

Evaluación de Modelos para el cálculo de la Evapotranspiración mediante imágenes de satélite y aplicación de Modelo de Vidal para los Cerros Orientales de la ciudad de Bogotá con imágenes Landsat TM5

Evaluation of Models for calculating Evapotranspiration by satellite images and application model for Vidal eastern hills of Bogota City with Landsat TM5

Crysthian David Sánchez Rodríguez¹, German Torrijos Cadena²

Para citar este artículo: Sánchez Rodríguez, C. & Torrijos Cadena, G. (2014). Evaluación de modelos para el cálculo de la evapotranspiración mediante imágenes de satélite y aplicación de modelo de Vidal para los cerros orientales de la ciudad de Bogotá con imágenes Landsat TM5. Bogotá, Colombia. Revista de Topografía Azimut, PP 1-18

Fecha de Recepción: 20 de febrero de 2014

Fecha de Aceptación: 5 de septiembre de 2014

Resumen

La estimación de la evapotranspiración, mediante la utilización de las imágenes satelitales, permite estimar diferentes modelos matemáticos para lograr, de manera rápida y efectiva, su cálculo. Esto facilita un análisis de las condiciones ambientales por las cuales se encuentra cursando un área determinada e inferir el estrés al cual se esté sometiendo un ecosistema en particular. Por tanto, se parte del análisis de cinco modelos matemáticos para la estimación de la evapotranspiración mediante imágenes de los satélites Landsat, Spot, Modis, y Meteosat, con el fin de demostrar la practicidad y precisión que tienen, y de esta manera fomentar su aplicación para reducir costos y tiempo en el cálculo de esta variable. Mediante imágenes satelitales es posible hacer estimaciones de carácter regional sin la incorporación de algún método de interpolación o extrapolación, gracias a que se obtienen valores en cada pixel, permitiendo la lectura del ítem según la resolución espacial del sensor utilizado.

Palabras clave: evapotranspiración, índice de vegetación, ecosistemas, estimación.

Abstract

Summary Estimating evapotranspiration using satellite images allows the estimation of different mathematical models to achieve quickly and effectively, its calculation. This facilitates an analysis of the environmental conditions for which it is studying a given area and infer the stress which is undergoing a particular ecosystem. Therefore, part of the analysis of five mathematical models for estimating evapotranspiration by images of the Landsat, Spot, Modis and Meteosat satellites, in order to demonstrate the practicality and precision they have, and thus encourage their implementation to reduce costs and time in the calculation of this variable. Using satellite images it is possible to make estimates of regional character without incorporating any interpolation or extrapolation method, because values are obtained for each pixel, allowing reading the item according to the spatial resolution of the sensor used.

Keywords: evapotranspiration , vegetation index, ecosystems estimate.

¹Universidad Distrital Francisco José de Caldas. Correo electrónico: Crysthiansr@msn.com.

²Universidad Distrital Francisco José de Caldas. Correo electrónico: Germantorrijos@gmail.com

INTRODUCCIÓN

El cálculo de la evapotranspiración (ET) suministra información importante acerca del balance de energía superficial de una región, además de las condiciones hídricas presentes en la atmósfera que pertenezca a un ambiente principalmente vegetal (natural o artificial). Los modelos utilizados para este monitoreo son, en su mayoría, físicos, los cuales extraen información de estaciones meteorológicas y agrometeorológicas, permitiendo la obtención de información en zonas determinadas y mediante diferentes métodos de extrapolación e interpolación que extienden los valores a través del área de estudio, lo que incorpora errores en los datos espaciales obtenidos. A partir de la aplicación del análisis de la relación entre bandas de las imágenes captadas por los satélites Landsat, Spot, Modis y Meteosat se generaron modelos que facilitaron el cálculo de la ET y permitieron una visión regional que ayudó a incrementar la precisión de los cálculos y a optimizar los procesos de sistematización de la ET. En Colombia, estos modelos son poco conocidos e implementados, para lo cual su ejecución generaría una reducción en costos y tiempos requeridos para el análisis de ET, a nivel gubernamental o privado.

Modelos para el cálculo de la ET

Según Sánchez Martínez (2002), los modelos implementados en el cálculo de la ET se dividen en dos grupos: los convencionales, que utilizan información extractada directamente sobre el terreno, y los métodos apoyados por teledetección, que a su vez se pueden separar en dos subgrupos: los directos, que fueron desarrollados con el fin de calcular la ET, y los indirectos, que si bien no fueron realizados para este cálculo, sí son aplicables. Por esta razón se expondrán métodos que han permitido el avance de investigaciones que tienen como eje central el cálculo de la ET mediante métodos de teledetección.

En el momento en que Dalton promulga la ley del transporte de masas, se inició el proceso para realizar modelos para el cálculo de la ET, pero no fue sino hasta la década de 1950 en la cual se generaron la gran mayoría de los modelos aplicados actualmente (Rivas, 2004).

Modelo basado en el balance de energía superficial

La energía producida por la incidencia de la radiación solar permite el desarrollo de procesos físicos, químicos y biológicos, de esta forma la energía producida por el sol que logra llegar a la superficie se descompone en tres partes: una se convierte en radiación terrestre, cuando parte de esta energía regresa a la atmósfera; otra es empleada para el cambio de estado líquido a gaseoso del agua y se refleja como ET, y la última se convierte en calor sensible (Sánchez, T., 1992). La ecuación de la energía (Ecuación 1) que incorpora estas tres variables se puede expresar de la siguiente manera:

$$R_n = \lambda ET + H + G + PH \quad (1)$$

Donde R_n : radiación neta, λET : flujo de calor latente o evapotranspiración, H : flujo de calor sensible, G : flujo de calor del suelo, PH : energía utilizada en la fotosíntesis y en calentar la biomasa vegetal. Este modelo fue aplicado y modificado por Sánchez, Caselles, Valor y Coll (2007), quienes presentaron diferentes procedimientos que permiten calcular cada uno de estos parámetros a través de teledetección. Aun así quedan suposiciones complejas y engorrosas que no reducen el tiempo ni dinamizan el procedimiento de análisis; por esta razón, a pesar de ser una ecuación precisa, no es residual (ecuación 2). La ecuación propuesta para el desarrollo de este método (Sánchez, Caselles, Valor y Coll, 2007; Choudhury, 1994) puede expresarse como:

$$\lambda ET = RN - G - H \quad (2)$$

Donde R_n : radiación neta, λET : flujo de calor latente o evapotranspiración, H : flujo de calor sensible, G : flujo de calor del suelo.

Modelo basado en la relación de la ET y las características de la vegetación

Para efectos de un monitoreo espacial y temporal de la cobertura vegetal terrestre se aplican índices de vegetación que funcionan gracias a que las plantas absorben casi todo el espectro en el rango visible, pero es muy poco en el infrarrojo cercano. Así, es posible denotar un contraste considerablemente marcado entre estas bandas, y discriminar vegetación sana –que posee altos índices de contraste– de vegetación enferma o el suelo descubierto que presenta contrastes bajos o nulos, respectivamente (Chuvienco, 1996). Si partimos del supuesto de que el vigor de la vegetación incide directamente en la transpiración de las plantas y que a su vez está en la evapotranspiración, podemos asumir que el cálculo de estos índices representa un valor importante y aplicable a modelos para el cálculo de la ET.

El índice de vegetación normalizado (*normalized difference vegetation index*, NDVI) (ecuación 3) es el más usado en diferentes cálculos y necesidades variadas, pero este puede verse afectado por variables de la superficie del suelo (Chuvienco, 1996), para lo cual se han aplicado modelos de corrección por la reflectividad del suelo, dando como resultado el índice de vegetación ajustado al suelo (*soil adjusted vegetation index*, SAVI) (ecuación 3) (Daugtry, 2000).

$$NDVI = \frac{IRC - R}{IRC + R} \quad (3)$$

$$SAVI = (1 + L) * \frac{IRC - R}{IRC + R + L} \quad (4)$$

Donde IRC : infrarrojo cercano, R : rojo, L : constante empírica basada en la desviación estándar de la humedad y oscila entre 0 y 1. Mora e Iverson (1998) relacionaron el NDVI con la evapotranspiración potencial (TEP, por su sigla en inglés), asegurando que los acumulados de la evapotranspiración acumulada y los índices de vegetación acumulados están ampliamente relacionados. A partir de esta premisa se presenta la ecuación 5.

$$ET = ETP * f_c \quad (5)$$

Donde ET : evapotranspiración, ETP : evapotranspiración potencial, F_c : fracción de cobertura de vegetación verde. NDVI o SAVI. Es recomendable implementar el método de Priestley-Taylor para la estimación de la evapotranspiración potencial, y para efectos del cálculo de la fracción de cobertura de vegetación verde se recomienda el índice de vegetación ajustado al suelo (SAVI). El agua es indispensable en la vida de las plantas e influye en el crecimiento y la productividad de los cultivos. La poca disponibilidad de agua en el suelo puede ocasionar que la transpiración exceda el agua absorbida por las raíces, lo que se conoce como estrés hídrico (Munns y Tester, 2008).

La información relativa a temperatura superficial e índices de vegetación obtenida desde satélites ha sido ampliamente utilizada como indicador de estrés hídrico (Sánchez Martínez, 2002). Jackson, Idso, Reginato y Pinter (1981) partieron de la diferencia de temperaturas superficiales de un área determinada para evaluar el índice de estrés hídrico del cultivo (*crop water stress index*, CWSI) (ecuación 6), además lo expresaron como una razón entre la ET y la ETP.

$$\frac{ET}{ETP} = \frac{T_S - T_{S\ MAX}}{T_{S\ MIN} - T_{S\ MAX}} \quad (6)$$

Donde ET : evapotranspiración, ETP : evapotranspiración potencial, T_S : temperatura superficial media, $T_{S\ MAX}$: temperatura superficial máxima, $T_{S\ MIN}$: temperatura superficial mínima. Para realizar análisis de estrés hídrico más precisos y ajustados a las características de la vegetación, Vidal y Devaux (1994) integraron procesos de regresión y análisis de distribución estadístico para el cálculo del WDI (ecuación 7) (figura 1), el cual puede ser aplicado con índices como el NDVI y el SAVI.

$$\frac{ET}{ETP} = \frac{(T_S - T_A) - (T_S - T_A)_{SECO}}{(T_S - T_A)_{HUMEDO} - (T_S - T_A)_{SECO}} = \frac{BC}{AB} = 1 - WDI \quad (7)$$

Donde ET : evapotranspiración, ETP : Evapotranspiración potencial, T_S : Temperatura superficial media, T_A : temperatura del aire media, $(T_S - T_A)$: diferencia de temperatura media en el píxel, $(T_S - T_A)_{SECO}$: diferencia de temperatura en el límite derecho del trapecio, $(T_S - T_A)_{HUMEDO}$: diferencia de temperatura en el límite izquierdo del trapecio, BC y AB : distancias representadas en el trapecio.

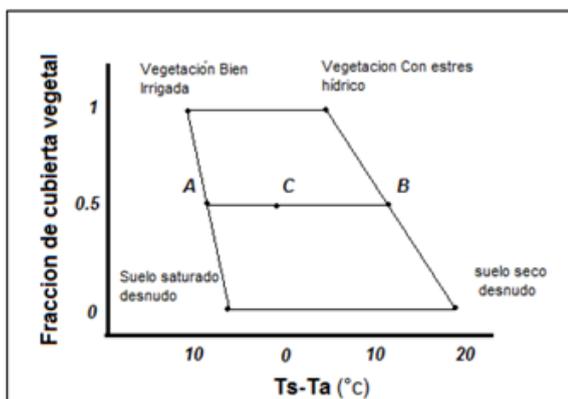


Figura 1: Polígono de estrés hídrico

Fuente: Adaptado de Vidal y Devaux (1994).

El cálculo de la temperatura superficial de un determinado sector responde a la respuesta espectral de este al infrarrojo térmico; la emisividad encontrada en la imagen satelital se nota en 8 bits en escala de grises y es necesario transformarlo a una magnitud real, en este caso será grados centígrados ($^{\circ}C$). Esto es posible con la aplicación del algoritmo monocanal desarrollado por Quin, Karnieli y Berliner (1999) utilizado para estimar la temperatura superficial (TST) con datos Landsat TM 5 Banda 6 (ecuación 8).

Para ello fue necesario obtener los valores de radiancia espectral de los niveles digitales (ND) calibrados atmosférica y radiométricamente con la ecuación propuesta por la Agencia Nacional de la Aeronáutica y del Espacio (NASA, por su sigla en inglés) (ecuación 11) (Markham y Barker, 1986).

$$L_{(\lambda)} = L_{MIN(\lambda)} + (L_{MAX(\lambda)} - L_{MIN(\lambda)}) Q_{dn} / Q_{MAX} \quad (8)$$

Donde $L_{(\lambda)}$: radiancia espectral recibida por el sensor en $[mW\ cm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}]$, Q_{MAX} : valor máximo de los niveles digitales (DN), Q_{dn} : nivel de gris para el píxel analizado de la imagen TM , $L_{MIN(\lambda)}$ y $L_{MX(\lambda)}$: mínima y máxima radiancia espectral detectada por $Q_{dn}=0$ y $Q_{dn}=255$, respectivamente. Luego, se determina la temperatura de brillo de la banda termal (banda 6) mediante la ecuación 9, directamente evaluada por la función inversa de la radiancia de la fórmula de Planck para temperatura (Sospedra, Caselles y Valor, 1998).

$$T_6 = \frac{K_2}{\ln(1 + \frac{K_1}{L_{(\lambda)}})} \quad (9)$$

Donde T_6 : temperatura efectiva de brillo de la banda 6 en grados Kelvin ($^{\circ}K$), K_1 y K_2 : constantes relanzamiento de calibración para Landsat 5 Thematic Mapper, las cuales utilizamos en nuestro estudio, $K_1=607.76\ W/(m^2\ sr\ \mu m)$ y $K_2=1260.56$ grados Kelvin

(Chander, Markham y Helder, 2009). Como la radiancia observada corresponde a la combinación de radiancia termal de la atmósfera y del suelo, entonces es necesario aplicar una serie de ecuaciones para corregir dicha combinación y desprejar el valor de la radiancia emitida por la atmósfera, las cuales son descritas por Quin, Karnieli y Berliner (1991) utilizando la temperatura media del aire y la temperatura media del suelo como variables dependientes. Como resultado se obtiene el logaritmo monocanal (ecuación 10).

$$T_S = \frac{a_6(1 - C_6 - D_6) + (b_6(1 - C_6 - D_6) + C_6 + D_6)T_6}{C_6} - \frac{D_6 T_a}{C_6} \quad (10)$$

Donde: $C_6 = \varepsilon_6 \times T_6$, $D_6 = (1 - T_6)[1 + (1 - \varepsilon_6)T_6]$, $a_6 = -67,355351$, $b_6 = 0,458606$, T_a : temperatura atmosférica media, T_6 : transmitancia atmosférica, $\varepsilon_6 =$ emisividad de la superficie.

Modelo basado en la relación entre los índices de vegetación y la temperatura de la superficie

Tomando en cuenta que la temperatura y los índices de vegetación son inversamente proporcionales, es posible aplicar esta relación en la estimación de la evapotranspiración, lo cual permite afirmar que la disminución de la temperatura disminuye mientras aumenta el índice de vegetación que traduce un enfriamiento provocado por el flujo de calor latente o evapotranspiración (Nemani, Pierce, & Running, 1993).

Nemani *et al* (1993) estudiaron la relación entre la pendiente generada entre la T_s y la reflectancia de los píxeles del NDVI, siendo la pendiente de esta recta equivalente al factor de disponibilidad hídrica en el ambiente, el cual es el cociente entre evapotranspiración y evapotranspiración potencial (ET/ETP). A

partir de esta afirmación se puede calcular la ET con imágenes de satélite, teniendo como base la T_s y la ETP, usando como factor de corrección la pendiente previamente mencionada (Sánchez Martínez, 2002). Nemani y Running (1993) relacionan ese factor como indicador de riesgo por incendio.

Para efectos de aplicación, partimos de la siguiente ecuación:

$$\frac{ET}{ETP} = \frac{T_S - T_S^{max}}{T_S^{min} - T_S^{max}} = 1 - CWSI \quad (11)$$

Donde E_t : evapotranspiración, ETP : evapotranspiración potencial, T_s : temperatura media del suelo, T_s^{Max} : Temperatura máxima del suelo, T_s^{Min} : temperatura mínima del suelo.

El cálculo de la temperatura superficial de un determinado sector responde a la respuesta espectral que este al infrarrojo térmico, la mismidad encontrada en la imagen satelital se nota en 8 bits en escala de grises y es necesario transformarlo a una magnitud real, en este caso será grados centígrados ($^{\circ}C$). Esto es posible con adecuaciones de valor (Sospedra, Caselles y Valor, 1998) (ecuación 12) y la emisividad (ecuación 13), aplicándolo a el método de (Gried y Owe, 1993) (ecuaciones de 14 y 15).

$$Radiancia = \frac{L_{max} - L_{min}}{255} * ND_k + L_{min} \quad (12)$$

$$Brillantez = \frac{K_2}{In\left[\frac{K_1}{Radiancia} + 1\right]} \quad (13)$$

$$\varepsilon = 1,009 + 0,047 In(NDVI) \quad (14)$$

$$^{\circ}C = \left[\frac{Brillantez^4}{\varepsilon}\right]^{0,25} - 273 \quad (15)$$

Donde L_{max} y L_{min} : Valor máximo y mínimo de los niveles digitales de la imagen, K_1 : 666.09, K_2 :1282.71. Los modelos anteriormente descritos se refieren a la utilización de las plataformas de Landsat y de NOAA, con sensores TE y AVHRR, respectivamente. La determinación de la conveniencia de las plataformas refiere al nivel de detalle requerido, el área de trabajo y el modelo a aplicar.

Modelo basado en el déficit de presión de vapor

La ecuación fundamentada en Penman-Monteith y que se enfoca en la relación entre el déficit de presión de vapor (DPV) y la radiación neta (R_n), permite calcular la evaporación de una superficie húmeda con poca presencia de albedo; este principio puede explicarse con la siguiente expresión (ecuación 16) (Flores *et al.*, 2007):

$$\lambda ET = \alpha \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) (R_n - G) \quad (16)$$

Donde λET : flujo de calor latente o evapotranspiración (wm^2), R_n : radiación neta (wm^2), G : flujo de calor latente, α : factor de corrección, el cual responde a un factor de corrección determinado por la pendiente de la curva formada por la presión de vapor y la temperatura del aire, γ : constante psicométrica ($KPa \text{ } ^\circ C^{-1}$) expresada por ecuación 17.

$$\gamma = 0,665 * 10^{-3} P \quad (17)$$

Donde P es la presión atmosférica medida en kilo pascales, Δ : $Kpa/^\circ C$ definido por la ecuación 18.

$$\Delta = \frac{4098 \left[0,6108 \frac{17,21 T_a}{T_a + 237,3} \right]}{(T_a + 237,3)^2} \quad (18)$$

T_a : temperatura ambiente.

APLICACIÓN DEL MODELO DE VIDAL

Área de estudio

Las imágenes satelitales Landsat-5 TM tienen un Path: 08 y Row: 057. Específicamente con centroide con las coordenadas: latitud $04^\circ 20' 23''$ norte, y longitud $74^\circ 29' 36''$ este. Esta zona pertenece a la zona centro de Colombia y comprende la ciudad de Bogotá en su totalidad, y los departamentos de Cundinamarca, Huila, Tolima y Meta. En las figuras 2 y 3 se muestra la imagen satelital en el mapa de relieve y de división política de Colombia.

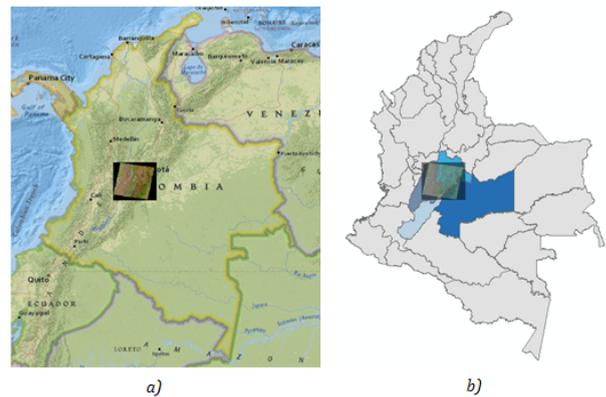


Figura 2: Localización general de las imágenes satelitales. a) Mapa de relieve general. b) División política en el que se resaltan los departamentos que forman parte de las imágenes.

Fuente: Modificado de National Geographic map e imagen de satélite

En la figura 3 se hace un detalle de los departamentos que forman parte de las imágenes satelitales con Path: 08 y Row: 57.

El área de estudio corresponde a los cerros orientales, sobre los cuales se asienta la ciudad de Bogotá y pertenecen al sistema montañoso de los Andes. Con una altura que varía entre los 2,800 y los 3,600 m.s.n.m., en una continuación del macizo de Sumapaz, comienzan en el suroriente de la sabana, en

el Boquerón de Chipaque, conformando en primera instancia los páramos de Cruz Verde, Choachí y Verjón. Continúan hacia el norte formando boquerones, picos y páramos de menor altura, como el cerro de La Teta, la Cuchilla del Zuque, los cerros de Monserrate y Guadalupe, el Alto de los Cazadores, el cerro del Cable, el páramo La Cumbre y los boquerones de San Francisco y San Cristóbal, hasta dilatarse en la planicie a la altura de La Caro. Durante su recorrido conforman, en su costado oriental, los valles de Teusacá y de Sopó, que limitan con el macizo de Chingaza (CIFA, s.f.). En la figura 5 se identifica el área de estudio dentro de la imagen satelital.

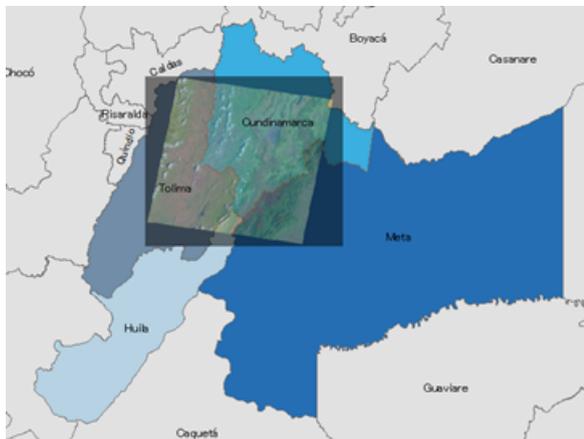


Figura 3: Localización regional de la imagen satelital en la división política de Colombia

Fuente: Modificado de National Geographic map e imagen de satélite.

Este sistema orográfico está situado en el extremo norte de la cordillera de los Andes, que atraviesa Suramérica desde Chile hasta Colombia y Venezuela, bordeando la costa Pacífica. Al entrar a Colombia, la cordillera se divide en tres ramales: occidental, central y oriental. El oriental nace en el Macizo Colombiano y, al llegar al norte, se divide nuevamente en dos: la cordillera de Mérida (que termina en Venezuela) y otro ramal que termina en la península de La Guajira. La cordillera oriental se caracteriza por ser la más ancha de las tres, formando en su parte central

una serie de altiplanos y terrazas de acarreo, que llegan a tener hasta 250 km de ancho. Los mayores altiplanos son los de Bogotá (la sabana), Fúquene y Sogamoso (los tres de origen fluvio-lacustre) (HAMMEN, 1998).

En el costado norte, oriental y sur, tienen como límite el definido por la Ley 133 de 1976, Acuerdo 30 de 1976 del Ministerio de Agricultura, por el cual los cerros orientales de Bogotá o “Bosque Oriental de Bogotá” fueron delimitados y declarados como “Área de Reserva Forestal Protectora”. Para el costado occidental se tomaron los límites definidos por Planeación Distrital para el Plan de Ordenamiento Territorial de los cerros orientales. Por consiguiente, los límites quedaron definidos de la siguiente manera:

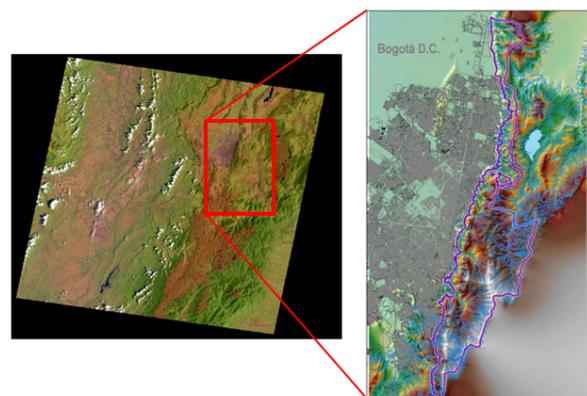


Figura 4: Identificación específica del área de estudio dentro de la imagen satelital

Fuente: adaptación del Servicio geológico estadounidense.

a) Por el norte: límite del Distrito Especial, quebrada Torca, desde la carrera séptima hasta la cota 3000, limitando con el municipio de Chía.

b) Por el oriente: el límite oriental del Distrito Capital, desde la quebrada Torca hasta el cruce del boquerón de Chipaque con la carretera a Oriente. Se incluye el valle del río Teusacá, limitando con los municipios de La Calera, Choachí y Ubaque.

c) Por el sur: cruce de la carretera a oriente con el boquerón de Chipaque.

d) Por el occidente: desde la quebrada Torca, al norte, por la carrera séptima hasta la calle 94. Continúa por la avenida Circunvalar desde la calle 94 hasta la intersección con la vía a oriente y por esta hasta encontrarse con el boquerón de Chipaque. Limita con el municipio de Usme.

MATERIALES

Para el desarrollo del presente trabajo fueron empleados los siguientes recursos físicos y *softwares*:

a) Ocho imágenes satelitales tipo Landsat 5 (L5) Thematic Mapper (TM), que comprenden entre los años de 1987 y 1995, que fueron descargadas de la página web de la USGS Earth Explorer. El sensor TM5 tiene una

resolución espacial de 30 metros en las bandas del visible e infrarrojo medio y 120 metros en la banda infrarrojo termal, una resolución radiométrica de 8 bits y una resolución temporal de 16 días. Las bandas con las que opera son la banda 1 azul (0.45-0.52 micrómetros), banda 2 verde (0.52-0.60 micrómetros), banda 3 roja (0.63-0.69 micrómetros), banda 4 infrarrojo cercano 1 (0.76-0.90 micrómetros), banda 5 infrarrojo cercano 2 (1.55-1.75 micrómetros), banda 7 infrarrojo medio (2.08-2.35 micrómetros) y la banda 6 infrarrojo térmico (10.4-12.5 micrómetros). En la tabla 1 se relacionan las imágenes utilizadas.

b) Información primaria obtenida de estaciones de tipo climatológicas ordinarias y principales de las redes hidroclimatológicas del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (Ideam) y la Corporación Autónoma Regional de Cundinamarca (CAR).

Tabla 1: Imágenes satelitales tipo Landsat TM 5 utilizadas en el trabajo

Número de ID	ID USGS	Fecha de Adquisición	PATH	ROW
1	LT50080571987119XXX02	29-abr-87	8	57
2	LT40080571987319XXX03	15-nov-87	8	57
3	LT40080571987351XXX08	17-dic-87	8	57
4	LT40080571988002XXX12	22-mar-88	8	57
5	LT40080571988082XXX14	02-jun-88	8	57
6	LT40080571989356XXX02	22-dic-89	8	57
7	LT40080571991010XXX03	10-ene-91	8	57
8	ETP008R57_5T19950214	14-feb-95	8	57

Fuente: United States Geological Survey (USGS). Recuperado el 3 de enero de 2014, de la plataforma Earth Explorer.

Para las estaciones climatológicas las horas oficiales de observación son las 07:00, 13:00 y 19:00 HLC (hora legal colombiana), para los elementos de temperatura y humedad relativa. En el caso de lluvia, evaporación y recorrido del viento, las lecturas solamente se realizan a las 7:00 de la mañana. Se deben efectuar

dentro de los diez minutos anteriores a la hora oficial de observación (Sabogal, 1985).

Las estaciones climatológicas principales son aquellas que hacen observaciones de lluvia, temperatura del aire, temperaturas máxima y mínima a dos metros del suelo,

humedad, viento, radiación, brillo solar, evaporación, temperaturas extremas del tanque de evaporación, cantidad de nubes y fenómenos especiales. Y por su parte, las estaciones climatológicas ordinarias hacen observaciones de temperatura del aire, evaporación y precipitación, primordialmente.

PROCEDIMIENTO

Se tomó como punto de partida una red de estaciones meteorológicas con lecturas diarias de temperatura del aire (T_a) a 2 metros arriba de la superficie y evaporación del tanque evaporímetro B; se realizaron los Kriging geoestadísticos respectivos para cada fecha de captura de las imágenes utilizadas. Para ello se verificó el comportamiento normal del histograma de frecuencia acumulada y se aplicaron transformaciones de *Boxcox* o logarítmicas para normalizar el histograma de frecuencia acumulada, y de esta manera poder correr la regresión en el *software ArcGIS*.

Después de estimar las variables geoestadísticas y satelitales se operan los datos como imágenes en el *software ArcGIS* o como matrices en el *software Matlab*, con el fin de generar una distribución de puntos sobre un plano cartesiano en donde el eje X corresponde a la diferencia entre la temperatura del suelo y la del aire, y el eje Y corresponde a los valores superiores a cero (0) del NDVI, esto con el fin de calcular el índice de estrés hídrico (WDI) a partir de la ecuación 10 (Vidal y Devaux, 1994). Con estos datos se dibuja un polígono que una los puntos críticos de la relación NDVI y diferencia de temperatura (figura 5).

Teniendo en cuenta el volumen de datos de las imágenes satelitales se tomó una muestra aleatoria de pares de NDVI y TS-TA para

generar la gráfica de dispersión y de esta manera obtener los valores A, B, C del modelo de Vidal y Devaux.

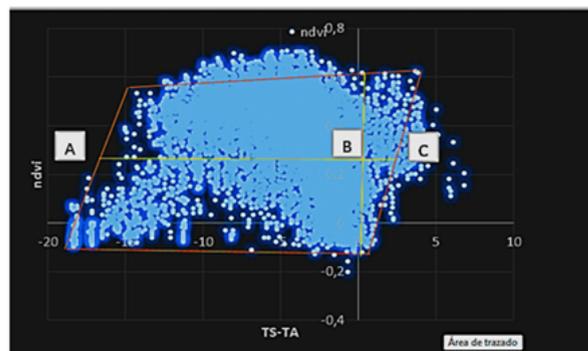


Figura 5: Polígono regresión y análisis de distribución estadístico para el cálculo del WDI a partir de la relación de NDVI y diferencia de temperaturas

$$K_C = \frac{(T_S - T_A)_{pixel} - 2,23}{18,5} \quad (19)$$

Una vez se conoce el coeficiente de cultivo se opera con la evapotranspiración potencial adquirida mediante una regresión geoestadística de la evaporación de las estaciones meteorológicas y se obtiene la evapotranspiración real del área de estudio.

Luego de obtener el coeficiente de cultivo K_c para el área de estudio, se opera con la evapotranspiración potencial cuyo resultado será la evapotranspiración real del área de estudio.

RESULTADOS

A continuación se presentan los resultados de los cálculos del coeficiente de cultivo K_c y la evapotranspiración para el área de la ciudad de Bogotá.

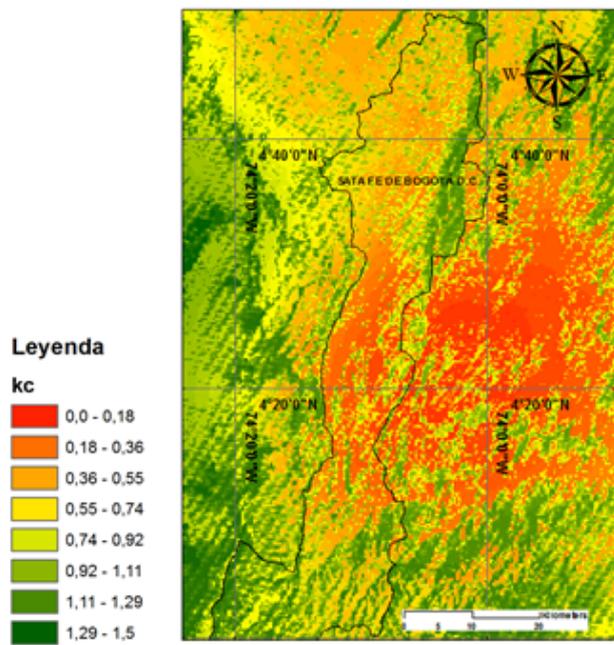


Figura 6: Kc 29-ABRIL-1987

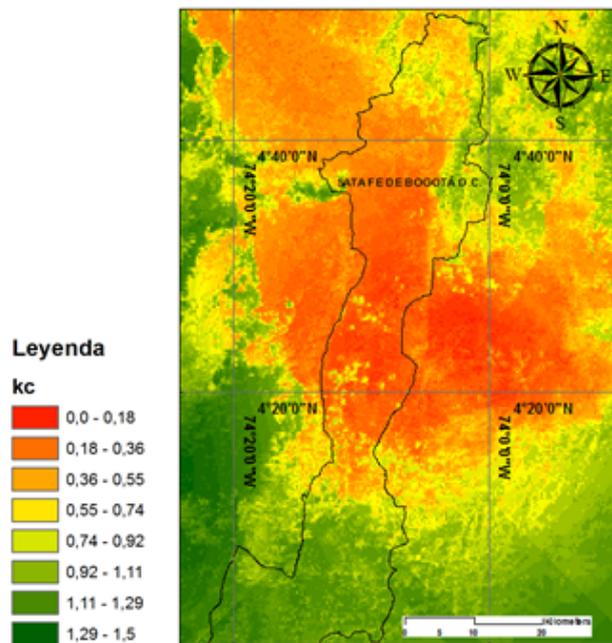


Figura 7: Kc 15-NOV-1987

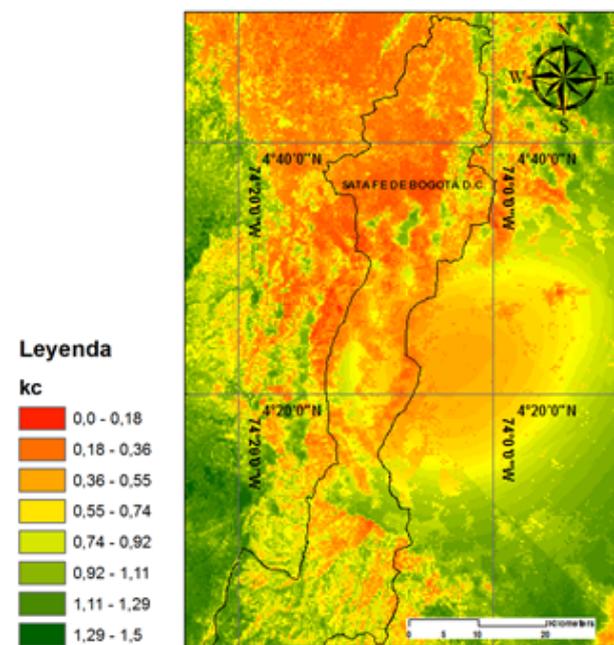


Figura 8: Kc 17-DIC-1987

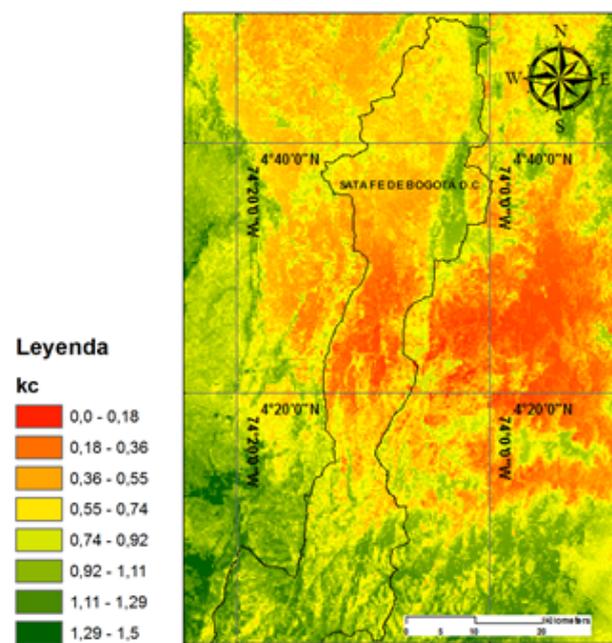


Figura 9: Kc 22-MAR-1988

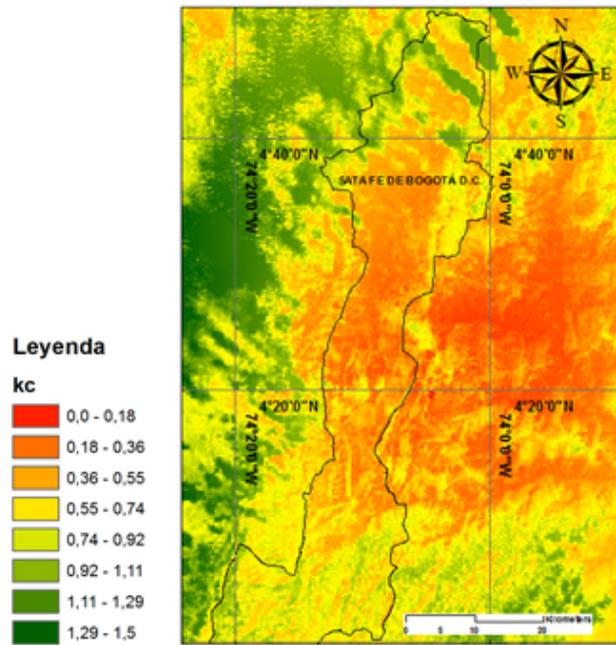


Figura 10: Kc 02-JUN-1988

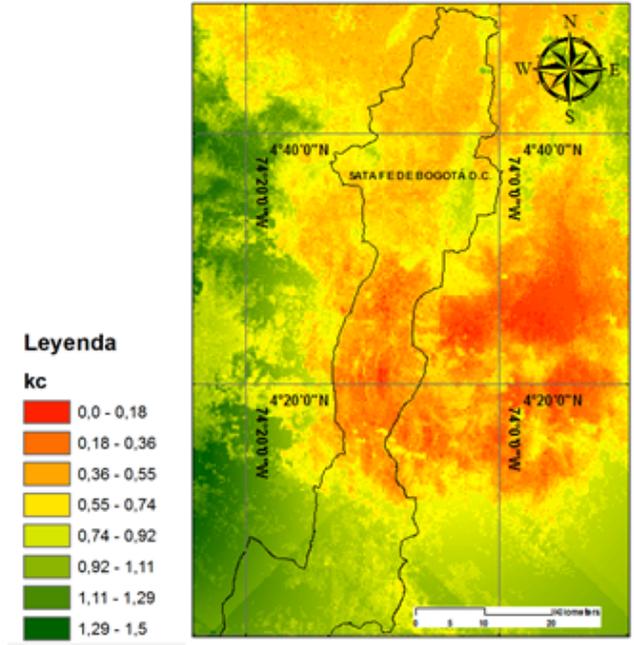


Figura 11: Kc 22-DIC-1989

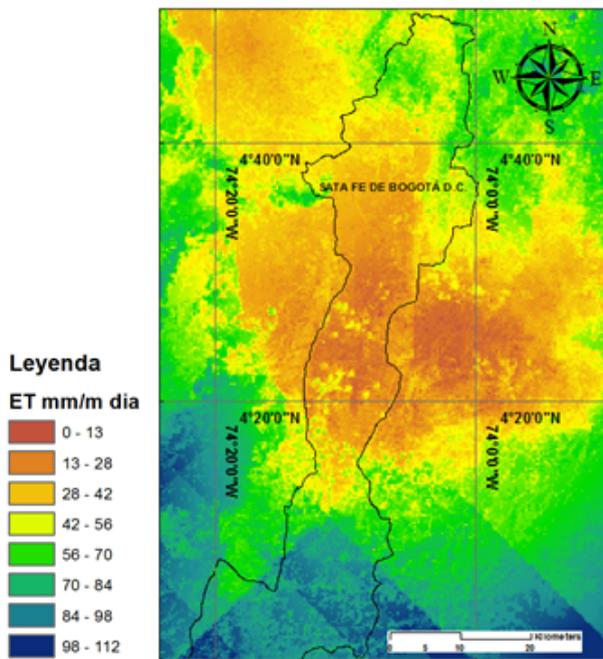


Figura 12: Kc 10-ENE-1991

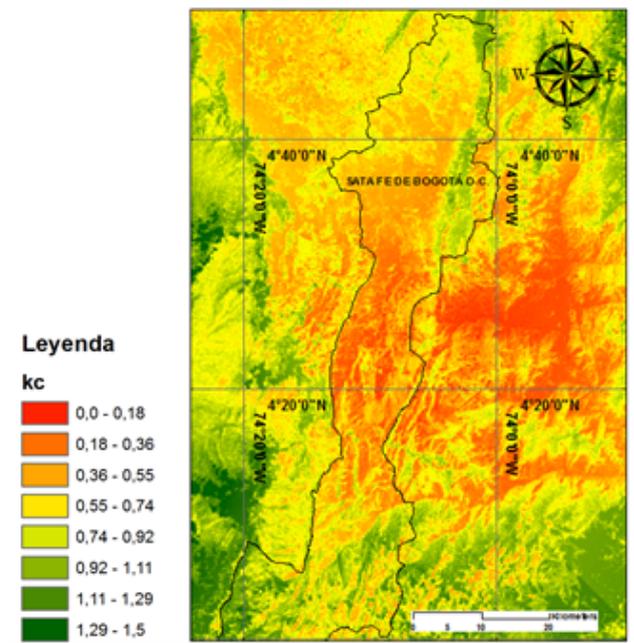


Figura 13: Kc 15-FEB-1995

Resultados evapotranspiración

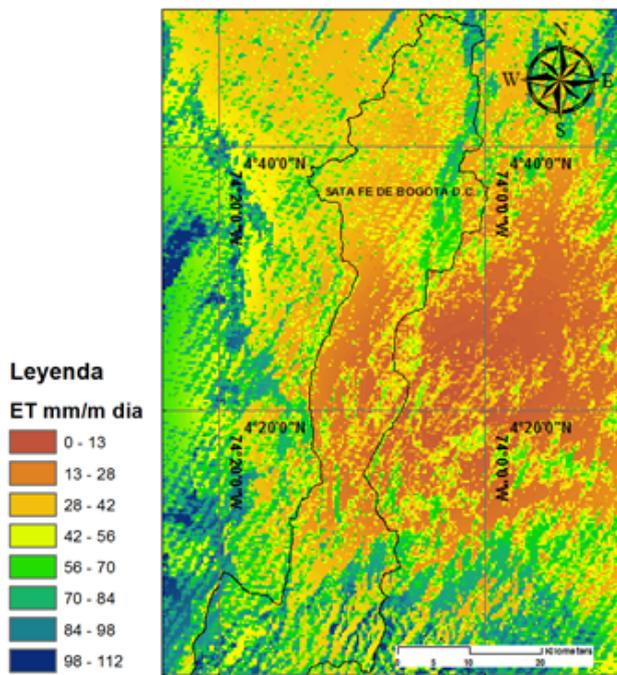


Figura 14: ET 29-ABRIL-1987

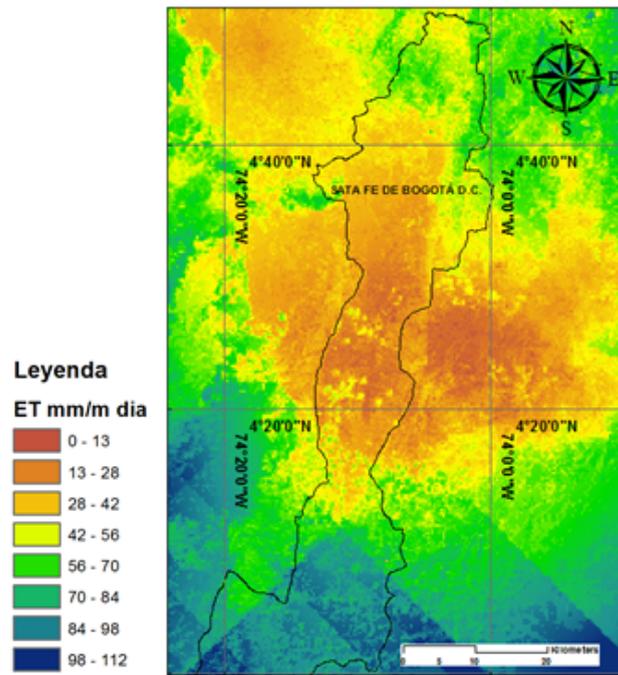


Figura 15: ET 15-NOV-1987

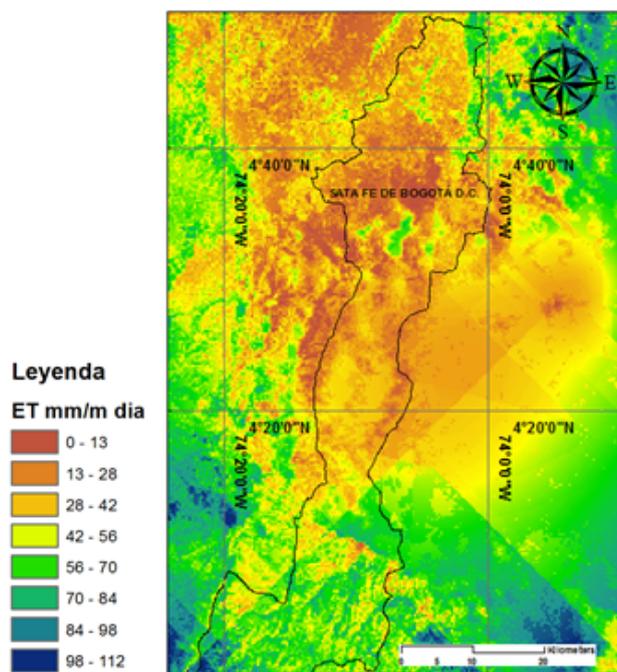


Figura 16: ET 17-DIC-1987

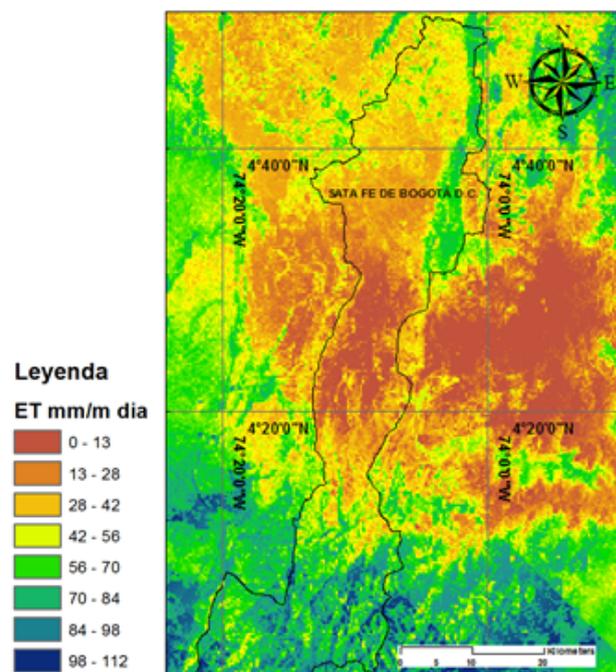


Figura 17: ET 22-MAR-1988

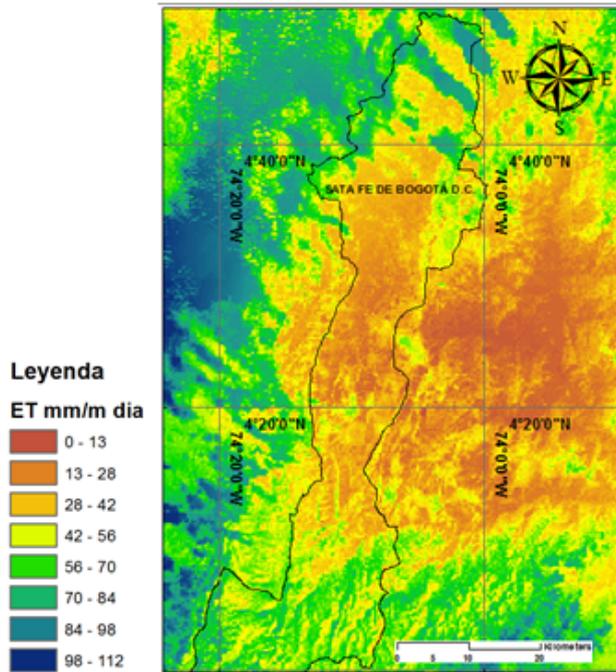


Figura 18: ET 02-JUN-1988

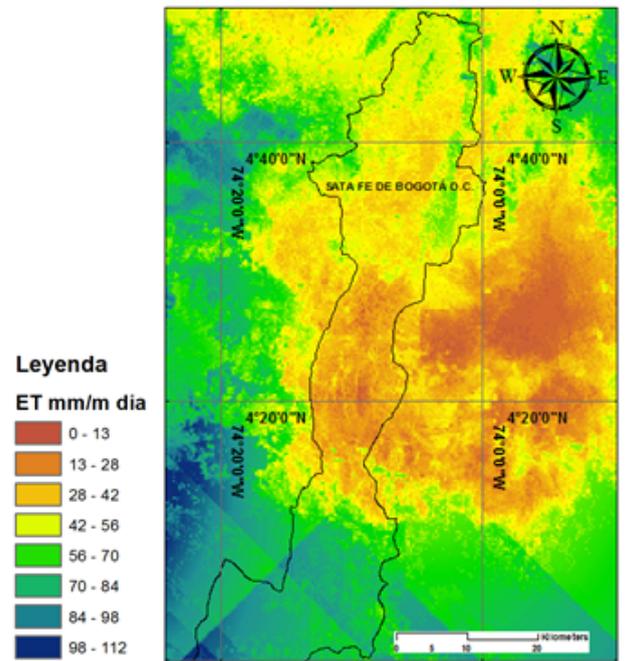


Figura 19: Kc 22-DIC-1989

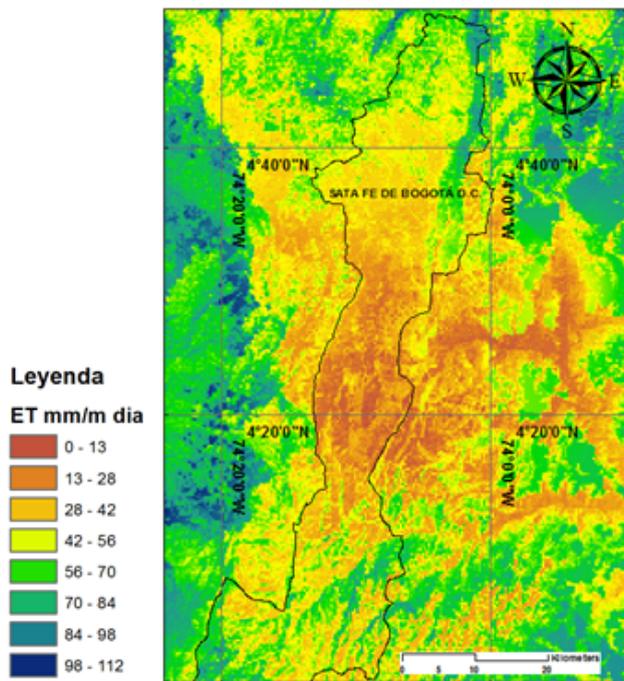


Figura 20: ET 110-ENE-1991

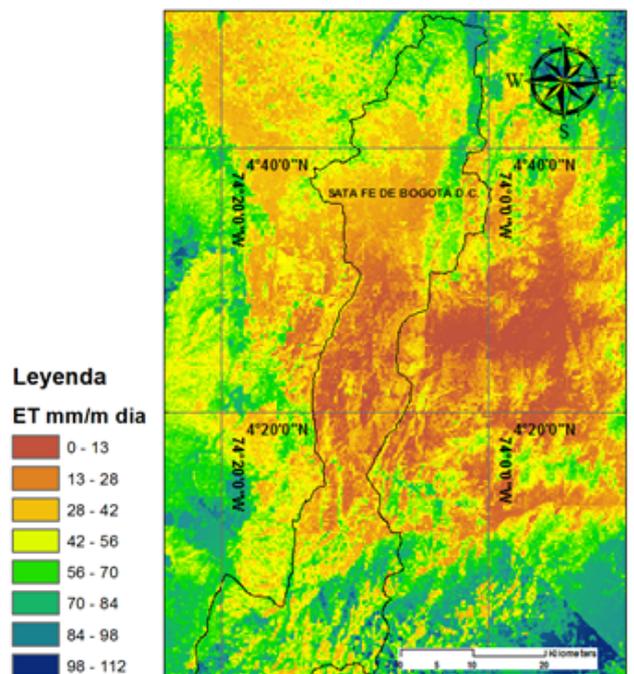


Figura 21: ET 14-FEB-1995

CONCLUSIONES

La variedad de modelos generados para el cálculo de la evapotranspiración permite la solución en diferentes aspectos ambientes y con diversas variables; los modelos aquí propuestos se aplican a cuatro satélites con sensores pasivos: Landsat, Spot, Modis y Meteosat. Su aplicación, con cada uno de estos satélites, depende de las necesidades del estudio, el área de interés y las especificaciones del proyecto.

La comprensión de las resoluciones y los sensores de cada satélite deben ser el punto de partida para la selección del modelo, y viceversa; además, es importante considerar la frecuencia con la que se necesita adquirir la información y el área que se pretende estudiar, con el fin de optimizar los procesos de cálculo.

Realizar cartografía temática con información de catastral (rural y urbana), cobertura vegetal y evapotranspiración permitirá a las gobernaciones o alcaldías municipales declarar alertas ambientales y ajustar periódicamente los caudales y frecuencias en los sistemas de riego pertenecientes a su jurisdicción.

El coeficiente de cultivo (K_c), calculado a partir de imágenes satelitales, arrojó valores máximos de 1.24, eso significa que existen sectores en los cuales la evapotranspiración será superior a la evapotranspiración potencial, pero 6% inferior a la evapotranspiración del tanque evaporímetro, indicando baja humedad y posibles condiciones de estrés hídrico en las planas que presenten este comportamiento.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABRAMS, M., & HOOK, S. (2001). Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (Segunda ed.). California,

USA: ASTER Users Handbook.

ALLEN, R. G., S., P. L., RAES, D., & SMITH, M. (1998). Crop Evapotranspiration. Guidelines For Computing Crop Water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper, 56.

ANGLADA, M. L. (1998). El Cambio Global en el Medio Ambiente. Barcelona, España: Alfaomega Marcombo.

APN - ADMINISTRACIÓN DE PARQUES NACIONALES . (2005). Protocolo Para El Pre Procesamiento De Imágenes Satelitales Landsat Para Aplicaciones De La Administración De Parques Nacionales. Sistema de Información de Biodiversidad. Buenos Aires, Argentina: APN – SIB.

ASNER, G. P., & SCURLOCK, J. M. (2003). Global Synthesis Of Leaf Area Index Observations: Implications For Ecological And Remote Sensing Studies. Global Ecology and Biogeography, 12, 91-205.

CALERA, A., GONZÁLEZ PIQUERAS, J., & MELIA, J. (2004). Monitoring Barley And Corn Growth From Remote Sensing Data At Field Scale. International Journal of Remote Sensing, 25(1), 97-109.

CENTRO DE INVESTIGACIONES DE LA FACULTAD DE ARQUITECTURA DE LA UNIVERSIDAD DE LOS ANDES, CIFA. (s.f.) LOS CERROS: PAISAJE E IDENTIDAD CULTURAL. Identificación Y Valoración Del Patrimonio Ambiental Y Cultural De Los Cerros. Universidad de los Andes, Cundinamarca. Bogotá D.C.: Instituto Distrital de Cultura y Turismo.

CHANDER, G., & MARKHAM, B. (2003). Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 41, 2674

- 2678.
- CHANDER, G., MARKHAM, B. L., & HELDER, D. L. (2009). Summary Of Current Radiometric Calibration Coefficients For Landsat MSS, TM, ETM+, And EO-1 ALI Sensors. *Remote Sensing of Environment*, 113, 893-903.
- CHÁVEZ JR., P. (1988). An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote Sensing of Environment*, 24, 459-479.
- CHOUDHURY, B. J. (1994). Synergism Of Multispectral Satellite Observations For Estimating Regional Land Surface Evaporation. *Remote Sensing Environment*, 493.
- CHUVIECO SALINERO, E. (1996). *Teledetección Ambiental. La Observación De La Tierra Desde El Espacio*. Barcelona: Ariel S.A.
- CHUVIECO, E. (2010). *Teledetección Ambiental (Vol. 3)*. Barcelona, España: Ariel 2010.
- CORPORACIÓN AUTÓNOMA REGIONAL DE LA FRONTERA NORORIENTAL. (02 de Febrero de 2010). CORPOCONDOR. Obtenido de Los Incendios Forestales Un Problema Ambiental: http://www.corponor.gov.co/index.php?option=com_content&view=article&id=433:los-incendios-forestales-un-problema-ambiental&catid=1:latest-news&Itemid=50
- COSERO, D. R. (1998). Estimación de la Humedad de la Vegetación Usando Imágenes de Satélite e Índices Meteorológicos de Peligro de Incendios (7 ed.). Alcalá, España: Departamento de Geografía. Universidad de Alcalá.
- CUADROS RUBIO, N. (2010). Analisis De La Variabilidad De La Temperatura Del Aire En Regiones De Colombia Bajo La Influencia De La Oscilación De Madden Julian Durante Los Años 1978-2008. Maestría en Meteorología, Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá D.C.
- DAUGTRY, C, W. C. (2000). Estimating corn leaf chlorophyll concentration from leaf and canopy reflectance. *Remote sensing of environment vol 74*, 229-239.
- DELEGIDO, J., CASELLES, V., & HURTADO, E. (1991). *Determinación A Escala Regional De La Evapotranspiración (Universitat de Valencia. Estudi General ed.)*. (J. M. S. Gandía, Ed.) Valencia, España: Departament de Termodinámica. Unidad de Investigación de Teledetección.
- DI BELLA, C. M. (2000). Evapotranspiration Estimates Using NOAA AVHRR Imagery In The Pampa Region Of Argentina. *International Journal Of Remote Sensing*, 21, 791-797.
- DI BELLA, C. M. (2008). *Teledetección Satelital Y Fuego En Áreas Naturales*. Sitio Argentino De Producción Animal, 1-8.
- DÍAZ, G. M.-B. (2011). Teledetección Satelital Cuantitativa Para Estimar El Área Basal Del Bosque De Nothofagus Pumilio (Nothofagaceae): El Rol Del Índice De Área Foliar Como Indicador Auxiliar. *Revista Chilena de Historia Natural*, 84, 509-521.
- ESPERANZA, F., & ZERDA, H. (2002). Potencialidad De Los Índices De Vegetación Para La Discriminación De Coberturas Forestales. Universidad Nacional de Santiago del Estero, Facultad de Ciencias Forestales, Santiago del Estero.

- FERNANDEZ, R. B. (2003). Landsat-5 TM And Landsat-7 ETM+ Based Accuracy Assessment Of Leaf Area Index Products For Canada Derived From Spot Vegetation Data. *Remote Sensing*, 29, 241-258.
- GRIED, V. d., & OWE, M. (1993). On The Relationship Between Termal Emissivity And The Normalized Difference Vegetation Index Surfaces. *International Journal of Remote Sensing* 14(6), 119-1131.
- HAMMEN, T. V. (1998). Plan Ambiental De La Cuenca Alta Del Río Bogotá : Análisis Y Orientaciones Para El Ordenamiento Territorial. Bogotá: Corporación Autónoma Regional de Cundinamarca - CAR.
- HUETE, A. (1988). A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, 25, 295-309.
- INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS - INIA. (2010). Índice De Vegetación Ajustado Al Suelo, SAVI, Región de Magallanes y la Antártica Chilena. Recuperado el Abril de 02 de 2015, de Riesgo Climático: http://www.aclimat.cl/main/index.php?option=com_wrapper&view=wrapper&Itemid=148
- JACKSON, R. D., IDSO, S. B., REGINATO, R. J., & PINTER JR., P. J. (1981). Canopy Temperature As A Crop Water Stress Indicator. *Water Resour. Res.*, 17, 1133-1138.
- LAMOLDA ORDÓÑEZ, H. (2008). Estudio De La Influencia De Las Correcciones A Imágenes Landsat Etm+ En La Obtención De Propiedades De Cubiertas Vegetales. Universidad Politécnica De Madrid. Madrid: Escuela Técnica Superior De Ingenieros En Topografía, Geodesia Y Cartografía.
- MARKHAM, B. L., & BARKER, J. L. (1986). Landsat-MSS And TM Post Calibration Dynamic Ranges, Atmospheric Reflectance And At-Satellite Temperature: EOSAT Landsat Technical Notes 1. Earth Observation Satellite Company, 3-8.
- MARTÍNEZ, R. E. (2000). Manual de Valoración de Montes y Aprovechamientos Forestales. Ediciones Mundi-Prensa.
- MESA, O. J. (1997). Introducción Al Clima De Colombia. Universidad Nacional - Sede Medellín, Medellín, Colombia.
- MONTEITH, J. (1981). Evaporation and surface temperature. *Q. J. R. Meteorol. Society*.
- MORA, F. &. (1998). On The Sources Of Vegetation Activity Variation, And Their Relation With Water Balance In Mexico. *International Journal of Remote Sensing*, 19(10): 1843-1871.
- MUNNS, R., & TESTER, M. (2008). Mechanism of Salinity Tolerance. *Plant Biol.*, 59, 651-681.
- NAVARRO CERRILLO, R. M. (2013). Evaluación De Variables Biofísicas Mediante Teledetección En Pinares Mediterráneos. *Revista Ambienta*, 11.
- Nemani, R., Pierce, L., & Running, S. (1993). Recent research has shown that the combination of spectral vegetation indices with. *Journal of applied meteorology*, 3, 548-557.
- OLIVER, M., WEBSTER, R., & GERRARD, J. (1989). Geostatistics in Physical Geography. Part I: Theory. *Transactions of the Institute of British Geographers, New Series*, 14, 259-269.
- ORGANIZACIÓN MUNDIAL DE LA SALUD. (15 de Marzo de 2008). Organización Mundial de la Salud. Recuperado el 28 de Enero de 2014, de Acción Sanitaria En Las Crisis Humanitarias: <http://www.who.int/hac/techguidance/ems>

/vegetation_fires/es/index.html

PABÓN CAICEDO, J. D. (2007). Impacto Socioeconómico De Los Fenómenos El Niño Y La Niña En La Sabana De Bogotá D.C. Durante El Siglo XX. Dialnet, 81-94.

PARUELO, J. E. (1997). Anpp Estimates From Ndvi For The Central Grassland Region Of The Us. *Ecology*, 78:953-958.

PRIESTLEY, C. H., & TAYLOR, R. J. (1972). On The Assessment Of Surface Heat Flux And Evaporation Usin Large Scale Parameters. *Mon. Weather*, 100: 81-82.

QUIN, Z., KARNIELI, A.,& BERLINER, P. (1999). A Mono-Window Algorithm For Retrieving Land Surface Temperature From Landsat TM Data And Its Application To The Israel-Egypt Border Region. *International Journal of Remote Sensing*, 22(18), 719-3746.

QUINTANA, C. (2009). Estimación De Evapotranspiración Utilizando Datos De Sensores Remotos Satelitales. Concepción, Chile: Universidad de Concepción. Departamento de Recursos Hídricos.

REICHSTEIN, M. T. (2003). Inverse Modeling Of Seasonal Drought Effects On Canopy Co2/H2O Exchange In Three Mediterranean Ecosystems. *Journal of Geophysical Research*.

Rivas, R. (2004). Propuesta de un modelo operativo para la estimacion de la evapotrasnpircion. Universitat de Valencia.

ROUSE, J. W., HAAS, R. H., SCHELL, J. A., DEERINO, D. W., & HARLAN, J. C. (1974). Monitoring The Vernal Advancement Of Retrogradation Of Natural Vegetation. *NASA/OSFC, Type III*, 371.

SABOGAL, N. (1985). Manual Del Observador Meteorológico. Estación climatológica. Himat.

SÁNCHEZ MARTÍNEZ, M. (2002). Modelos Y Aproximaciones Para La Estimación De La Evapotranspiración Con Información Satelital. *Revista de Geografica, Norte Grande*, Vol 29, 107-120.

SÁNCHEZ, M. Y. (2000). Estimación De La Evapotranspiración Del Cultivo De Referencia, ET0, A Partir De Imágenes NOAA-AVHRR. *Revista de Teledetección*, 14, 11-21.

Sanchez, M., Caselles, V., Valor , E., & Coll, C. (2007). Analisis de una metodologia para la estimacion de la evapotrasnpiracion real diaria mediante tldeteccion a una escala regional. *Revista Teledeteccion Vol 27*, 71-79.

SÁNCHEZ, T. (1992). Métodos Para El Estudio De La Evaporación Y Evapotranspiración: Cuadernos Técnicos De La Sociedad Española De Geomorfología. Madrid: Longroño Geofomas.

SECRETARÍA DISTRITAL DE AMBIENTE. (2010). Analisis De La Ocurrencia De Incendios Forestales En Bogotá D.C. Durante El Fenomeno Del Niño 2009-2010. Unidad Administrativa Especial Cuerpo Oficial de Bomberos. Bogotá D.C.: Alcaldía De Bogotá.

SECRETARÍA DISTRITAL DE AMBIENTE, s.f. (s.f.). Ambiente por Recursos. Recuperado el 2014 de Febrero de 27, de Incendios Forestales: <http://ambientebogota.gov.co/incendios-forestales-sda>

SOSPEDRA, F., CASELLES, V., & VALOR, E. (1998). Effective Wavenumber For Thermal Infrared Bands Application To Landsat TM. *International Journal of Remote Sensing*, 19, 2105-2117.

SOSPEDRA, F., CASELLES, V., & VALOR, E. (1998). Effective Wavenumber For Thermal Infrared Bands-Application To Landsat-Tm. *International Journal of Remote Sensing*, Vol

19, 11-20.

Survey, U. S. (20 de 01 de 2010).
<http://earthexplorer.usgs.gov/>. Obtenido de
<http://earthexplorer.usgs.gov/>

TUCKER, C. T. (1985). African Land-Cover
Classification Using Satellite Data. *Science*,
227:369-375.

VIDAL, A. & R. (1994). Evaluating forest fire
hazard with Landsat TM derived water stress

index. *Agricultural and Forest Meteorology*,
77, 207 - 224.

WALL, D. y. (2000). *The World Beneath
Our Feet: Soil Biodiversity And Ecosystem
Functioning*. (P. RAVEN, & T. A. WILLIAMS,
Edits.) National Academy of Sciences Press,
225-241.

WEBSTER, R., & OLIVER, M. (2001).
Geostatistics for environmental scientists.
Gran Bretaña: John Wiley & Sons Inc.