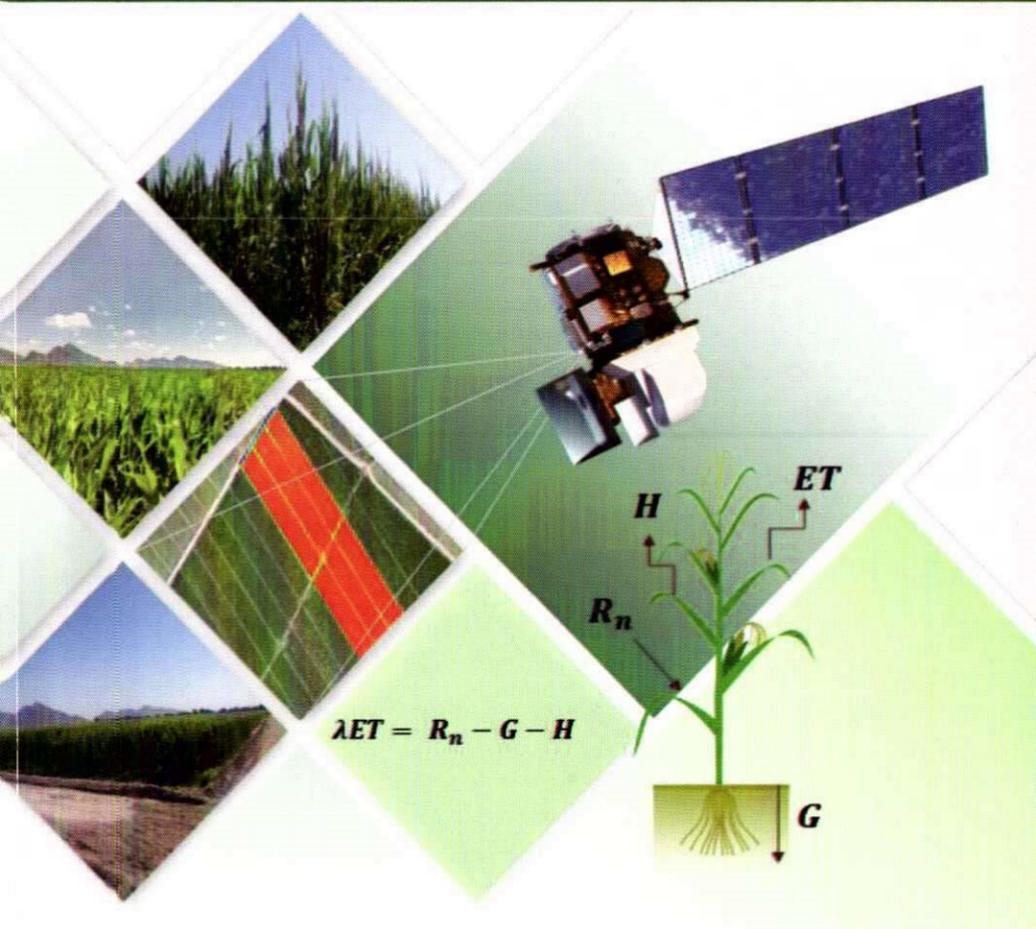


PROCEDIMIENTO METODOLÓGICO PARA ESTIMAR NECESIDADES HÍDRICAS EN CULTIVOS MEDIANTE IMÁGENES DE SATELITE Y MODELO SEBAL

GERARDO DELGADO RAMÍREZ, JUAN ESTRADA ÁVALOS, MIGUEL RIVERA GONZÁLEZ, ENRIQUE MIGUEL VALLE, ALAN JOEL SERVÍN PRIETO, CARLOS MIGUEL RAMOS CRUZ



**PROCEDIMIENTO METODOLÓGICO PARA ESTIMAR
NECESIDADES HÍDRICAS EN CULTIVOS MEDIANTE
IMÁGENES DE SATELITE Y MODELO SEBAL**

Gerardo Delgado Ramírez

Juan Estrada Ávalos

Miguel Rivera González

Enrique Miguel Valle

Alan Joel Servín Prieto

Carlos Miguel Ramos Cruz

**CENID-RASPA
2017**

CONTENIDO

Introducción.....	1
Principio de la percepción remota o teledetección.....	3
Imagen de satélite Landsat 8.....	6
Componentes del Modelo SEBAL	8
Metodología para estimar consumo de agua en cultivos	10
Descarga de la imagen de satélite	10
Obtención de datos meteorológicos	11
Procesamiento y calibración de las imágenes	11
Uso del Modelo SEBAL para estimar ET	13
Albedo superficial	13
Índices de vegetación	14
Emisividad de la superficie.....	15
Conversión a temperatura de brillo	15
Conversión a temperatura superficial	16
Coeficiente de rugosidad de la superficie	16
Radiación neta	17
Flujo de calor del suelo.....	18
Flujo de calor sensible del aire	19
ET instantánea	24
Fracción de ET de referencia	24
Evapotranspiración diaria	25
Evapotranspiración acumulada.....	25
Generación de mapas en el software QGIS	25
Caso de Estudio	26
Conclusión	35
Literatura consultada	36

PROCEDIMIENTO METODOLÓGICO PARA ESTIMAR NECESIDADES HÍDRICAS EN CULTIVOS MEDIANTE IMÁGENES DE SATELITE Y MODELO SEBAL

Gerardo Delgado Ramírez^{1*}
Juan Estrada Ávalos¹
Miguel Rivera González¹
Enrique Miguel Valle²
Alan Joel Servín Prieto²
Carlos Miguel Ramos Cruz²

Introducción

En la agricultura, la evapotranspiración (*ET*) es una de las variables elementales para promover un uso más eficiente del agua, por esto la necesidad de tener estimaciones precisas (Murillas y Londoño, 2014). La correcta estimación de *ET* en áreas semiáridas es vital para la gestión hídrica de las mismas (Villagarcía *et al.*, 2010). En la actualidad, existen varias metodologías para determinar la *ET* de forma directa o indirecta, destacando métodos como: lisímetro de pesada, técnicas de Eddy Correlation y relación Bowen y tanque evaporímetro. Por otro lado, se tienen formulas empíricas como: Penman-Montieth, Hargreaves – Samani, etc. Sin embargo, estas metodologías proporcionan resultados de forma puntual y asumen que el cultivo se encuentra en las mismas condiciones, prescindiendo de variables como las propiedades físicas del suelo, sistema de riego, topografía, manejo de cultivo, etc., las cuales influyen en el consumo de agua de los cultivos.

^{1*} Investigador del Centro Nacional de Investigación Disciplinaria en Relación Agua-Suelo-Planta-Atmósfera (CENID-RASPA) de INIFAP. Km. 6.5 Margen derecha Canal Sacramento. 35140. Zona industrial Gómez Palacio, Durango, México. *e-mail: delgado.gerardo@inifap.gob.mx

² Asistente de Investigación del Centro Nacional de Investigación Disciplinaria en Relación Agua-Suelo-Planta-Atmósfera (CENID-RASPA) de INIFAP.

Los valores de *ET* son importantes para las siguientes aplicaciones: determinar el área que puede regarse con un determinado volumen de agua disponible, elaborar calendarios de riego, estimar los volúmenes de agua que sean necesarios para auxiliar a los cultivos en caso de que la lluvia sea insuficiente para su buen desarrollo; también permite determinar la lámina adicional de riego necesaria para la prevención de problemas de ensalitramiento de los suelos y determina en forma general, la eficiencia con la que se está aprovechando el agua en otras más aplicaciones (Aguilera y Martínez, 1996; Villaman *et al.*, 2001).

En la actualidad, derivado de los avances científicos y tecnológicos, han emergido disciplinas que permiten obtener información de nuestro planeta sin estar en contacto con ella, como lo es la percepción o teledetección. La percepción remota es una herramienta muy útil para el cálculo de los parámetros que intervienen en el proceso de la *ET*, además de que presenta ventajas sobre los métodos mencionados anteriormente, debido a que se pueden obtener valores de *ET* de forma espacial y temporal. Una opción para estimar la *ET* por teledetección, es el modelo Surface Energy Balance Algorithm For Land (SEBAL por sus siglas en inglés). Este se basa en la ecuación de conservación de energía y utiliza información espacial de diferentes sensores que proporcionen imágenes donde se registre radiación visible, infrarroja cercana y termal.

El presente documento plantea un procedimiento metodológico para estimar la demanda hídrica en los cultivos mediante el uso de imágenes de satélite Landsat 8.0 y el modelo de balance de energía SEBAL, para contribuir en la optimización y uso eficiente del recurso agua en la agricultura.

Principio de la percepción remota o teledetección

La percepción remota puede definirse como la ciencia y arte de obtener información de un objeto analizando los datos adquiridos mediante algún dispositivo que no está en contacto físico con dicho objeto, esto es posible gracias a la relación sensor-cobertura, la cual en el caso de los barredores multiespectrales, se expresa a través de la llamada radiación electromagnética (CONAGUA, 2005).

La percepción remota ha ganado mucho interés como una herramienta potencial de manejo para agricultores de precisión. Las imágenes de satélite o fotografías aéreas permiten al productor visualizar rápidamente los cultivos en su parcela para decidir cuales áreas requieren un manejo posterior, para optimizar los insumos agrícolas y reducir los costos de producción.

En general, la percepción remota es un grupo de técnicas para recolectar información sobre un objeto o área sin tener que estar en contacto físico con ellos. Las distancias que separan al sensor del objeto o área estudiados pueden variar desde unos pocos metros hasta miles de kilómetros. Los métodos más comunes para recoger información incluyen el uso de sensores colocados sobre aviones, drones o satélites (INEGI, 2017).

Las técnicas de la percepción remota son usadas ampliamente para recolectar información sobre fracciones de la superficie terrestre. Esta información percibida remotamente tiene muchos usos que van desde la vigilancia militar, hasta la planificación del uso de la tierra urbana e industrial, hasta al estudio del suelo agrícola y los cultivos.

La teledetección implica la medición de la energía electromagnética que es reflejada o emitida por objetos. Esta

energía viaja por el espacio como ondas electromagnéticas, las cuales se diferencian por su longitud, definida como la distancia entre dos crestas sucesivas de una onda. El espectro continuo se subdivide en algunos tipos familiares de energía electromagnética: rayos X, rayos ultravioletas (UV), visibles o RGB, infrarrojo (IR), microondas y ondas de radio (Figura 1). Estos distintos tipos de energía son categorizados por su posición, o longitudes de onda, en el espectro electromagnético. Los rayos X tienen longitudes de onda muy pequeñas alrededor de 0.0001 micrómetros, y las ondas de radio pueden tener longitudes de onda grandes hasta 100 m (Fontal, 2005).

BANDA DE FRECUENCIAS

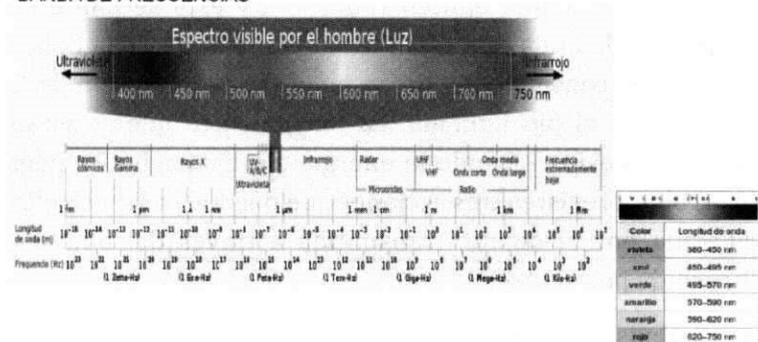


Figura 1. Espectro electromagnético (Fuente: Iglesia, 2016).

Usualmente solo una pequeña porción, o banda, de todo el espectro es de interés en la percepción remota, ya que la luz del sol es la fuente más común de energía usada, las longitudes de onda predominantes en la luz solar son las más importantes. Para las aplicaciones agronómicas, la porción de interés es la que va desde la ultravioleta (UV) hasta el infrarrojo (IR). La mayor parte de la luz solar está en estas bandas y tiene longitudes de onda entre 0.2 y 0.4 micrómetros (μm).

La luz visible, la porción del espectro que puede ser detectada por el ojo humano, también se encuentra entre el UV y el IR. La banda del visible se extiende de 0.4 a 0.7 μm . La luz azul se encuentra cerca de la región de 0.4 μm y la luz roja cerca de los 0.7 μm , justo sobre la región del rojo se encuentra la banda del infrarrojo cercano (NIR). No existe una distinción clara entre el NIR y el IR. Esta región del infrarrojo cercano, no es detectable por el ojo humano, pero puede ser detectada por sensores artificiales, siendo esta banda muy importante en la percepción remota (Pérez, 2007).

Todos los objetos emiten energía electromagnética, lo que significa que emiten radiación, y esta se emite en longitudes de onda que están usualmente fuera de la banda visible, por consiguiente, no se puede ver la mayoría de la energía con el ojo humano. La mayor parte que se ve es energía reflejada. Cuando la energía electromagnética pega en un objeto, existen tres acciones que pueden pasar con ella: reflejada por el objeto, transmitida a través del objeto y absorbida por el objeto.

Existen dos opciones básicas usadas para la percepción remota: sistemas de percepción activa y pasiva. Los activos poseen fuentes internas que generan artificialmente la radiación, como ejemplos se pueden mencionar el radar y el lidar. Con referente a los pasivos, estos detectan la radiación electromagnética emitida o reflejada de fuentes naturales como la luz solar, como ejemplos se pueden mencionar: sistemas fotográficos, radiómetros multi e hiperespectrales, espectrómetros de imagen, entre otros.

Cuando se comparan los sistemas de percepción remota y las imágenes producidas, se utilizan cuatro indicadores de resolución: espacial, espectral, radiométrica y temporal (CONAGUA, 2005).

La resolución espacial designa al objeto más pequeño que se puede distinguir en la imagen, está determinada por el tamaño del píxel, medido en metros sobre el terreno, esto depende de la altura del sensor con respecto a la tierra, el ángulo de visión, la velocidad de escaneado y las características ópticas del sensor.

La resolución espectral consiste en el número de canales espectrales (y su ancho de banda) que es capaz de captar un sensor, como el caso del satélite "Landsat 8" que dispone de un total de 11 bandas.

La resolución radiométrica se refiere a la cantidad de niveles de gris en que se divide la radiación recibida para ser almacenada y procesada posteriormente.

La resolución temporal es la frecuencia del paso del satélite por un mismo punto de la superficie terrestre, es decir, cada cuanto tiempo pasa el satélite por la misma zona de la tierra, este tipo de resolución depende básicamente de las características de la órbita.

Imagen de satélite Landsat 8

En 1972, se puso en órbita el primer satélite por la agencia espacial norteamericana, dando inicio una nueva era en la forma de captar información sobre los recursos terrestres. Este satélite fue denominado "Landsat". A partir de su segundo lanzamiento en 1975 y tres adicionales en el período 1978 a 1984, han constituido uno de los proyectos

más fructíferos de percepción remota o teledetección espacial (CONAGUA, 2005).

El satélite Landsat 8 fue lanzado el 11 de febrero de 2013, cuyo nombre técnico es Landsat Data Continuity Mission (LDCM por sus siglas en inglés). El lanzamiento se realizó desde la base área Vandenberg en California, gracias a una operación conjunta entre la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) y el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, 2017). El satélite Landsat 8 dispone de dos instrumentos de toma de datos: el Operational Land Imager (OLI por sus siglas en inglés) y el Thermal Infrared Sensor (TIRS por su nomenclatura en inglés). Las escenas de este satélite tienen un total de 11 bandas espectrales, 9 tomadas por OLI y 2 por el TIRS. En los cuadros 1 y 2 se describen las principales características de los sensores OLI y TIRS del satélite Landsat 8.

Cuadro 1. Características del sensor OLI del satélite Landsat 8 (Fuente: USGS, 2017).

Bandas espectrales de OLI	Longitud de Onda (μm)	Resolución (m)
Banda 1- Aerosol costero	0.433 - 0.453	30
Banda 2- Azul	0.450 - 0.515	30
Banda 3- Verde	0.530 - 0.590	30
Banda 4- Roja	0.640 - 0.670	30
Banda 5- Infrarrojo Cercano (NIR)	0.850 - 0.885	30
Banda 6- Infrarrojo de Onda Corta (SWIR 1)	1.570 - 1.650	30
Banda 7- Infrarrojo de Onda Corta (SWIR 2)	2.110 - 2.290	30
Banda 8- Pancromática	0.500 - 0.680	15
Banda 9- Cirrus	1.360 - 1.380	30

Cuadro 2. Características del sensor TIRS del satélite Landsat 8 (Fuente: USGS, 2017).

Bandas espectrales de TIRS	Longitud de Onda (μm)	Resolución (m)
Banda 10- Infrarrojo Térmico (TIRS 1)	10.60 - 11.19	100
Banda 11- Infrarrojo Térmico (TIRS 2)	11.50 - 12.51	100

Componentes del Modelo SEBAL

El algoritmo para el Balance de Energía Superficial desarrollado por (Bastiaanssen, 1995), es un método que permite calcular la evapotranspiración utilizando imágenes de satélite que registren radiación visible, infrarroja cercana y térmica. Este método se fundamenta principalmente en el cálculo de las variables que componen el balance de energía a través de procesos aplicados a las imágenes de satélite, disminuyendo en gran medida la toma de datos en campo.

Radiación Neta

Esta variable es imprescindible para la estimación de la evapotranspiración real y potencial, las cuales son de suma importancia en el seguimiento y conocimiento de las propiedades de los ecosistemas terrestres y para el apoyo a la agricultura. Por tanto, se define como radiación neta al intercambio neto entre el total de radiación de onda corta y de onda larga que se recibe y que se emite o refleja en una superficie. Este, es el balance de energía absorbida, reflejada y emitida por la superficie terrestre, o bien, el balance entre la radiación neta entrante de onda corta y la radiación neta emitida de onda larga (Cristóbal *et al.*, 2009).

Flujo de Calor de Suelo

Este flujo representa el transporte vertical de calor, a través del proceso de conducción de las capas superiores del suelo hacia las capas más profundas, en período diurno y de forma inversa en los períodos nocturnos. El flujo de calor del suelo es altamente dependiente de las condiciones climáticas y consecuentemente de las condiciones de superficie (seca o húmeda expuesta a vegetación). La estimación de esta variable por el modelo SEBAL está determinada por la relación empírica propuesta por (Bastiaanssen, 1995). En ésta se calcula primeramente la razón de la radiación neta (R_n) y el flujo de calor de suelo (G) y las características de la vegetación pueden ser determinadas por los índices: vegetación de diferencia normalizada ($NDVI$); vegetación ajustado al suelo ($SAVI$) e índice de área foliar (LAI).

Flujo de Calor Sensible

Es la transferencia hidrodinámica del calor del aire, sobre todo por convección, entre la superficie del suelo y las capas de aire cercano a ella. Esta transferencia ocurre fundamentalmente por la diferencia de temperatura entre la superficie y la atmósfera.

El modelo SEBAL estima el flujo de calor sensible del aire usando la ecuación propuesta por (Brutsaert, 1992), que relaciona la diferencia de la temperatura aerodinámica y la temperatura del aire, los valores observados de viento, la resistencia aerodinámica para el transporte de calor sensible entre la superficie y la altura de referencia, en un proceso iterativo. El método SEBAL considera la diferencia de temperatura entre dos niveles próximos a la superficie.

Temperatura Superficial

La radiación solar absorbida por la atmósfera y el calor emitido por la tierra elevan la temperatura del aire. El calor sensible del aire circundante transfiere energía al cultivo y entonces ejerce un cierto control en la tasa de evapotranspiración. En un día soleado y cálido, la pérdida de agua por evapotranspiración será mayor que en un día nublado y fresco (Allen *et al.*, 2006).

Metodología para estimar consumo de agua en cultivos

Descarga de la imagen de satélite

Para desarrollar el modelo SEBAL, se requiere de imágenes de satélite que registren radiación visible, infrarroja cercana y termal. Para este procedimiento, es necesario descargar imágenes Landsat 8, las cuales se pueden descargar en forma gratuita desde la plataforma del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS por sus siglas en inglés) (Figura 2), disponible en línea en la siguiente dirección electrónica: <http://landsat.usgs.gov/>.

La descarga comprende un archivo comprimido, el cual está compuesto por numerosos archivos en formato "tiff" (Tagged Image File Format) que corresponde uno a cada banda de información, un archivo en formato "txt" (archivo de texto) que contiene los metadatos, y también por archivos de baja resolución de vista previa.



Figura 2. Plataforma del Servicio Geológico de los Estados Unidos para descargar imágenes de satélite Landsat 8 (Fuente: USGS, 2017).

El número de imágenes a descargar para estimar las necesidades hídricas, está en función del ciclo vegetativo del cultivo de interés. Cabe mencionar que la escala temporal del satélite es de 16 días.

Obtención de datos meteorológicos

Para la calibración interna del modelo SEBAL, es indispensable la información de una estación climatológica, la cual debe abarcar el área de interés. Los datos requeridos son: temperaturas máximas y mínimas, velocidad del viento, humedad, radiación solar y precipitación, estos deben estar registrados por lo menos cada hora.

Procesamiento y calibración de las imágenes

Al implementar el modelo SEBAL es necesario convertir los niveles digitales (DN) de la imagen a parámetros físicos con la finalidad de obtener la radiancia espectral y la reflectancia. Estos representan las bases físicas para el procesamiento de SEBAL que se puede realizar con el software QGIS, este es un Sistema de Información Geográfica

(SIG) de código libre, que permite la visualización, edición y análisis de datos geográficos en un entorno amigable.

La radiancia espectral representa la energía solar reflejada por cada pixel, se calcula mediante coeficientes calibrados incluidos en los metadatos de la imagen, aplicando la siguiente ecuación:

$$L_{\lambda} = M_L * Q_{cal} + A_L \quad (1)$$

Donde L_{λ} es el valor de radiancia espectral medida en valores de ($\text{Wattsm}^{-2} * \text{srad}^{-1} * \mu\text{m}^{-1}$); M_L es el factor multiplicativo de escalado específico obtenido del metadato de la imagen; Q_{cal} es el producto estándar cuantificado y calibrado por valores de pixel (niveles digitales); A_L es el factor aditivo de escalado específico obtenido también del metadato.

La reflectancia representa la proporción de energía reflejada con respecto al total de energía incidente, primero se calcula la reflectancia en la parte superior de la atmósfera, usando los coeficientes de reflectancia reescalados, suministrados en los metadatos, debido a que el cálculo de la reflectancia real de una superficie varía dependiendo del comportamiento de la atmósfera, así como del ángulo de observación se aplica la corrección del ángulo solar para obtener la reflectancia real, esta se determina con la siguiente ecuación:

$$\rho_{\lambda} = \frac{\rho_{\lambda'}}{\text{Cos}(\vartheta_{sz})} = \frac{\rho_{\lambda'}}{\text{Sin}(\vartheta_{SE})} \quad (2)$$

Donde ρ_{λ} es la reflectancia; $\rho_{\lambda'}$ es el valor de reflectancia planetaria sin corrección por ángulo solar; ϑ_{SE} es el ángulo de elevación solar; ϑ_{sz} es el ángulo zenit solar; $\vartheta_{sz} = 90^{\circ} - \vartheta_{SE}$.

Uso del Modelo SEBAL para estimar ET

El modelo SEBAL, calcula un flujo instantáneo de evapotranspiración (ET) en el momento de la captura de la imagen, este flujo es determinado para cada pixel de la imagen como un residual de la ecuación de balance de energía superficial (Allen *et al.*, 2002).

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (3)$$

Donde λET es el flujo de calor latente (wm^{-2}); R_n es el flujo de radiación neta en la superficie (wm^{-2}); G es el flujo de calor del suelo (wm^{-2}); H es el flujo de calor sensible del aire (wm^{-2}). Por ende, se calcularon cada uno de sus componentes, en donde la energía consumida por el proceso de ET se estima como el residuo de la ecuación (3).

Albedo superficial. Este parámetro es calculado en primera instancia en la parte superior de la atmósfera (α_{toa}), a partir de la reflectancia de las bandas 2 a las 7 de la imagen Landsat 8. Para aplicar el modelo SEBAL, es necesario que los valores sean referidos a la superficie de la tierra (Núñez, 2009). Por lo tanto, se debe corregir mediante la transmisividad atmosférica (τ_{sw}), la cual varía en función de la altura sobre el nivel medio del mar. Una vez obtenidos los valores para (τ_{sw}) y α_{toa} se utiliza la siguiente ecuación para calcular el albedo en la superficie.

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path_radiance}}{\tau_{sw}^2} \quad (4)$$

Donde $\alpha_{path_radiance}$ es la fracción media de la radiación solar entrante a través de todas las bandas que es retro-dispersada hacia el satélite antes de alcanzar la superficie de la tierra. Este tiene valores entre el rango de 0.025 y 0.04 para el uso de SEBAL es recomendado emplear

el valor de 0.03 (Bastiaanssen, 2000); τ_{SW} es la transmisividad atmosférica, esta se calcula según, (Allen *et al.*, 2006):

$$\tau_{SW} = 0.75 + 2 \times 10^{-5} * z \quad (5)$$

z es la elevación sobre el nivel del mar (m).

En el Cuadro 3 se presentan los valores típicos del albedo superficial, donde se observa un rango para superficie con cultivos agrícolas de 0.14 a 0.22.

Cuadro 3. Valores típicos del albedo superficial, (Fuente: Allen *et al.*, 2002).

Tipo de Superficie	Valor mínimo	Valor máximo
Nieve	0.80	0.85
Suelo negro	0.08	0.14
Pasto	0.15	0.25
Campos de Maíz	0.14	0.22
Campos de Arroz	0.17	0.22
Bosques	0.10	0.15
Agua	0.025	0.348

Índices de vegetación. Los índices de vegetación son utilizados con el fin de resaltar las características de la vegetación sana y desarrollada frente al suelo. Los utilizados en esta metodología son: NDVI, SAVI, y LAI.

El índice de vegetación normalizado (*NDVI*) se calcula a partir de la información obtenida por las bandas del rojo y del infrarrojo cercano (Rouse, 1974), mediante la siguiente ecuación:

$$NDVI = \frac{(IRC - R)}{(IRC + R)} \quad (6)$$

Donde *IRC* es la reflectividad en el infrarrojo cercano; *R* corresponde a la reflectividad en el rojo.

El *NDVI* varía su valor entre -1 y 1, donde un valor de 0 indica un área de suelo desnudo, mientras que un valor cercano a 1, indica la concentración más alta de hojas verdes en un aérea determinada.

El índice *SAVI* se utiliza con el fin de disminuir las alteraciones presentadas en los valores del *NDVI* en zonas de escasa vegetación (Huete, 1988), y se calcula como:

$$SAVI = \frac{(1 + 0.5)(IRC - R)}{(0.5 + IRC + R)} \quad (7)$$

Para determinar el índice del área foliar (*LAI*) se utiliza el valor de *SAVI*, para calcular la biomasa de cada píxel y es utilizado para estimar la emisividad de la superficie. Este índice es una cantidad adimensional que caracteriza el dosel de las plantas, este es definido como el área de la hoja verde de un solo lado por unidad de área de superficie del suelo en el dosel de la hoja ancha (Velasco y Bernabé, 2004) y se calcula como:

$$LAI = \frac{\ln\left(\frac{0.69 - SAVI}{0.59}\right)}{0.91} \quad (8)$$

Emisividad de la superficie (ϵ_o). Esta se determina en función del índice del área foliar (*LAI*) de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\epsilon_o = 0.95 + 0.01 * LAI \quad (9)$$

Conversión a temperatura de brillo. Para realizar este procedimiento, es necesario tener los valores de radiancia de las bandas térmicas, se aplica la siguiente ecuación basado en la función de Planck's:

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad (10)$$

Donde las constantes térmicas K_1 y K_2 son coeficientes determinados para cada longitud de onda, de cada sensor, estos valores se encuentran en los metadatos; L_λ es el valor de radiancia espectral de cada longitud de onda.

Conversión a temperatura superficial. La conversión se realiza con la siguiente ecuación:

$$T_s = \frac{T}{\varepsilon_0^{0.25}} \quad (11)$$

Donde T_s es la temperatura superficial; T es la temperatura de brillo; ε_0 es la emisividad de superficie.

Coeficiente de rugosidad de la superficie. Este coeficiente corresponde a la altura de vegetación por sobre el plano desplazado definido como cero, que corresponde al plano en donde la velocidad del viento es cero, cuando la cubierta vegetal termina. SEBAL estima este coeficiente usando la siguiente relación empírica propuesta por (Bastiaanssen, 2000).

$$Z_{om} = e\left[\left(a \cdot \frac{NDVI}{\alpha}\right) + b\right] \quad (12)$$

Donde a y b son constantes de correlación derivados de la gráfica $\ln(Z_{om})$ y $NDVI/\alpha$.

Para realizar la gráfica se debe seleccionar una serie de píxeles, luego se asocian sus valores de $NDVI$ y albedo para finalmente estimar una aproximación de Z_{om} usando la siguiente ecuación (Tasumi *et al.*, 2000):

$$Z_{om} = 0.12 * LAI \quad (13)$$

Radiación neta. El flujo de radiación neta en la superficie (R_n), representa la energía radiante real disponible en la superficie. Se calcula restando todos los flujos radiantes emitidos de todos los flujos radiantes incidentes:

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (14)$$

Donde R_n es el flujo de radiación neta en la superficie (wm^{-2}); $R_{s\downarrow}$ es la radiación de onda corta incidente; α es el albedo de la superficie; $R_{L\downarrow}$ es la radiación de onda larga incidente (wm^{-2}); $R_{L\uparrow}$ es la radiación de onda larga emitida (wm^{-2}) y ε_0 es la emisividad térmica de la superficie.

i) Radiación de onda corta incidente ($R_{s\downarrow}$). Es el flujo de radiación solar directa y difusa que en realidad alcanza la superficie de la tierra (wm^{-2}), se calcula asumiendo condiciones del cielo despajado según Bisht *et al.*, (2005):

$$R_{s\downarrow} = G_{sc} * \cos\theta * d_r * \tau_{sw} \quad (15)$$

Donde $R_{s\downarrow}$ es la radiación de onda corta incidente; G_{sc} es la constante solar atmosférica (1367wm^{-2}); θ es el ángulo cenital solar (ángulo cenital = $90 - \text{ángulo de elevación solar}$); d_r es la distancia entre la tierra y el sol, en unidades astronómicas y τ_{sw} corresponde a la transmisividad atmosférica.

ii) Radiación de onda larga emitida ($R_{L\uparrow}$). Es el flujo de radiación térmica emitida por la superficie de la tierra a la atmósfera (wm^{-2}), esta se determina utilizando la ecuación de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 * \sigma * T_s^4 \quad (16)$$

Donde $R_{L\uparrow}$ es la radiación de onda larga emitida; ε_0 es la emisividad térmica de la superficie; σ es la constante de

Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) y T_s es la temperatura superficial ($^{\circ}\text{K}$).

iii) Radiación de onda larga incidente ($R_{L\downarrow}$). Es el flujo de radiación térmica que entra desde la atmósfera, la cual se calcula utilizando nuevamente la ecuación de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \sigma * \varepsilon_a * T_a^4 \quad (17)$$

Donde $R_{L\downarrow}$ es la radiación de onda larga incidente; σ es la constante de Stefan-Boltzmann; ε_a es la emisividad atmosférica (adimensional); T_a es la temperatura del aire ($^{\circ}\text{K}$), se puede utilizar también la T_s registrada en el pixel más frío (T), en la zona de estudio.

Para estimar la ε_a se aplica la ecuación empírica desarrollada por (Bastiaanssen, 1995):

$$\varepsilon_a = 0.85 * (-Ln\tau_{sw})^{0.09} \quad (18)$$

Donde ε_a es la emisividad atmosférica (adimensional) y T_{sw} corresponde a la transmisividad atmosférica calculada en la ecuación (5).

Flujo de calor del suelo. El flujo de calor de suelo es derivado del gradiente térmico de la capa superior del suelo, este gradiente varía con la cubierta vegetal y el índice de área foliar, por otra parte, la temperatura superficial y el gradiente térmico en la capa superior del suelo reaccionan a la radiación neta. Esto permite calcular el flujo de calor del suelo a través de la relación G/R_n usando la ecuación empírica desarrollada por (Bastiaanssen, 2000):

$$\frac{G}{R_n} = \frac{(T_s - 273.15)}{\alpha} (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2)(1 - 0.98NDVI^4) \quad (19)$$

Donde T_s es la temperatura superficial ($^{\circ}\text{K}$); α es el albedo de la superficie y $NDVI$ es el índice de vegetación de diferencia normalizado.

Flujo de calor sensible del aire. Es la tasa de pérdida de calor del aire por convección y conducción, debido a una diferencia de temperatura. El flujo de calor sensible es la variable más difícil de estimar en el algoritmo SEBAL ya que esta depende de la resistencia aerodinámica. Este parámetro es calculado con la ecuación descrita por (Allen *et al.*, 2002):

$$H = \frac{(\rho * C_p * dT)}{r_{ah}} \quad (20)$$

Donde ρ es la densidad del aire (kgm^{-3}); C_p es la capacidad de calor específico del aire, su valor equivale a ($1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$); dT es la diferencia de temperaturas ($T_1 - T_2$) entre dos alturas (z_1 y z_2); r_{ah} es la resistencia aerodinámica para el transporte de calor sensible entre la superficie y la altura de referencia (sm^{-1}). Este parámetro se calcula con la siguiente ecuación:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* * k} \quad (21)$$

Donde z_1 y z_2 son las alturas en metros sobre la superficie, generalmente son utilizados z_1 igual a 0.1 m cercano al suelo y z_2 igual a 2.0 m altura de la vegetación (Bastiaanssen, 1995); k es la constante de Von Karma (0.41) y u_* es la velocidad de fricción (mseg^{-1}).

La velocidad de fricción se calcula usando el perfil logarítmico del viento para la condición de estabilidad neutral:

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)} \quad (22)$$

Donde k es la constante de Von Karma (0.41); u_{200} es la velocidad del viento (mseg^{-1}) a una altura de 200 m y z_{om} es el coeficiente de rugosidad (m).

El cálculo de la velocidad del viento a una altura de 200 m, donde se asume que los efectos de la rugosidad de la superficie son despreciables, es calculado mediante la expresión:

$$u_{200} = \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)}{k} \quad (23)$$

Donde u_* es la velocidad de fricción en la estación meteorológica; k es la constante de Von Karma (0.41) y z_{om} es el coeficiente de rugosidad (m).

Para el cálculo de la resistencia aerodinámica r_{ah} , se requiere una serie de iteraciones para determinar el valor de r_{ah} , el cual considere los impactos de la inestabilidad atmosférica. Para calcular el valor inicial de r_{ah} suponiendo condiciones atmosféricas neutrales se utiliza la ecuación (21). Para determinar la diferencia de temperatura cerca de la superficie dT , para cada pixel se asume una relación lineal entre dT y T_s (Bastiaanssen, 1995):

$$dT = b + aT_s \quad (24)$$

Donde T_s es la temperatura superficial; a y b son coeficientes de correlación. Para definir estos coeficientes, SEBAL utiliza dos pixeles "ancla". Estos son denominados como "pixel frío" y "pixel caliente". El pixel frío se selecciona con una superficie de cultivo con cobertura completa y bien irrigada en donde se supone que la temperatura de la

superficie y el aire son similares. El pixel caliente se selecciona como un campo seco, de suelo desnudo, donde se supone que la ET es cero.

Según (Bastiaanssen, 1995), se asume que en el pixel frío la $ET = R_n - G$, es decir, que toda la energía disponible se utiliza para evaporar el agua, de modo que H es igual a cero. Algunas características que se tienen en cuenta a la hora de seleccionar el pixel frío, es que represente una zona agrícola, que tenga un LAI alrededor de 3 y que el albedo superficial este en un rango de 0.22 a 0.24.

Las características para la selección del pixel caliente, recomendadas por (Bastiaanssen, 1995), es que este ubicado en un campo agrícola que presente suelo desnudo, donde se supone que ET es igual a cero, el índice LAI este en un rango de 0 a 0.4.

El flujo de calor sensible en el pixel frío se define como:

$$H_{(frío)} = R_n - G - \lambda ET_{frío} \quad (25)$$

Según estudios realizados por (Allen *et al.*, 2002), en campos agrícolas con condiciones de cobertura vegetal densa y bien irrigados tienen aproximadamente la ET un 5% mayor que la ET de referencia (ET_r), por lo tanto $ET_{frío}$ se calcula como:

$$H_{(frío)} = 1.05 * ET_r \quad (26)$$

De esta forma se obtiene una nueva ecuación para determinar $H_{(frío)}$:

$$H_{(frío)} = R_n - G - 1.05\lambda ET_r \quad (27)$$

Donde R_n es la radiación neta calculada con la ecuación (14), presentada en el pixel frío; G es el flujo de

calor del suelo estimada mediante la ecuación (19), que presenta el pixel frío; λ es el calor latente de vaporación (Jkg^{-1}), que representa el calor absorbido cuando un kilogramo de agua se evapora. Se calcula como:

$$\lambda = [2.501 - 0.00236(T_s - 273.15)] \times 10^6 \quad (28)$$

Con el cálculo de los parámetros anteriores, se estima dT en el pixel frío utilizando la inversa de la ecuación (20):

$$dT_{frio} = \frac{H_{frio} * r_{ahfrio}}{\rho_{frio} * C_p} \quad (29)$$

Donde H_{frio} es el flujo de calor sensible en el pixel frío ecuación (25); r_{ahfrio} es la resistencia aerodinámica para el transporte de calor en el pixel frío ecuación (21); C_p es la constante de capacidad de calor específico del aire ($1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$); ρ corresponde a la densidad del aire en el pixel frío.

La densidad del aire es determinada por las ecuaciones normales de presión atmosférica y la ley universal de los gases:

$$\rho_{air} = \frac{1000P}{1.01(T_s - dT)R} \quad (30)$$

Donde ρ_{air} es la densidad del aire; R es la constante de gas específico ($287 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$); $T_s - dT$ corresponde a la temperatura del aire cerca de la superficie en el pixel; P es la medida de la presión atmosférica para la elevación del pixel que es calculada como una función exponencial:

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad (31)$$

Donde 293 es la temperatura del aire estándar ($^{\circ}\text{K}$), usada por Environmental and Water Resources Institute (EWRI por sus siglas en inglés) en la estandarización de la ET ; z es la altura sobre el nivel del mar.

Para la estimación del flujo de calor sensible en el pixel caliente, se tiene en cuenta el supuesto que en un campo agrícola sin vegetación o seco la ET es igual a cero. Teniendo como resultado:

$$H_{caliente} = R_{n(caliente)} - G_{(caliente)} \quad (32)$$

Donde $R_{n(caliente)}$ y $G_{(caliente)}$, son los valores de radiación neta y flujo de calor del suelo estimado para el pixel caliente. Análogamente se calcula la diferencia de temperatura cerca de la superficie para el pixel caliente, utilizando la ecuación (29).

Teniendo finalmente los valores dT para cada uno de los pixeles ancla y con ayuda de una hoja de cálculo, se gráfica los valores de dT_{frio} en relación con T_{sfrio} y $dT_{caliente}$ en relación con $T_{scaliente}$. El resultado obtenido es similar a la Figura 3.

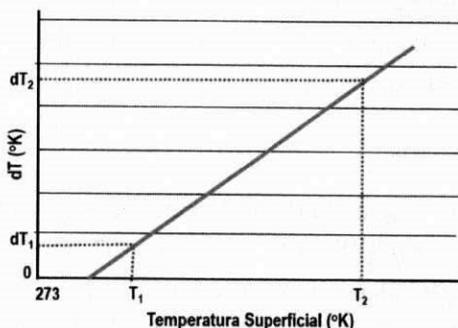


Figura 3. Gráfico de la diferencia de temperatura cerca de la superficie (dT) en relación a la temperatura superficial (T_s) (Fuente: Allen *et al.*, 2002).

Con la ecuación de la recta resultante, se tienen los coeficientes a y b , resultado de la relación lineal $dT = b + aT_s$. El diferencial de temperatura (dT) para cada pixel de la imagen se puede calcular usando los coeficientes a y b y la

imagen de temperatura superficial (T_s), con este resultado se tiene una aproximación para la temperatura del aire:

$$T_a = T_s - dT \quad (33)$$

Donde T_s es la temperatura superficial y dT es la diferencia de temperatura estimada con la ecuación (29). Se puede calcular la primera estimación de H , para cada pixel suponiendo condiciones atmosféricas neutras utilizando la ecuación (20).

ET instantánea. Es la cantidad de calor perdido por la superficie debido a la gran evapotranspiración. Este parámetro se puede calcular para cada pixel de la imagen como un residuo del balance de energía. Siendo λET un valor instantáneo para el momento en que el satélite toma la imagen (wm^{-2}). Un valor instantáneo de ET está dado por (Bastiaanssen *et al.*, 2002):

$$ET_{inst} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda} \quad (34)$$

Donde ET_{inst} es el valor instantáneo de la evapotranspiración (ET); el término 3600 es para expresar ET en (mmhr^{-1}) y λ es el calor latente de vaporación (Jkg^{-1}).

Fracción de ET de referencia ($ET_r F$). Esta fracción se obtiene mediante la relación entre la evapotranspiración instantánea (ET_{inst}) calculada y la evapotranspiración de referencia (ET_r) (Bastiaanssen *et al.*, 2002):

$$ET_r F = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad (35)$$

La $ET_r F$ es un término equivalente al coeficiente del cultivo K_c , se utiliza para extrapolar el valor de la ET instantánea estimada en el momento de la toma de la imagen a 24 horas o períodos más largos.

Evapotranspiración diaria (ET_{24}). Los valores de ET diaria son a menudo más útiles que los valores de ET instantánea, con el fin de tener valores de ET diaria se asume que la ET_rF se mantiene aproximadamente constante durante las 24 horas del día (Shuttleworth *et al.*, 1989; Brutsaert, 1992). Con esta condición la ET_{24} se calcula con la siguiente ecuación:

$$ET_{24} = ETrF * ETr_{24} \quad (36)$$

Donde $ETrF$ es la fracción de ETr y ETr_{24} es la evapotranspiración de referencia acumulada para el día de la imagen.

Evapotranspiración acumulada. El cálculo de la ET_{24} proporciona una buena indicación de su distribución espacial en el sistema de riego. Sin embargo, estos valores son representativos para la fecha específica de la imagen, por esta razón cuando se quiere hallar valores de ET_{acum} es necesario aplicar la metodología propuesta por (Tasumi *et al.*, 2000), donde se obtienen los valores de ET_{acum} por medio del cálculo de los valores diarios de la evapotranspiración de referencia (ETr) para todo el período de interés, utilizando el método de Penman-Monteith y los datos de estaciones meteorológicas. De esta forma se tiene la ecuación:

$$ET_{acum} = \sum(ET_{24}) \left(\frac{ETrF_{acum}}{ETr_{24}} \right) \quad (37)$$

Generación de mapas en el software "QGIS"

En el software "QGIS" se pueden generar los mapas temáticos de los parámetros determinados en el modelo SEBAL. Este software ofrece crecientes capacidades de diseño e impresión, permite añadir elementos a la vista, como: etiquetas de texto, imágenes, leyendas, barras de escala, formas básicas, flechas, tablas de atributos, etc. La

finalidad de los mapas es observar la variabilidad espacial de los parámetros de estudio en el área o parcelas de interés.

Caso de Estudio

Con la finalidad de aplicar la metodología propuesta para la estimación de consumo de agua en los cultivos, se consideró una unidad de producción de maíz forrajero ubicada geográficamente a una latitud norte de $25^{\circ} 37' 56.9''$ y $103^{\circ} 20' 30.1''$ longitud oeste, a una altura de 1118 msnm (Figura 4). El maíz forrajero se sembró el 26 de marzo y se cosecho el 29 de julio del ciclo primavera - verano 2017, cumpliendo un ciclo vegetativo de 124 días. La densidad de siembra fue de aproximadamente 105 mil plantas por hectárea (estableciendo ocho plantas por metro y espaciamento entre surcos de 76 cm). La textura del suelo del área de estudio es franco-arcilloso.



Figura 4. Área de estudio ubicado en la Región Lagunera de Coahuila, dispone de una superficie de 45 ha con sistema de riego por gravedad.

Para desarrollar el modelo SEBAL, se utilizaron seis imágenes de satélite Landsat 8 obtenidas por sensores OLI y TIR, estas se descargaron desde la plataforma de la USGS. La

denominación de las imágenes fueron 30 en Path (franja vertical) y 42 en Row (fila horizontal). En el Cuadro 4 se presentan las fechas de las imágenes descargadas para cubrir el ciclo vegetativo del maíz forrajero. Cabe mencionar que no fue posible procesar la imagen del 14 de julio por nubosidad en el área de estudio.

Cuadro 4. Fecha de las imágenes de satélite Landsat 8 descargadas para estimar consumo de agua en maíz forrajero.

Fecha de imagen	Días Después de Siembra (DDS)
25 abril 2017	29
11 mayo 2017	45
27 mayo 2017	61
12 junio 2017	77
28 junio 2017	93
30 julio 2017	125

En el Cuadro 5 se presentan los datos climáticos promedios registrados por la estación climatológica del Campo Experimental La Laguna, perteneciente a la red de estaciones meteorológicas del INIFAP, la cual se ubica cerca del área de estudio. La información climática se adquirió durante todo el ciclo vegetativo del maíz forrajero (marzo - julio), y fue importante para la calibración interna del modelo SEBAL.

Cuadro 5. Variables climáticas promedio utilizadas para la calibración del modelo SEBAL durante el período marzo-julio 2017.

Mes	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio
Temperatura Máxima (°C)	29.6	33.3	35.4	35.9	34.2
Temperatura Mínima (°C)	11.4	14.8	18.5	21.8	21.7
Temperatura Promedio (°C)	20.9	24.7	27.6	29.6	27.7
Humedad Relativa (%)	32.2	21.8	24.2	29.4	42.1
Radiación Solar (wm^{-2})	519.3	576.0	568.5	611.9	565.8
Velocidad del Viento ($Kmhr^{-1}$)	2.3	2.9	3.2	3.1	2.9
Precipitación Acumulada (mm)	23.6	0.0	2.2	0.0	38.2

Después de convertir los niveles digitales (DN) de la imagen a parámetros físicos para obtener la radiancia espectral y la reflectancia, se procedió a calcular el albedo superficial y los índices de vegetación: *NDVI*, *SAVI* y *LAI* mediante las ecuaciones descritas anteriormente. En el Cuadro 6 se observa que los menores valores de albedo superficial se presentaron a los 77 y 93 DDS, cuando el maíz se encontraba en la etapa de mediados o maduración. Por tanto, los valores de albedo disminuyen cuando existe mayor cobertura vegetal.

Con referencia a los índices de vegetación, sus máximos valores se presentaron en la etapa de maduración del cultivo (93 DDS).

Cuadro 6. Valores estimados de albedo superficial e índices de vegetación del maíz forrajero mediante uso de imágenes de satélite Landsat 8.

Fecha de imagen	(DDS)	Albedo Sup (Adim)	<i>NDVI</i>	<i>SAVI</i>	<i>LAI</i>
25 abril 2017	29	0.26	0.37	0.25	0.33
11 mayo 2017	45	0.24	0.62	0.40	0.77
27 mayo 2017	61	0.23	0.71	0.54	1.48
12 junio 2017	77	0.18	0.73	0.58	1.84
28 junio 2017	93	0.18	0.77	0.60	2.13
30 julio 2017	125	0.32	0.51	0.38	0.70

Sup = superficial; Adim = adimensional.

En la Figura 5 se presentan los mapas del índice de vegetación *NDVI* a los 29, 45, 93 y 125 DDS. El rango de valores de *NDVI* que se presentaron durante todo el ciclo vegetativo del maíz fue de 0.15 a 0.77; por lo que no exhibió valores cercanos a uno (+1), lo que indica que el cultivo no presentó un desarrollo potencial por diferentes causas, las cuales se pueden atribuir a : estrés hídrico, deficiencia de nitrógeno, problemas de salinidad y sodicidad, presencia de

plagas y enfermedades, etc. Esto se confirma por el bajo índice de área foliar registrado en la etapa de maduración.

En el Cuadro 7 se presentan los resultados de la estimación de la temperatura superficial, la cual se realizó con base en la función de Planck's, los valores mínimos de temperatura se presentan a los 93 DDS en la etapa de maduración del cultivo, donde presenta el mayor índice de área foliar. Murillas y Londoño (2014) mencionan que las bajas temperaturas superficiales se presentaron en áreas con mayor vegetación y las altas temperaturas en las zonas urbanas y suelos desnudos.

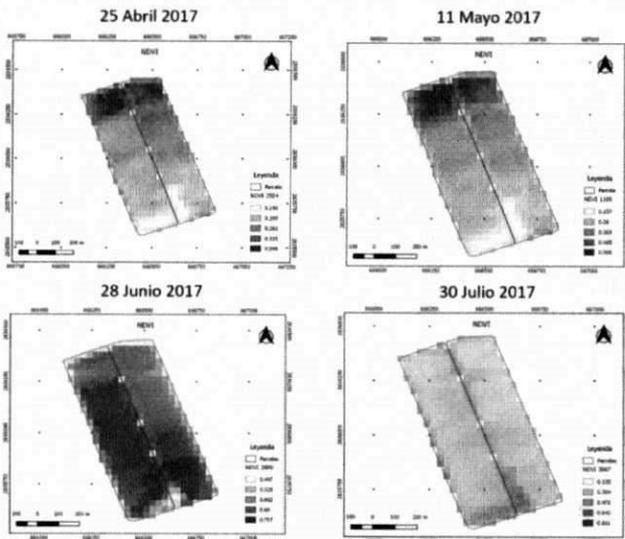


Figura 5. Mapas del índice de vegetación *NDVI* del maíz forrajero durante los 29, 45, 93 y 125 DDS.

Cuadro 7. Rango de valores estimados de temperatura superficial mediante imágenes Landsat 8 y el modelo SEBAL.

Fecha de imagen	(DDS)	Valor Mín. Temp. Sup. (°K)	Valor Max. Temp. Sup. (°K)	Valor Prom. Temp. Sup. (°K)
25 abril 2017	29	321.7	326.3	324.9
11 mayo 2017	45	307.6	320.9	317.7
27 mayo 2017	61	308.0	312.9	309.9
12 junio 2017	77	303.5	307.3	304.3
28 junio 2017	93	297.4	300.9	298.4
30 julio 2017	125	303.9	305.4	304.7

Max. = máximo; Mín. = mínimo; Prom. = promedio.

En el Cuadro 8 se presentan los rangos de los valores estimados de radiación neta (R_n), flujo de calor de suelo (G) y flujo de calor sensible del aire (H) durante el ciclo vegetativo del maíz forrajero. Los valores más altos de R_n corresponden a las imágenes del 12 y 28 de junio, cuando el maíz se encontraba en la etapa de mediados o maduración, en esta etapa el cultivo presenta mayor índice de área foliar. Barbosa *et al.*, (2005), obtiene a través de SEBAL valores de R_n entre 430 y 700 wm^{-2} ; donde los valores más bajos se presentaron en zonas en suelos descubiertos, en contraste los valores más altos, se presentaron en zonas en buena cobertura vegetal y cultivos de algodón recién irrigados.

Respecto al flujo de calor de suelo (G), los valores más bajos se presentaron en la imagen del 28 de junio (93 DDS), esto se debió, a que el maíz presentaba mayor índice de área foliar, por lo tanto, menor fue el flujo de calor de suelo. En trabajo realizado por Albhaisi, (2004) reportó estimaciones similares, donde los valores más bajos correspondieron a zonas con pastizales naturales, bosques y cobertura con vegetación densa; los valores medios recayeron a cuerpos de agua y los valores más altos a zonas urbanas y suelos desnudos.

Con respecto, al flujo de calor sensible del aire (H) se estimaron valores durante todo el ciclo vegetativo de 226.3 a 338.2 $\text{w}\cdot\text{m}^{-2}$. El mayor valor de H se presentó un día después de la cosecha de maíz. Castañeda (2013) reportó rango de valores de H de 37 a 420 $\text{w}\cdot\text{m}^{-2}$ en una región del Distrito de Riego Yaqui (Sonora, México), donde los valores más altos se presentaron en zonas de suelo desnudo y los valores más bajos se identificaron en zonas con mayor cobertura del cultivo.

Cuadro 8. Rango de valores estimados de radiación neta, flujos de calor de suelo y sensible del aire mediante imágenes Landsat 8 y modelo SEBAL.

Fecha de imagen	(DDS)	R_n ($\text{w}\cdot\text{m}^{-2}$)	G ($\text{w}\cdot\text{m}^{-2}$)	H ($\text{w}\cdot\text{m}^{-2}$)
25 abril 2017	29	406.5 - 543.6	130.9 - 140.8	297.2 - 324.1
11 mayo 2017	45	434.2 - 723.9	106.4 - 139.9	269.9 - 358.9
27 mayo 2017	61	459.6 - 672.3	95.4 - 124.6	276.5 - 279.1
12 junio 2017	77	644.9 - 719.6	79.1 - 99.3	226.3 - 249.5
28 junio 2017	93	645.9 - 719.4	58.5 - 90.3	254.7 - 280.6
30 julio 2017	125	479.2 - 620.2	96.9 - 102.4	325.1 - 338.2

En el Cuadro 9 se presenta una comparación de la evapotranspiración instantánea calculada por el algoritmo SEBAL y la estimada por el método de Penman Monteith de la estación climatológica del Campo Experimental La Laguna. La estimación de la evapotranspiración por el algoritmo SEBAL se realizó con cinco imágenes de satélite, las cuales cubrieron la mayor parte del ciclo vegetativo.

La comparación entre ambos métodos presentó un error relativo promedio de 13.0%, siendo la primera imagen la que presentó mayor error relativo. Durante esa fecha, el cultivo tenía 29 días después de la siembra (DDS), por lo cual, estaba finalizando la etapa inicial y comenzando la etapa de desarrollo de cultivo.

Cuadro 9. Comparación de la evapotranspiración instantánea calculada por el modelo SEBAL y la estimada por una estación climatológica mediante el método Penman Monteith.

Fecha de imagen	DDS	ET_{inst} Estación (mmhr ⁻¹)	ET_{inst} SEBAL (mmhr ⁻¹)	Error Abs. (mmhr ⁻¹)	Error Rel. (%)
25 abril 2017	29	0.56	0.16	0.40	71.7
11 mayo 2017	45	0.53	0.51	0.02	3.7
27 mayo 2017	61	0.43	0.44	-0.01	-2.2
12 junio 2017	77	0.58	0.60	-0.02	-3.8
28 junio 2017	93	0.56	0.58	-0.02	-4.3

ET_{inst} = evapotranspiración instantánea; Abs. = absoluto; Rel. = relativo.

En la Figura 6 se presentan los mapas del coeficiente de cultivo (K_c) estimados durante el ciclo vegetativo del maíz forrajero, se observa un rango de K_c de 0.28 hasta 1.04, valores muy similares a los reportados en el manual 56 (FAO, 2006), presentando una diferencia relativa entre ambos resultados de 3.3%.

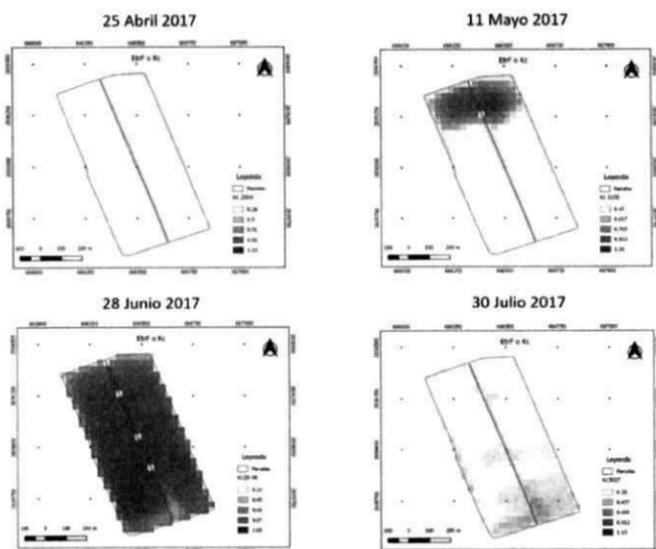


Figura 6. Mapas de coeficiente de cultivo K_c del maíz forrajero durante los 29, 45, 93 y 125 DDS.

En el Cuadro 10 se presenta la comparación de la evapotranspiración diaria real de cultivo, calculada por el modelo SEBAL y la determinada por el método de Penman Monteith empleando los coeficientes duales ($K_{cb} + K_e$) proporcionados en el manual 56 (FAO. 2006), para este cálculo también se utilizaron los datos climáticos de la estación del Campo Experimental La Laguna. Al igual que la evapotranspiración instantánea se emplearon las mismas cinco imágenes obtenidas por el satélite Landsat 8 para realizar la estimación de la evapotranspiración real diaria. Esta comparación presentó un error relativo promedio de 7.4%. García y Llellish (2011), reportaron un error relativo menor al 10% comparando las mismas metodologías para determinar la evapotranspiración en el Humedal Paraíso – Huacho, Perú.

Cuadro 10. Comparación de la evapotranspiración de cultivo diaria (24 horas) estimada por el modelo SEBAL y la calculada por el método Penman Monteith y coeficientes duales.

Fecha de imagen	DDS	ET_c $E_{to}^*(K_{cb}+K_e)$ (mmdía^{-1})	ET_c SEBAL (mmdía^{-1})	Error Abs. (mmdía^{-1})	Error Rel. (%)
25 abril 2017	29	1.70	1.76	-0.06	-3.4
11 mayo 2017	45	6.30	6.01	0.29	4.6
27 mayo 2017	61	7.30	5.93	1.37	18.8
12 junio 2017	77	6.90	6.43	0.47	6.8
28 junio 2017	93	6.80	6.09	0.71	10.4

ET_c = evapotranspiración real de cultivo diaria.

En la Figura 7 se presentan los mapas de la evapotranspiración real de cultivo estimada a los 29, 45, 93 y 125 DDS. Existiendo variabilidad en los valores en cada imagen procesada. Esto se puede atribuir a factores como: variabilidad de suelo (características físico-químicas), manejo del riego, presencia de plagas, deficiencia de nitrógeno, etc.

La estimación de la evapotranspiración acumulada durante el ciclo vegetativo del maíz forrajero (124 días) por el algoritmo SEBAL fue de 523.3 mm. De igual forma, se realizaron corridas con los softwares Cropwat 8.0 e Irrinet, ambos programas calculan el consumo de agua de los cultivos y a su vez generan una programación de riego para optimizar el uso de agua. Estos programas utilizan el método de Penman Monteith y coeficientes duales para estimar la evapotranspiración de cultivo.

Los softwares presentaron evapotranspiraciones acumuladas de 459.9 y 517.5 mm respectivamente, comparando estos resultados con la evapotranspiración acumulada calculada por SEBAL, presentó errores relativos de -13.8% con relación al software Cropwat 8.0 y -0.01% con Irrinet. El Cropwat 8.0 opera con una base de datos climáticos históricos, y la estación se ubica aproximadamente a 25 km del área de interés. Por su parte, el Irrinet utiliza datos climáticos de la red de estaciones de INIFAP a tiempo real. Para este caso de estudio, se emplearon los datos de la estación del Campo Experimental La Laguna, eso explica el bajo error relativo de los valores estimados por SEBAL e Irrinet. En un trabajo realizado por Koloskov *et al.*, (2007) reportó una diferencia del 3.5% comparando ambos métodos (SEBAL y Penman Monteith con coeficientes duales).

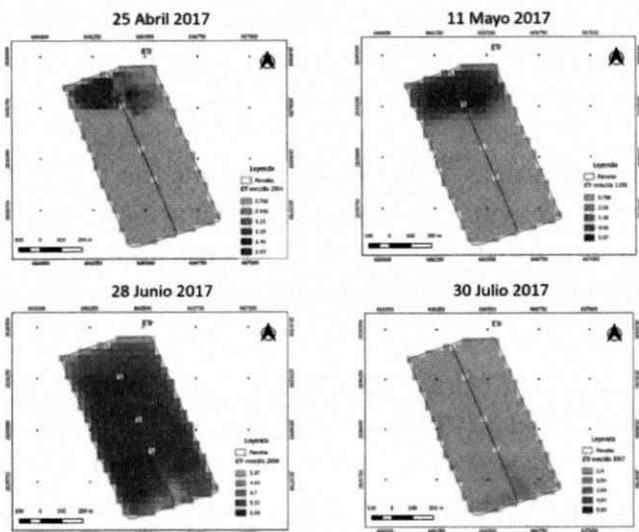


Figura 7. Mapas de evapotranspiración real de cultivo diaria de del maíz forrajero durante los 29, 45, 93 y 125 DDS.

Conclusión

En base a los resultados presentados en este manuscrito, se puede concluir la factibilidad de utilizar imágenes de satélite Landsat 8 y el algoritmo SEBAL para estimar la evapotranspiración real en cultivos forrajeros en sus diferentes conceptos (instantánea, diaria y acumulada).

Este algoritmo permitió la estimación del consumo de agua de maíz forrajero de 523.3 mm equivalentes a 5,233 m^3ha^{-1} . Sin embargo, es necesario realizar pruebas adicionales que permitan seguir evaluando la metodología para ajustar el algoritmo y mejorar su precisión en la estimación del consumo de agua. De igual forma, se recomienda usar el modelo SEBAL con imágenes de mejor resolución para estimar la evapotranspiración y comparar sus resultados con los obtenidos con el satélite "Landsat 8".

Literatura consultada

Aguilera, C. y R. Martínez E. 1996. Relaciones Agua, Suelo, Planta, Atmósfera. 4a ed. Universidad Autónoma Chapingo. Chapingo, México.

Albhaisi, M. 2004. Estimating Evapotranspiration by Hyperspectral Remote Sensing and GIS of Doode Bemde Wetland, Belgium. Master of Science in Physical Land Resources. Universiteit Gent Vrije Universiteit Brussel Belgium, June. p.61.

Allen, R., Tasumi, M., Trezza, R. y W. Bastiaanssen. 2002. SEBAL, Surface Energy Balance Algorithms for Land. Advance Training and Users Manual. Idaho: a NASA EOSDIS/Synergy grant from the Raytheon Company University of Idaho.

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. & Smith, M., 2006. Evapotranspiración del Cultivo: Guías para la Determinación de Agua de los Cultivos. Estudio FAO Riego y Drenaje. Roma: FAO Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación.

Barbosa, B., Miranda López, G., y Vieira de Azevedo, P. 2005. Balance de Radiación en Areas Irrigadas Utilizando Imagenes LandSat 5 - TM. Revista Brasileira de Meteorología, 20(2), pp.243-52.

Bastiaanssen, W. 1995. Regionalization of surface flux desities and moisture indicators in composite terrain: a remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates. Land bouw universiteit te Wageningen, 109, p.273.

Bastiaanssen, W., 2000. SEBAL- based Sensible and Latent Heat Fluxes in the Irrigated Gediz Basin, Turkey. Journal of Hydrology, 229(1), pp.87-100.

Bastiaanssen, W., Allen, R., Tasumi, M., y R.Trezza. 2002. Surface Energy Balance Algorithms for Land SEBAL. Idaho Implementation. Advanced Training and Users Manual. p. 92.

Bisht, G., Venturini, V., Islam, S. y Jiang, L. 2005. Estimation of the Net Radiation Using MODIS (moderate resolution imaging spectroradiometer) Data for Clear Sky Days. Remote Sensing of Environment 97, 97(1), pp.52-67.

Brutsaert, W. 1992. Application of self-preservation in the diurnal evolution of the surface energy balance budget to determine daily evaporation. Journal of Geophysical Research.

Castañeda, C.R. 2013. Estimación de la evapotranspiración mediante un balance de energía utilizando sensores remotos. Tesis Maestría. Montecillo, México. Colegio de Postgraduados. Institución de enseñanza e investigación en Ciencias Agrícolas.

CONAGUA. 2005. Percepción Remota. Fundamentos de teledetección espacial. Comisión Nacional de Agua. Subdirección General de Programación. Subgerencia de Informática y Sistema Geográfico del Agua. <http://siga.conagua.gob.mx/SIGA/Percepcion/Fundamentos%20de%20eledetecci%C3%B3n%20espacial.PDF>. Fecha: 18 septiembre 2017.

Cristóbal, J., M. Ninyerola., X. Pons., P. Llorens., y R. Poyatos. 2009. Estimación de la Radiación Neta a Escala Regional Mediante Imágenes de Teledetección y Modelización SIG. Teledetección: Agua y desarrollo sostenible, pp.389-92. <http://www.aet.org.es/congresos/xiii/cal98.pdf>. Fecha: 21 Agosto 2017.

FAO, 2006. Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Roma, Italia: Estudio FAO Riego y Drenaje. <ftp://ftp.fao.org/agl/aglw/docs/idp56s.pdf>. Fecha: 15 abril 2017.

García, E., y M.A. Llellish. 2011. Estimación espacial de la evapotranspiración mediante imágenes de satélite Landsat y el modelo SEBAL en el humedal Paraíso - Huacho. Proyecto Libro Digital. Encuentro Científico Internacional. Revista ECIPERÚ. Lima, Perú.

Huete, A.R., 1988. A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, 25(3), pp.295-309.

Iglesias, M. R. 2016. Estimación de evapotranspiración real en trigo con distintas condiciones de estrés hídrico: aplicación de modelos y sensores remotos. Tesis Maestría. Facultad de Matematica, Astronomía, Física y Computación. Universidad Nacional de Córdoba. Córdoba, Argentina.

INEGI. 2017. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Imágenes de Satélite.

<http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/imgpercepcion/imgsatelite/elementos.aspx>. Fecha: 30 junio 2017.

Koloskov, G., Mukhamejanov, K., y T. W. Tanton. 2007. Monin-Obukhov length as a cornerstone of the SEBAL calculations of evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 335, p.p. 170 - 179.

Murillas, R., A., y E., A., Londoño, C. 2014. Estimación de la evapotranspiración en cultivos de arroz con sensores remotos. Tesis Licenciatura. Universidad del Valle. Facultad de Ingeniería. Escuela de Ingeniería Civil y Geomática. Santiago de Calif. Colombia.

Núñez, J., C. M. 2009. Modelación del flujo de calor del suelo y aplicación de algoritmo de cálculo de evapotranspiración mediante teledetección. Tesis Magíster en Ciencias de la Ingeniería. Santiago de Chile: Pontificia Universidad Católica de Chile.

Pérez. 2007. Introducción a los Sensores Remotos. Aplicaciones en Geología. http://aviris.gl.fcen.uba.ar/Curso_SR/Guia_Curso_sr_2007.pdf. Fecha: 15 octubre 2017.

Rouse, J.W. 1974. Monitoring the Vernal Advancement and Retrogradation of Natural Vegetation. Texas: Texas A & M University, Remote Sensing Center.

Shuttleworth, W., Gumer, R., Hsu, A., y J. Omsby. 1989. FIFE: the variation in energy partitioning at surface flux sites, remote sensing and large scale global processes. International Association of Hydrological Sciences. p.p. 67 - 74.

Tasumi, M., Bastiaanssen, W., y Allen, R. 2000. Application of the SEBAL methodology for estimating consumptive use of water and stream flow depletion in the Bear River Basin of Idaho through Remote Sensing. Reporte Final. Idaho, USA.: EOSDIS Project Report, Raytheon Systems Company and the University of Idaho, USA.

USGS. 2017. Servicio Geológico de los Estados Unidos. <https://landsat.usgs.gov/>. Fecha: 28 marzo 2017.

Velasco, E., y Bernabé, R.M., 2004. Emisiones Biogénicas. Primera Edición ed. Ciudad de México D.F., México: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales: Instituto Nacional de Ecología.

Villagarcía, L., Were, A., García, M., y F. Domingo. 2010. Sensitivity of a clumped model of evapotranspiration to surface resistance parameterisations: Application in a semi-arid environment. Agricultural and Forest Meteorology. p.p. 1068 - 1078.

Villaman, R. P., L. Tijerina C., A. Quevedo N., y G. Crespo Pichardo. 2001. Comparación de métodos micrometeorológicos para estimar evapotranspiración. Revista TERRA. Volumen 19. Número 3. 281-291.

Centros Nacionales de Investigación Disciplinaria, Centros de Investigación Regional y Campos experimentales



- Sede de Centro de Investigación Regional
- Centro Nacional de Investigación Disciplinaria
- Campo experimental

Comité editorial del CENID-RASPA

Presidente: Dr. Ignacio Sánchez Cohen

Secretario: Dr. Juan Estrada Ávalos

Vocales: MC. Miguel Rivera González
MC. Gerardo Esquivel Arriaga

Revisores técnicos

Dr. Arturo Reyes González

Edición y diseño

MC. Gerardo Esquivel Arriaga
MC. Luis Ángel Hernández Martínez
Luis Antonio Jiménez López

La presente publicación se terminó de imprimir en
noviembre de 2017 en la imprenta Carmona, Impresores.
Blvd. Paseo del Sol No. 115, Col. Jardines del Sol. C.P. 27014.
Torreón, Coahuila.

Su tiraje consta de 500 ejemplares.

**CENTRO NACIONAL DE INVESTIGACIÓN DISCIPLINARIA EN
RELACIÓN AGUA-SUELO-PLANTA-ATMÓSFERA**

DR. JUAN ESTRADA ÁVALOS
Director

ING. ARMANDO ESTRADA GONZALEZ
Jefe de Operación

LIC. FLOR CARINA ESPINOZA DELGADILLO
Jefatura Administrativa

PERSONAL INVESTIGADOR

Bueno Hurtado Palmira
Catalán Valencia Ernesto Alonso
Cerano Paredes Julián
Constante García Vicenta
Delgado Ramírez Gerardo
Esquivel Arriaga Gerardo
González Barrios José Luis
González Cervantes Guillermo
Inzunza Ibarra Marco Antonio
Jacobo Salcedo María del Rosario
Macías Rodríguez Hilario
Muñoz Villalobos Jesús Arcadio
Nava Reyna Erika
Rivera González Miguel
Sánchez Cohen Ignacio
Trucíos Caciano Ramón
Villa Castorena María Magdalena
Villanueva Díaz José

El agua es un recurso limitante en la producción de alimentos, y este se agrava más en zonas con poca o nula precipitación. Por lo que, actualmente es fundamental el manejo eficiente de este recurso en la agricultura. Una acción importante para lograr esto, es aplicar solamente el volumen de agua requerida por el cultivo en todo su ciclo vegetativo. De ahí la importancia de conocer y utilizar diferentes métodos o técnicas que determinen las necesidades hídricas de los cultivos. Pero el uso de cada uno de ellos, estará en función de la información disponible de estaciones climatológicas, tanques evaporímetros, lisímetros, imágenes de satélite, entre otros.

SAGARPA

SECRETARÍA DE AGRICULTURA,
GANADERÍA, DESARROLLO RURAL,
PESCA Y ALIMENTACIÓN



inifap

Instituto Nacional de Investigaciones
Forestales, Agrícolas y Pecuarias