

Propuesta de proyecto final:

Título: Implementación de un modelo de balance de energía (SEBAL) para la determinación de la evapotranspiración diaria y mensual en zonas llanas de Cuba a partir de imágenes LANDSAT 5 TM.

Pedro Mártir Alvarez Amargós

CRECTEALC

2008-2009

Contenido	
Introducción	3
Objetivos	6
Materiales y Métodos	6
Fundamentación Teórica	11
Radiación neta	11
Radiación solar entrante	12
Albedo de la superficie	12
Radiación de onda larga saliente	12
Radiación de onda larga incidente.	14
Flujo de Calor del suelo (G)	14
Flujo de calor sensible (H)	14
Transporte aerodinámico	15
Determinación de constantes en la función para dT	15
Cálculo de la evapotranspiración	16
ET en 24 horas	16
Etapas propuestas del proyecto	17
Bibliografía	18

Introducción

La evaporación representa la cantidad de agua, que por el proceso físico de vaporización, se transfiere a la atmósfera proveniente del suelo. En un suelo con vegetación existe, además, una aportación de agua a la atmósfera por parte de la transpiración de las plantas, principalmente a través de los estomas. Ambos fenómenos, evaporación y transpiración, se dan al mismo tiempo en la naturaleza y, es por esto, que se usa el término de evapotranspiración para describir el proceso total de transferencia de agua a la atmósfera desde suelos con vegetación. La evapotranspiración constituye un importante elemento que enlaza el ciclo hidrológico y el balance de energía superficial, permitiendo a partir de la transferencia de masa y energía mantener unos niveles energéticos e hídricos adecuados en el sistema tierra-atmósfera (Sánchez y Chuvieco, 2000).

La evapotranspiración depende de dos tipos de factores: los climáticos y los propios de la superficie del área de estudio. Los factores climáticos son la radiación global, la velocidad del viento, la temperatura del aire y la humedad del aire. Los principales factores locales son el albedo, la emisividad de la superficie, la rugosidad del suelo, el tipo de planta, el tipo de suelo y el contenido de agua en el suelo (Delegido et al., 1991).

En la literatura se definen distintos tipos de ET, de acuerdo a los parámetros o factores considerados en su estimación, las principales son:

Evapotranspiración potencial (ETP)

(Definida por Charles Thornthwaite en 1948) Máxima cantidad de agua que puede evaporarse desde un suelo completamente cubierto de vegetación, que se desarrolla en óptimas condiciones, y en el supuesto caso de no existir limitaciones en la disponibilidad de agua. Según esta definición, la magnitud de la ETP está regulada solamente de las condiciones meteorológicas o climáticas, según el caso, del momento o período para el cual se realiza la estimación. Ha sido frecuentemente usada como un indicador de humedad o aridez climática.

Evapotranspiración de referencia o evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o)

La noción de ET_o ha sido establecida para reducir las ambigüedades de interpretación a que da lugar el amplio concepto de evapotranspiración y para relacionarla de forma más directa con los requerimientos de agua de los cultivos. Es similar al de ETP, ya que igualmente depende exclusivamente de las condiciones climáticas, incluso en algunos estudios son considerados equivalentes, pero se diferencian en que la ET_o es aplicada a un cultivo específico, estándar o de referencia, habitualmente gramíneas o alfalfa, de 8 a 15

cm de altura uniforme, de crecimiento activo, que cubre totalmente el suelo y que no se ve sometido a déficit hídrico.

Evapotranspiración real, actual o efectiva (ETr)

No obstante las mayores precisiones alcanzadas con la incorporación de algunos de los conceptos anteriores, las condiciones establecidas por ellos no siempre se dan en la realidad, y aquella evapotranspiración que ocurre en la situación real en que se encuentra el cultivo en el campo, difiere de los límites máximos o potenciales establecidos. Para referirse a la cantidad de agua que efectivamente es utilizada por la evapotranspiración se debe utilizar el concepto de evapotranspiración actual o efectiva, o bien, más adecuadamente, el de evapotranspiración real.

La ETr es más difícil de calcular que la ETP o ETo, ya que además de las condiciones atmosféricas que influyen en la ETP o ETo, interviene la magnitud de las reservas de humedad del suelo y los requerimientos de los cultivos. Para determinarla se debe corregir la ETP o ETo con un factor K_c dependiente del nivel de humedad del suelo y de las características de cada cultivo.

El conocimiento de la evapotranspiración (ET) con un nivel suficiente de precisión es fundamental actualmente, entre otros, en estudios hidrológicos, climáticos, agronómicos y ecológicos. Mediante este fenómeno se transfieren grandes volúmenes de agua desde el suelo (evaporación) y la vegetación (transpiración) a la atmósfera. Las diferencias entre la ET real y la ET potencial a resoluciones espaciales altas es de interés para la agricultura y la gestión de recursos hídricos, ya que es un indicador del déficit hídrico de los cultivos.

En la mayoría de los estudios de carácter regional o zonal es importante estimar el comportamiento espacial de la ET. Por lo general esto se realiza mediante su estimación en algunos puntos, y luego su extrapolación a escala regional. La estimación de la ET a escala local mediante estaciones meteorológicas en los últimos años ha mejorado de manera significativa y se cuenta con una ecuación de referencia, la ecuación de Penman-Monteith (Jensen, et al., 1990; Allen, et al., 1998).

Se estima que a escala global el 64 % del agua que precipita es evapotranspirada, y cerca de un 97 % de ésta lo es desde la superficie, mientras que el 3 % restante lo es desde cuerpos de agua. En zonas específicas del globo en muchos casos el agua que sale del sistema hidrológico puede llegar a un 90 % del agua precipitada, con lo cual hace más evidente que una estimación adecuada de la ET es fundamental.

La base de todos los procesos físicos que ocurren en la atmósfera está constituida por los flujos de energía sobre la superficie terrestre. Su adecuada formulación es esencial para la mejora de los modelos climáticos y de predicción meteorológica. Esto implica la necesidad de conocer los flujos de energía con una resolución espacial y temporal acorde con las necesidades de los modelos hidrológicos y de circulación atmosférica a escala sinóptica. Estos requisitos convierten a la teledetección en la técnica más adecuada para este tipo de estudios.

La teledetección es la herramienta más adecuada para detectar los cambios o anomalías regionales e incluso a escalas menores. Las medidas de teledetección permiten extender los modelos de cálculo de la ET a zonas amplias, donde no se dispone siquiera de datos meteorológicos.

La mayor parte de los modelos que usan información de teledetección como dato de entrada permiten estimar la ET potencial o real. Todos los estudios en este dominio se basan en el principio de conservación de la energía. Éstos se fundamentan en la distribución de la energía neta (R_n) en la superficie por medio del flujo de calor en el suelo (G), el flujo de calor sensible (H) y el flujo de calor latente (λE). Generalmente los estudios suponen que R_n y G son fácilmente calculables o conocidos. H y λE son cantidades muy difíciles de estimar. Normalmente se estima λE como residuo, mientras que H se obtiene a partir de condiciones específicas del aire y el intercambio de calor entre la superficie y un punto de referencia situado encima de ésta, además de las resistencias aerodinámicas y fisiológicas de la superficie.

Un gran número de investigadores han basado sus estudios en la ecuación de balance de energía usando datos de teledetección. Éstos sustituyen la temperatura radiométrica de superficie, obtenida por teledetección, por la temperatura aerodinámica (ver Friedl, 2002). En los últimos años se ha intentado mejorar la estimación de H , separando el aporte desde el suelo y la vegetación, y se han logrado avances significativos en el estudio de la estimación de λE . Los avances son importantes, pero, la falta de instrumentación específica restringe considerablemente la utilización de modelos sofisticados.

En este trabajo se intentará implementar una metodología basada en el algoritmo para el balance de energía terrestre SEBAL (Bastiaansen et al., 1998), la que se empleará en la determinación de la evapotranspiración real (ETR) a escala regional, de una zona llana en el este de Cuba, mediante el uso de una serie temporal de imágenes del satélite Landsat-5 TM y del Modelador de ERDAS. El resultado final consistirá en un conjunto de mapas digitales con una resolución espacial de 60 metros y con resolución temporal mensual de la evapotranspiración real de la zona. Esta información se validará con información proveniente de estaciones meteorológicas ubicadas en la zona de estudio o cercanas a esta.

Descripción del problema

- **Justificación**

En la actualidad el Servicio Meteorológico en Cuba cuenta con modelos que permiten el cálculo y mapeo de la evapotranspiración potencial de referencia a partir de datos climáticos obtenidos de estaciones meteorológicas; por lo general, estas no tienen una distribución apropiada y al existir variaciones climáticas importantes entre zonas próximas, muchas veces la extrapolación de estos datos brinda resultados alejados de la realidad. Al implementarse el algoritmo de balance de energía propuesto en este trabajo se esperan obtener resultados más próximos a la realidad en estas zonas donde la información climática es muy dispersa o incluso inexistente.

- **Objetivos**

Determinación de evapotranspiración y de componentes del balance energético en una zona llana del este de Cuba, mediante la implementación en ERDAS de una versión simplificada del modelo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), el cual se aplicará a imágenes Landsat 5.

- **Alcance**

Los modelos que se implementarán en este trabajo tendrán aplicación en zonas llanas, se requerirán imágenes Landsat TM 5, siempre con poca o ninguna cobertura nubosa (el algoritmo presupone cielo completamente despejado).

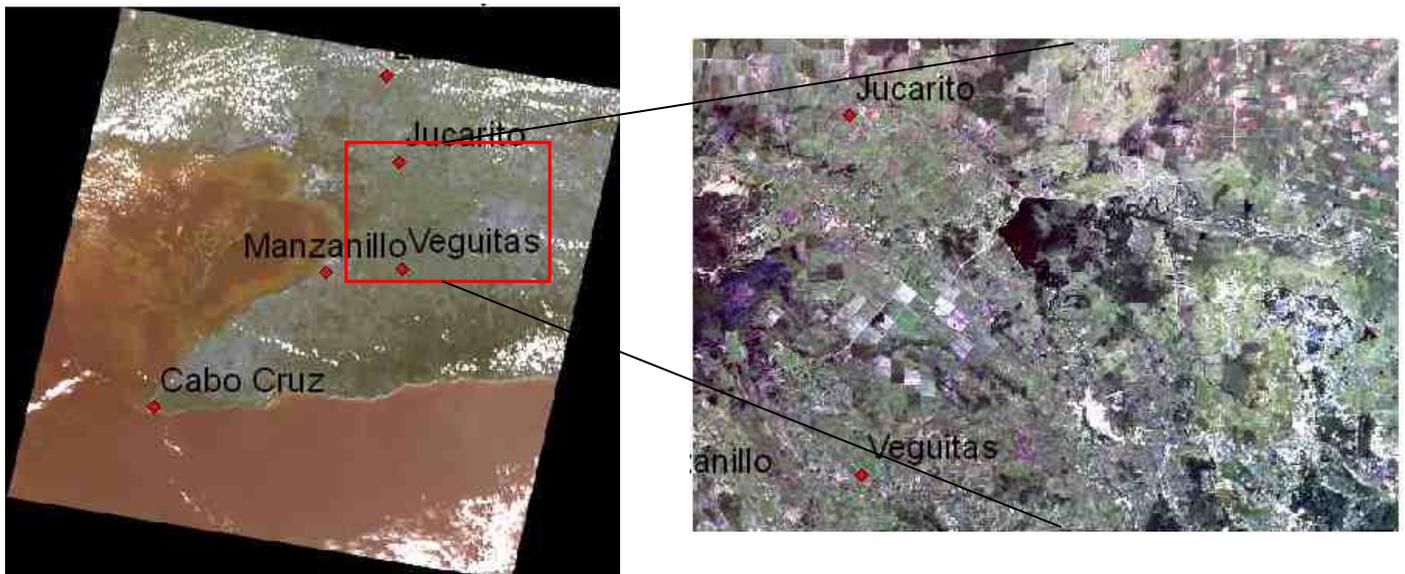
Materiales y Métodos.

Se emplearán imágenes Landsat 5 TM (las imágenes Landsat 7 disponibles presentan ruido) del path 12, row 46. Dentro de éstas se seleccionarán zonas llanas (de existir pendientes pronunciadas o elevaciones se necesitaría trabajar con un modelo digital de elevaciones para corregir los parámetros del balance radiativo); además, estas zonas deben incluir o estar próximas a estaciones meteorológicas.

Figura 1: Límites del path 12, row 46 de las imágenes Landsat TM 5 que se emplearon.



Figura 2: Imagen Landsat TM5 del Path 12 row 46 , subregión (subset) escogida para realizar el procesamiento de la imagen y ubicación de las estaciones meteorológicas cercanas o dentro de la región de estudio.



Las ecuaciones de balance radiativo y energético en la superficie del terreno (ver fundamentación teórica) serán implementadas en el modelador de ERDAS 8.4, así como el cálculo de índices relacionados con la vegetación (NDVI, SAVI, LAI).

El cálculo de la evapotranspiración de referencia a partir de datos de las estaciones meteorológicas se realizará empleando el método de Penman-Monteith.

La información agroclimática es suministrada por las estaciones del Instituto de meteorología de Cuba, localizadas dentro de la zona de estudio. Los datos requeridos varían según el modelo aplicado, en este caso, la evapotranspiración de referencia, calculada según la ecuación de Penman-Monteith descrita en el manual n°56 del manual de FAO (Allen et al. 1998).

Existen dos formas básicas mediante las cuales obtener evapotranspiración potencial a partir de imágenes de satélite, una se basa en la determinación lo más exacta posible de los valores de temperatura para cada pixel (más compleja pues la determinación de esta variable suele no ser del todo exacta), y la segunda se basa en la determinación de los flujos radiativos cercanos a la superficie del terreno. En este último método se basa el algoritmo SEBAL, el que se implementará en este trabajo en una versión simplificada. **La metodología propuesta es la misma empleada por Allen (2007) en la implementación de METRIC, un modelo basado en el SEBAL.**

Este algoritmo calcula los intercambios de energía entre el terreno y la atmósfera empleando percepción remota y modelos físicos de radiación.

Los datos de entrada claves son:

- ✓ Radiancia espectral en las bandas:
 - Visible
 - Infrarrojo cercano
 - Infrarrojo térmico

La salida consiste en la evapotranspiración real, para esto SEBAL calcula el balance completo de energía y radiación junto a las resistencias para el transporte de momentum, calor y vapor de agua **para cada pixel de la imagen.**

Las ecuaciones de balance radiativo de SEBAL (ver fundamentación teórica) serán programadas y editadas empleando la herramienta MODEL MAKER de ERDAS 8.4 (fig. 3).

Figura 3: Diagrama de flujo simplificado de SEBAL

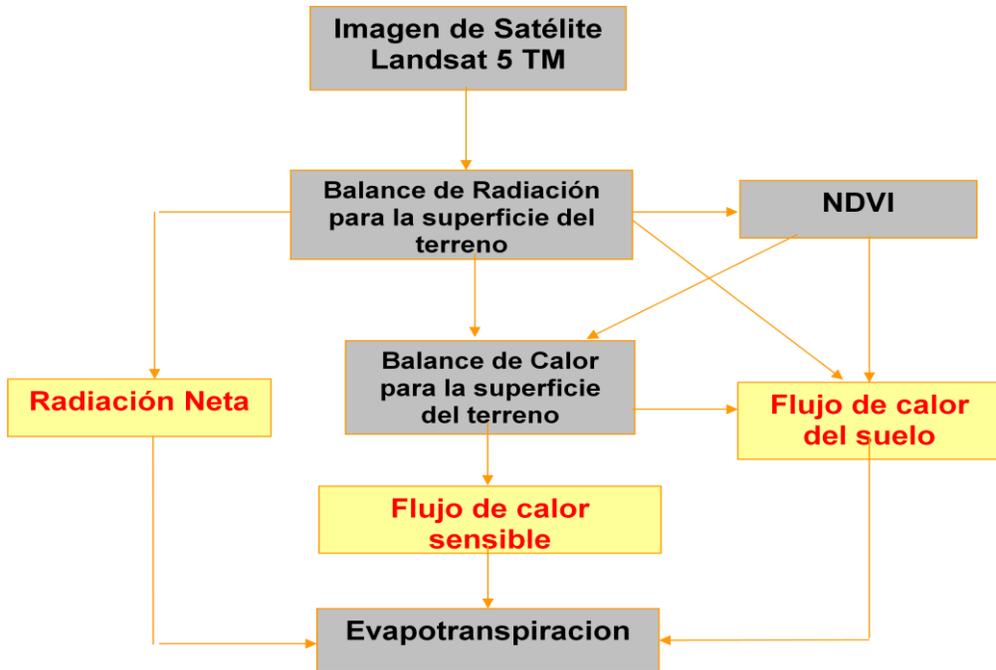
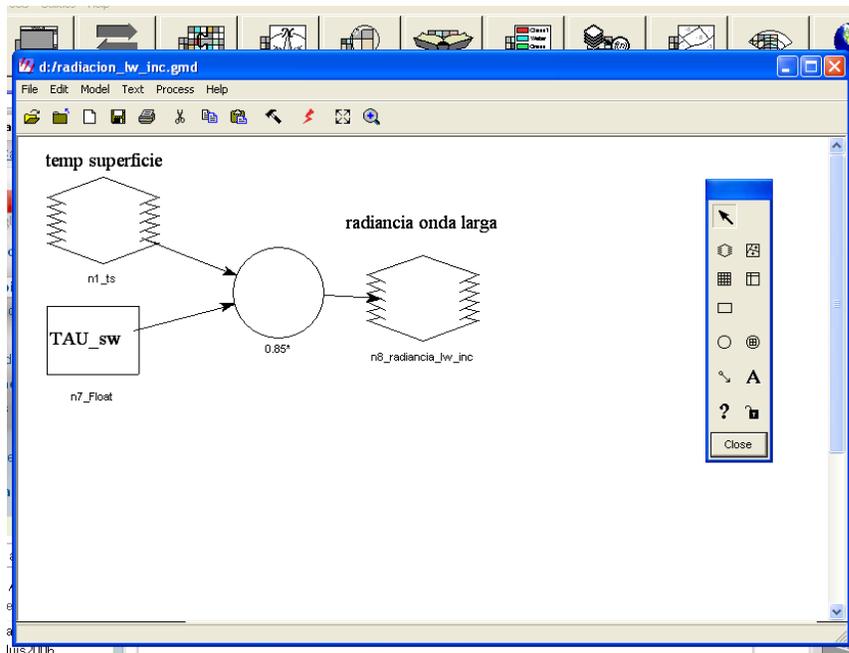
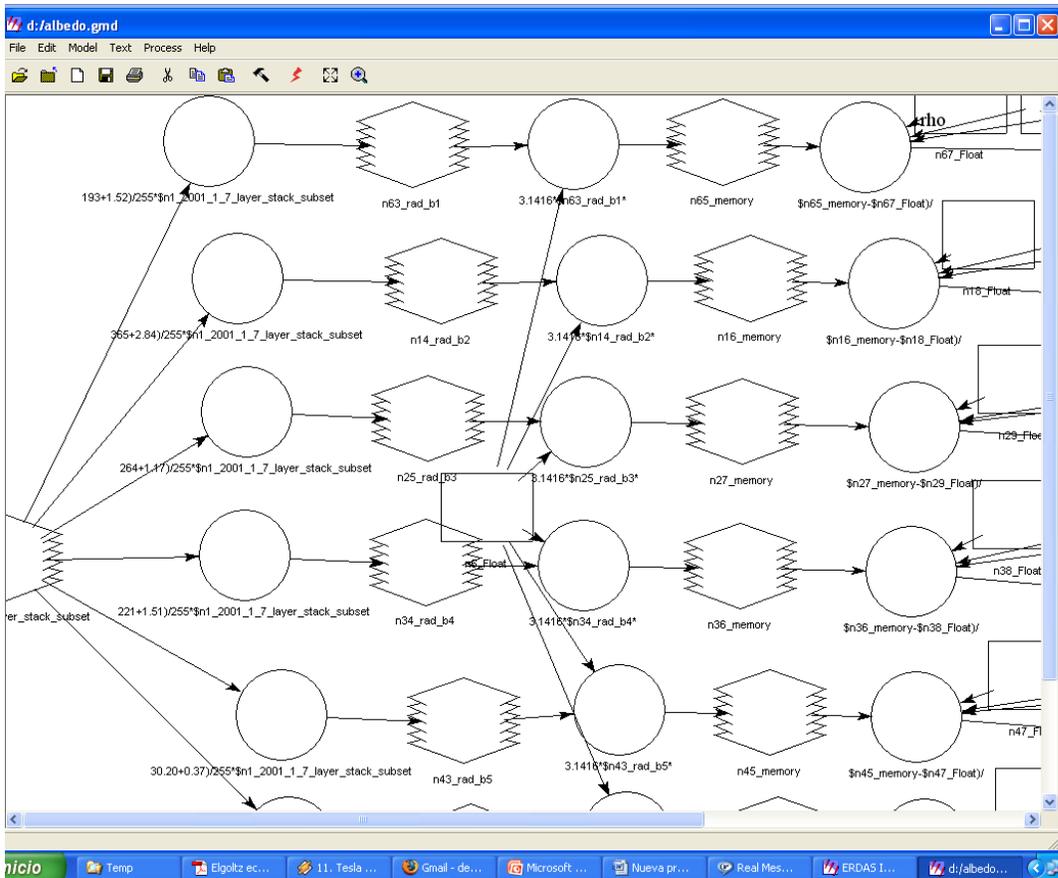


Figura 4: Captura de pantalla de los modelos creados en ERDAS para el cálculo de radiancia de onda larga y el albedo de la superficie.





Las entradas en el modelo para determinar la radiación neta (R_n) en la superficie son:

- ✓ Albedo de la superficie.
- ✓ NDVI.
- ✓ Emisividad de la superficie.
- ✓ Temperatura de la superficie.

Las entradas en el modelo para el cálculo del flujo de calor del suelo (G/R_n) son:

- ✓ Temperatura de la superficie.
- ✓ Albedo de la superficie.
- ✓ Índices de vegetación (LAI, NDVI).

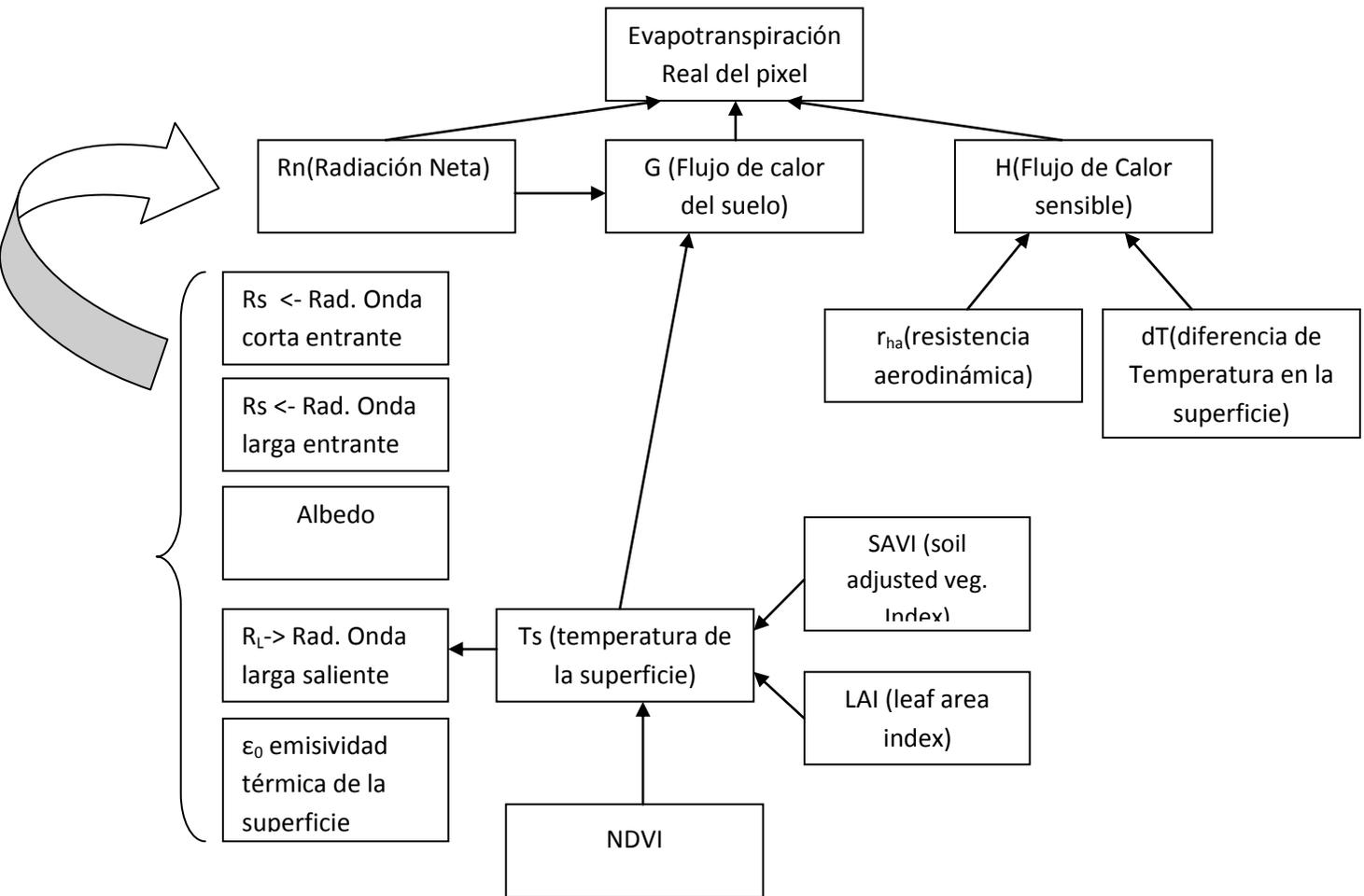
Las entradas del modelo para el cálculo del flujo de calor sensible son:

- ✓ Diferencia de temperatura cercana a la superficie (dT)
- ✓ Resistencia aerodinámica al transporte de calor.

Las entradas para cada uno de estos modelos son calculadas a su vez mediante submodelos que emplean como entrada básica los valores de radiancia detectados en cada pixel de la imagen en las bandas de interés de Landsat.

Cada uno de estos modelos es corrido para una subregión (subset) de interés de la imagen Landsat disponible. El resultado final es la evapotranspiración real para cada píxel de la imagen.

Figura 5: Diagrama de flujo de SEBAL



Fundamentación Teórica

Al no contarse con satélites capaces de medir el contenido de humedad cercano a la superficie del terreno, la ET debe ser determinada (cuando se emplean imágenes de satélite) aplicando un balance de energía en la superficie, en el cual la energía consumida por el proceso de ET es calculada como un residuo de la ecuación de balance de energía en dicha superficie.

$$LE = R_n - G - H$$

Donde LE =Energía Latente consumida por la ET, R_n =Radiación neta (suma de toda la radiación de onda corta y larga, entrante y saliente de la superficie), G =Flujo de calor sensible convectado al aire (todos en $W m^{-2}$). Una de las ventajas de usar el balance de energía es que la ET_r (ET real) es calculada, en lugar de la ET_p , de tal forma las reducciones en ET causadas por déficit de humedad del suelo son capturadas. La principal desventaja de este método es que el cálculo de LE es tan exacto como lo sean los estimados de R_n , G y H .

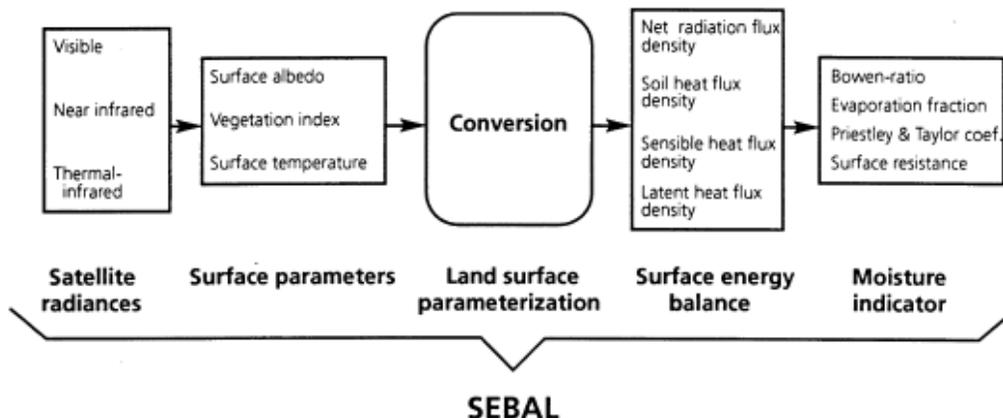


Fig. 1: Componentes principales del algoritmo SEBAL

Radiación neta

La radiación neta es calculada siguiendo el algoritmo empleado en METRIC (Allen et al., 2003). Se substraen todos los flujos de radiación salientes de los entrantes, incluyendo la radiación solar y la térmica de la Tierra.

$$R_n = R_{S\downarrow} - \alpha R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0)R_{L\downarrow}$$

$R_{S\downarrow}$ = Radiación de onda corta entrante

$R_{L\downarrow}$ = Radiación de onda larga entrante

$R_{L\uparrow}$ = Radiación de onda larga saliente

$\varepsilon_0 = \text{Emisividad superficial}$

El último término de la ecuación representa la fracción de radiación de onda larga entrante reflejada por la superficie.

Radiación solar entrante

Para imágenes con pequeña inclinación R_s puede ser considerada constante para toda la imagen, siempre que su área sea inferior de 25 000 km², que es el caso de las imágenes Landsat, y asumiendo condiciones de cielo despejado.

$$R_{S\downarrow} = \frac{G_{SC} \cos \theta_{rel} \tau_{sw}}{d^2}$$

$G_{SC} = \text{Constante solar, } 1367 \text{ W m}^{-2}$; $\theta_{rel} = \text{ángulo de incidencia solar}$; $\tau_{sw} = \text{transmisividad atmosférica}$; $d = \text{distancia relativa Tierra - Sol}$

Para zonas montañosas θ_{rel} tiene que ser calculado para cada pixel de la imagen empleando una ecuación que tenga en cuenta la inclinación de la pendiente del terreno, en este trabajo se asumirá constante dado que el algoritmo se aplicará sobre zonas llanas.

τ_{sw} es calculada empleando variables meteorológicas de una estación de superficie representativa de la zona de estudio.

Albedo de la superficie.

El albedo de la superficie es la relación entre la radiación solar reflejada y la incidente en la superficie, representa la reflectancia integrada a lo largo del espectro de onda corta. Se calcula integrando las reflectividades de bandas representativas de cada satélite, en el caso de Landsat son las bandas 1-5 y 7.

$$\alpha_s = \sum_{b=1}^n (\rho_{s,b} w_b)$$

Donde $w_b = \text{coeficiente propio de cada banda}$, $\rho_{s,b} = \text{reflectancia en la superficie para la banda } b$.

Radiación de onda larga saliente

La radiación de onda larga saliente es emitida por la superficie, y está determinada por la temperatura y la emisividad de la misma. Para su cálculo se emplea la ecuación de Stefan-Boltzman.

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4$$

Donde ϵ_0 = emisividad de la superficie; σ =constante de Stefan-Boltzman; T_s =Temperatura de la superficie en Kelvin.

La emisividad de la superficie se calcula empleando una ecuación empírica basada en las emisividades espectrales del suelo y la vegetación.

$$\epsilon_0 = 0.95 + 0.01 \text{ LAI} \quad \text{para } \text{LAI} \leq 3 ; \text{ y } \epsilon_0=0.98 \text{ cuando } \text{LAI} > 3$$

LAI es el índice de área foliar, un indicador de la resistencia de la biomasa y la vegetación al flujo de vapor, se calcula mediante una ecuación empírica de Bastiaanssen (Bastiaanssen et al., 1998).

$$\text{LAI} = \frac{\ln \left[\frac{0.69 - \text{SAVI}}{0.59} \right]}{0.91}$$

Donde SAVI es el soil adjusted vegetation index (Huete et al, 1988).

$$\text{SAVI} = \frac{(1 + L)(\rho_{t,4} - \rho_{t,3})}{L + (\rho_{t,4} + \rho_{t,3})}$$

$\rho_{t,4}$, $\rho_{t,3}$ =reflectancias en las bandas 4 y 3

La temperatura en la superficie se calcula usando una ecuación de Planck modificada (Markham et al., 1986) con correcciones atmosféricas y de emisividad de la superficie.

$$T_s = \frac{K_2}{\ln \left[\left(\frac{\epsilon_{NB} K_1}{R_c} \right) + 1 \right]}$$

$K_2=1261$, $K_1= 607.8$ (constantes para Landsat 5); ϵ_{NB} = emisividad de banda corta correspondiente a la banda térmica del sensor; R_c =Radiancia termal de la superficie corregida usando la radiancia espectral de la banda 6 de Landsat.

R_c se calcula de acuerdo a Wucelik et al. (1989) como:

$$R_c = \frac{L_{t,6} - R_p}{\tau_{NB}} - (1 - \epsilon_{NB})R_{sky}$$

$L_{t,6}$ =radiancia espectral de la banda 6 de Landsat, R_p =radiancia en la banda 10.4-12.5 μm ; R_{sky} = radiación térmica en la banda corta para cielo despejado, los valores para R_p y tau requieren el emlaeo de un modelo de transferencia de radiación atmoférica; en ausencia del mismo se pueden ignorar las correcciones en el cálculo de R_c .

Además se emplea el NDVI para detectar las zonas donde existen vegetación y suelo ($NDVI > 0$).

Radiación de onda larga incidente.

La radiación de onda larga incidente es el flujo de radiación térmica que se origina en la atmósfera y se calcula mediante la ecuación de Stefan-Boltzmann.

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4$$

Una ecuación empírica para ε_a desarrollada por Bastiaanssen puede aplicarse, aunque habría que comprobar la validez de los coeficientes empleados para la zona de estudio del presente trabajo.

$$\varepsilon_a = 0.85(-\ln \tau_{sw})^{0.09}$$

Flujo de Calor del suelo (G)

El flujo de calor del suelo es la razón de almacenamiento de calor en el suelo y la vegetación debido a la conducción. De acuerdo a Bastiaanssen (2000) esta ecuación representa sus valores en horarios cercanos al mediodía.

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

Flujo de calor sensible (H)

En SEBAL H ($W m^{-2}$) es estimado a partir de una función aerodinámica.

$$H = \rho_{air} C_p \frac{dT}{r_{ah}}$$

Donde ρ_{air} =densidad del aire, C_p =calor específico del aire a presión constante y r_{ah} resistencia aerodinámica entre dos superficies a alturas cercanas, z_1 y z_2 (generalmente 0.1m y 2m)

El parámetro dT representa la diferencia de temperatura entre z_1 y z_2 y puede ser aproximado como una función lineal relativamente simple (Bastiaanssen et al., 1995)

$$dT = a + bT_s$$

Donde a y b son constantes determinadas empíricamente para una imagen de satélite dada y T_s es la temperatura de la superficie, ajustada al cambio de altura mediante un modelo digital de elevación.

Transporte aerodinámico

El valor de r_{ah} es influenciado por la flotabilidad dentro de la capa límite atmosférica. Debido a que tanto r_{ah} como H son desconocidos se necesita obtener el primero mediante un proceso iterativo. Durante la primera iteración r_{ah} se calcula asumiendo estabilidad neutral.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{uk}$$

Donde z_1 y z_2 son las alturas el plano de la vegetación donde los límites de dT se definen, u es la velocidad de fricción y k la constante de Von Karman. La velocidad de fricción es calculada usando la ley natural logarítmica del viento para condiciones atmosféricas neutrales.

$$u = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)}$$

Donde u_{200} es la velocidad del viento a 200 m, z_{om} es la medida del arrastre y la fricción superficial para la capa de aire que interactúa con la superficie. u es calculada para cada pixel del modelo usando una rugosidad específica para cada pixel.

Determinación de constantes en la función para dT

Existen varias aproximaciones para este cálculo, en el SEBAL Bastiaanssen calcula los parámetros a y b fijando $dT=0$ para $T_s=$ a la temperatura local de un cuerpo de agua (o de un área de abundante vegetación), donde se espera que H sea cero. El extremo seco de la función para dT se estima a partir de la selección de un pixel “caliente” en la imagen, donde el suelo esté lo suficientemente seco como para considerar $LE=0$.

En el algoritmo METRIC (una modificación de SEBAL, Allen et al., 2003), se sigue un procedimiento similar para la determinación de dT_{hot} para el pixel “caliente”, y además se corre un modelo de balance hídrico del suelo para comprobar que ET es cero en ese punto o tomar un valor distinto de cero de existir evaporación residual.

$$a = \frac{dT_{hot} - dT_{cold}}{T_{s\ hot} - T_{s\ cold}}$$

$$b = [dT_{hot} - a] / T_{s\ hot}$$

Estos algoritmos emplean cierto número de ecuaciones empíricas para estimar valores que se emplean para calcular componentes del balance de energía, Estas ecuaciones empíricas son, en principio, consideradas relativamente robustas, aunque su empleo en algunos casos específicos puede demandar su recalibración.

Cálculo de la evapotranspiración

En cada pixel de la imagen la ET instantánea es calculada dividiendo LE entre el calor latente de vaporización.

$$ET_{inst} = 3600 \frac{LE}{\lambda \rho_w}$$

Donde ET_{inst} es la Et instantánea (mm h^{-1}), ρ_w es la densidad dl agua y λ el calor latente de vaporización (J kg^{-1}).

La fracción de ET de referencia se calcula como la relación entre ET_{inst} de cada pixel y la de referencia (ET_r), calculada a partir de datos meteorológicos.

$$ET_{rF} = \frac{ET_{inst}}{ET_r}$$

Por lo general, sólo una o dos estaciones meteorológicas se necesitan para estimar ET_r a para una imagen Landsat (180x180 km). Se deben esperar valores de ET_{rF} entre 0 y 1, aunque un pixel en un campo de alfalfa o maíz bien desarrollado puede ocasionalmente tener valores ligeramente superiores, quizás hasta 1.1.

ET en 24 horas

Por lo general los valores diarios de ET son más útiles que los instantáneos obtenidos a partir de la imagen de satélite. ET en 24 horas puede ser obtenida asumiendo que la fracción de ET calculada en la imagen es la misma que el promedio de ET_{rF} en 24 horas (Allen et al., 2007).

La asunción de una fracción de ET constante en el día parece ser válida para algunos cultivos, mientras que para vegetación propia del lugar dicha fracción puede disminuir en las tardes bajo condiciones de falta de agua.

La ET en 24 horas (mm día) es calculada para cada pixel de la imagen como:

$$ET_{24} = C_{rad}(ET_{rF})(ET_{r24})$$

Donde ET_{rF} se asume igual a la ET_{rF} determinada al tiempo de paso del satélite y ET_{r24} es la ET_r acumulada para el día de la imagen; C_{rad} es una corrección

empleada para terrenos con pendiente; en este caso, al ser sobre terrenos llanos, es igual a 1.

La ET acumulada para cualquier periodo (mes, estación, año) se calcula como:

$$ET_{periodo} = \sum_{i=m}^n [(ET_r F_i)(ET_{r24i})]$$

Etapas propuestas del proyecto

Etapas propuestas del proyecto	Fecha aproximada de cumplimiento
1. Implementación de los modelos de radiación y balance energético en el modelador de ERDAS.	30 mayo
2. Corridas de los modelos sobre imágenes Landsat correspondientes a tres áreas distintas de la región oriental de Cuba, donde existan estaciones meteorológicas representativas de la zona.	20 junio
3. Comparación de las salidas de los modelos con datos de las estaciones meteorológicas de referencia.	10 julio
4. Entrega de informe final y resultados	20 julio

Resultados

Se elaboraron dos tablas de Excel donde se introducen algunos parámetros iniciales, necesarios para la corrida de los modelos en ERDAS:

1. (Radiación SEBAL.xlsx): Se introducen parámetros para el cálculo de los valores de entrada necesarios para la corrida de los modelos de ERDAS (radiación solar incidente y viento en 200 m). Entre estos parámetros se encuentran: Hora de toma de la imagen, Fecha, ángulo de incidencia solar sobre una superficie horizontal, latitud media, tensión de vapor de agua, altura media sobre el nivel del mar, velocidad del viento en la superficie.
2. (SEBAL_metric actualizado.xlsx): En esta tabla se realiza el cálculo de las constantes a y b, que relacionan el gradiente de temperatura entre la superficie y el aire con la temperatura en la superficie. Las entradas son los valores de r_{ah} y u^* para el pixel caliente en las imágenes para estos parámetros que se obtienen luego de correr el modelo 11.

Se implementaron 13 modelos en ERDAS, estos realizan los cálculos de las diferentes variables involucradas en las ecuaciones de balance energético, dando como resultado final la evapotranspiración total diaria para cada pixel de la imagen. Estos modelos se ejecutan en secuencia y son:

1. (1_1_albedo_sencillo.gmd): A partir de la radiancia espectral medida para cada banda se calcula la reflectancia de la superficie, y con esta el albedo para cada pixel.
2. (1_2_albedo_sencillo_final.gmd): Parte final del cálculo del albedo.
3. (1_3_indices_savi_lai.gmd): Cálculo de los índices relacionados con vegetación y suelo (SAVI, LAI, NDVI).
4. (1_4_temperatura_allen.gmd): Cálculo de la temperatura de la superficie.
5. (1_5_radiacion_lw_inc.gmd): Cálculo de la radiación de onda larga incidente.
6. (1_6_radiacion_lw_out.gmd): Cálculo de la radiación de onda larga emitida.
7. (1_7_radiacion_neta.gmd): Cálculo de la radiación neta en la superficie.
8. (1_8_soil_heat_flux.gmd): Cálculo del flujo de calor del suelo.
9. (1_9_ra_inicial.gmd): Cálculo del valor inicial para r_{ah} (coeficiente de resistencia aerodinámica).
10. (1_10_calor_sens_inicial.gmd): Cálculo del calor sensible inicial.
11. (1_11_u_corregido_y_ra_corregido.gmd): Corrección a los parámetros r_{ah} (coeficiente de resistencia aerodinámica) y u^* (velocidad de fricción), calculados en el modelo 9.
12. (1_12_calor_sens_final.gmd): Nuevo cálculo del calor sensible y del coeficiente de Monin-Obukhov. (los pasos 10 y 11 se repiten hasta que se estabiliza la diferencia de Temperatura entre la superficie y el aire y el coeficiente de resistencia aerodinámica).
13. (1_13_evaporacion_real_en_24h.gmd): Cálculo de la evapotranspiración en 24 horas.

Las pruebas de la corrida de los modelos se realizaron sobre una subregión de 5 imágenes Landsat TM5 del mismo path y row correspondientes a las fechas siguientes:

1. 20/07/1995
2. 27/12/1995
3. 29/02/1996
4. 15/02/1997
5. 30/09/1998
6. 01/07/2000

Fueron escogidas estas fechas pues las imágenes correspondientes presentaban nubosidad nula o escasa, y poco ruido.

Cálculo de la evapotranspiración potencial de referencia

La evapotranspiración de referencia (ET_o) fue calculada a través de software ETo Calculator (<http://www.fao.org/nr/water/eto.html>), el cuál emplea la ecuación de Penman Monteith, este método ha sido seleccionado por la FAO como el de referencia porque aproxima de forma bastante cercana la ET_o de la hierba a sus valores reales, tiene fundamento físico, y además porque incorpora parámetros tanto aerodinámicos como fisiológicos de las plantas.

Para aproximar la radiación incidente en caso de que no se tenga el dato, este software utiliza la fórmula de Hargreaves, ajustada y validada para varias estaciones meteorológicas en diversidad de condiciones climáticas (Raes, 2009).

$$R_s = \frac{k_{Rs} \sqrt{(T_{max} - T_{min})} R_a}{1}$$

Donde

R_a: Radiación extraterrestre

T_{max}: Temperatura máxima del aire

T_{min}: Temperatura mínima del aire

K_{Rs}: Coeficiente de ajuste (0.16 para zonas interiores, 0.19 para zonas costeras)

Esta evapotranspiración de referencia es multiplicada por el coeficiente del cultivo (K_c) para obtener la evapotranspiración real del cultivo, en el caso de la estación de Jucarito el cultivo predominante es caña de azúcar, por lo que su K_c es de 0.75, presuponiendo un máximo desarrollo en la plantación, . Para la estación de Veguitas el K_c es de 0.8, asumiendo un 50% de cubierta foliar y el terreno cubierto de hierba.

Resultados

Para este estudio se tomaron los datos climáticos de dos estaciones meteorológicas ubicadas en el área de interés (llanura del Cauto), con estos datos y a través del programa Eto Calculator se estimaron los valores de evapotranspiración de referencia, y esta fue multiplicada por los coeficientes K_c de los cultivos cercanos a las mismas para obtener la evapotranspiración real de los mismos.

Estos valores fueron comparados con los estimados de evapotranspiración real obtenidos a partir de percepción remota y el modelo SEBAL, que fue implementado con el modelador de ERDAS. Además se determinaron algunos parámetros estadísticos para establecer el error de los estimados obtenidos por percepción remota.

Comparación de ET obtenida por percepción remota y por ecuación de Penman Monteith en la estación de Jucarito.

Se procesaron 5 imágenes Landsat, correspondientes a las fechas enumeradas en Materiales y métodos, en la tabla a continuación se detallan los resultados obtenidos.

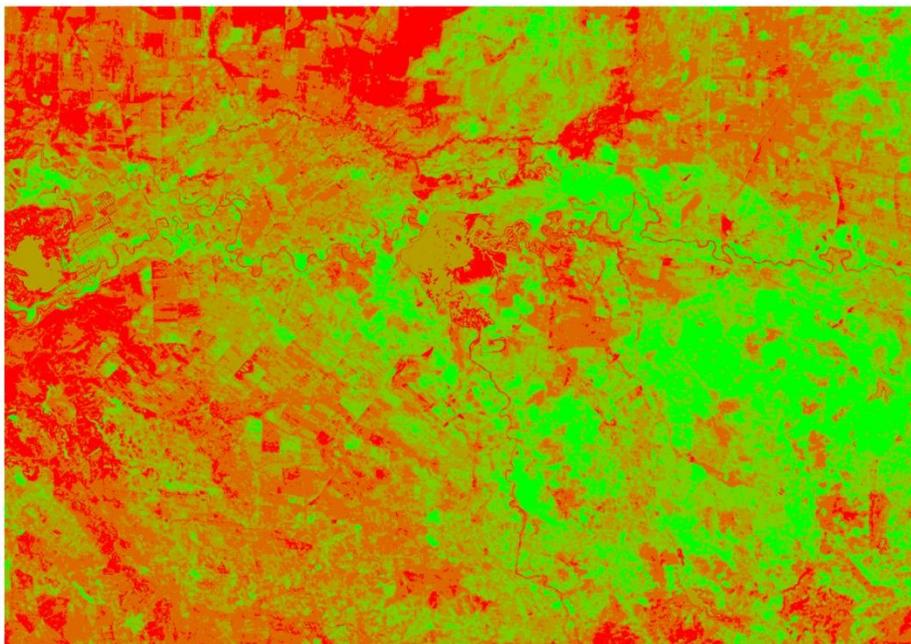
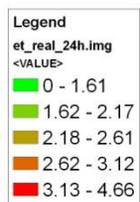
Tabla nro:

Fecha	Tmax ° C	Tmean ° C	Tmin ° C	RHmax %	Rhmean %	Rhmin %	u(x) m/sec	ETo (Penman-Monteith) mm/day	Kc (crop coefficient) Caña	ET real mm/day
15/2/1997	32	25.1	15.7	98	68	27	1	4.0	0.75	3.00
29/2/1996	33.1	25.3	17.6	97	67	26	0.6	3.9	0.75	2.93
20/7/1995	34	25.8	22.9	96	79	67	1	4.6	0.75	3.45
30/9/1998	33	27.6	23	98	77	47	0.5	3.6	0.75	2.70
27/12/1995	26	17.1	10.7	100	81	42	0.8	2.6	0.75	1.95

Se obtuvieron mapas de evapotranspiración diaria acumulada para cada uno de estos días; además como salidas previas a ese paso se generaron mapas de albedo y temperatura de la superficie del terreno, radiación neta, flujo de calor del suelo y de índices de vegetación como el SAVI y el NDVI (Anexo 1).

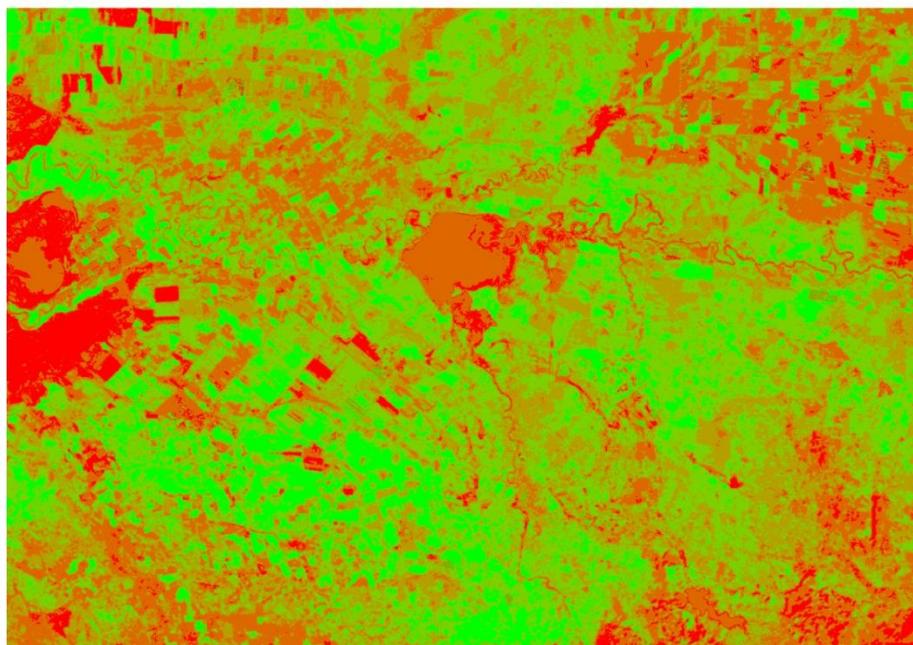
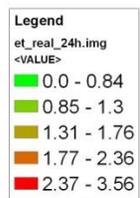
30/9/1998

ET diaria (mm/día)



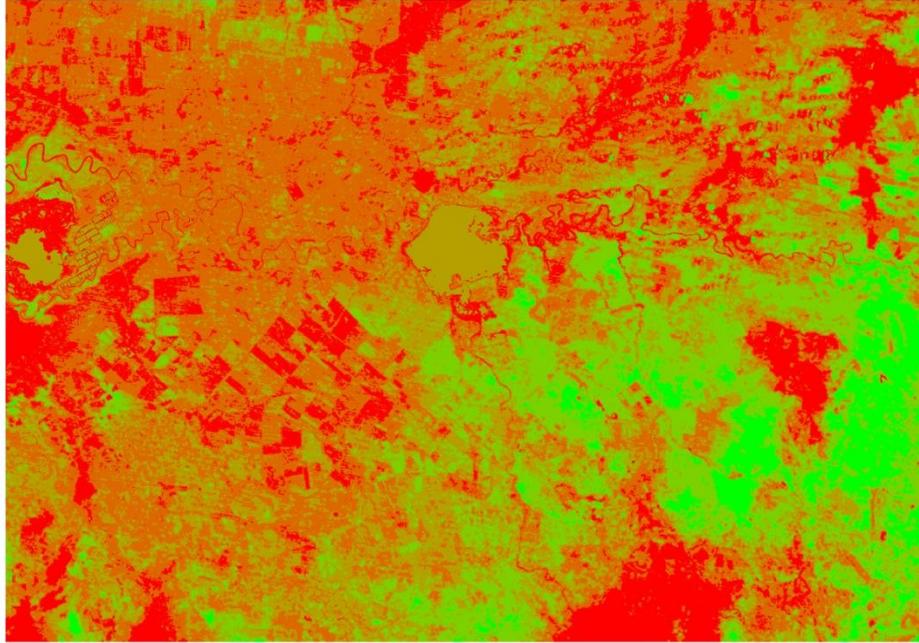
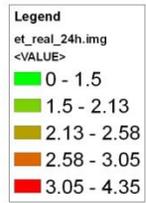
15/2/1997

ET diaria (mm/día)



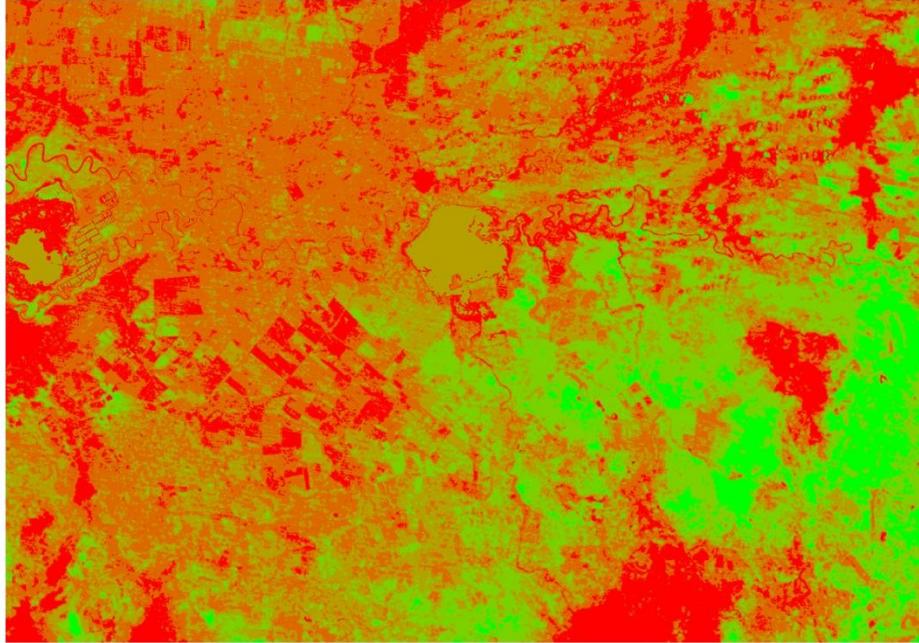
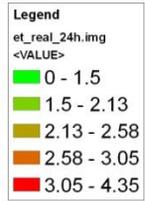
20/7/1995

ET diaria (mm/día)



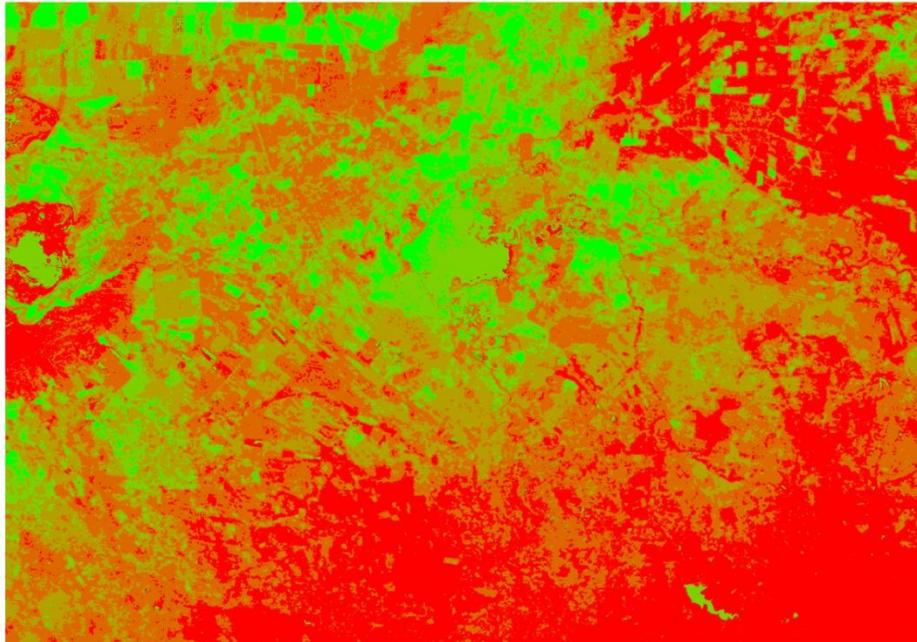
29/2/1996

ET diaria (mm/día)



27/12/1995

ET diaria (mm/día)



Al compararse los valores de evapotranspiración obtenidos a partir del mapa con las salidas del ETo calculator, se observaron valores próximos a los calculados

con el software en la estación de Veguitas, en tanto en Jucarito se observó una mayor dispersión de los valores, con errores considerables en algunos casos.

Tabla nro: Relación entre la ET real calculada por el método de Penman Monteith en la estación meteorológica de Jucarito y la obtenida mediante SEBAL para dicho punto.

Año	ET _o referencia (Penman-Montheith)	ET Real estación K _c *E _{to}	ET Real (SEBAL)	(ET Real estación)/(ET Real (SEBAL))	Error relativo (%)
15/2/1997	3.8	3.04	2.93	0.96	3.6
29/2/1996	3.6	2.88	2.34	0.81	18.8
20/7/1995	4.8	3.84	2.99	0.78	22.1
30/9/1998	3.8	3.04	2.89	0.95	4.9
27/12/1995	2.7	2.16	2.28	1.06	-5.6

Tabla nro: Relación entre la ET real calculada por el método de Penman Monteith en la estación meteorológica de Veguitas y la obtenida mediante SEBAL para dicho punto.

Año	ET _o referencia (Penman-Montheith)	ET Real estación K _c *E _{to}	ET Real (SEBAL)	(ET Real estación)/(ET Real (SEBAL))	Error relativo (%)
15/2/1997	4.0	3.00	1.43	0.48	52.3
29/2/1996	3.9	2.93	1.34	0.46	54.2
20/7/1995	4.6	3.45	3.00	0.87	13.0
30/9/1998	3.6	2.70	2.80	1.04	-3.7
27/12/1995	2.6	1.95	2.32	1.19	-19.0

Conclusiones

Este estudio se enfocó en el uso y la evaluación de imágenes Landsat multitemporales para calcular la evapotranspiración diaria real, aplicando el modelo SEBAL. Las imágenes y el algoritmo SEBAL proveyeron estimados de ET

real alejados de las estimaciones por el método de Penman- Monteith en los días del paso del satélite para uno de los puntos de prueba, en tanto para el segundo se obtuvieron resultados relativamente aceptables, con desviación promedio del 8.8%. La razón de estas desviaciones se debe al empleo de constantes para el cálculo de los índice SAVI y LAI provenientes de trabajos basados en terrenos semiáridos, lo que puede estar afectando el cálculo correcto de algunos términos radiativos y por lo tanto de la temperatura de superficie. Además de que toda la parametrización de los modelos se realizó sobre ese tipo de terreno. La determinación de los parámetros adecuados en el caso del área de estudio puede ser tema para un trabajo posterior.

La estimación de la evapotranspiración real a partir de técnicas de sensoriamiento remoto demostró tener relativamente buena exactitud y potencial para aplicaciones agrícolas en uno de los casos de estudio, para el otro punto de control se observaron desviaciones importantes que pueden ser resueltas tras ajustar parámetros envueltos en las ecuaciones.

La cuantificación de los niveles de ET en los cultivos permitirá a los agricultores y evaluadores de riego el desarrollo de nuevas estrategias para el ahorro de agua, lo que conduciría hacia un manejo sostenible de dicho recurso en la región de estudio.

Bibliografía

Allen, R. G.; Pereira. L. S.; Raes, D.; Smith, M. (1998): Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requeriments. FAO Irrigation and Drainage Paper, 56.

Allen, R. G., Tasumi, M., and Trezza, R. (2007). "Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration _METRIC_— Applications." J. Irrig. Drain. Eng., 133_4_, 395–406.

Bastiaanssen, W. G. M. (1995). "Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates." Ph.D. Dissertation, CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, The Netherlands.

Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., and Holtslag, A. A. M. (1998). "A remote sensing surface energy balance algorithm for land _SEBAL_: 1. Formulation." J. Hydrol., 212–213, 198–212.

Bastiaanssen, W. G. M. (2000) . "SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey." J. Hydrol., 229, 87–100

Delegido, J.; Caselles, V.; Hurtado, E. (1991): "Determinación a escala regional de la evapotranspiración". En S. Gandía, J. Meliá (Eds.), La Teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales. Recursos renovables: Agricultura. Curso de Postgrado, Universitat de Valencia. Estudi General. Departament de Termodinámica. Unidad de Investigación de Teledetección.

Friedl, M. (2002): "Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements". Remote Sensing of Environment, vol. 79, pp. 344-354.

Huete, A. R. (1988). "A soil adjusted vegetation index _SAVI_." Remote Sens. Environ., 25, 295-309.

Jensen M. E.; Burman R. D. y Allen R. G. (1990): Evapotranspiration and irrigation water requirements. ASCE Manual N° 70, 332 p.

Markham, B. L., and Barker, J. L. (1986). "Landsat MSS and TM postcalibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at satellite temperatures." EOSAT Landsat Technical Notes 1:3-8, Earth Observation Satellite Company, Lanham, Md.

Raes, D. (2009): "The ETo Calculator, Reference Manual Version 3.1" Publication from Food and Agriculture Organization of the United Nations, Land and Water Division.

Sánchez, M. y Chuvieco, E. (2000): "Estimación de la evapotranspiración del cultivo de referencia, ET₀, a partir de imágenes NOAA-AVHRR". Revista de Teledetección, Vol. 14, pp. 11-21.

Wukelic, G.E., Gibbons, D.E., Martucci, L.M., and Foote, H.P. (1989). "Radiometric calibration of Landsat thematic mapper thermal band." Remote Sens. Environ., 28, 339-347.