_2). Los resultados muestran el efecto que tiene cada variable en cada zona a las condiciones climáticas, así como fortalecer los criterios para la estimación de ET_0 , como aporte al sector agrícola.

Palabras clave: Radiación solar, velocidad del viento, humedad relativa, Chihuahua.

2.2 INTRODUCCIÓN

Para algunas regiones del mundo que tienen la obligación de hacer uso eficiente del agua en la agricultura, y que además cuentan con un presupuesto limitado para la adquisición de equipos tecnificados, es fundamental contar con herramientas metodológicas que lleven a cumplir este objetivo. Una de estas herramientas es la estimación de la evapotranspiración (ET) mediante ecuaciones que integran datos recabados en estaciones meteorológicas (Lang *et al.*, 2017). La ET suele definirse en forma general, como el flujo de vapor de agua desde una cubierta, la cual puede ser una superficie cultivada, suelo desnudo y vegetación natural, y es el resultado de la ocurrencia simultánea de los procesos de evaporación y transpiración (Lakatos *et al.*, 2020). La ET es un parámetro importante para los estudios climatológicos e hidrológicos, así como para la planificación y gestión del riego (Sentelhas *et al.*, 2010; Zhang *et al.*, 2011; Ahooghalandari *et al.*, 2017). El sector agrícola es el principal consumidor de agua, aumentar la eficiencia y la productividad del agua en este sector tiene una contribución significativa en su mantenimiento (Vásquez-Méndez *et al.*, 2011; Kisi *et al.*, 2015), sobre todo en algunas regiones áridas y semiáridas, ya que los recursos de agua subterránea se están agotando, con poca o nada de agua superficial disponible como fuente alternativa (Moorhead *et al.*, 2019). En estas regiones, cuantificar la ET es importante para la gestión sostenible de los recursos hídricos dentro de los estudios hidrológicos, agrícolas y ambientales (Koudahe *et al.*, 2018), por las altas tasas que se presentan. En el norte árido de México, se ha reportado que la ET puede alcanzar el 83% del total de agua precipitada sobre la superficie (Núñez-López *et al.*, 2007).

Existen varios enfoques para la definición de los diferentes tipos de ET para describir la demanda evaporativa de la atmósfera (Lakatos *et al.*, 2020). El concepto de evapotranspiración de referencia (ET_0) estudia la demanda de evapotranspiración de la atmósfera independientemente del tipo de cultivo y su atapa fenológica (Pandey *et al.*, 2016), se basa en

estimar la tasa de ET de un cultivo hipotético de referencia, cubriendo completamente la superficie del suelo, sin restricciones de humedad (Allen *et al.*, 1998). Hay varios métodos disponibles para estimar la ET_0 a partir de observaciones meteorológicas estándar (Lakatos *et al.*, 2020), sin embargo, debido a la disponibilidad de los datos observados, es difícil elegir el óptimo (Lang *et al.*, 2017). El método FAO 56 Penman-Monteith (P-M FAO 56) se considera el método estándar para el cálculo de ET_0 por lo preciso de sus resultados en muchas regiones y diferentes climas (Allen *et al.*, 1998; Adeboye *et al.*, 2009), su efectividad se debe a su base física y requiere mediciones de temperatura del aire, humedad relativa, radiación solar y velocidad del viento (Zarei *et al.*, 2015; Mengistu y Amente, 2019). Desafortunadamente, es frecuente que algunas de estas variables requeridas por la ecuación de P-M FAO 56, falten o no estén disponibles, lo que podría impedir el uso de esta ecuación (Jabloun y Sahli, 2008; Čadro *et al.*, 2017; Koudahe *et al.*, 2018).

Para superar el problema de la poca disponibilidad de parámetros climáticos, se proponen procedimientos para estimar la ET_0 con datos climáticos faltantes como parte de la metodología de la FAO 56 (Jabloun y Sahli 2008; Sentelhas *et al.*, 2010). La ecuación de Penman-Monteith se ha evaluado con datos limitados en comparación con el conjunto de datos completo siguiendo el procedimiento propuesto, y ha generado buenas estimaciones de ET_0 diaria en diferentes condiciones climáticas (Popova *et al.*, 2006). Es una alternativa para cuando no se cuentan con datos de radiación solar, de velocidad del viento y de humedad relativa en algunas regiones (Allen *et al.*, 1998), como es el caso del estado de Chihuahua, que no cuenta con registros de datos completos o disponibles en muchas zonas y, además, no hay antecedentes suficientes sobre este tipo de estudios.

En la región norte de México, las condiciones áridas limitantes, hacen de la agricultura un sistema de producción cada vez más vulnerable a los largos periodos de estrés hídrico, esto ha conducido a la sobreexplotación de los recursos naturales (Moreno y Huber-Sannwald, 2011). El estado de Chihuahua se encuentra en esta región, las condiciones climáticas predominantes son del tipo seco, afectando sus actividades agrícolas (Núñez-López *et al.*, 2007), y forzando a un alto grado de explotación de los acuíferos, principalmente en las zonas bajo riego (CONAGUA 2018). Aunado a esto, los datos meteorológicos, presentan errores, no cuentan con todas las variables o no son de fácil acceso, lo que dificulta generar criterios razonables sobre la eficiencia del uso de agua en el sector agrícola. Esto lleva a la necesidad de contar con métodos que requieran de pocos datos climáticos, y el impacto favorable que pueda tener en la estimación de ET_0 . Por lo tanto, el objetivo de este estudio fue analizar la metodología P-M FAO 56, con datos faltantes de humedad relativa, velocidad del viento y radiación solar, considerando como referencia la ecuación PM-FAO 56 con los datos completos requeridos.

2.3 MATERIALES Y MÉTODOS

Áreas de estudio

El Estado de Chihuahua se localiza en el norte de México entre 25°5' y 31°47' N, y 103°11' y 109°07' W, tiene una superficie de 247 087 km² correspondiente al 12.6% de la superficie del país (Núñez-López *et al.*, 2007). Los valores de ET_0 se estimaron utilizando el método P-M FAO 56, en siete áreas situadas en el sureste¹, centro sur², centro³, centro oriente⁴, centro norte⁵, noroeste⁶ y norte⁷ del estado de Chihuahua, con datos de las estaciones agro-meteorológicas de Rancho Nogales¹ en el municipio de Jiménez con coordenadas 27°16'06.6"N, 104°49'50.3"W a 1343 metros sobre el nivel del mar (msnm); San Miguel² en el municipio de Camargo, con coordenadas 27°42'59.7"N, 105°09'35.2"W localizada a 1229 msnm; Loma linda³ en el municipio de Rosales en las coordenadas 28°13'30.4"N y 105°32'20.0"W a 1161 msnm;

INIFAP⁴ en el municipio de Aldama con coordenadas 28°51'13.9"N y 105°51'59.1"W a 1253 msnm; Vivero Sacramento⁵ en el municipio de Chihuahua, con coordenadas 28°56'08.2"N y 106°15'50.3"W ubicada a 1595 (msnm); Col. Dublan⁶ en Nuevo Casas Grandes con coordenadas 30°27'47.1"N y 107°55'04.0"W a 1442 msnm; Col. Fernández Leal⁶ en el municipio de Janos en las coordenadas 30°52'12.8"N y 108°19'41.90"W a 1392 msnm y estación Samalayuca⁷ sección del municipio de Juárez con coordenadas 31°20'06.17"N y 106°27'59.17"W a 1277 msnm. De acuerdo a García (2004), las estaciones de Aldama, Camargo, Jiménez y Rosales están dentro de la zona con clasificación de seco semicalido (BS₀hw), las estaciones Dublan y Sacramento dentro de la zona con clima seco templado (BS₀kw), Fernández Leal con clasificación árido templado (BS₀k(x')) y la estación Samalayuca con clima desértico frío (BWk(x')). Los datos recabados de las estaciones Aldama y Camargo son de seis años (2013-2018), los datos de Jiménez y Sacramento de cinco años (2014-2018) y los datos de las estaciones de Dublan, Fernández L., Rosales y Samalayuca de un año (2018).

Método Penman-Monteith FAO 56 (P-M FAO 56)

La configuración de la ecuación de P-M FAO 56 [1] integra de manera directa las variables: pendiente de la curva de presión de vapor de saturación (Δ , kPa °C⁻¹), la radiación neta en la superficie del cultivo (R_n , Mj m⁻² día⁻¹), el flujo de calor en el suelo (G , Mj m⁻² día⁻¹), la constante psicométrica (γ , kPa °C⁻¹), la temperatura media (T , °C), la velocidad del viento a 2 m de altura sobre la superficie (U_2 , m s⁻¹), y el déficit de presión de vapor a saturación ($(e_s - e_a)$, kPa) (Allen *et al.*, 1998). La ET_0 está dada en mm día⁻¹.

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 U_2)} \quad [1]$$

Los parámetros asociados a P-M FAO 56 se calcularon de acuerdo a Allen *et al.* (1998), como a continuación se indican:

El G cuantifica valores pequeños diarios comparados con los valores de R_n , particularmente cuando la superficie está cubierta con vegetación, asumiendo que:

$$G_{\text{día}} \approx 0 \quad [2]$$

Los valores de Δ se obtuvieron con la ecuación 3:

$$\Delta = \frac{4098 * \left[0.6108 * \exp\left(\frac{17.27 * T}{T + 237.3}\right) \right]}{(T + 237.3)^2} \quad [3]$$

donde: T, es la temperatura media del aire del periodo analizado (°C), y exp (..), es la base del logaritmo natural (2.7183) elevado a la potencia (..).

La R_n se obtiene mediante la ecuación 4:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad [4]$$

donde R_{ns} es la radiación neta de onda corta y R_{nl} es la radiación neta de onda larga.

La R_{ns} se obtiene con la ecuación 5:

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s \quad [5]$$

donde: α , es el albedo o coeficiente de reflexión del cultivo, que es 0.23 para el cultivo hipotético de referencia (adimensional) y R_s , es la radiación solar entrante tomada de los datos de la estación agro-meteorológica de la zona de estudio. En la conversión de unidades de R_s , $W m^{-2}$ a $Mj m^{-2} día^{-1}$, se consideró que $1 W m^{-2} = 0.0864 MJ m^{-2} día^{-1}$.

El R_{nl} se calculó con la ecuación 6 a partir de la temperatura del aire máxima y mínima (K), la presión de vapor (e_a), la radiación solar registrada en la estación (R_s) y la constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 4.903 \times 10^{-9} MJ K^{-4} m^{-2} día^{-1}$):

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{max, K^4} + T_{min, K^4}}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad [6]$$

además, se integra la variable de radiación solar en un día despejado (R_{so} , $Mj\ m^{-2}\ día^{-1}$), que puede ser estimada con la ecuación 7:

$$R_{so} = (0.75 + 2 * 10^{-5} * z) * R_a \quad [7]$$

donde: z , es la elevación de la estación meteorológica sobre el nivel del mar (m.s.n.m) y R_a , es la radiación extraterrestre diaria, obtenida con la ecuación 8 con unidades en $Mj\ m^{-2}\ día^{-1}$:

$$R_a = \frac{12*60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \text{sen}(\varphi) \text{sen}(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \text{sen}(\omega_s)] \quad [8]$$

donde: G_{sc} , es la constante solar, $0.082\ (Mj\ m^{-2}\ min^{-1})$; ω_s , es el ángulo de radiación a la puesta del sol (rad); φ , la latitud (rad); δ , es la declinación solar (rad); d_r , es la distancia relativa inversa Tierra-Sol (UA). Los parámetros para estimar la R_a se determinaron mediante las ecuaciones 9 - 12:

$$\omega_s = \arccos [-\tan(\varphi) \tan(\delta)] \quad [9]$$

La φ , δ y la d_r están dadas por:

$$(\varphi \text{ en radianes}) = \frac{\pi}{180} * (\text{grados decimales}) \quad [10]$$

$$\delta = 0.409 * \text{sen}\left(\frac{2\pi}{365} * J - 1.39\right) \quad [11]$$

$$d_r = 1 + 0.033 * \cos\left(\frac{2\pi}{365} * J\right) \quad [12]$$

J , es el número del día en el año, siendo 1 el día 1ro de enero y 365 el 31 de diciembre.

γ , se obtuvo con la ecuación 13:

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} \quad [13]$$

donde: C_p , es el calor específico a presión constante ($1.013 * 10^{-3} \text{ Mj kg}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$); ϵ , es el cociente del peso molecular de vapor de agua/aire seco (0.622) y λ , es el calor latente de vaporización (Mj kg^{-1}); P , es la presión atmosférica (kPa) y se estima con la ecuación 14:

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065 z}{293} \right) \quad [14]$$

donde: z , es la elevación sobre el nivel del mar (m.s.n.m).

El valor de λ se basa en los datos registrados de temperatura media y se calcula con la ecuación 15:

$$\lambda = 2.501 - (2.36 * 10^{-3})T \quad [15]$$

La velocidad del viento que registran las estaciones agro-meteorológicas medida a 2.5 m de altura, entrega valores en unidades de km día^{-1} . Para la conversión a la unidad estándar metro por segundo (m s^{-1}) se consideró que: $1 \text{ km día}^{-1} = 0.01157 \text{ m s}^{-1}$ (Allen *et al.*, 1998), después, se convirtieron a la altura estándar de 2 m, aplicando la ecuación 16 para mediciones sobre superficies de césped corto:

$$U_2 = U_z \frac{4.87}{\ln(67.8 z - 5.42)} \quad [16]$$

donde: U_z , representa la velocidad del viento medida a la elevación z sobre la superficie y z , es la altura a la que fue medida la velocidad del viento (2.5 m).

La $e_s = e^o(T)$ (de la Ecuación 1) se calculó en función de la temperatura media del aire, pues depende de ella, mediante la ecuación intermedia 17:

$$e^o(T) = 0.6108 * \exp \left[\frac{17.27 * T}{T + 237.3} \right] \quad [17]$$

donde: e^o , es la función de la presión de vapor de saturación a la temperatura media del aire ($^{\circ}\text{C}$) y $\exp (..)$, es la base del logaritmo natural (2,7183) elevado a la potencia (..).

Los valores de la e_a (de la Ecuación 1) se obtuvieron utilizando la Ecuación 18:

$$e_a = \frac{HR}{100} e^o(T) \quad [18]$$

donde: HR, es la humedad relativa y T, es la temperatura. Al contar sólo con datos de HR media, se aplicaron también los valores medios de temperatura con la ecuación 17.

Método Penman-Monteith FAO 56, con falta de datos, Rs, HR y U2 (PM-Rs; PM-HR; PM-U2)

Radiación solar (Rs)

La Rs como dato faltante, se estimó con el método desarrollado por (Hargreaves y Samani, 1985), la raíz cuadrada de la diferencia de temperaturas está muy relacionada con la radiación solar diaria en una localidad dada, derivada de las diferencias térmicas (Allen *et al.*, 1998) con la ecuación 19:

$$R_S = K_{RS} \sqrt{(T_{max} - T_{min})} * R_a \quad [19]$$

donde: K_{RS} , es función de elevación que tiene en cuenta los efectos de la capacidad calorífica volumétrica de la atmósfera para una altitud inferior a 1500 m (Koudahe *et al.*, 2018); R_a , la radiación extraterrestre (ecuación 8); y $(T_{max} - T_{min})$, es la temperatura promedio máxima menos la temperatura promedio mínima (°C).

$$K_{RS} = k_{ro} \left(\frac{P}{P_o} \right)^{0.5} \quad [20]$$

donde: P, es la presión atmosférica media a la altura de la estación meteorológica (kPa); P_o , es la presión atmosférica media al nivel del mar (101.3 kPa); y k_{ro} , el coeficiente empírico (0.16) (Koudahe *et al.*, 2018).

Estimación de humedad relativa (HR)

Al no contar con datos de humedad relativa se puede hacer una estimación de la presión real de vapor, (e_a), si se asume que la temperatura del punto de rocío ($T_{\text{rocío}}$) es similar a la temperatura mínima diaria (T_{min}), como lo indica Allen *et al.* (1998).

$$e_a = e^o(T_{\text{min}}) = 0.611 * \exp \left[\frac{17.27 * T_{\text{min}}}{T_{\text{min}} + 237.3} \right] \quad [21]$$

donde: T_{min} , representa la temperatura mínima del aire.

Estimaciones empíricas de la velocidad del viento (U2)

La velocidad del viento se puede seleccionar de la información disponible para el clima regional, pero deben tomar en cuenta los cambios estacionales. Ya que en las zonas de estudio no se cuenta con un historial sobre datos de viento, se tomó el valor 2 m s^{-1} propuesta por Allen *et al.* (1998), como promedio mundial determinado.

Comparación de métodos

Las comparaciones por pares, se realizaron utilizando la raíz del error cuadrado medio (RMSE), el error medio absoluto (MAE), el porcentaje de error de estimación (PE) y el coeficiente de determinación (R^2) (Koudahe *et al.*, 2008; Mengistu y Amente, 2019). Los estadísticos de prueba MAE y RMSE (mm día⁻¹), son indicadores de eficiencia de los modelos (Vásquez-Méndez *et al.*, 2011).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2} \quad [22]$$

$$MAE = N^{-1} \sum_{i=1}^N |P_i - O_i| \quad [23]$$

$$PE = \left| \frac{P_{\text{avg}} - O_{\text{avg}}}{O_{\text{avg}}} \right| 100 \quad [24]$$

$$R^2 = \frac{[\sum_{i=1}^N (P_i - P_{\text{avg}})(O_i - O_{\text{avg}})]^2}{[\sum_{i=1}^N (P_i - P_{\text{avg}})^2] [\sum_{i=1}^N (O_i - O_{\text{avg}})^2]} \quad [25]$$

donde O_i son los valores observados por PM-FAO 56 con total de datos; P_i son los valores predichos con datos limitados; O_{avg} y P_{avg} son los promedios obtenidos por P-M FAO 56 y por los datos limitados, respectivamente; y N es el número total de observaciones (Steidle Neto *et al.*, 2015; Ahooghalandari *et al.*, 2017).

2.4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las tendencias de los modelos, los parámetros estadísticos y las pruebas de rendimiento son esenciales para verificar cómo funcionan los diferentes métodos (Mengistu y Amente, 2019). Los estadísticos de prueba MAE y RMSE (mm día^{-1}), son indicadores de eficiencia de los modelos (Vásquez-Méndez *et al.*, 2011).

Eficiencia de los modelos

La evaluación de la ecuación P-M FAO 56 con datos faltantes de humedad relativa (PM-HR) y usando estimaciones de presión real de vapor (e_a) (Ecuación 21), reveló un bajo desempeño al subestimar la ET_0 en Aldama, Samalayuca y Rosales, reflejado en el error cuadrado medio (RMSE), el error medio absoluto (MAE) y el porcentaje de error (PE) (Cuadro 1). Al respecto, Córdova *et al.* (2015), indican que en climas áridos la falta de datos de HR, conduce a una subestimación de los indicadores de bondad de ajuste y, por lo tanto, a una subestimación de ET_0 al usar e_a . En la zona de Dublan, el uso de e_a tuvo mejor desempeño (Cuadro 1), y alto coeficiente de determinación (R^2) (Figura 1), como lo indican Wang *et al.* (2011), al reportar coeficientes de determinación de 0.94 a 0.99, en Malawi, África. Sacramento, Jiménez y Camargo sobreestimaron, alcanzando los PE más altos (Cuadro 1), estos resultados concuerdan con los reportados por Koudahe *et al.* (2018), al reportar en Ferkessedougou, un PE=10.53 (el más alto).

En las regiones de Sacramento, Camargo, Fernández Leal y Samalayuca, la falta de datos de U_2 , generaron los errores más altos (Cuadro 1, Figura 1), contrario a lo reportado por Córdova *et al.* (2015), ya que indican que cuando solo falta este parámetro y se usa el promedio global de 2 m s^{-1} , los resultados son buenos con estadísticos de RMSE de 0.06 y 0.10 mm día^{-1} en las localidades de Toreadora y Zhurucay, respectivamente, en los altos Andes del sur de Ecuador. Por otro lado, Wang *et al.* (2011), indican que aplicando el promedio global (2 m s^{-1}), tiene buena relación con los resultados con datos completos, logrando R^2 de 0.95 a 0.93, esto en una región que cuenta con velocidades promedio de 172 km día^{-1} (1.99 m s^{-1}), concordando con los indicadores de bondad de ajuste de Aldama y Jiménez (Cuadro 1, Figura 1), que presenta velocidad de viento ligera (Anexo 1).

La estimación de R_s que ofrece la ecuación propuesta por la FAO 56 en general ofrece buenos resultados, con excepción de Camargo, donde rindió el valor más alto de PE (Cuadro 1). Estos mismos hallazgos los reportaron Popova *et al.* (2006), Wang *et al.* (2011) y Ganji *et al.* (2019), por su parte Koudahe *et al.* (2018) indican que los errores al adoptar la falta de R_s (PM- R_s) variaron de 9.6 a 10.2 % y el RMSE varió de 0.45 a 0.48 mm día^{-1} , coincidiendo con los indicadores de bondad generados en Camargo (Cuadro 1, Figura 1). Sentelhas *et al.* (2010), no encontraron concordancia al estimar la R_s , reportaron R^2 entre 0.44 y 0.69.

La falta de datos en conjunto (PM-HR, U_2 , R_s) generó los más bajos coeficientes de determinación en Camargo, Dublan, Fernández Leal y Rosales ($R^2 \leq 0.80$), mostrados en la Figura 1, al estimar la ET_0 , en relación a esto, Jabloun y Sahli (2008) indican que las desviaciones más altas ocurren cuando la única información disponible es la temperatura mínima y máxima del aire. Wang *et al.* (2011), después de un estudio realizado en Malawi con datos de las estaciones de Karonga y Chileka, resaltan que cuando falta este conjunto de datos los

procedimientos tienden a un bajo desempeño con valores de $R^2=0.79$ y $R^2=0.81$, respectivamente, estos dos sitios de estudio muestran en promedio anual, velocidad de viento por arriba de los 3 m s^{-1} en periodos que consideran secos y velocidades de viento cercanos a los 2 m s^{-1} , en periodos húmedos. Condiciones similares de las estaciones de Camargo, Dublan, Fernández Leal y Rosales (anexos).

En Rosales, los indicadores de bondad de ajuste muestran ligeras subestimaciones en el PE (Cuadro 1), al faltar uno de los datos a la vez (PM-HR, PM- U_2 o PM-Rs). Estos resultados fueron reportados por Ganji *et al.* (2019) en un estudio realizado en la región norte de Afganistán.

Cuadro 1. Índices estadísticos para la evaluación del desempeño de estimación de evapotranspiración de referencia (ET_0) con datos faltantes, con el método FAO 56 P-M en el estado de Chihuahua.

Localidad	D-faltantes	MAE	RMSE	PE
Aldama	PM-HR	0.316	0.562	-4.08
	PM- U_2	0.19	0.436	1.7
	PM-Rs	0.093	0.305	0.19
	PM-HR, U_2 , Rs	0.372	0.616	1.88
Sacramento	PM-HR	0.47	0.69	8.84
	PM- U_2	-0.23	0.51	-4.2
	PM-Rs	0.17	0.41	-3.12
	PM-HR, U_2 , Rs	0.54	0.73	-0.07
Rosales	PM-HR	0.37	0.61	-4.11
	PM- U_2	0.3	0.55	1.71
	PM-Rs	0.37	0.61	1.87
	PM-HR, U_2 , Rs	0.65	0.81	11.1
Jiménez	PM-HR	0.33	0.58	6.82
	PM- U_2	0.21	0.46	1.71
	PM-Rs	0.17	0.41	0.2
	PM-HR, U_2 , Rs	0.82	0.91	22.13
Camargo	PM-HR	0.36	0.6	6.51
	PM- U_2	-0.26	0.62	-5.1
	PM-Rs	0.21	0.46	4.72
	PM-HR, U_2 , Rs	0.73	0.86	7.66
Fernández L	PM-HR	0.44	0.66	3.4
	PM- U_2	0.49	0.7	-4.83
	PM-Rs	0.26	0.51	1.53
	PM-HR, U_2 , Rs	0.83	0.91	3.33
Dublan	PM-HR	0.37	0.61	1.49
	PM- U_2	0.44	0.67	-2.72
	PM-Rs	0.3	0.55	-2.47
	PM-HR, U_2 , Rs	0.82	0.91	-0.87
Samalayuca	PM-HR	0.31	0.55	-2.5
	PM- U_2	0.4	0.63	7.11
	PM-Rs	0.22	0.47	0.16
	PM-HR, U_2 , Rs	0.6	0.78	5.68

PM-HR, PM- U_2 , PM-Rs=datos faltantes de humedad relativa, velocidad del viento y radiación solar; MAE=error medio; RMSE=raíz del error cuadrático medio; PE= porcentaje de error de estimación; R^2 = coeficiente de determinación.

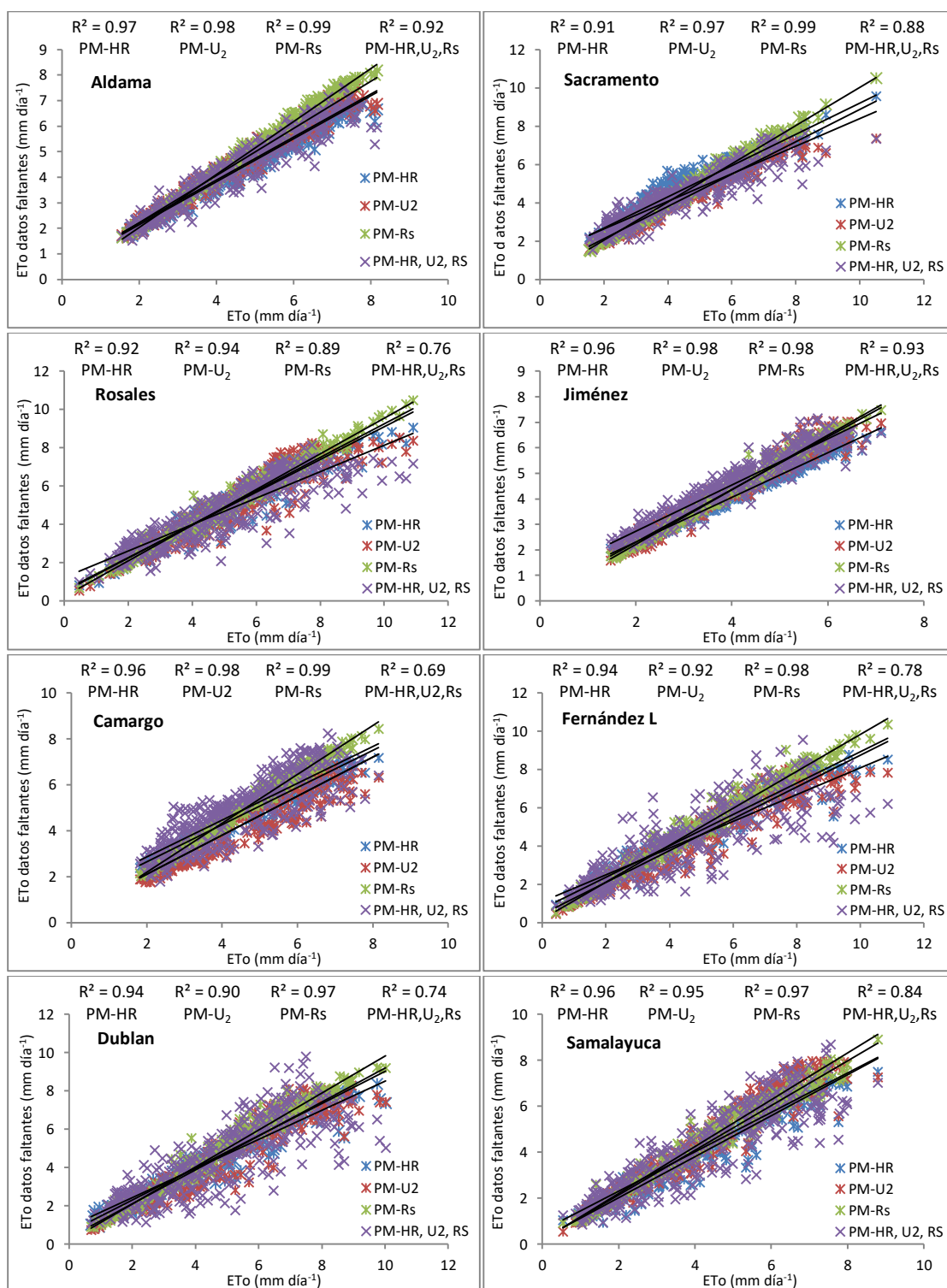


Figura 1. Relación entre ET_0 de P-M FAO 56 estimada con datos completos y datos faltantes de humedad relativa (PM-HR), velocidad del viento (PM-U₂), radiación solar (PM-Rs) y sin el conjunto de datos (PM-HR, U₂, Rs).

2.5 CONCLUSIÓN

Para el estado de Chihuahua, en especial en las zonas con poca disponibilidad de agua, es importante contar con aportaciones que ayuden estimar la ET_0 de forma precisa en apoyo a los productores agrícolas. Entender el impacto en los resultados con la falta de una de las variables analizadas o en conjunto, y en qué condiciones climáticas afecta más una que otra.

Se apreció que en las regiones que presentan viento fuerte, el uso del promedio global (2 m s^{-1}) subestima los resultados, y cuando la humedad relativa alcanza el 70%, la estimación de la radiación solar presenta mayores errores en relación a las estimaciones de la ecuación de referencia.

2.6 LITERATURA CITADA

Adeboye, O.B., Osunbitan, J.A., Adekalu, K.O., Okunade, D.A. (2009). Evaluation of FAO-56 Penman-Monteith and temperature based models in estimating reference evapotranspiration using complete and limited data, application to Nigeria. *Agric. Eng. Int. CIGR J.* 11, 1-25.

Ahooghalandari, M., Khiadani, M., and Jahromi, M. E. (2017). Calibration of Valiantzas' reference evapotranspiration equations for the Pilbara region, Western Australia, *Theor. Appl. Climatol.*, 128, 845–856.

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. and Smith, M. (1998). *Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements*. United Nations Food and Agriculture Organization, Irrigation and Drainage Paper 56. Rome, Italy. 300 pp.

Čadro S, Uzunović M, Žurovec J, Žurovec O (2017). Validation and calibration of various reference evapotranspiration alternative methods under Bosnia and Herzegovina climate conditions. *International Soil and Water Conservation Research* 5: 309-324.

CONAGUA (2018). *Estadísticas del agua en México*. Comisión Nacional del Agua México. 303 p.

Córdova, M., Carrillo-Rojas, G., Crespo, P., Wilcox, B., & Céleri, R. (2015). Evaluation of the Penman-Monteith (FAO 56 PM) method for calculating reference evapotranspiration using limited data. *Mountain Research and Development*, 35(3), 230-239.

Ganji, H., & Kajisa, T. (2019). Evaluation of FAO-56 Penman-Monteith Model Using Alternative Climatic Data Application to Afghanistan. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 34(4), 481-486.

García E (2004). Modificaciones al Sistema de clasificación climática de Köppen, 5.^a ed.; Instituto de Geografía de la UNAM, México. pp. 91.

Hargreaves, G. H. & Samani, Z (1985). Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96-99.

Jabloun, M. D., & Sahli, A. (2008). Evaluation of FAO-56 methodology for estimating reference evapotranspiration using limited climatic data: Application to Tunisia. *Agricultural water management*, 95(6), 707-715.

Kisi, O., Sanikhani, H., Zounemat-Kermani, M., & Niazi, F. (2015). Long-term monthly evapotranspiration modeling by several data-driven methods without climatic data. *Computers and Electronics in Agriculture*, 115, 66-77.

Koudahe, K., Djaman, K., & Adewumi, J. K. (2018). Evaluation of the Penman–Monteith reference evapotranspiration under limited data and its sensitivity to key climatic variables under humid and semiarid conditions. *Modeling Earth Systems and Environment*, 4(3), 1239-1257.

Lakatos, M., Weidinger, T., Hoffmann, L., Bihari, Z., & Horváth, Á. (2020). Computation of daily Penman–Monteith reference evapotranspiration in the Carpathian Region and comparison with Thornthwaite estimates. *Advances in Science and Research*, 16, 251-259.

Lang, D., Zheng, J., Shi, J., Liao, F., Ma, X., Wang, W., Chen, X. & Zhang, M. (2017). A comparative study of potential evapotranspiration estimation by eight methods with FAO Penman–Monteith method in southwestern China. *Water*, 9(10), 734.

Mengistu, B. & Amente, G (2019). Three methods of estimating the power of maximum temperature in TM–ET estimation equation. *SN Appl. Sci.* 1, 1403.

Moreno, T. A. & Huber-Sannwald, E (2011). Impacts of drought on agriculture in northern Mexico. In *Coping with Global Environmental Change, Disasters and Security* (pp. 875-891). Springer, Berlin, Heidelberg.

Moorhead, J. E., Marek, G. W., Gowda, P. H., Lin, X., Colaizzi, P. D., Evett, S.R. & Kutikoff, S (2019). Evaluation of Evapotranspiration from Eddy Covariance Using Large Weighing Lysimeters. *Agronomy*, 9(2), 99.

Núñez-López, D., Muñoz-Robles, C. A., Reyes-Gómez, V. M., Velasco-Velasco, I., & Gadsden-Esparza, H. (2007). Caracterización de la sequía a diversas escalas de tiempo en Chihuahua, México. *Agrociencia*, 41(3), 253-262.

Pandey, P.K., Dabral, P.P. & Pandey, V (2016). Evaluation of reference evapotranspiration methods for the northeastern region of India. *International Soil and Water Conservation Research*, 4(1), 52-63.

Popova, Z., Kercheva, M., & Pereira, L. S. (2006). Validation of the FAO methodology for computing ETo with limited data. Application to South Bulgaria. *Irrigation and Drainage: The journal of the International Commission on Irrigation and Drainage*, 55(2), 201-215.

Sentelhas, P. C., Gillespie, T. J., Santos, E. A. (2010). Evaluation of FAO Penman–Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. *Agric Water Manage* 97:635–644.

Steidle Neto, A. J., Borges Júnior, J. C., Andrade, C. L., Lopes, D. C., & Nascimento, P. T. (2015). Reference evapotranspiration estimates based on minimum meteorological variable requirements of historical weather data. *Chilean journal of agricultural research*, 75(3), 366-374.

Vásquez-Méndez, R., Ventura-Ramos Jr, E., & Acosta-Gallegos, J. A. (2011). Habilidad de estimación de los métodos de evapotranspiración para una zona semiárida del centro de México. *Revista mexicana de ciencias agrícolas*, 2(3), 399-415.

Wang, Y. M., Namaona, W., Gladden, L. A., Traore, S., & Deng, L. T. (2011). Comparative study on estimating reference evapotranspiration under limited climate data condition in Malawi. *International Journal of the Physical Sciences*, 6(9), 2239-2248.

Zarei, A. R., Zare, S., & Parsamehr, A. H. (2015). Comparison of several methods to estimate reference evapotranspiration. *West African Journal of Applied Ecology*, 23(2), 17-25.

Zhang, Q., Xu, C. y Chen, X. (2011). Cambios de evapotranspiración de referencia en China: ¿procesos naturales o influencias humanas? *Theor Appl Climatol* 103, 479–488.

Anexo 1

Las figuras A1 y A2, muestran el comportamiento de los parámetros velocidad del viento (U_2 m s^{-1}) y humedad relativa (HR), para ayudar a comprender mejor los resultados planteados.

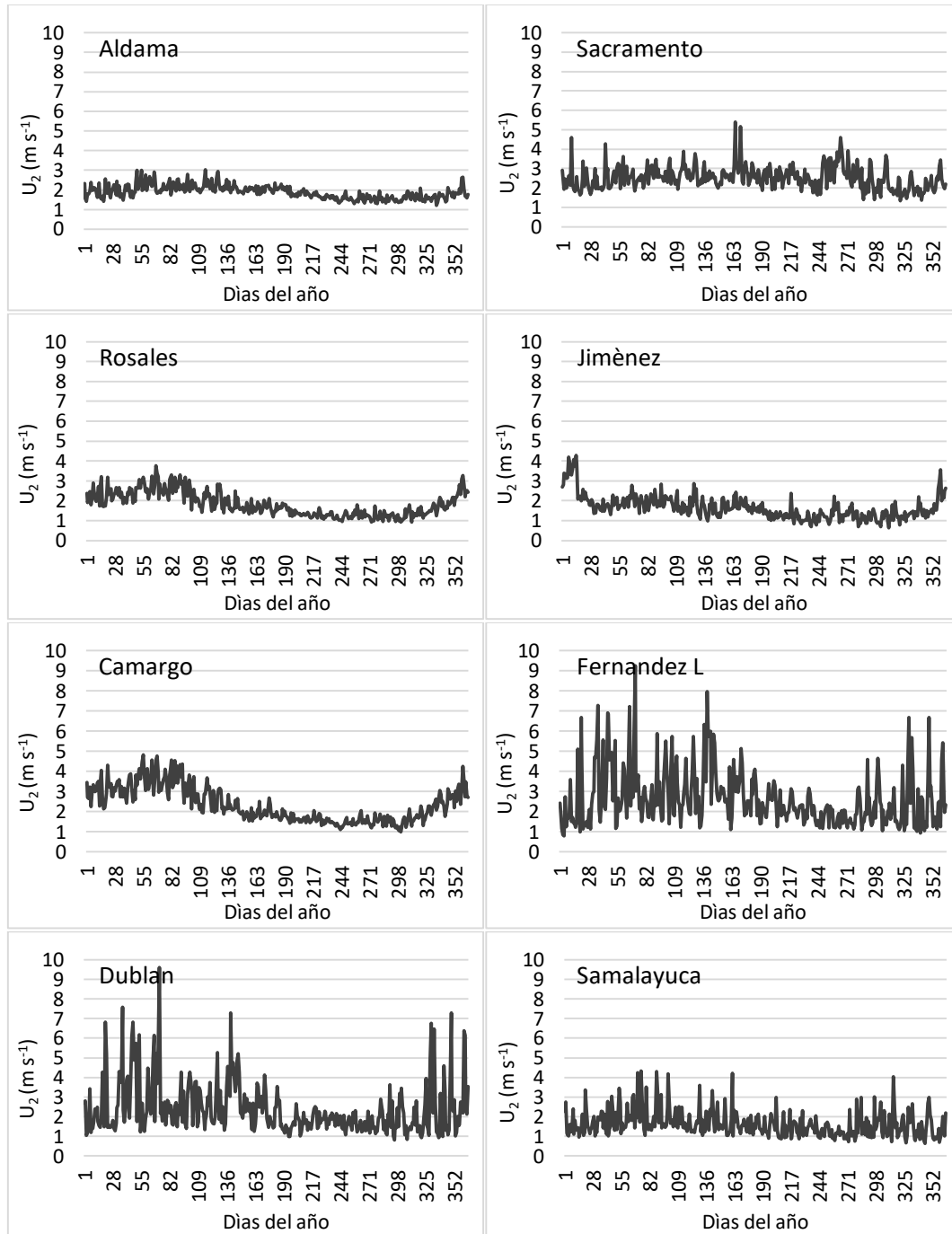


Figura A1. Cambios promedio diarios de la velocidad del viento (U_2), en las zonas de estudio durante un año.

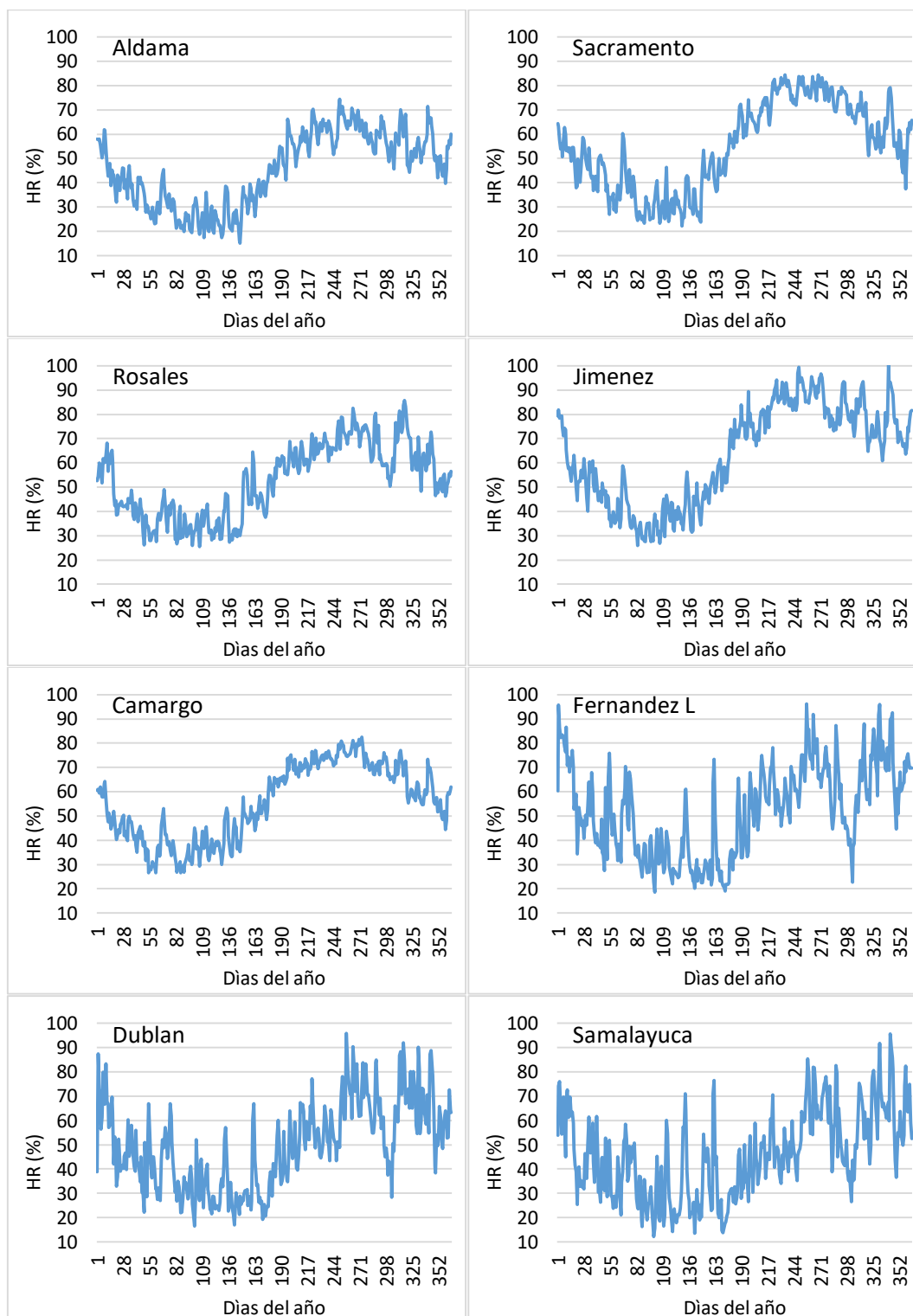


Figura A2. Cambios promedio diarios de la humedad relativa (HR), en las zonas de estudio durante un año.

CONCLUSIÓN GENERAL

Las condiciones extremas de velocidad de viento y la humedad atmosférica afectan en la demanda avaporativa de la atmósfera, aumentando o disminuyendo la tasa de evapotranspiración de referencia, lo que genera imprecisiones en las estimaciones con las ecuaciones de Hargreaves y el método de Penman-Monteith con datos limitados. Pese a esto, mientras el uso y aplicación de tecnologías avanzadas para la cuantificación del uso del agua en la agricultura no estén al alcance, es necesario aplicar técnicas convencionales, partiendo de datos estimados de evapotranspiración, considerando en todo momento los ajustes regionales en las ecuaciones de Hargreaves.

LITERATURA CITADA

- Aguilar, C., and Polo, M. J. (2011). Generating reference evapotranspiration surfaces from the Hargreaves equation at watershed scale. *Hydrology & Earth System Sciences*, 15(8).
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. and Smith, M. (1998). *Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements*. United Nations Food and Agriculture Organization, Irrigation and Drainage Paper 56. Rome, Italy. 300 pp.
- Almorox, J., Quej, V. H., and Martí, P. (2015). Global performance ranking of temperature-based approaches for evapotranspiration estimation considering Köppen climate classes. *Journal of Hydrology*, 528, 514-522.
- Awal, R., Habibi, H., Fares, A., and Deb, S. (2020). Estimating reference crop evapotranspiration under limited climate data in West Texas. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 28, 100677.
- Barker, R., Scott, C. A., de Fraiture, C., and Amarasinghe, U. (2000). La escasez mundial de agua y el reto que afronta México. *Asignación, productividad y manejo de recursos hídricos en cuencas*. Instituto Internacional del Manejo del Agua (IWMI), Serie Latinoamericana, (20), 1-32.
- Bogawski, P., and Bednorz, E. (2014). Comparison and validation of selected evapotranspiration models for conditions in Poland (Central Europe). *Water Resources Management*, 28(14), 5021-5038.
- CONAGUA (2018). *Estadísticas del agua en México*. Comisión Nacional del Agua México. 303 p.
- Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO) (2008). *Catálogo de metadatos geográficos*. (<http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>).
- De la Casa, A. C., and Ovando, G. G. (2016). Variation of reference evapotranspiration in the central region of Argentina between 1941 and 2010. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 5, 66-79.
- Djaman, K., Tabari, H., Balde, A. B., Diop, L., Futakuchi, K., and Irmak, S. (2016). Analyses, calibration and validation of evapotranspiration models to predict grass-reference evapotranspiration in the Senegal river delta. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 8, 82-94.
- Doorenbos, J., and Pruitt, W. O. (1977). "Crop water requirements." *Irrigation and Drainage Paper No. 24*, (rev.) FAO, Rome, 144.
- Efthimiou, N., Alexandris, S., C. Karavitis, C. and Mamassis, N. (2013). Comparative analysis of reference evapotranspiration estimation between various methods and the FAO56 Penman - Monteith procedure. *European Water* 42: 19-34.
- FAO (2011). *Organización de las Naciones unidas para la alimentación y la agricultura. El estado de los recursos de tierras y aguas del mundo para la alimentación y la agricultura*.

FAO (2013). Organización de las Naciones unidas para la alimentación y la agricultura. Afrontar la escasez de agua. Un marco de acción para la agricultura y la seguridad alimentaria. Informe sobre temas hídricos.

Hargreaves, G. H. and Samani, Z. A. (1982). Estimating potential evapotranspiration. Journal of the Irrigation and Drainage Division, 108(3), 225-230.

Hargreaves, G. H. and Samani, Z. A. (1985). Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. Applied Engr. Agric. 1, 96-99.

Harrison, P. (2002). Agricultura mundial: hacia los años 2015/2030. Informe resumido. FAO.

Lakatos, M., Weidinger, T., Hoffmann, L., Bihari, Z., and Horváth, Á. (2020). Computation of daily Penman–Monteith reference evapotranspiration in the Carpathian Region and comparison with Thornthwaite estimates. Advances in Science and Research, 16, 251-259.

Moratiel, R., Bravo, R., Saa, A., Tarquis, A. M., and Almorox, J. (2020). Estimation of evapotranspiration by the Food and Agricultural Organization of the United Nations (FAO) Penman–Monteith temperature (PMT) and Hargreaves–Samani (HS) models under temporal and spatial criteria—a case study in Duero basin (Spain). Natural Hazards & Earth System Sciences, 20(3).

Moreno, T. A., and Huber-Sannwald, E. (2011). Impacts of drought on agriculture in northern Mexico. In Coping with Global Environmental Change, Disasters and Security (pp. 875-891). Springer, Berlin, Heidelberg.

Núñez-López, D., Muñoz-Robles, C. A., Reyes-Gómez, V. M., Velasco-Velasco, I., and Gadsden-Esparza, H. (2007). Caracterización de la sequía a diversas escalas de tiempo en Chihuahua, México. Agrociencia, 41(3), 253-262.

Paparrizos, S., Maris, F., and Matzarakis, A. (2017). Sensitivity analysis and comparison of various potential evapotranspiration formulae for selected Greek areas with different climate conditions. Theoretical and Applied Climatology, 128(3-4), 745-759.

Paredes, P., Pereira, L. S., Almorox, J., and Darouich, H. (2020). Reference grass evapotranspiration with reduced data sets: Parameterization of the FAO Penman-Monteith temperature approach and the Hargeaves-Samani equation using local climatic variables. Agricultural Water Management, 240, 106210.

Patel, J., Patel, H., and Bhatt, C. (2014). Generalized calibration of the Hargreaves equation for evapotranspiration under different climate conditions. Soil and Water Research, 9(2), 83-89.

Samani, Z. (2000). Estimating Solar Radiation and Evapotranspiration Using Minimum Climatological Data (Hargreaves-Samani equation). Journal of Irrigation and Drainage Engineering 126(4).

Sentelhas, P. C., Gillespie, T. J. and Santos, E. A. (2010). Evaluation of FAO Penman-Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada, *Agricultural Water Management*, 97(5), 635-644.

Shahidian, S., Serralheiro, R. P., Serrano, J., and Teixeira, J. L. (2013). Parametric calibration of the Hargreaves–Samani equation for use at new locations. *Hydrological Processes*, 27(4), 605-616.

Trezza, R. (2008). Estimación de evapotranspiración de referencia a nivel mensual en Venezuela. ¿Cuál método utilizar? *Bioagro*, 20(2), 89-95.

Wang, Y. M., Namaona, W., Gladden, L. A., Traore, S., and Deng, L. T. (2011). Comparative study on estimating reference evapotranspiration under limited climate data condition in Malawi. *International Journal of the Physical Sciences*, 6(9), 2239-2248.

WWAP (2012). World Water Assessment Programme. The United Nations World Water Development Report 4: Managing Water under Uncertainty and Risk.

WWAP (2016). World Water Assessment Programme. The United Nations World Water Development Report - Water and Jobs. 164 p

Yang, Y., Luo, Y., Wu, C., Zheng, H., Zhang, L., Cui, Y., ... & Wang, L. (2019). Evaluation of six equations for daily reference evapotranspiration estimating using public weather forecast message for different climate regions across China. *Agricultural Water Management*, 222, 386-399.