

ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN A PARTIR DE IMÁGENES SATELITALES Y DATOS METEOROLÓGICOS EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO CAUCA



**Daniela Andrea Rivera Orozco
Yessica Carolina Cantero Mosquera**

**Universidad Del Cauca
Facultad De Ciencias Naturales, Exactas Y De La Educación
Departamento De Física
Popayán
2018**

ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN A PARTIR DE IMÁGENES SATELITALES Y DATOS METEOROLÓGICOS EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO CAUCA

**Daniela Andrea Rivera Orozco
Yessica Carolina Cantero Mosquera**

Trabajo de investigación presentada(o) como requisito parcial para optar al título de:
Ingeniera Física

Director:
Ing. Leonairo Pencue-Fierro

Universidad Del Cauca
Facultad De Ciencias Naturales, Exactas Y De La Educación
Departamento De Física
Popayán
2018

Presidente del Jurado

Jurado

Jurado

Popayán Cauca, 9 de abril de 2018

Agradecimientos

A Dios por dar nos la oportunidad de culminar esta etapa de nuestras vidas.

A nuestra familia por estar siempre a nuestro lado, en especial a nuestros padres por su esfuerzo, dedicación, lucha, apoyo y amor incondicional.

A la Universidad del Cauca, al departamento de Física, al Grupo de Investigación Óptica y Láser, y compañeros por aportar herramientas útiles para nuestro desarrollo personal y profesional.

Contenido

	pág.
Lista de figuras.....	VII
Lista de tablas	IX
Lista de Símbolos y abreviaturas.....	X
Introducción.....	1
1. Evapotranspiración.....	3
1.1 Factores que afectan la evapotranspiración.....	3
1.1.1 Evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o).....	4
1.1.2 Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c).....	4
1.1.3 Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ET_{caj}).....	4
1.2 Métodos de balance de energía y micro climáticos.....	5
1.3 Evapotranspiración de referencia (ET_o) FAO Penman-Monteith	5
1.3.1 Datos meteorológicos	6
1.3.2 Radiación extraterrestre para periodos horarios o menores (R_a).....	7
1.3.3 La corrección estacional para el tiempo solar	8
1.3.4 Radiación solar o de onda corta (R_s).....	8
1.3.5 Radiación relativa de onda corta.....	8
1.3.6 Duración solar relativa (n/N)	9
1.3.7 Duración máxima de insolación (N)	9
1.3.8 Albedo (α) y la radiación neta solar (R_{ns}).....	9
1.3.9 Radiación neta de onda larga R_{nl}	10
1.3.10 Radiación neta R_n	10
1.3.11 Presión media de vapor de saturación.....	10
1.3.12 Pendiente de la curva de saturación de vapor (Δ).....	10
1.3.13 Estimación de datos faltantes	11
1.4 Coeficiente de cultivo.....	12
1.5 Evapotranspiración real	12
2. Modelo SEBAL.....	15
2.1 Percepción remota.....	17
2.1.1 Espectro radiómetro de imágenes de resolución moderada (MODIS).....	18
2.2 Radiación neta.....	18
2.2.1 Albedo	19
2.2.2 Radiación entrante de onda corta ($\square \square \downarrow$).....	21
2.2.3 Radiación saliente de onda larga ($\square \square \uparrow$).....	22
2.2.4 Radiación entrante de onda larga ($\square \square \downarrow$).....	22
2.3 Flujo de calor del suelo (G).....	23
2.4 Flujo de calor sensible (H)	23
2.4.1 Cálculo de la resistencia aerodinámica al transporte de calor	23

2.4.2 Cálculo de la diferencia de temperatura dT.....	26
2.5 Condiciones de estabilidad atmosférica.....	27
2.6 Flujo de calor latente.....	29
2.7 Correcciones SEBAL, modelo de montaña.....	30
3. Metodología.....	34
3.1 Zona de estudio.....	34
3.2 Productos MODIS.....	36
3.2.1 Índices de vegetación (MOD13A1).....	36
3.2.2 Índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI).....	36
3.2.3 Reflectancia de la superficie (MOD09A1).....	37
3.2.4 Temperatura y emisividad de la superficie de la tierra (MOD11A2).....	38
3.2.5 Índice de área foliar (MOD15A2).....	39
3.2.6 ALBEDO (MCD43B3).....	40
3.3 Segmentación.....	41
3.4 Clasificación de coberturas Cuenca Alta del Río Cauca.....	41
3.4.1 Weka.....	41
3.4.2 Índices de vegetación.....	42
3.5 Clasificación asistida.....	43
3.6 Remuestreo de las imágenes.....	44
3.7 Reproyección.....	46
3.8 CO-KRIGING.....	47
4. Resultados y discusión.....	49
4.1 Radiación neta y flujo de calor del suelo.....	50
4.2 Flujo de calor sensible y calor latente.....	52
4.3 Comparación con fenómenos climáticos.....	60
4.4 Clasificación.....	62
4.5 Validación.....	63
5. Conclusiones y recomendaciones.....	75
5.1 Conclusiones.....	75
5.2 Recomendaciones.....	75
ANEXOS.....	77
A. Selección de los puntos “ancla”.....	77
B. Distribución estaciones.....	78
C. Clasificación MODIS.....	79
D. Mapas de evapotranspiración.....	80
Bibliografía.....	84

Lista de figuras

pág.

Figura 1-1: Evapotranspiración.....	3
Figura 2-1: Esquema principal para obtener ET con SEBAL.....	16
Figura 2-2: Esquema de la implementación de SEBAL para el cálculo de ET.....	17
Figura 2-3: Balance de radiación superficial	19
Figura 2-4: Reflectancia hemisférica direccional.....	20
Figura 2-5: Reflectancia bi-hemisférica.....	21
Figura 2-6: Pendiente y orientación en SEBAL.....	31
Figura 3-1: Subcuentas seleccionadas para el estudio	34
Figura 3-2: Relación tamaño de punto.....	44
Figura 3-3: Re muestreo imagen de 100 m a 1 Km.....	45
Figura 3-4: Sistema de proyección sinusoidal.....	46
Figura 3-5: Sistema de coordenadas geodésico (WGS84)	47
Figura 3-6: Interpolación con Co-Krigging para la temperatura del aire.....	48
Figura 4-1: Radiación y flujo de calor del suelo en la subcuenca La Vieja (30 de septiembre de 2011).....	50
Figura 4-2: Radiación y flujo de calor del suelo en la sub-zona Apto Bonilla (19 de diciembre de 2015).....	51
Figura 4-3: Radiación y flujo de calor del suelo en la subcuenca Palace (1 de enero de 2011).....	52
Figura 4-4: Flujo de calor sensible y evapotranspiración instantánea en la subcuenca La Vieja (30 de septiembre de 2011)	53
Figura 4-5: a) Relación entre la temperatura superficial y el flujo de calor sensible b) Relación entre la temperatura superficial y el flujo de calor latente en la subcuenca La Vieja (30 de septiembre de 2011).....	54
Figura 4-6: a) Relación entre la temperatura superficial y el flujo de calor sensible b) Relación entre la temperatura superficial y el flujo de calor latente en la sub-zona Apto Bonilla (19 de diciembre de 2015)	54
Figura 4-7: a) Relación entre la temperatura superficial y el flujo de calor sensible b) Relación entre la temperatura superficial y el flujo de calor latente en la subcuenca Palace (1 de enero de 2011)	54
Figura 4-8: Relación entre la temperatura superficial sin corrección y la temperatura superficial corregida en la subcuenca La Vieja	55

Figura 4-9: a) Flujo de calor sensible sin corrección de la temperatura superficial b) Flujo de calor sensible con corrección de la temperatura superficial en la subcuenca La Vieja (30 de septiembre de 2011).....	56
Figura 4-10: Relación entre la temperatura superficial sin corrección y la temperatura superficial corregida para la subcuenca Palace. a) Diferencia de temperatura mayor a 2°C; b) 2°C<dt<2 °C	57
Figura 4-11: a) Flujo de calor sensible sin corrección de la temperatura superficial b) Flujo de calor sensible con corrección de la temperatura superficial en la subcuenca Palace (1 de enero de 2011)	57
Figura 4-12: Relación entre la temperatura superficial sin corrección y la temperatura superficial corregida para la sub-zona Apto Bonilla.....	58
Figura 4-13: a) Flujo de calor sensible sin corrección de la temperatura superficial b) Flujo de calor sensible con corrección de la temperatura superficial en la sub-zona Apto Bonilla (19 de diciembre de 2015)	58
Figura 4-14: Evapotranspiración años 2011,2013 y 2015	60
Figura 4-15: Suertes seleccionadas para validación en Miranda	64
Figura 4-16: Suertes CB000522000007 - CA01048000142	64
Figura 4-17: Relación de la variación temporal de la evapotranspiración instantánea obtenida con el Método 1 con respecto a la obtenida con datos meteorológicos e información del cultivo	66
Figura 4-18: Relación de la variación temporal de la evapotranspiración instantánea obtenida con el Método2 con respecto a la obtenida con datos meteorológicos e información del cultivo	67
Figura 4-19: Relación de la variación temporal de la evapotranspiración instantánea obtenida con el Método 3 con respecto a la obtenida con datos meteorológicos e información del cultivo	68
Figura 4-20: Métodos utilizados para obtener evapotranspiración instantánea	69
Figura 4-21: Suertes seleccionadas ubicadas en el punto de estudio	70
Figura 4-22: Relación de la variación temporal de la evapotranspiración instantánea obtenida con el Método1 con respecto a la obtenida con datos meteorológicos e información del cultivo para diferentes suertes.	71
Figura 4-23: Suerte seleccionada para validación Ingenio Rio Paila (RP003501000362)	73
Figura 4-24: Relación de la variación temporal de la evapotranspiración instantánea obtenida con el Método1 con respecto a la obtenida con datos meteorológicos para un Kc=1.05 (Etapa final del cultivo)	73

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 1-1 Coeficiente de cultivo para la caña de azúcar (Echeverry, 2016).....	12
Tabla 2-1: Especificaciones generales del sensor MODIS	18
Tabla 2-2: Valores de z_{om} para superficies no agrícolas (Waters <i>et al.</i> , 2002)	25
Tabla 3-1: Estaciones seleccionadas para el estudio	35
Tabla 3-2: Calculo ET_r horaria.....	36
Tabla 3-3: MOD13A1 (LA DAAC, 2000).....	36
Tabla 3-4: Calidad IV MOD13A1 (LA DAAC, 2000).....	37
Tabla 3-5: MOD09A1 (LA DAAC, 2000).....	37
Tabla 3-6: Descripción de la capa de calidad, estado de los datos MOD09A1 (LA DAAC, 2000).....	38
Tabla 3-7: MOD11A2 (LA DAAC, 2000).....	39
Tabla 3-8: Capa de calidad MOD11A2 (LA DAAC, 2000).....	39
Tabla 3-9: MOD15A2 (LA DAAC, 2000).....	40
Tabla 3-10: Capa de calidad general (LA DAAC, 2000)	40
Tabla 3-11: MCD43B3 (LA DAAC, 2000)	40
Tabla 3-12: Calidad albedo MCD43B2 (LA DAAC, 2000).....	41
Tabla 3-13: Puntos discriminados, consideración capa de calidad de capa producto	41
Tabla 3-14: Número de muestras obtenida para cada cobertura	43
Tabla 3-15: Resolución espacial correspondiente a cada entrada del modelo.....	45
Tabla 4-1: Características imágenes de análisis	49
Tabla 4-2: Magnitudes de SEBAL para valores negativos y positivos de ET_{inst} en la subcuenca Risaralda (25 de mayo de 2015).....	59
Tabla 4-3: Magnitudes de SEBAL para valores negativos y positivos de ET_{inst} en la subcuenca Palace (1de enero de 2011)	59
Tabla 4-4: Características de la clasificación MODIS.....	62
Tabla 4-5: Matriz de confusión.....	63
Tabla 4-6: Informe de la Suerte CB000522000007	65
Tabla 4-7: Informe de la Suerte CA010148000142	65
Tabla 4-8 : Resumen Suertes CB000522000007 - CA01048000142.....	69
Tabla 4-9: Informe de la suerte RP003501000362.....	73
Tabla 4-10: Resumen R^2 - RMSE	74

Lista de Símbolos y abreviaturas

Símbolos con letras latinas

Símbolo	Término	Unidad SI	Definición
ET_{inst}	Evapotranspiración instantánea	$\frac{mm}{h}$	Ec 2.35
R_n	Radiación neta	$\frac{W}{m^2}$	Ec 2.2
C_p	Calor específico del aire	$\frac{J}{KgK}$	1004 $\frac{J}{KgK}$
r_{ah}	Resistencia aerodinámica al transporte de calor	$\frac{s}{m}$	Ec 2.14
$R_{S\downarrow}$	Radiación incidente de onda corta	$\frac{W}{m^2}$	Ec 2.5
$R_{L\downarrow}$	Radiación incidente de onda larga	$\frac{W}{m^2}$	Ec 2.11
$R_{L\uparrow}$	Radiación reflejada de onda larga	$\frac{W}{m^2}$	Ec 2.8
$L(\lambda)$	Radiancia espectral	$Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$	
L	Integral de la radiancia espectral	$Wm^{-2}sr^{-1}$	
$E_s(\lambda)$	Irradiancia espectral	$Wm^{-2}\mu m^{-1}$	
E_s	Integral de la irradiancia espectral	Wm^{-2}	
G	Flujo de calor del suelo	$\frac{W}{m^2}$	
H	Flujo de calor sensible	$\frac{W}{m^2}$	
λET	Flujo de calor sensible	$\frac{W}{m^2}$	Ec 2.1
s	Pendiente de la superficie	rad	
S_c	Corrección estacional	Horas	Ec 2.42
T_s	Temperatura superficial	K	
z	Elevación sobre el nivel del mar	m	
G_{sc}	Constante solar	$\frac{W}{m^2}$	1367 $\frac{W}{m^2}$
dT	Diferencia de temperatura	K	Ec 2.21
d_r	Distancia relativa tierra-sol inversa al cuadrado	-	Ec 2.6

Símbolo	Término	Unidad SI	Definición
d_{e-s}	Distancia relativa tierra-sol		
u^*	Velocidad de fricción par cada punto	$\frac{m}{s}$	Ec 2.18
u_e^*	Velocidad de fricción para la estación meteorológica		Ec 2.15
u_{200}	Velocidad a la altura de mezcla	$\frac{m}{s}$	Ec 2.16
w	Coefficiente de ponderación de la velocidad del viento de montaña	-	Ec 2.47
z_{om}	Longitud de la rugosidad para la transferencia de cantidad de movimiento	m	Ec 2.20

Símbolos con letras griegas

Símbolo	Término	Unidad SI	Definición
λ	Calor latente de vaporización	$\frac{J}{kg}$	
α	Albedo de la superficie	-	Ec 2.4
δ	Declinación de la tierra	rad	Ec 2.39
γ	Orientación de la superficie	rad	
ρ	Densidad del aire	$\frac{Kg}{m^3}$	
ω	Angulo horario	rad	Ec 2.41
ϕ	Latitud	rad	Ec 2.40
σ	Constante de Stefan-Boltzmann	$\frac{W}{m^2 K^4}$	$5.67 \times 10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4}$
θ_s	Angulo cenital solar	rad	
$\rho(\lambda)$	Reflectividad espectral		Ec 2.10
ϵ_a	Emisividad atmosferica		
ϵ_0	Emisividad superficial	-	
θ	Angulo de incidencia solar	Grados	$\theta = 90 - \beta$
τ_{sw}	Transmisividad atmosférica		Ec 2.7
β	Angulo de elevación del sol	Grados	

Abreviaturas

Abreviatura	Término
SEBAL	(Surface Energy Balance Algorithms for Land)
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

Introducción

La sostenibilidad ambiental de una comunidad depende del manejo de sus recursos en especial si se trata del recurso hídrico, cuya demanda es alta para uso agrícola, uso doméstico, generación de energía, procesos industriales, entre otros. El estudio de las dinámicas alrededor de las fuentes hídricas disponibles en una región permite determinar si existe un desequilibrio entre la oferta y la demanda del recurso (balance hídrico (CARC, 2016)). Por otro lado el deterioro de las fuentes de agua y una inadecuada administración hizo necesario la creación de los Planes de Ordenación y Manejo de Cuencas Hidrográficas (POMCA) por parte del Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible.

La preservación de las condiciones ambientales es de vital importancia para la conservación del equilibrio del ecosistema, puesto que depende en gran medida del balance hídrico, por esta razón, es relevante evaluar parámetros importantes que permitan determinarlo, como la evapotranspiración.

En la actualidad, la medición de la evapotranspiración se realiza a través de diferentes métodos como el balance de agua del suelo utilizando lisímetros, metodologías experimentales de campo y semi-experimentales utilizando datos meteorológicos que requieren y exigen un mantenimiento riguroso, personal altamente calificado y el uso de instrumentos de alta precisión y costo, además las mediciones son locales y se deben realizar bajo condiciones especiales. Por otro lado los métodos de balance de energía como SEBAL (Surface energy balance algorithm for land) son ampliamente utilizados para la evaluación de la evapotranspiración cuyos parámetros en su mayoría se obtienen por percepción remota, permitiendo realizar un análisis espacial y en algunas casos temporal. Este modelo fue formulado en base a la relación de radiancia espectral entre el visible y el infrarrojo térmico en áreas con un gran contraste hidrológico (Bastiaanssen et al, 1998).

SEBAL ha sido ampliamente utilizado y se le han realizado múltiples modificaciones como(Zhang *et al.*, 2011) que estimó la evapotranspiración en la Cuenca del Río Haihe usando imágenes MODIS por dos métodos, utilizaron un modelo simplificado de SEBAL en el que interpolaron los datos de velocidad del viento de 34 estaciones meteorológicas y para la validación dividieron la región de estudio en sub-áreas y aplicaron SEBAL en cada una de ellas, los resultados obtuvieron con un coeficiente de determinación 0.966, lo que indica que es factible estimar la evapotranspiración sobre grandes áreas con el método simplificado.

Teniendo en cuenta lo anterior este trabajo tiene como objetivo la estimación de la evapotranspiración real en la Cuenca del Río Cauca, usando productos MODIS aplicando SEBAL y algunas de sus variantes. Se realizara la validación de los valores de ET obtenidos a través de la comparación entre métodos con lo que se determinara cuál de estos es el más apropiado para ser aplicado a la zona de estudio.

Este documento se ha estructurado de la siguiente manera: en el capítulo 1 se abordan los conceptos de evapotranspiración y conceptos físicos necesarios para entender la aplicación del modelo a través de un balance de energía.

En el capítulo 2 se describen en detalle cada uno de los componentes de SEBAL y su aplicación utilizando imágenes MODIS.

En el capítulo 3 se expone la metodología utilizada en la aplicación del modelo, se presenta la zona de estudio y los productos MODIS seleccionados. Además se presenta el pre procesamiento de las imágenes y cada una de las herramientas usadas.

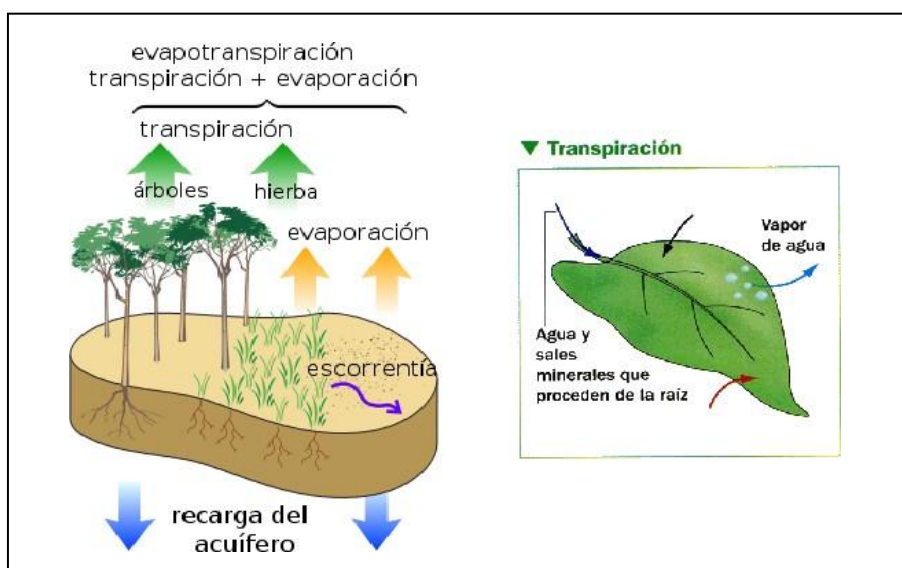
En el capítulo 4 se presentan los resultados de la implementación del modelo y el análisis de los mismos.

En el capítulo 5 se exponen las conclusiones y recomendaciones para trabajos posteriores.

1. Evapotranspiración

La evapotranspiración se considera como dos procesos diferentes; evaporación y transpiración. La evaporación es el fenómeno físico en el que el agua cambia de estado (líquido – gaseoso) que ocurre sobre superficies de suelo y agua. La transpiración es el proceso por el cual las plantas regresan el agua a la atmósfera este proceso tiene lugar en el interior de las hojas. Distinguir los dos procesos puede ser bastante complejo por lo cual se consideran conjuntamente y con ello tener un estimativo de la cantidad de agua que se pierde a la atmósfera en general.

Figura 1-1: Evapotranspiración



(Wikipedia, 2010)

1.1 Factores que afectan la evapotranspiración

El clima, las características del cultivo, el manejo y el medio de desarrollo son factores que afectan la evaporación y la transpiración. Los conceptos de evapotranspiración descritos a continuación dependen de variables climáticas, factores del cultivo y del manejo y condiciones ambientales.

1.1.1 Evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o)

Es un parámetro relacionado con el clima que expresa el poder evaporante de la atmósfera. La tasa de evapotranspiración de una superficie de referencia, que ocurre sin restricciones de agua, se conoce como evapotranspiración de referencia del cultivo y se denomina ET_o. La superficie de referencia corresponde a un cultivo hipotético de pasto con características específicas. Este concepto se introdujo para estudiar la demanda de la evapotranspiración de la atmósfera, independiente del tipo y desarrollo del cultivo, y de las prácticas de manejo. Además, se elimina la necesidad de definir un nivel de ET para cada cultivo y periodo de crecimiento. Se pueden comparar valores medidos o estimados de ET_o en diferentes localidades o épocas del año, debido a que se trata de la ET de una superficie bajo las mismas condiciones. (Allen, Pereira and Reas, 1998)

1.1.2 Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c)

Se refiere a la evapotranspiración en condiciones óptimas presentes en parcelas con excelente manejo y adecuado aporte de agua y que logra la máxima producción de acuerdo a las condiciones climáticas.

La evapotranspiración del cultivo puede ser calculada a partir de datos climáticos e integrando directamente los factores de la resistencia del cultivo, el albedo y la resistencia del aire en el enfoque de Penman-Monteith. Debido a que todavía existe una considerable falta de información para los diferentes cultivos, el método de Penman-Monteith se utiliza solo para la estimación de la tasa de cultivo estándar de referencia (ET_o). La relación ET_c/ET_o puede ser determinada para diferentes cultivos y es conocida como Coeficiente de Cultivo (K_c), y se utiliza para relacionar ET_c a ET_o de manera que $ET_c = K_c \times ET_o$. (Allen, 2006)

1.1.3 Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ET_{caj})

La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ET_{caj}) se refiere a la evapotranspiración de cultivos que crecen bajo condiciones ambientales y de manejo diferentes de las condiciones estándar. Bajo condiciones de campo, la evapotranspiración real del cultivo puede desviarse de ET_c debido a condiciones no óptimas como son la presencia de plagas y enfermedades, salinidad del suelo, baja fertilidad del suelo y limitación o exceso de agua. Esto puede resultar en un reducido crecimiento de las plantas, menor densidad de plantas y así reducir la tasa de evapotranspiración por debajo de los valores de ET_c.

1.2 Métodos de balance de energía y micro climáticos

La evaporación de agua requiere cantidades relativamente altas de energía, ya sea en la forma de calor sensible o calor radiante. Por ello, el proceso de evapotranspiración es controlado por el intercambio de energía en la superficie de la vegetación y es limitado por la cantidad de energía disponible. Debido a esta limitación, es posible predecir la evapotranspiración aplicando el principio de conservación de energía. La energía que llega a la superficie debe ser igual a la energía que sale de la energía en el mismo periodo de tiempo.

1.3 Evapotranspiración de referencia (ET_o) FAO Penman-Monteith

Existe una amplia gama de métodos empíricos y semi-empíricos para determinar la ET_o, y a pesar de ello el método FAO Penman-Monteith es el que ha sido estandarizado a una superficie de referencia que es asumida con una altura de 0.12m, con una resistencia superficial de 70sm⁻¹ y un albedo de 0.23, la cual representa la evapotranspiración de una superficie de pasto verde a una altura uniforme y que se desarrolla sin restricciones de agua, el concepto de superficie de referencia se involucra para omitir parámetros únicos del cultivo. Para estimación de la evapotranspiración de cultivos específicos se consideran los coeficientes del cultivo de acuerdo a su etapa de crecimiento.(Allen, 2006).

La ecuación de Penman-Monteith involucra únicamente datos meteorológicos.

$$ET_o = \frac{0.048(\rho_a - \rho_s) + \frac{900}{\rho_a} \rho_2 (\rho_a - \rho_s)}{\Delta + \rho (1 + 0.34 \rho_2)} \quad (1)$$

Dónde:

- ET_o Evapotranspiración de referencia (mmdía⁻¹)
- R_n Radiación neta en la superficie del cultivo (MJm⁻²día⁻¹)
- R_a Radiación extraterrestre (mmdía⁻¹)
- G Flujo de calor del suelo (MJm⁻²día⁻¹)
- T Temperatura media del aire a 2m de altura (°C)
- u₂ Velocidad del viento a 2m de altura (ms⁻¹)
- e_s Presión de vapor de saturación(KPa)
- e_a Presión real de vapor(KPa)
- Δ Pendiente de la curva presión de vapor (KPa °C⁻¹)
- γ Constante psicométrica(KPa°C⁻¹)

1.3.1 Datos meteorológicos

Los datos meteorológicos son parámetros climatológicos y físicos que se miden directamente en estaciones meteorológicas, se pueden determinar de acuerdo a la disponibilidad de información con ecuaciones empíricas o información obtenida por percepción remota. Los parámetros que se consideran para el estudio son los que aportan energía para el proceso de evapotranspiración.

▪ Radiación Solar

La radiación solar es la energía sobre la superficie de la tierra procedente del sol necesaria para evaporar el agua, es la principal fuente de energía en la superficie de la tierra y es pieza clave para el proceso de evapotranspiración. El instrumento que permite determinarla es el piranómetro, cuando no se cuenta con esta medida se puede derivar de otros parámetros como latitud, longitud, temperatura, día juliano entre otros(Font, 2000).

▪ Temperatura del aire

Es un elemento fundamental que marca la diferencia entre la distribución de los ecosistemas(Font, 2000), depende de la naturaleza alrededor del punto de estudio, la radiación absorbida por la atmósfera, la transferencia de calor del suelo a la capa inferior de la atmosfera ya sea por conducción, turbulencia o por radiación, cualquier cambio en las variables anteriormente mencionadas alteran la determinación de este elemento.

▪ Humedad del aire

Es la cantidad de vapor de agua contenida en la atmósfera, como instrumento de medición se hace uso de un higrómetro.

▪ Velocidad del viento

El viento es el aire en movimiento y la dirección depende de la distribución de las presiones y diferencia de temperatura.

▪ Presión atmosférica

La causa de la presión atmosférica es el peso del aire y no es uniforme, su variación general es debida a la altitud, se pueden presentar variaciones locales leves debidas al movimiento de las corrientes de aire y a las tormentas. Para el caso de estudio se considera únicamente el cambio debido a la altitud(Allen G. *et al.*, 2006).

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065 Z}{293} \right)^{5.26} \quad (1.1)$$

Donde P es la presión atmosférica (KPa) y Z la elevación sobre el nivel del mar (m)

▪ **Constante Psicrométrica (γ)**

Es el módulo de la pendiente de la curva de enfriamiento por evaporación.

$$\gamma = \frac{P \epsilon}{\lambda} \quad (1.2)$$

Dónde:

γ Constante Psicométrica (KPa °C⁻¹)

P Presión atmosférica (KPa)

λ Calor latente de vaporización, 2,45 (MJKg⁻¹)

C_p Calor específico a calor constante (MJkg⁻¹ °C⁻¹)

ϵ Cociente del peso molecular de vapor de agua/aire seco =0,622

1.3.2 Radiación extraterrestre para periodos horarios o menores (R_a)

La radiación que choca a una superficie perpendicular a los rayos del sol en el extremo superior de la atmósfera terrestre, se llama constante solar, y tiene un valor aproximado de 0.082MJm⁻² min⁻¹. La intensidad local de radiación, sin embargo, está determinada por el ángulo entre la dirección de los rayos solares y la superficie de la atmósfera. Este ángulo cambia durante el día y es diferente en diversas altitudes y en diversas épocas del año. La radiación solar recibida en la parte superior de la atmósfera terrestre sobre una superficie horizontal se conoce como radiación (solar) extraterrestre (R_a) y es función de la latitud, la época del año y la hora del día(Allen G. *et al.*, 2006).

$$R_a = \frac{12 \cdot 60}{\pi} G_{sc} \left[\left(\frac{w_2 - w_1}{24} \right) \sin(\phi) \sin(\delta) + \cos(\phi) \cos(\delta) \left[\sin^2\left(\frac{w_2 - w_1}{2}\right) \cos^2\left(\frac{w_1 + w_2}{2}\right) - \sin^2\left(\frac{w_2 - w_1}{2}\right) \right] \right] \quad (1.3)$$

Dónde:

R_a Radiación extraterrestre por hora (MJm⁻² día⁻¹)

G_{sc} Constante solar =0,082 MJm⁻²min⁻¹

d_r Distancia relativa inversa Tierra-sol

w Ángulo de radiación de la puesta de sol(rad)

ϕ Latitud (rad)

δ Declinación solar (rad)

w₁ Ángulo de radiación al inicio del período (rad)

w₂ Ángulo de radiación al final del período (rad)

Los ángulos de radiación al inicio al final del período están dados por:

$$\phi_1 = \phi - \frac{\phi \phi_1}{24} \quad (1.4)$$

$$\omega_2 = \omega + \frac{\omega \omega_1}{24} \quad (1.5)$$

Dónde: ω es el ángulo solar en el momento en que ocurre el punto medio del periodo considerado (rad) y t_1 es la duración del período (horas) p.e., 1 para períodos horarios

El ángulo solar en el momento en que ocurre el punto medio del periodo considerado se calcula por:

$$\omega = \frac{\omega}{12} [(\omega + 0.06667(\omega - \omega) + \omega) - 12] \quad (1.6)$$

Dónde:

t Hora estándar en el punto medio del período considerado (h)

L_z Longitud del centro de la zona de tiempo local (grados oeste de Greenwich)

L_m Longitud de la zona de medición (grados oeste de Greenwich)

S_c Corrección estacional para el tiempo solar (horas)

1.3.3 La corrección estacional para el tiempo solar

$$\omega_s = 0.1645 \sin(2\omega) - 0.1255 \cos(\omega) - 0.025 \sin(\omega) \quad (1.7)$$

$$\omega = \frac{2(\omega - 81)}{364} \quad (1.8)$$

Donde J es el día juliano.

1.3.4 Radiación solar o de onda corta (R_s)

Cuando la radiación atraviesa la atmósfera para llegar a la superficie terrestre, parte de ella se dispersa, refleja o absorbe por los gases, las nubes y el polvo atmosférico. La cantidad de radiación que llega a un plano horizontal en la superficie terrestre se conoce como radiación solar, R_s (Allen G. *et al.*, 2006).

1.3.5 Radiación relativa de onda corta

La radiación relativa de onda corta es el cociente de la radiación solar (R_s) y de la radiación solar de un día despejado (R_{s0}). R_s es la radiación solar que realmente llega a la superficie terrestre en un determinado período, mientras que R_{s0} es la radiación solar que alcanzaría la misma superficie durante el mismo período si el cielo estuviera despejado. La radiación relativa de onda corta es una manera de expresar la nubosidad de la atmósfera, cuanto más nublado este el cielo mayor será su valor (Allen G. *et al.*, 2006).

Si no se cuentan con mediciones directas de radiación solar, R_s , ésta puede ser calculada a través de la aplicación de la fórmula de Angstrom que relaciona la radiación solar con la radiación extraterrestre y la duración relativa de insolación:

$$R_s = [R_a + a_s \frac{n}{N}] R_a \quad (1.9)$$

Dónde:

R_s Radiación solar o de onda corta [MJ/m^2 día]

n Duración real de la insolación [horas]

N Duración máxima posible de insolación [horas]

R_a Radiación extraterrestre [MJ/m^2 día]

a_s Constante de regresión, que expresa la fracción de radiación extraterrestre que llega a la tierra en días nublados ($n=0$),

$a_s + b_s$ fracción de la radiación extraterrestre que llega a la tierra en días despejados ($n=N$)

En casos en que no se disponga de datos reales de radiación solar y cuando no se han realizado calibraciones previas a la ecuación mencionada, α , se recomienda usar los valores $a_s = 0.25$ y $b_s = 0.50$.

1.3.6 Duración solar relativa (n/N)

La duración solar relativa expresa la nubosidad atmosférica. Es el cociente de la duración real de insolación, n , y la duración máxima posible de insolación o de la luz del día N .

1.3.7 Duración máxima de insolación (N)

La duración máxima de insolación N , está dada por:

$$N = \frac{24}{\cos(\phi)} \quad (1.10)$$

Donde w_s es el ángulo a la hora de la puesta del sol, está dada por:

$$\cos(\phi) = \cos(\delta) \cos(\phi) [-\tan(\delta) \tan(\phi)] \quad (1.11)$$

1.3.8 Albedo (α) y la radiación neta solar (R_{ns})

Una cantidad considerable de la radiación solar que llega a la superficie terrestre se refleja en ella. La fracción, α , de la radiación solar que es reflejada por la superficie se conoce como albedo. El albedo es muy variable de acuerdo al tipo de superficie y el ángulo de incidencia o la pendiente de la superficie terrestre. Para el cultivo de referencia se asume un valor de 0.23. La radiación neta solar, R_{ns} , es la fracción solar R_s que no se refleja en la superficie. Su valor es $(1-\alpha) R_s$.

1.3.9 Radiación neta de onda larga R_{nl}

La radiación solar absorbida por la tierra se convierte en energía térmica. La tierra pierde esta energía por varios procesos, entre los cuales se encuentra emisión de radiación. La tierra, que tiene una temperatura mucho más baja que la del sol, emite energía radiante con longitudes de onda más largas que la del sol. La radiación de onda larga es emitida por el planeta es absorbida por la atmósfera o perdida hacia el espacio. La radiación emitida por la atmósfera irradia también energía. Parte de la radiación emitida por la atmósfera se dirige nuevamente hacia la superficie terrestre. Por lo tanto, la superficie terrestre emite y recibe radiación de onda larga (Allen G. *et al.*, 2006).

1.3.10 Radiación neta R_n

La radiación neta, R_n , es la diferencia entre la radiación entrante y saliente de longitudes de onda cortas y largas. Es el equilibrio entre la energía absorbida, reflejada y emitida por la superficie terrestre. La R_n es normalmente positiva durante el día y negativa durante la noche (Allen G. *et al.*, 2006).

1.3.11 Presión media de vapor de saturación

$$e^o(T) = 0.6128 * e^{0.0677 * \left[\frac{17.27 * T}{T + 237.3} \right]} \quad (1.12)$$

Dónde: $e^o(T)$ es la presión de saturación de vapor, T(KPa) y T es la temperatura del aire (°C)

$$e_a = \frac{e^o(T_a) + e^o(T_w)}{2} \quad (1.13)$$

1.3.12 Pendiente de la curva de saturación de vapor (Δ)

$$\Delta = \frac{4098 * \left[0.6108 * \left(\frac{17.27 * T}{T + 237.3} \right) \right]}{(T + 237.3)^2} \quad (1.14)$$

Donde; Δ es la pendiente de la curva de presión de saturación de vapor a la temperatura del aire ($\text{KPa}^\circ\text{C}^{-1}$) y T es la temperatura del aire (°C)

1.3.13 Estimación de datos faltantes

Es común que se presenten situaciones en las que algunos datos climáticos no estén disponibles. Para estos casos, en general se debe evitar el uso de ecuaciones alternativas para el cálculo de ET o, que requieren un número limitado de parámetros meteorológicos. Se recomienda en cambio, el cálculo de la ET o usando el método estándar de FAO Penman-Monteith después de resolver el problema específico de los datos faltantes (Allen G. *et al.*, 2006).

▪ Estimación de datos faltantes de humedad

$$\rho_a = \rho^0(\rho_{\text{sat}}) = 0.611 \left[\frac{17.27 \rho_{\text{sat}}}{\rho_{\text{sat}} + 237.3} \right] \quad (1.15)$$

▪ Radiación solar derivada de las diferencias térmicas

$$R_s = \rho_{\text{sat}} \sqrt{(\rho_{\text{max}} - \rho_{\text{min}})} \rho_a \quad (1.16)$$

Dónde:

R_a Radiación extraterrestre [$\text{MJm}^{-2} \text{d}^{-1}$]
 T_{max} Temperatura máxima del aire [$^{\circ}\text{C}$]
 T_{min} Temperatura mínima del aire [$^{\circ}\text{C}$]
 K_{R_s} Coeficiente de ajuste (0,16...0,19) [$^{\circ}\text{C}^{-0.5}$]

La raíz cuadrada de la diferencia de temperaturas está muy relacionada con la radiación solar diaria en una localidad. Los coeficientes de ajuste, K_{R_s} , son empíricos y se diferencian para zonas del 'interior' y las regiones 'costeras':

-Para las localidades 'interiores', en donde la masa de tierra domina y las masas de aire no están influenciadas fuertemente por un cuerpo grande de agua, $K_{R_s} \approx 0.16$.

-Para localizaciones 'costeras', situadas en la costa o cerca de una masa grande de agua y donde las masas de aire están influenciadas por un cuerpo de agua cercano $K_{R_s} \approx 0.19$.

▪ Datos faltantes de viento

En caso de no tener disponibilidad de datos de viento dentro de la misma región, un valor de 2ms^{-1} se puede utilizar como estimación temporal. Este valor es el promedio de 2000 estaciones meteorológicas de todo el mundo.

1.4 Coeficiente de cultivo

Los efectos combinados de la transpiración del cultivo y la evaporación del suelo se integran en un coeficiente único del cultivo. El coeficiente único K_c incorpora características del cultivo y los efectos promedios de la evaporación del suelo.

Donde se considera que no existen limitaciones en el desarrollo del cultivo debido a estrés hídrico o salino, densidad del cultivo, plagas y enfermedades, presencia de malezas o baja fertilidad. Para conocer el K_c es necesario identificar las etapas de desarrollo del cultivo, determinar la duración de cada etapa y seleccionar los valores correspondiente del K_c , los cuales son ajustados según la frecuencia de humedecimiento o condiciones climáticas durante cada etapa, con lo cual se construye la curva de coeficiente del cultivo (Permite determinación del K_c para cualquier etapa del cultivo)(Allen, 2006).

Tabla 1-1 Coeficiente de cultivo para la caña de azúcar (Echeverry, 2016)

Intervalo(Meses)		Etapa de Crecimiento	K_c
Desde	Hasta		
0	1	Plantación hasta 25% de cobertura del dosel	0.55
1	2	De 25% a 50% de cobertura del dosel	0.8
2	2.5	De 50% a 75% de cobertura del dosel	0.9
2,5	4	De 75% a 100% de cobertura del dosel	1
4	10	Pico de crecimiento	1.05
10	11	Senescencia temprana	0.8
11	12	Madurez	0.6

1.5 Evapotranspiración real

La evapotranspiración real es calculada de forma experimental, este cálculo puede hacerse de forma muy precisa usando lisímetros de pesada, técnicas de Eddy Covariance y técnica de relación de Bowen. Sin embargo, estos métodos son limitados porque proporcionan una tasa de evapotranspiración para ubicaciones específicas y no a escala regional. Por esta razón se han desarrollado métodos para la evaluación de la evapotranspiración sobre grandes áreas de superficie terrestre haciendo uso de datos de sensado remoto como lo son las imágenes satelitales, estos métodos han permitido la evaluación de la ET sin la necesidad de cuantificar o evaluar otros procesos hidrológicos complejos.(Waters *et al.*, 2002).

Por otro lado, las imágenes satelitales han proporcionado los medios para determinar y hacer un mapeo espacial y temporal de la evapotranspiración ya que este es un parámetro de alta variabilidad en espacio y tiempo. En espacio debido a la variabilidad espacial de la precipitación, características hidráulicas de los suelos y a la densidad y tipos de vegetación y en tiempo debido a la variabilidad climática.(Waters *et al.*, 2002).

Los modelos de balance de energía se basan en el equilibrio energético de la tierra, esto implica que la cantidad de energía que entra en el sistema tierra es la misma que sale de él. Como consecuencia la temperatura de todo el sistema durante un largo período de tiempo no presenta ningún cambio. Sin embargo la tierra es un sistema en el que ocurren múltiples variaciones, a través del tiempo y el espacio, causadas por cambios en las condiciones de la superficie, ya sea tierra, agua o una superficie cubierta por nieve. Estas variaciones afectan la cantidad de energía almacenada y distribuida en el sistema, la Tierra, y por lo tanto su balance de energía.(Liou and Kar, 2014).Cada modelo se enfoca en algunas de estas variaciones, por ejemplo, SEBI (Surface Energy Balance Index), se basa en el contraste entre las regiones secas y húmeda y en el índice de estrés hídrico de los cultivos (CWSI), SEBS (Surface Energy Balance System) es una modificación de SEBI y se enfoca en la evaluación de parámetros físicos de la superficie terrestre y la estimación de la fracción evaporativa en casos limite, S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index) es un método derivado de SEBI ,basado en el contraste entre la temperatura máxima y mínima para diferentes condiciones de humedad y su relación con la reflectancia. SEBAL(Surface Energy Balance Algorithm for Land),algoritmo que se ha implementado en este trabajo de investigación, fue diseñado para calcular los componentes del balance de energía a escala local y regional con la mínima cantidad de datos meteorológicos(Liou and Kar, 2014).

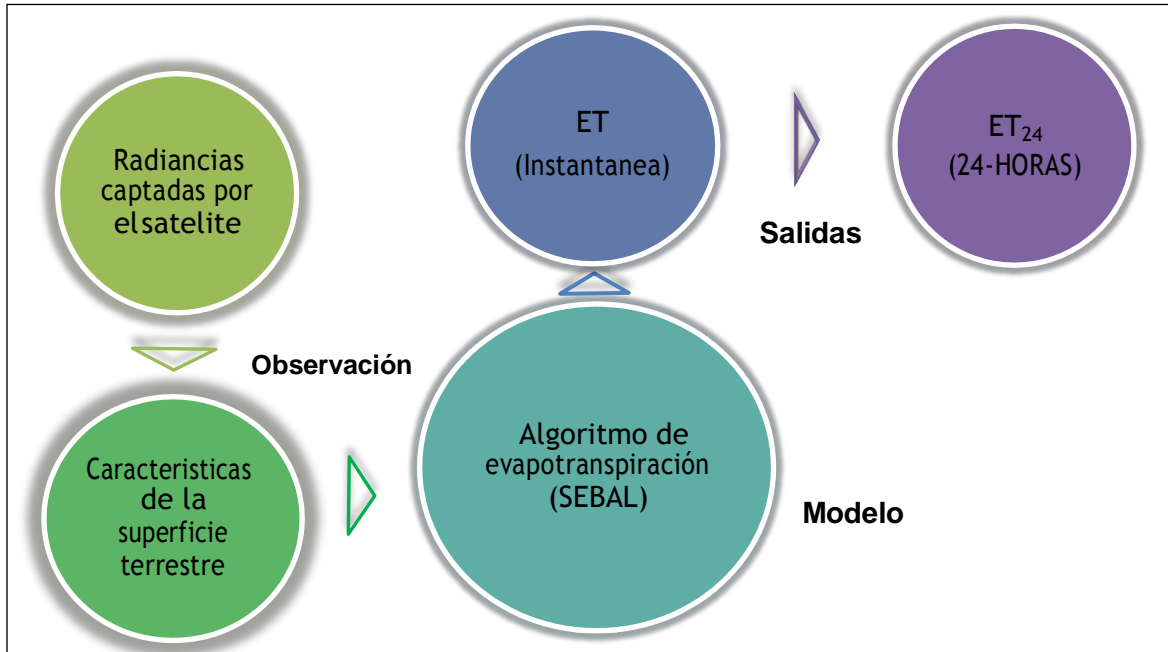
2. Modelo SEBAL

El algoritmo para el balance de energía de la superficie terrestre, es un modelo enfocado en el procesamiento de imágenes para calcular tanto la tasa de evapotranspiración real como otros intercambios de energía entre la tierra y la atmosfera. A través de una serie de cálculos computacionales SEBAL genera para cada punto la radiación neta (R_n) de la superficie, el flujo de calor del suelo (G) y el flujo de calor sensible (H), y de la sustracción entre estos tres componentes, se obtiene un flujo de energía “residual” (λET) del cual se obtiene la evapotranspiración (ET) (Waters *et al.*, 2002). Las entradas del modelo son las radiancias espectrales en el visible, parte del espectro en el infrarrojo cercano y en el infrarrojo térmico.

Las radiancias captadas por el satélite son convertidas primero en características de la superficie terrestre tales como albedo, índice de área foliar, índices de vegetación y temperatura superficial (Water, 2016). Existen satélites que entregan estas características como un producto específico que ya ha sido corregido, para ser utilizados en diferentes estudios, otros solo entregan los datos crudos de las radiancias con correcciones puntuales y se deben obtener las características punto a punto a través de algoritmos diseñados para cada tipo de satélite, pero bajo las mismas bases teóricas.

Con las características de la superficie terrestre nombradas anteriormente se puede, a través del modelo, estimar la evapotranspiración instantánea solo válida para el momento en el que pasa el satélite por la zona de estudio, una vez obtenido este valor es posible escalarlo a mayores periodos de tiempo. Los pasos mencionados se ilustran de forma esquemática en la Figura 2-1.

Además de las imágenes satelitales, el modelo requiere de ciertos datos de estaciones meteorológicas como la velocidad del viento, humedad, radiación solar y temperatura del aire.

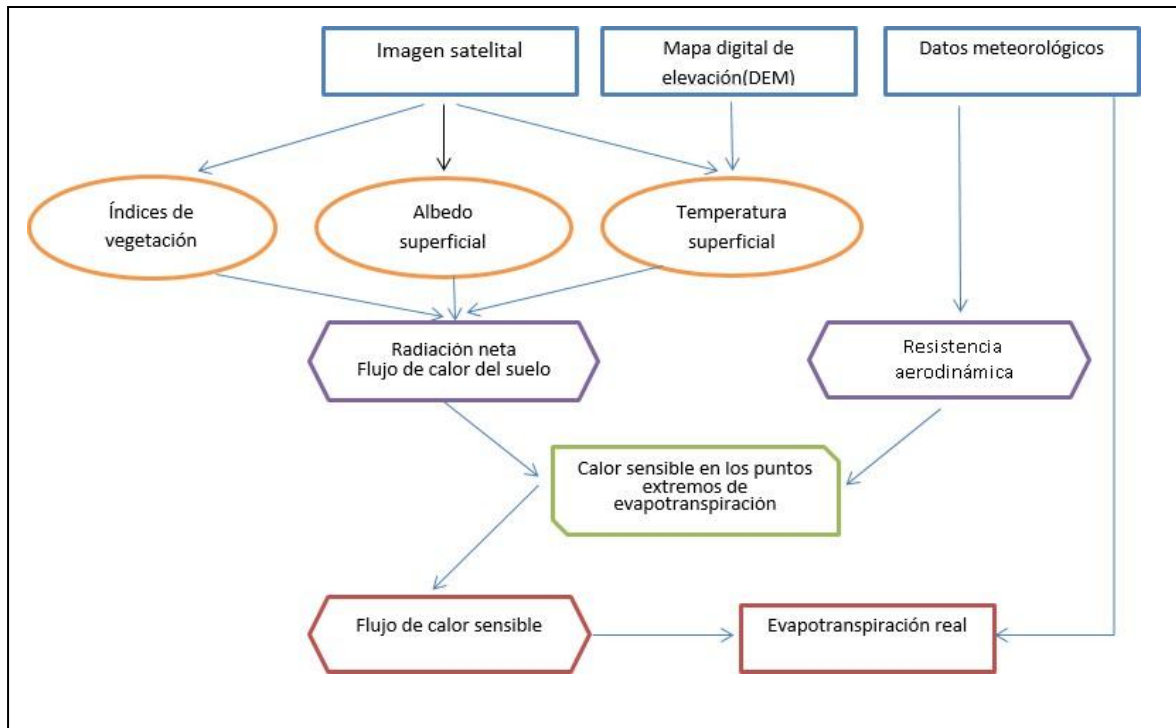
Figura 2-1: Esquema principal para obtener ET con SEBAL.

Adaptación (Water, 2016)

SEBAL se basa principalmente en el balance de la energía de la superficie. El valor de la evapotranspiración instantánea se obtiene del residuo de la ecuación de balance de energía superficial (ver Ecuación 2.1)

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (2.1)$$

La evaluación de cada uno de estos componentes depende de otros parámetros importantes y necesarios para la implementación del modelo como se puede ver en la Figura 2-2.

Figura 2-2: Esquema de la implementación de SEBAL para el cálculo de ET.

Adaptación (Water, 2016)

Uno de los aspectos más importantes de SEBAL es la selección de dos puntos “ancla” para arreglar las condiciones de contorno en el balance de energía. Estos dos puntos se definen como punto frío y punto caliente y están localizados en el área de estudio. El punto frío se selecciona de una superficie de cultivo húmeda y bien irrigada, con una cobertura vegetal completa. La temperatura de la superficie es similar a la temperatura del aire cerca de la superficie en este punto. El punto caliente se selecciona de un campo agrícola seco y desnudo, donde ET se asume es igual a cero. Estos dos puntos deben estar localizados en un área grande y homogénea. En el anexo A se explica con mayor detalle la selección de los puntos “ancla”.

2.1 Percepción remota

La percepción remota permite la medición de una cantidad asociada a un objeto por un aparato no en contacto directo con el objeto, para el caso particular satélites que llevan instrumentos o sensores que miden la radiación electromagnética sistema tierra-atmósfera, la intensidad de la radiación reflejada y emitida al espacio es influenciada por las condiciones en la superficie y la atmósfera, cada superficie tiene su propia firma espectral.

2.1.1 Espectro radiómetro de imágenes de resolución moderada (MODIS)

El sensor MODIS se encuentra a bordo de los satélites Terra o EOS-AM (lanzado en diciembre de 1999) y Aqua o EOS-PM (lanzado en mayo de 2002). La órbita de ambas plataformas es helio-sincrónica y cuasi-polar con una inclinación de 98.2° y 98° y una altitud media de 708 y 705 km respectivamente (NASA MODIS WEB, 2008). Terra está programada para pasar de norte a sur cruzando el ecuador a las 10:30 de la mañana en su órbita descendente, mientras que Aqua pasa de sur a norte sobre el ecuador a las 1:30 de la tarde. Las primeras imágenes captadas por Terra se obtuvieron en febrero del año 2000. Ambas plataformas monitorean la totalidad de la superficie terrestre cada 1 o 2 días dependiendo de la latitud.

Tabla 2-1: Especificaciones generales del sensor MODIS

Tasa de escaneo	20.3 rpm, ortogonal a la órbita
Dimensiones de la franja escaneada	2.330 km (ortogonal) por 10 km (a lo largo de la órbita, al nadir)
Telescopio	17.78 cm diámetro con planos de desvío intermedarios
Tamaño	1.0 x 1.6 x 1.0 m
Peso	228.7 kg
Potencia	162.5 W (promedio orbital)
Tasa de transferencia de datos	10.6 Mbps (pico); 6.1 Mbps (promedio orbital)
Codificación	12 bits
Resolución espacial	250 m (bandas 1-2) 500 m (bandas 3-7) 1000 m (bandas 8-36)

2.2 Radiación neta

La radiación neta representa la energía radiante disponible en la superficie, se calcula mediante la resta de todos los flujos radiantes que salen de la superficie y todos los flujos radiantes que inciden sobre la superficie. (Ver Ecuación 2.2)

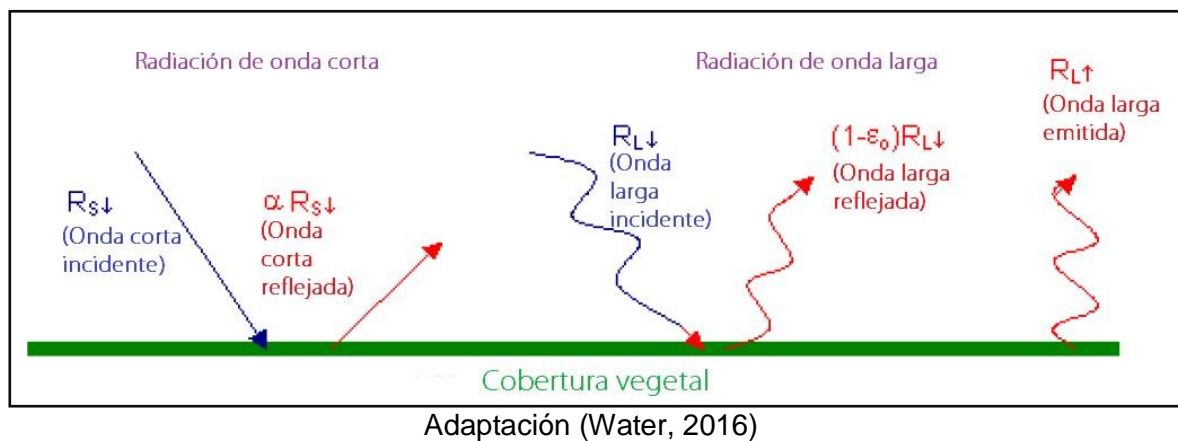
$$R_n = R_{S\downarrow} - \alpha R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0) R_{L\downarrow} \quad (2.2)$$

Donde $R_{S\downarrow}$ es la radiación entrante de onda corta, α es el albedo de la superficie (adimensional), $R_{L\downarrow}$ es la radiación entrante de onda larga, $R_{L\uparrow}$ es la radiación saliente

de onda larga y ε_0 es la emisividad térmica superficial (adimensional). En la Figura 2-3 se muestra un esquema del balance de radiación superficial.

En la ecuación (2.2), la cantidad de radiación neta de onda corta ($R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow}$) que esta disponible en la superficie es función del albedo de superficie de banda ancha α que se obtiene de la reflectancia correspondiente a cada banda del espectro $\alpha(\lambda)$ medida por cada banda del satélite

Figura 2-3: Balance de radiación superficial.



2.2.1 Albedo

El albedo se define como la relación entre la radiación solar reflejada por una superficie y la radiación solar incidente sobre esa misma superficie ambas integradas sobre todas las longitudes de onda de la luz solar. La reflexión de la superficie captada por el satélite se asume Lambertiana., esta aproximación permite convertir la radiancia derivada del satélite en albedo. (Caro and K, no date) De esta manera, la reflectividad ρ de una superficie puede definirse como (ver Ecuación 2.3)

$$\rho(\lambda) = \frac{\pi L(\lambda)}{\mu_s E_s(\lambda)} \quad (2.3)$$

Donde $L(\lambda)$ es la radiancia espectral reflejada por la superficie, $\pi L(\lambda)$ es la radiancia espectral reflejada, $\mu_s = \cos \theta_s$ donde θ_s es el ángulo cenital solar, $E_s(\lambda)$ es la irradiancia espectral incidente proveniente del sol y $\mu_s E_s(\lambda)$ es la parte de la irradiancia espectral incidente que impacta sobre la superficie.

El albedo se define como la reflectividad hemisférica representativa para una banda espectral determinada (ver Ecuación 2.4).

$$\alpha = \frac{\pi L}{\mu_s E_s} \quad (2.4)$$

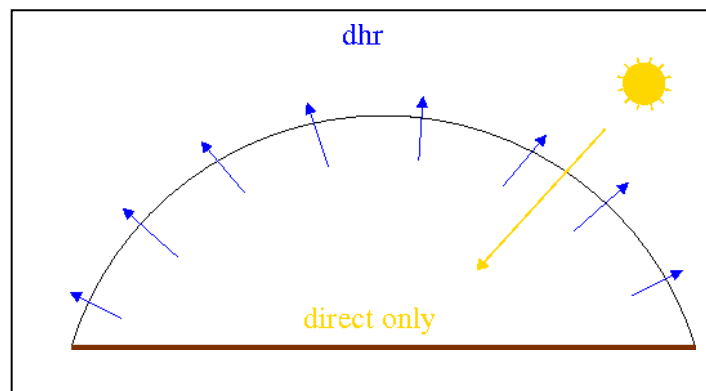
Donde L es la integral de la radiancia espectral y E_s es la integral de la irradiancia espectral.

Otro aspecto importante es que el albedo varía con el tipo de cubierta terrestre, la cual presenta una característica espectral y una reflectividad bidireccional propias. El albedo de un suelo varía con el color, la humedad, el contenido de materia mineral y orgánica y el estado de la superficie.

▪ Albedo a partir de imágenes MODIS

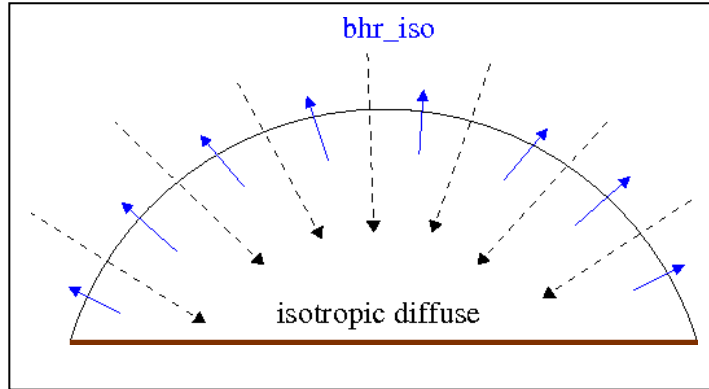
Para la implementación de SEBAL con imágenes MODIS, se utiliza el producto de albedo disponible. Este producto combina datos multibanda de reflectancia de la superficie, de varias fechas y atmosféricamente corregidos de MODIS, con instrumentos MISR (Multi-angle Imaging SpectroRadiometer) para aplicar una función de reflectancia bidireccional (en siglas en inglés BRDF) a 7 bandas espectrales con una resolución espacial de 1 km. El algoritmo realiza dos medidas de albedo, reflectancia hemisférica direccional (Ver Figura 2-4) o albedo de cielo negro (Black sky albedo) que se obtiene integrando la BRDF para una única dirección de irradiancia y la reflectancia bi-hemisférica (Ver Figura 2-5) o albedo de cielo blanco (White sky albedo) que se obtiene integrando la BRDF para todas las direcciones de irradiancia (Strahler and Muller, 1999).

Figura 2-4: Reflectancia hemisférica direccional



(<http://rami-benchmark.jrc.ec.europa.eu>)

Figura 2-5: Reflectancia bi-hemisférica



(<http://rami-benchmark.jrc.ec.europa.eu>)

Las medidas de albedo se basan únicamente en propiedades de la superficie y no dependen del estado de la atmósfera, por lo que pueden ser usadas con cualquier especificación para generar valores reales de albedo de la superficie y poder usarlos como entrada en modelos climáticos tanto regionales como globales.

2.2.2 Radiación entrante de onda corta (\square_{\square})

La radiación entrante de onda corta es el flujo de radiación solar que realmente incide la superficie terrestre. Para su cálculo se asume condiciones de cielo despejado: (ver Ecuación 2.5)

$$R_{s\downarrow} = G_{sc} \times \cos\theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad (2.5)$$

donde G_{sc} es la constante solar (1367 W/m^2), $\cos\theta$ es el coseno del ángulo de incidencia solar, donde $\theta = 90^\circ - \beta$ siendo β el ángulo de elevación del sol, d_r es la distancia relativa tierra sol inversa al cuadrado ($1/d_{e-s}^2$), se calcula de la siguiente manera (Allen G. et al., 2006) (ver Ecuación 2.6):

$$d_r = 1 + 0.033 \cos \left(\left(DOY \frac{2\pi}{365} \right) \right) \quad (2.6)$$

Donde DOY es el día juliano y $\left(\left(DOY \frac{2\pi}{365} \right) \right)$ está en radianes. Finalmente τ_{sw} es la

transmisividad atmosférica definida como (ver Ecuación 2.7):

$$\tau_{sw} = 0.75 + 2 \times 10^{-5} \times z \quad (2.7)$$

Siendo z la elevación sobre el nivel del mar en metros. Esta elevación debe representar el área de estudio, por lo que se usa la elevación de la estación meteorológica.

2.2.3 Radiación saliente de onda larga ($\square_{\square\uparrow}$)

La radiación incidente de onda larga es un flujo de radiación térmica emitido desde la superficie terrestre a la atmosfera. Se calcula usando la ecuación de Stefan-Boltzmann (ver ecuación 2.8):

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (2.8)$$

Donde; ε_0 es la emisividad superficial de ancho de banda, σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$) y T_s es la temperatura superficial (K).

Para calcular $R_{L\uparrow}$ se utiliza el producto de temperatura superficial de MODIS sin ninguna corrección.

2.2.4 Radiación entrante de onda larga ($\square_{\square\downarrow}$)

La radiación entrante de onda larga es el flujo de radiación térmica que incide desde la atmosfera, su cálculo al igual que la radiación saliente de onda larga se calcula usando la ecuación de Stefan-Boltzmann (ver ecuación 2.9):

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (2.9)$$

Donde; ε_a es la emisividad atmosférica y T_a es la temperatura del aire cerca de la superficie. ε_a se calcula mediante la siguiente ecuación empírica generada a partir de datos de campos de alfalfa en Idaho (ver ecuación 2.10):

$$\varepsilon_a = 0.85 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.09} \quad (2.10)$$

Sustituyendo la ecuación 2.10 en la ecuación 2.9 y tomando para T_a la temperatura del punto "frio" T_{frio} , se obtiene (ver ecuación 2.11):

$$R_{L\downarrow} = 0.85 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.09} \times \sigma \times T_{frio}^4 \quad (2.11)$$

2.3 Flujo de calor del suelo (G)

El flujo de calor del suelo es la tasa de almacenamiento de calor en el suelo y la vegetación debido a la conducción. SEBAL primero evalúa la relación G/R_n usando la siguiente ecuación (ver ecuación 2.12) empírica que representa valores cercanos al medio día (Bastiaanssen *et al.*, 1998).

$$\frac{G}{R_n} = \frac{T_s}{\alpha} (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2) (1 - 0.98NDVI^4) \quad (2.12)$$

Donde T_s es la temperatura de la superficie (°C), α es el albedo de la superficie y NDVI es el índice de vegetación de diferencia normalizada. De esta forma G se calcula multiplicando esta relación (Ec 2.12) por la radiación neta R_n calculada (Ec 2.2).

2.4 Flujo de calor sensible (H)

El flujo de calor sensible es la tasa de pérdida de calor en el aire por convección y conducción, debido a la diferencia de temperatura. Su cálculo se realiza usando la siguiente ecuación (Ver ecuación 2.13) para el transporte de calor.

$$H = \frac{(\rho \times C_p \times dT)}{r_{ah}} \quad (2.13)$$

Donde ρ es la densidad del aire, C_p es el calor específico del aire, dT es la diferencia de temperatura ($T_1 - T_2$) entre dos altura (z_1 y z_2) y r_{ah} es la resistencia aerodinámica al transporte de calor

El calor sensible es una función del gradiente de temperatura, la rugosidad de la superficie y la velocidad del viento. La ecuación (2.13) es difícil de resolver porque hay dos variables desconocidas, r_{ah} y dT. Sin embargo, para facilitar el cálculo se utiliza la velocidad del viento a una altura específica y los dos puntos "ancla", donde se pueden predecir valores confiables de H y dT puede ser estimada.

2.4.1 Cálculo de la resistencia aerodinámica al transporte de calor

La resistencia aerodinámica al transporte de calor (r_{ah}) para la estabilidad neutral se calcula (ver ecuación 2.14) de la siguiente manera:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u^* \times k} \quad (2.14)$$

Donde; z_1 y z_2 son alturas en metros sobre el desplazamiento del plano cero de la vegetación, u^* es la velocidad de fricción la cual cuantifica las fluctuaciones de velocidad turbulentas en el aire y k es la constante de Karman. La velocidad de fricción se calcula usando la ley de perfil logarítmico del viento para condiciones atmosféricas neutras (ver ecuación 2.15):

$$u^* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)} \quad (2.15)$$

Donde; u_x es la velocidad del viento a una altura z_x y z_{om} es la longitud de la rugosidad para la transferencia de cantidad de movimiento. z_{om} Es una medida de la resistencia de forma y rozamiento sobre la capa de aire que interactúa con la superficie.

▪ Cálculo con datos meteorológicos

La velocidad de fricción u_e^* se calcula para condiciones atmosféricas neutras con la ecuación (2.15). Su cálculo requiere de medidas de velocidad del viento (u_x) a una altura conocida (z_x) en el momento en el que la imagen satelital es capturada. u_x generalmente es medida a 10 metros.

Una vez se haya calculado u_e^* se debe calcular la velocidad del viento a una altura sobre la estación meteorológica donde es posible asumir que no hay efecto de la rugosidad de la superficie. Esta altura se conoce como altura de mezcla, se usa 200 m, y por tanto la velocidad del viento calculada en la estación será (ver ecuación 2.16):

$$u_{200} = u_e^* \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)}{k} \quad (2.16)$$

La longitud de la rugosidad para la transferencia de cantidad de movimiento z_{om} en la estación se estima de forma empírica con la siguiente ecuación (Brutsaert, 1982):

$$z_{om} = 0.12h \quad (2.17)$$

Donde h es el promedio de la altura de la vegetación alrededor de la estación y está en metros.

▪ Cálculo para cada punto

La velocidad de fricción para cada punto se calcula usando u_{200} que se asume constante para para todos los puntos. De la ecuación (2.15) se tiene:

$$u^* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)} \quad (2.18)$$

Donde z_{om} es la longitud de la rugosidad para la transferencia de cantidad de movimiento, en este caso para cada punto.

▪ Longitud de la rugosidad usando un mapa de uso de suelo

Cuando se tiene el mapa de uso de suelo los valores de z_{om} para superficies no agrícolas se puede asignar de acuerdo a la tabla (2-2). Para superficies agrícolas, z_{om} se calcula como una función del índice de área foliar (LAI) (Ver ecuación 2.19):

$$z_{om} = 0.018 \times LAI \quad (2.19)$$

Tabla 2-2: Valores de z_{om} para superficies no agrícolas (Waters *et al.*, 2002)

Tipo de superficie	Zom
Agua	0.0005 m
Ciudades	0.2 m
Bosque	0.5 m
Patizal	0.02 m
Desierto con vegetación	0.1 m
Nieve	0.005

▪ Longitud de la rugosidad usando NDVI y albedo de la Superficie

Cuando no se cuenta con el mapa de uso de suelo normalmente se usa información de NDVI y parámetros de la superficie como el albedo aplicando el método de (Bastiaanssen, 2000) modificado por Allen. Con este método, z_{om} se calcula con la siguiente ecuación:

$$z_{om} = \exp\left[\left(a \times NDVI / \alpha\right) + b\right] \quad (2.20)$$

Donde; a y b con constantes de correlaciones que se obtienen de graficar el $\ln(z_{om})$ vs $NDVI / \alpha$ para dos o más muestras de puntos que representan tipos de vegetación específicos. La ecuación (2.20) es una ecuación empírica que debería ser ajustada para las condiciones y la vegetación del área de estudio. El uso del albedo para modificar los valores de NDVI ayuda a distinguir entre algunos tipos de vegetación alta y vegetación corta que pueden tener un NDVI similar. Por ejemplo, los árboles generalmente tienen valores de albedo menores que los cultivos agrícolas. (Waters *et al.*, 2002). Los valores de Z_{om} se obtienen de la ecuación (2.19) sin embargo el valor de la constante (0.12) puede variar dependiendo del tipo de vegetación que represente el punto (para cultivos se usa 0.12 y para bosque natural 0.2.).

Finalmente asumiendo condiciones atmosféricas neutras la resistencia aerodinámica (r_{ah}) al transporte de calor se calcula para cada punto con la ecuación (2.14), los valores de velocidad de fricción (u^*) calculados anteriormente con (2.18) son usados, Z_1 es la altura justo sobre el desplazamiento del plano cero ($d = 0.67 \times \text{altura de la vegetación}$) para la superficie o el dosel del cultivo y Z_2 es alguna distancia sobre el desplazamiento del plano cero.

2.4.2 Cálculo de la diferencia de temperatura dT

Para calcular el flujo del calor sensible H (Ec 2.13), la diferencia de temperatura cerca de la superficie (dT) para cada punto se define como $dT = T_{Z_1} - T_{Z_2}$. La temperatura del aire para cada punto es desconocida al igual que los valores de T_{Z_1} y T_{Z_2} . Por lo tanto SEBAL calcula dT para cada punto asumiendo una relación lineal entre dT y T_s (Ver ecuación 2.21)

$$dT = b + aT_s \quad (2.21)$$

Donde; b y a con coeficientes de correlación. Para definir estos coeficientes, SEBAL usa dos puntos “ancla” donde el valor de H puede ser estimado. La linealidad de dT vs T_s es la mayor suposición del modelo. Sin embargo varias investigaciones indican que esta suposición es válida para un amplio rango de condiciones. (Waters *et al.*, 2002)

▪ Cálculo de dT para el punto “frio”

Para el punto “frio” se define el flujo de calor sensible como $H_{frio} = R_n - G - \lambda ET_{frio}$ donde ET_{frio} (evapotranspiración del punto “frio”) se asume que es $1.05 \times ET_r$ (evapotranspiración de referencia) de esta manera H_{frio} se calcula como $H_{frio} = R_n - G - 1.05 \lambda ET_r$ y la diferencia de temperatura para el punto “frio” se puede calcular de la ecuación (2.13) como:

$$dT_{frio} = \frac{H_{frio} \times r_{ah_frio}}{\rho_{frio} \times C_p} \quad (2.22)$$

▪ Cálculo de dT para el punto “caliente”

Para el punto caliente el flujo de calor sensible se define como $H_{caliente} = R_n - G - \lambda ET_{hot}$;

donde $H_{caliente}$ se asume cero para campos agrícolas secos que no tienen vegetación

verde y cuya capa superficial del suelo es seca. Ahora $dT_{caliente}$ se calcula con la ecuación (2.22).

Para encontrar los coeficientes de correlación a y b se grafican los valores de dT vs T_s del punto “frio” y del punto “caliente”. Finalmente, con la ecuación (2.21) se encuentra dT para cada punto.

Con los valores de resistencia aerodinámica para el transporte de calor (r_{ah}) y diferencia de temperatura (dT) para cada punto, se calcula el flujo de calor del suelo para cada punto con la ecuación (2.13).

2.5 Condiciones de estabilidad atmosférica

Los cálculos referentes al flujo de calor del suelo realizados hasta ahora se han hecho bajo la suposición de condiciones atmosféricas neutras. Sin embargo, para condiciones reales se deben tener en cuenta los efectos de flotabilidad generados por el calentamiento de la superficie. SEBAL aplica la teoría de Monin-Obukhov en un proceso iterativo para incluir las condiciones de estabilidad atmosférica en el cálculo de la de la resistencia aerodinámica y corregir el cálculo del flujo de calor del suelo.

Para definir las condiciones de estabilidad de la atmosfera en el proceso iterativo se usa la longitud Monin-Obukhov definida a continuación (ver ecuación 2.23):

$$L = -\frac{\rho C u^3 T}{p * s \cdot kgH} \quad (2.23)$$

Donde g es la constante gravitacional, los demás componentes de la ecuación se definieron en secciones anteriores.

Los valores de L definen las condiciones de estabilidad atmosféricas $L < 0$, la atmosfera se considera inestable; si $L > 0$, la atmosfera se considera estable; si $L = 0$ la atmosfera se considera neutra.

Dependiendo de las condiciones atmosféricas, los valores de las correcciones de estabilidad para el transporte de momento y de calor (ψ_m y ψ_h) se calculan de la siguiente manera :(Paulson, 1970):

Sí $L < 0$; condiciones inestables:

$$\psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{200m}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x_{200m}^2}{2} \right) - 2 \text{ARCTAN} \left(x_{(200m)} \right) + 0.5\pi \quad (2.24)$$

$$\psi_m(z_2) = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(z_2)}^2}{2} \right) \quad (2.25)$$

$$\psi_m(z_1) = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(z_1)}^2}{2} \right) \quad (2.26)$$

Donde;

$$x(200m) = \left(1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0.25} \quad (2.27)$$

$$x(z_2) = \left(1 - 16 \frac{z_2}{L} \right)^{0.25} \quad (2.28)$$

$$x(z_1) = \left(1 - 16 \frac{z_1}{L} \right)^{0.25} \quad (2.29)$$

Sí $L > 0$; condiciones estables:

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (2.30)$$

$$\psi_{h(z_2)} = -5 \left(\frac{z_2}{L} \right) \quad (2.31) \quad \psi_{h(z_1)} = -5 \left(\frac{z_1}{L} \right) \quad (2.32)$$

Sí $L = 0$; condiciones neutras $\psi_m = 0, \psi_h = 0$

Finalmente se calcula de nuevo para cada iteración los valores de velocidad de fricción (ver ecuación 2.33) y de resistencia aerodinámica al transporte de calor (ver ecuación 2.34) de la siguiente manera:

$$u_* = \frac{u_{200} k}{\ln \left(\frac{z_{om}}{z} \right) - \Psi_{m(200m)}} \quad (2.33)$$

$$r_{ah} = \frac{\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad (2.34)$$

Donde; u_{200} es la velocidad del viento 200 m, $\Psi_{m(200m)}$ es la corrección de estabilidad para el transporte de cantidad de movimiento a 200 metros (Ec 2.24) y $\Psi_{h(z_2)}, \Psi_{h(z_1)}$ son las correcciones de estabilidad para el transporte de calor en z_2 y en z_1 respectivamente.

Los valores de dT para el punto “frio” y para el punto “caliente” se calculan de nuevo usando r_{ah} corregida, al igual que a y b, coeficientes de correlación para el cálculo de dT para cada punto, este procedimiento se repite un numero de iteraciones tal que los valores de r_{ah} y dT para el punto “caliente” se estabilicen.

2.6 Flujo de calor latente

El flujo de calor latente es la tasa de pérdida de calor de la superficie debido a la evapotranspiración, se calcula para cada punto usando la ecuación (2.1)

$$\lambda ET = R_n - G - H$$

Donde λET es un valor instantáneo correspondiente al momento en el que pasa el satélite.

De este valor de flujo de calor latente se calcula ET_{inst} , la evapotranspiración instantánea, con la siguiente ecuación:

$$ET_{inst} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda} \quad (2.35)$$

Donde, 3600 es la conversión de tiempo de segundos a horas y λ es el calor latente de vaporización. El valor de evapotranspiración instantánea para cada punto tiene unidades de mm/h y es posible extrapolarlo a periodos mayores de tiempo, usando la fracción de

evapotranspiración de referencia (ver ecuación 2.36) que se define como la razón entre ET_{inst} calculada para cada punto y la evapotranspiración de referencia ET_r (Capítulo 1)-

$$ET_r F = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad (2.36)$$

$ET_r F$ es similar al conocido K_c , coeficiente de cultivo, y puede tener valores entre 0 y 1.

Para calcular (ver ecuación 2.37) la evapotranspiración en 24 horas, SEBAL asume que el valor instantáneo de $ET_r F$ es el mismo que para un promedio diario.

$$ET_{24} = ET_r F \times ET_{r-24} \quad (2.37)$$

Donde, ET_{r-24} es la evapotranspiración de referencia del día de la imagen de estudio.

2.7 Correcciones SEBAL, modelo de montaña

SEBAL como se mencionó realiza una estimación de ET para áreas agrícolas relativamente planas. Para su uso en áreas montañosas donde hay un amplio rango de pendientes y orientaciones se debe implementar el modelo SEBAL para montaña Waters *et al.*, 2002). En este modelo se hacen correcciones de pendiente, orientación y elevación en cada una de los cálculos, estas modificaciones se explican a continuación.

• Cálculo del coseno del ángulo de incidencia solar

El ángulo de incidencia solar es el ángulo entre el rayo del sol y una línea vertical perpendicular a la superficie terrestre. En el modelo SEBAL para superficies planas, el cálculo de $\cos \theta$ es muy simple y es constante sobre toda el área de estudio. En este modelo de montaña, $\cos \theta$ es diferente para cada punto dependiendo de la pendiente y orientación de la superficie, su cálculo se realiza mediante la siguiente ecuación:

$$\begin{aligned} \cos \theta = & \sin(\delta) \sin(\phi) \cos(s) - \sin(\delta) \cos(\phi) \sin(s) \cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(s) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\phi) \sin(s) \cos(\gamma) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\phi) \sin(s) \sin(\omega) \end{aligned} \quad (2.38)$$

Donde;

δ = declinación de la tierra (radianes; positiva en verano en el hemisferio norte)

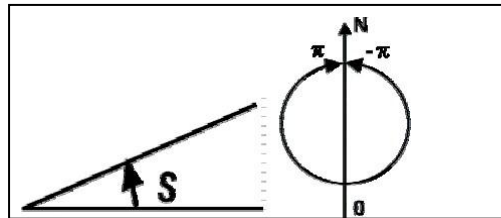
ϕ = latitud del punto (radianes; positiva en el hemisferio norte)

S = pendiente (radianes) ;(s es siempre positiva y representa la pendiente hacia abajo en cualquier dirección

γ = ángulo de orientación de la superficie (radianes); $\gamma=0$ para el sur, $\gamma=-\pi/2$ para el este, $\gamma=+\pi/2$ para el oeste y $\gamma=\pm\pi$ para el norte. (Ver figura 2-6)

ω =ángulo horario; $\omega=0$ a medio día, ω es negativo en la mañana y positivo en la tarde

Figura 2-6: Pendiente y orientación en SEBAL.



(Waters *et al.*, 2002)

Los valores de pendiente y orientación para cada punto se obtienen del mapa digital de elevación. La declinación se obtiene a partir de: (ver ecuación 2.39)

$$\delta = 0.409 \sin \left\{ \left(\frac{2\pi}{365} \times DOY \right) - 1.39 \right\} \quad (2.39)$$

La latitud en radianes se calcula como: (ver ecuación 2.40)

$$\phi = \text{latitud en grados} \times \frac{\pi}{180} \quad (2.40)$$

El ángulo horario (en radianes) se calcula como: (ver ecuación 2.41)

$$\omega = \frac{\pi}{2} \left\{ (t + 0.06667(L_z - L_m) + S_c) - 12 \right\} \quad (2.41)$$

Donde; t es la hora del reloj estándar en la que el satélite pasa (Ej. para 12:30, $t=12.5$), L_z es la longitud del centro de la zona horaria local (grados oeste de Greenwich), L_m es la longitud del centro de la imagen satelital (grados oeste de Greenwich), y S_c es una corrección estacional para la el tiempo solar (horas) que se calcula mediante la siguiente ecuación: (ver ecuación 2.42)

$$S_c = 0.1645 \sin(2b) - 0.1255 \cos(b) - 0.025 \sin(b) \quad (2.42)$$

$$b = 2\pi \frac{(DOY - 81)}{364} \quad (2.43)$$

• Transmisividad

La transmisividad ahora varía para cada punto en función de la elevación (DEM), según la ecuación 2.7.

• Radiación incidente de onda corta

La radiación incidente de onda corta se evalúa para cada punto siendo ahora $\cos\theta$ variable para cada punto.

• Temperatura superficial

Generalmente la temperatura del aire decrece 6.5 °C por cada incremento de 1 km en la elevación bajo condiciones neutras de estabilidad. Debido a que las temperaturas superficiales están en un fuerte equilibrio con la temperatura del aire, se pueden observar con frecuencia decrementos similares en la temperatura superficial.

En la estimación de la diferencia de temperatura superficial (dT), SEBAL asume una relación lineal entre dT y la temperatura superficial (T_s). Sin embargo, la temperatura superficial debe ajustarse a una elevación de referencia para una predicción precisa de dT. En el modelo de montaña se crea un mapa "artificial" para calcular dT suponiendo que la tasa de disminución de la temperatura de la superficie debido al aumento de la elevación es la misma que la de un perfil de aire típico. El nuevo mapa de temperatura superficial se obtiene (ver ecuación 2.44) usando los datos de elevación del mapa digital de elevación (en sus siglas en inglés DEM).

$$T_{s_dem} = T_s + 0.0065\Delta z \quad (2.44)$$

Donde Δz es la elevación de cada punto menos la elevación de un valor representativo para la imagen en cuestión, usualmente este valor de elevación es el de la estación meteorológica

• Radiación incidente de onda larga

Para el cálculo de la radiación incidente de onda larga (Ec 2.11) la temperatura del punto frío T_{frio} para cada punto se corrige de la misma forma que la temperatura superficial (Ec 2.44):

$$T_{frio(cada\ pixel)} = T_{frio} + 0.0065\Delta z \quad (2.45)$$

Donde Δz es la elevación del punto “frio” menos la elevación de cada punto.

• **Longitud de la rugosidad para la transferencia de cantidad de movimiento**

La longitud de la rugosidad para la cantidad de movimiento z_{om} se ajusta con los valores de pendiente para cada punto como se indica en la siguiente ecuación:

$$z_{om} = z_{om} \times \left[1 + \frac{(pendiente - 5)}{20} \right] \quad (2.46)$$

• **Velocidad de fricción inicial y resistencia aerodinámica al transporte de calor**

La velocidad del viento 200 m (u_{200}) se ajusta debido a los efectos de la elevación antes de calcular la velocidad de fricción y la resistencia al transporte de calor. Este ajuste se hace calculando el coeficiente de ponderación de la velocidad del viento de montaña (\bar{w}) (ver ecuación 2.47) y multiplicándolo por el valor de u_{200}

$$\bar{w} = 1 + 0.1 \left(\frac{Elevación - Elevación_{estación}}{1000} \right) \quad (2.47)$$

Donde *Elevación* es la elevación de cada punto y $Elevación_{estación}$ es la altura donde el viento es medido.

□ **Flujo de calor sensible**

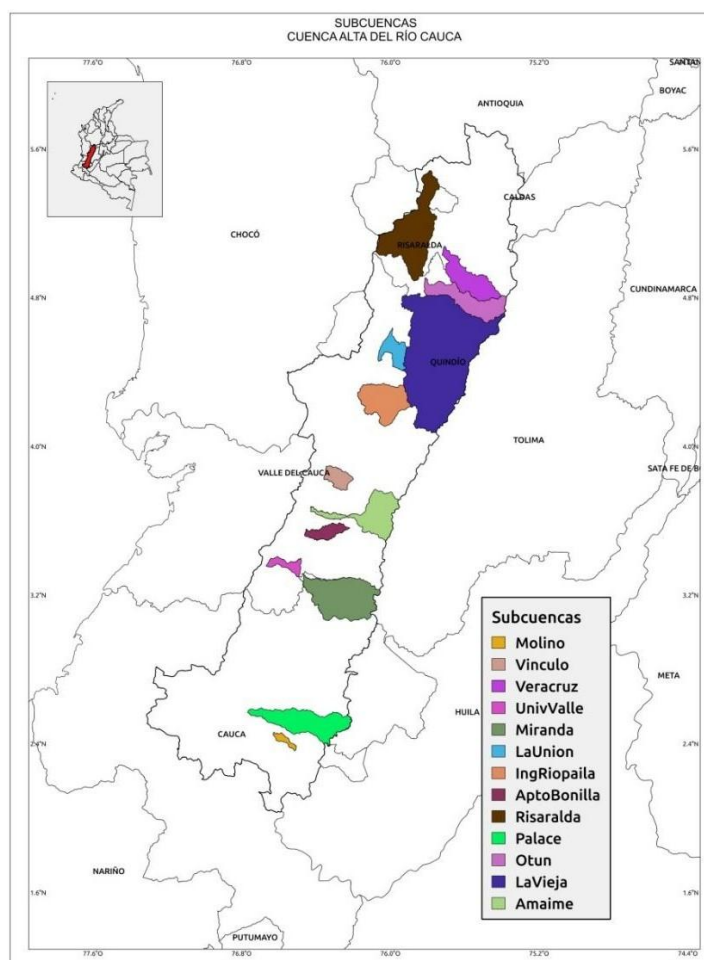
Para el flujo de calor sensible (H) se debe utilizar el mapa de temperatura superficial corregida en el cálculo de la diferencia de temperatura (dT).

3. Metodología

3.1 Zona de estudio

La Cuenca Alta del Río Cauca es una de las regiones del país de mayor importancia, puesto que alberga más del 20% de la población y tiene un gran potencial agrícola, su superficie es de casi 30,000 Km² y cubre 5 departamentos, Cauca, Valle del Cauca, Caldas, Quindío y Risaralda. Para este estudio se seleccionaron 13 subcuencas distribuidas a lo largo de Cuenca Alta y de cada uno de los cinco departamentos como se muestra en la figura 3. 1

Figura 3-1: Subcuencas seleccionadas para el estudio



Para la implementación del modelo (SEBAL) es necesario el uso de información de estaciones meteorológicas ubicadas en cada una de las subcuencas seleccionadas y que proporcionen información de variables climatológicas tales como humedad relativa, tensión de vapor, brillo solar, velocidad del viento y temperatura. Para obtener esta información se realizó una solicitud al IDEAM, entidad encargada del manejo de la red meteorológica pública del país. Las estaciones solicitadas (Ver tabla 3-1) se seleccionaron aquellas en las categorías climatológica ordinaria (CO), climatológica principal (CP) o sinóptica principal (SP), puesto que registran datos de las variables necesarias para calcular la evapotranspiración de referencia y por lo general efectúan tres observaciones diarias y para algunos casos lecturas cada hora. En el anexo se muestra la distribución de las estaciones.

Tabla 3-1: Estaciones seleccionadas para el estudio

Estación	Latitud	Longitud	Subcuenca	Departamento
Gabriel López	2.5097	-76.2890	Palace	Cauca
Miranda	3.2457	-76.2230	Miranda	Cauca
Veracruz	4.8676	-75.6278	Veracruz	Risaralda
Apto Matecaña	4.81267	-75.7395	Otún	Risaralda
Cent Admo La Unión	4.5312	-76.0621	La Unión	Valle del Cauca
Ing Riopaila	4.3245	-76.0845	Ing Riopaila	Valle del Cauca
Apto Bonilla	3.5366	-76.3866	Apto Bonilla	Valle del Cauca
Tenerife	3.7299	-76.0747	Amaime	Valle del Cauca
Vínculo el	3.8348	-76.3000	Vínculo	Valle del Cauca
Apto el Edén	4.4547	-75.7663	La Vieja	Caldas
Apto La Nubia	5.0297	-75.4699	Chinchiná	Quindío
Apto G valencia	2.4528	-76.6087	Molino	Cauca
Universidad del valle	3.3780	-76.5338	UniValle	Valle del Cauca
Camelia la	5.0806	-75.9652	Risaralda	Risaralda

Una vez obtenida la información solicitada al IDEAM, se generó una base de datos y se realizó el cálculo de la evapotranspiración de referencia (Capítulo 1) horaria de cada estación, cada 15 días desde enero de 2001 hasta diciembre de 2016, en este caso el cálculo se realizó tomando los datos de brillo solar de 11 a 12 del mediodía, hora en la que pasa el satélite por la zona de estudio. En la figura 3-2 se muestran algunos de los valores de evapotranspiración de referencia horaria calculados en las estaciones Apto el Edén, Apto Matecaña, Apto Guillermo León Valencia y Gabriel López para el año 2001.

Tabla 3-2: Calculo ET_r horaria

CUENCA	LA VIEJA	MOLINO	OTUN	PALACE
ESTACION	APTO EDEN	APTO VALENCIA	APTO MATECA	GABRIEL LOPEZ
Erh(mm/h)				
FECHA				
2001.001	0.28797188	0.29340008	0.3060106	0.21945773
2001.017	0.23078254	0.20842338	0.25210887	0.19595441
2001.033	0.25490072	0.22973922	0.28949693	0.1945979
2001.049	0.29292488	0.28234631	0.30895108	0.20386916
2001.065	0.28159529	0.27446654	0.26466525	0.20523529
2001.081	0.28389713	0.26260483	0.28841469	0.20770539
2001.097	0.22038876	0.24696442	0.22855403	0.21069534
2001.113	0.26108983	0.25977585	0.23046598	0.21186875
2001.129	0.22415292	0.23404761	0.23878342	0.20665112
2001.145	0.24194258	0.25353229	0.24369358	0.20167123
2001.161	0.24383302	0.21588445	0.25373521	0.19776316
2001.177	0.27641776	0.28439099	0.28891945	0.20074026
2001.193	0.23233002	0.22484152	0.22402404	0.19285735

Para el cálculo de la evapotranspiración de referencia diaria, necesaria para la estimación de la evapotranspiración real en un periodo de 24 horas, se realizó el mismo procedimiento, se tomaron los valores medios diarios de la temperatura, tensión de vapor y brillo solar.

3.2 Productos MODIS

3.2.1 Índices de vegetación (MOD13A1)

Los índices de vegetación globales MODIS están diseñados para proporcionar comparaciones espaciales y temporales consistentes de la condición de la vegetación. Los datos de MOD13A1 se proporcionan cada 16 días con una resolución espacial de 500 m. En la tabla 3-3 se muestra la información de la capa de NDVI extraída del producto MOD13A1.

3.2.2 Índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI)

Indicador numérico que se puede utilizar para analizar patrones de reflectancia de la vegetación verde (Gandhi *et al.*, 2015).

Tabla 3-3:MOD13A1 (LA DAAC, 2000)

Conjunto de datos (Capas HDF)(12)	Unidad	Tipo de bit	Valor sin dato	Rango válido	Factor de multiplicación de escala
NDVI 500 m 16 días	NDVI	16-bit Entero con signo	-3000	-2000, 10000	0.0001

En la tabla 3-4 se muestran las consideraciones en la capa de calidad del producto MOD13A1 que se tienen de la confiabilidad de los datos para cada punto.

Tabla 3-4: Calidad IV MOD13A1 (LA DAAC, 2000)

No Bit	Descripción	Valor	Estado
0-1	MODLAND_QA	00	VI producido, buena calidad
		01	VI producido, pero verifiqué otra QA
		10	Pixel producido, pero con probabilidad de nubes
		11	Pixel no producido debido a otras razones
10	Nubes mixtas	1	Si
		0	No

3.2.3 Reflectancia de la superficie (MOD09A1)

Los productos de reflectancia de superficie de MODIS proporcionan una estimación de la reflectancia espectral de la superficie que se mediría a nivel del suelo en ausencia de dispersión o absorción atmosférica. Proporciona las bandas 1-7 cada 8 días con una resolución de 500 m. En la tabla 3-5 se muestra la información de las capas de reflectancia extraídas del producto MOD09A1.

La reflectancia de la superficie es la fracción de la radiación solar de entrada que es reflejada por la superficie de la tierra.(Gónima, 2009)

Tabla 3-5:MOD09A1 (LA DAAC, 2000)

Conjunto de datos(Capas HDF)(13)	Unidad	Tipo de bit	Valor sin dato	Rango válido	Factor de multiplicación de escala
Reflectancia de la superficie Banda 1 (620-670 nm)	Reflectancia	16-bit Entero con signo	-28672	-100, 16000	0.0001
Reflectancia de la superficie Banda 2 (841-876 nm)	Reflectancia	16-bit Entero con signo	-28672	-100, 16000	0.0001
Reflectancia de la superficie Banda 3 (459-479 nm)	Reflectancia	16-bit Entero con signo	-28672	-100, 16000	0.0001
Reflectancia de la superficie Banda 4 (545-565 nm)	Reflectancia	16-bit Entero con signo	-28672	-100, 16000	0.0001
Reflectancia de la superficie Banda 5 (1230-1250 nm)	Reflectancia	16-bit Entero con signo	-28672	-100, 16000	0.0001
Reflectancia de la superficie Banda 6 (1628-1652 nm)	Reflectancia	16-bit Entero con signo	-28672	-100, 16000	0.0001

Reflectancia de la superficie Banda 7 (2105-2155 nm)	Reflectancia	16-bit Entero con signo	-28672	-100, 16000	0.0001
--	--------------	-------------------------	--------	-------------	--------

En la tabla 3-6 se muestran las consideraciones en la capa de calidad del producto MOD09A1 que se tienen de la confiabilidad de los datos para cada punto.

Tabla 3-6: Descripción de la capa de calidad, estado de los datos MOD09A1 (LA DAAC, 2000)

No Bit	Descripción	Bit combinado	Estado
0-1	Nubes MOD35	00	Despejado
		01	Nubes
		10	Mixto
		11	Ninguno, se asume despejado
8-9	Cirrus detectados	00	Ninguno
		01	Pequeño
		10	Promedio
		11	Alto
10	Algoritmo interno de nubes	1	Nubes
		0	No nubes

3.2.4 Temperatura y emisividad de la superficie de la tierra (MOD11A2)

El producto MOD11A2 de MODIS proporciona la temperatura superficial y emisividad de la superficie con una periodicidad de 8 días y con una resolución de 1000 m. En la tabla 3-7 se muestra la información de las capas de emisividad banda 31 y 32, y temperatura de la superficie extraídas del producto MOD11A2. Además en la tabla 3-8 se muestran las consideraciones en la capa de calidad del producto MOD13A1 que se tienen de la confiabilidad de los datos para cada punto.

Emisividad de la superficie

La emisividad de una superficie se puede definir como la relación entre la radiancia de la superficie y la de un cuerpo negro visto en condiciones ópticas y geométricas idénticas y a la misma temperatura. La densidad total de flujo de radiación del cuerpo negro, o potencia emisiva $E_b(T)$ a una temperatura absoluta fija, T , se obtiene de la integración del flujo espectral del cuerpo negro, $e_b(\lambda, T)$, en todas las longitudes de onda λ (Gillespie, 2014).

Tabla 3-7: MOD11A2 (LA DAAC, 2000)

Conjunto de datos (Capas HDF)(12)	Unidad	Tipo de bit	Valor sin dato	Rango válido	Factor de multiplicación de escala
Temperatura de la superficie de la tierra	Kelvin	16-bit Entero sin signo	0	7500-65535	0.02
Emisividad Banda 31	Ninguno	8-bit Entero sin signo	0	1-255	0.0020(+0.49)
Emisividad Banda 32	Ninguno	8-bit Entero sin signo	0	1-255	0.0020(+0.49)

Tabla 3-8: Capa de calidad MOD11A2 (LA DAAC, 2000)

No Bit	Descripción	Bit combinado	Estado
0-1	QA obligatoria	00	Producido LST, buena calidad, no es necesario examinar otra calidad.
		01	Producido LST, otra calidad se recomienda examinar otra calidad.
		10	LST no producido debido a nubes
		11	LST no producido por otras razones distintas a efectos de nubes

3.2.5 Índice de área foliar (MOD15A2)

El producto MODIS MOD15A2 incluye el índice de área foliar (LAI) y la fracción de radiación fotosintéticamente activa (FPAR) la información proporcionada tiene una periodicidad de 8 días con una resolución de 1000m. En la tabla 3-9 se muestra la información de la capa de LAI extraída del producto MOD15A2. También se tiene en cuenta las consideraciones en la capa de calidad del producto MOD15A2 en la tabla 3-10 en la confiabilidad del pixel.

• Índice de área foliar (LAI)

El índice de área foliar es la expresión numérica adimensional resultado de la división aritmética del área de las hojas de un cultivo expresado en m² y el área de suelo sobre el cual se encuentra establecido, también expresado en m². El LAI permite estimar la capacidad fotosintética de las plantas y ayuda a entender la relación entre acumulación de biomasa y rendimiento bajo condiciones ambientales imperantes en una región determinada.(Acosta,2008).

Tabla 3-9:MOD15A2 (LA DAAC, 2000)

Conjunto de datos (Capas HDF)(12)	Unidad	Tipo de bit	Valor sin dato	Rango válido	Factor de multiplicación de escala
LAI	Planta m ² /Suelo m ²	8-bit Entero sin signo	249-255	0-100	0.01

Tabla 3-10: Capa de calidad general (LA DAAC, 2000)

No Bit	Descripción	Bit combinado	Estado
0	MODLAD QC bits	0	Buena calidad
		1	Otra calidad
3-4	Estado de nubes	00	No presente nubes significativas
		01	Presenta nubes significativas
		10	Pixel presenta nubes mixtas
		11	Estado de nubes no definido(Despejado)

3.2.6 ALBEDO (MCD43B3)

El producto de albedo MODIS proporciona datos con 1000 m de resolución que describe tanto la reflectancia hemisférica direccional como la reflectancia bi-hemisférica. Estas cantidades de albedo MCD43B3 se producen a partir de los modelos de anisotropía de 16 días proporcionados en MCD43B1, la capa de calidad viene incorporada en un producto por separado MCD43B2. En la tabla 3-11 se muestra la información de las capas extraídas del producto MCD43B3. En la tabla 3-12 se muestran las consideraciones en la confiabilidad del pixel de la capa de calidad extraída del producto MCD43B2

Tabla 3-11: MCD43B3 (LA DAAC, 2000)

Conjunto de datos (Capas HDF) (20)	Unidad	Tipo de bit	Valor sin dato	Rango válido	Factor de multiplicación de escala
WSA Albedo Banda visible	Adimensional	16-bit Entero sin signo	32767	0-32766	0.0010
WSA Albedo Banda nir	Adimensional	16-bit Entero sin signo	32767	0-32766	0.0010
WSA Albedo Banda onda-corta	Adimensional	16-bit Entero sin signo	32767	0-32766	0.0010

Tabla 3-12: Calidad albedo MCD43B2 (LA DAAC, 2000)

Byte	Calidad albedo BRFF
1	Procesado, examinar otra calidad
0	Procesado, buena calidad
255	Valor sin dato

3.3 Segmentación

Cada producto de MODIS tiene asociada una capa de calidad que permite identificar los puntos con nubes o no aptos para procesamiento. De acuerdo con la descripción inicial de cada producto se convierte el valor de cada punto de la capa de calidad a binario, posteriormente este se lee de derecha a izquierda, del bit menos significativo al más significativo. En la misma descripción se especifica el binario y la posición como condición para saber qué puntos deben ser discriminados. Se crea una imagen denominada máscara donde se presenta los puntos sin nubes. En la tabla 3-13 se muestra las características no consideradas, se indica la posición y el bit discriminados exceptuando a MCD43B2 en el cual se elimina el punto con valor 255 de acuerdo a sus especificaciones.

Tabla 3-13: Puntos discriminados, consideración capa de calidad de capa producto

Producto	No bit	Bit combinado eliminado
MOD13A1	0-1	10-11
	10	1
MOD09A1	0-1	01-10
	8-9	10-11
	10	1
MOD11A2	0-1	10-11
MOD15A2	5-7	100
	3-4	01-10

3.4 Clasificación de coberturas Cuenca Alta del Río Cauca

3.4.1 Weka

Weka es una colección de algoritmos de aprendizaje automático para tareas de minería de datos. Los algoritmos se pueden aplicar directamente a un conjunto de datos o llamar desde su propio código Java. Weka contiene herramientas para el preprocesamiento de datos, clasificación, regresión, reglas de asociación y visualización. También es adecuado para desarrollar nuevos esquemas de aprendizaje automático. (Wekato., 2018).

3.4.2 Índices de vegetación

- **Índice de vegetación atmosféricamente resistente (ARVI)**

Índice de vegetación que no es más que un NDVI mejorado que tiene en cuenta los efectos de la atmósfera. Proponen sustituir el canal rojo por un canal rojo-azul, que tendría en cuenta la dispersión de la atmósfera en estos dos canales (Forestales, 2016).

- **Índice de vegetación ajustado al suelo (SAVI)**

Índice que pretende minimizar el efecto del suelo, especialmente manifiesto en superficies parcialmente recubiertas (Forestales, 2016).

- **Índice de vegetación mejorado (EVI)**

El EVI obtiene respuesta de las variaciones estructurales del dosel vegetal incluyendo el índice de área foliar (LAI), tipo y arquitectura del dosel y fisonomía de las plantas. EVI fue desarrollado para optimizar la señal de la vegetación con sensibilidad mejorada para altas densidades de biomasa, lográndose esto al separar la señal proveniente de la vegetación y de la influencia atmosférica (Forestales, 2016).

- **Índice de agua de diferencia normalizada (NDWI)**

La propuesta del NDWI se realizó por (McFeeters, 1996) para delinear las masas de agua abiertas como lagos y embalses, y mejorar su detección en las imágenes de satélite. Con este índice las superficies de agua tienen valores positivos, mientras que la superficie de la tierra y la vegetación poseen valores de 0 o negativos (Forestales, 2016).

- **Índice de vegetación transformado (TVI)**

Transformación del NDVI que evita trabajar con valores negativos (Forestales, 2016).

- **Índice de vegetación independiente de la estructura (SIPI)**

Está correlacionado con la relación carotenoides /clorofila. (Isla and López-Lozano, 2005)

- **Índice de reflectancia de los carotenoides (CRI)**

Es una medida de reflectancia, sensible a los pigmentos carotenoides en el follaje de las plantas. (Isla and López-Lozano, 2005)

3.5 Clasificación asistida

Se realizó una combinación de falso color de la zona de estudio, para fechas de 2001 a 2016 con periodicidad mensual con una resolución espacial de 500 m de las cuales se hace la extracción de muestras de cobertura con su respectiva etiqueta bosques (0), páramos (1), cultivos(2), pastizales(3), suelo desnudo(4), ciudades(5), zonas que no se logran distinguir en visualización(7) y sin clasificar zonas fuera de la cuenca(-999).

Se calculan los índices de vegetación ARVI, CRI, EVI, NDWI, SAVI, SIPI, SR, TVI y NDVI haciendo uso de las bandas 1, 2, 3 y 4 de MODIS. Para la extracciones de muestras se crearon polígonos de zonas conocidas los cuales luego se convirtieron en máscaras, que se pasaban a un programa que tenía las imágenes para extracción de características las cuales estaban en el siguiente orden albedo de onda corta, albedo en el infrarrojo cercano, LAI, NDVI, banda 1-7 MODIS, DEM, ARVI, CRI, EVI, NDWI, SAVI, SIPI, SR, TVI.

Tabla 3-14: Número de muestras obtenida para cada cobertura

Etiqueta	Cobertura	Número de datos
0	Bosques	11000
1	Páramo	16000
2	Cultivo	17211
3	Pastizales	16000
4	Suelo desnudo	16000
5	Ciudades	17000
7	Sin clasificar	10147
-999	Fuera de la Cuenca	11000

Con las muestras se genera un documento con extensión. arff que es el formato que recibe Weka, en Weka se realiza una clasificación de árbol RandomForest con un porcentaje de 70%, con el cuál se construye el modelo de clasificación. Se guarda el modelo que construye Weka y las características de este.

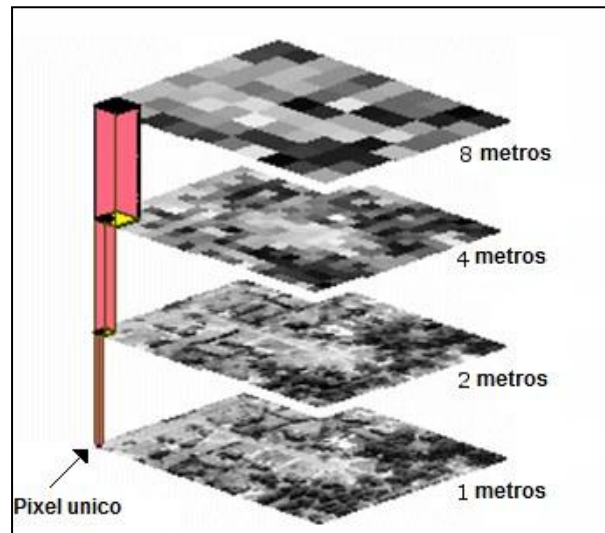
Se obtiene el conjunto de datos completo de las fechas a clasificar y se pasa el modelo obtenido en Weka, para la reconstrucción de la imagen. Se eligió una de las imágenes reconstruida por año, la del mes que presenta un número menor de datos sin clasificar visualmente.

Después de una revisión visual se hace una corrección asistida con el complemento serval de QGIS que permite corregir el punto de una imagen tipo ráster, además de las zonas de agua que con la resolución espacial se alcanzan a distinguir en la combinación de falso color.

3.6 Remuestreo de las imágenes

Los productos MODIS que se utilizaron no tienen la misma resolución espacial, es decir la equivalencia en metros sobre la superficie, del punto para algunos de los productos es de 1000 m y para otros de 500 m, por esta razón fue necesario realizar una conversión del tamaño del punto sobre las imágenes de 1 Km. Esta conversión se denomina remuestreo, una técnica en la que se crea una nueva versión de una imagen con diferente tamaño. (Ver figura 3-2)

Figura 3-2: Relación tamaño de punto



Cuando se remuestrea una imagen para obtener un tamaño de punto más pequeño, el número de puntos de la imagen resultante es mayor que el número de puntos de la imagen original (reducción del tamaño del punto) pero esto no implica que se obtendrá más detalle en el caso contrario la resolución disminuye al disminuir el número de puntos (ver figura 3-3) (aumento del tamaño del punto) y el nivel de detalle será menor que el de la imagen original. Existen diferentes métodos de interpolación para realizar el remuestreo de una imagen entre los más usados están el método del vecino más cercano, en el que le asigna a cada nuevo punto el valor del punto más próximo, es el método de interpolación más rápido, el método bilineal donde se realiza un promedio de la distancia ponderada de los cuatro centros de los puntos de entrada más cercanos y el método de interpolación cubica que determina el nuevo valor de un punto basándose en el valor de los 16 puntos próximos.

Para definir el tamaño de punto y por lo tanto el tipo de interpolación que se va aplicar a la imagen se debe tener en cuenta la resolución espacial de todos los datos de entrada, la aplicación y el análisis que se quiere realizar y el tiempo de procesamiento deseado. En el estudio realizado se tenían como entradas principales los productos MODIS

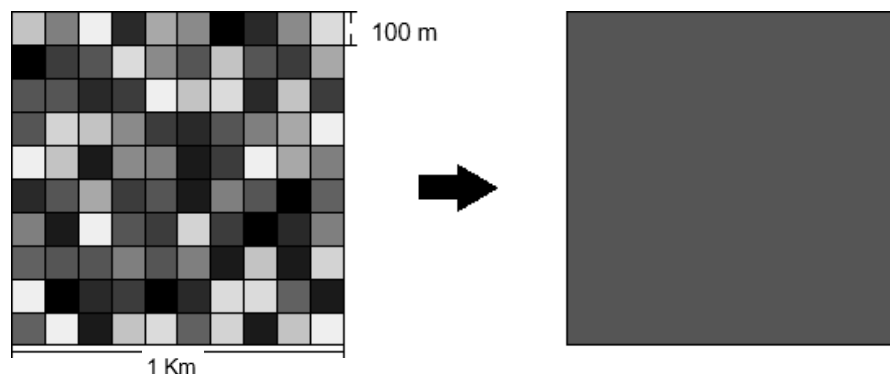
descritos anteriormente y el modelo digital de elevación de la cuenca, en la tabla 3-14 se especifica cada entrada con su respectiva resolución espacial.

Tabla 3-15: Resolución espacial correspondiente a cada entrada del modelo

Entrada	Resolución espacial
Ndvi	500 m
Lai	1000 m
Albedo	1000 m
Temperatura superficial	1000 m
Emisividad de la superficie	1000 m
Modelo digital de elevación(DEM)	30 m

Como se muestra en la tabla 3-14 la mayoría de los productos MODIS tienen una resolución espacial de 1 Km, la solución inmediata sería realizar un re muestreo de las imágenes con mayor resolución espacial (500 m y 30 m) y establecer un tamaño de punto de 1 km para todos los productos. Sin embargo se debe buscar un equilibrio, en este caso, entre el tiempo de procesamiento y la posible pérdida de información. Es decir si se aumenta el tamaño del punto del modelo digital de elevación de 30 m a 1 Km se deberá interpolar los valores de los puntos más cercanos al punto resultante, reemplazando más de 900 datos reales por un único valor. Resulta entonces que para modificar en un menor porcentaje los valores de los puntos reales captados por el sensor, el DEM debería ser re muestreado a una resolución de 500 m, donde la interpolación realizada implica la sustitución del valor de menos puntos (casi 230) por un único valor.

Figura 3-3: Re muestreo imagen de 100 m a 1 Km



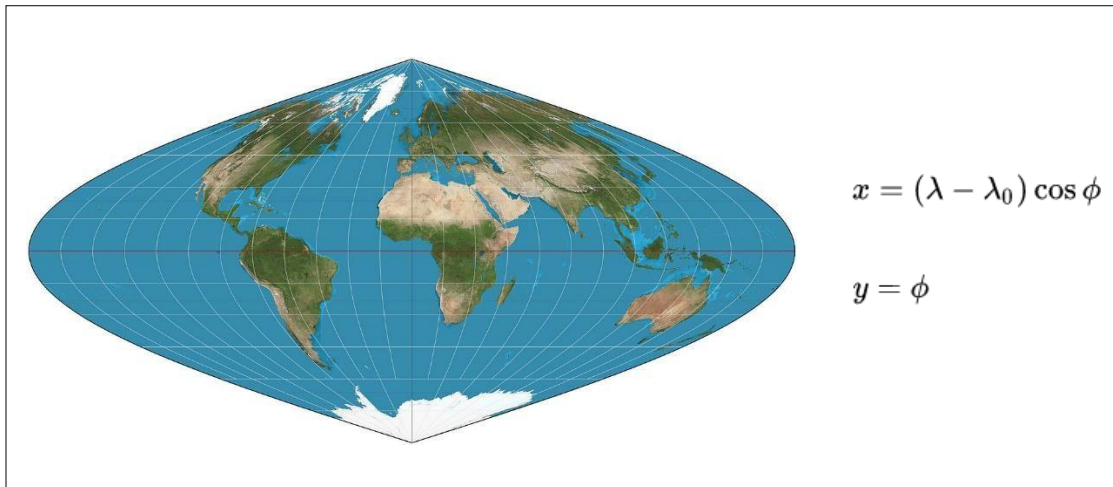
Para homogenizar todos los datos, se elige entonces como resolución espacial 500 m y como método de interpolación, la interpolación bilineal este procedimiento se realiza sobre todas las imágenes utilizando las funciones de resampling de GDAL (Geospacial Data Abstraction Library), una biblioteca de software para la lectura y escritura de

formatos de datos geospaciales y que tiene una variedad de comandos para la traducción y proceso de datos geospaciales.

3.7 Reproyección

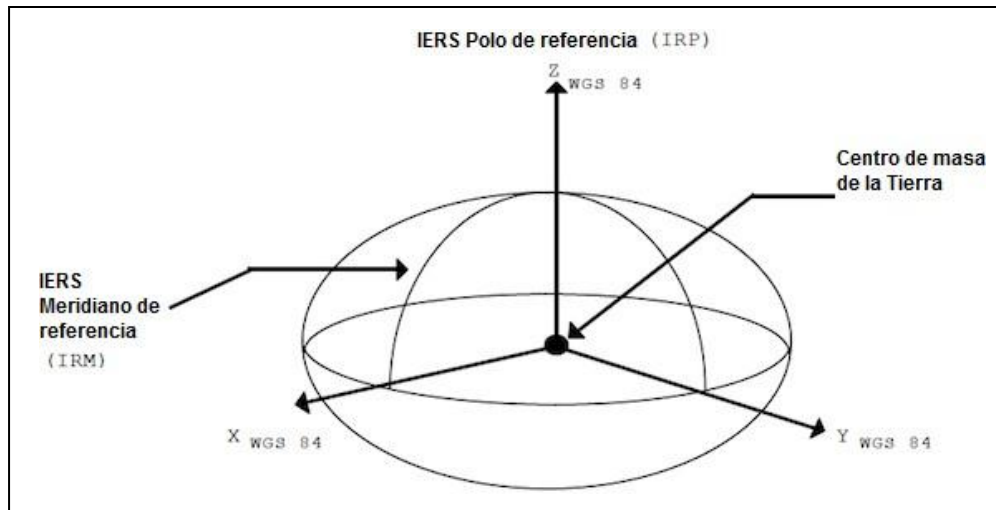
Otro aspecto importante que se debe tener en cuenta en el pre procesamiento de las imágenes es su sistema de coordenadas. Los productos MODIS son generados sobre un sistema de coordenadas sinusoidal, en el que la escala a lo largo del meridiano central es constante y la escala este-oeste es la misma por todo el mapa. En este sistema la longitud de cada paralelo es proporcional al coseno de la latitud, por lo que cada meridiano es la mitad de una onda sinusoidal con diferente amplitud. (Ver figura 3-4).

Figura 3-4: Sistema de proyección sinusoidal.



(Wikipedia,2011)

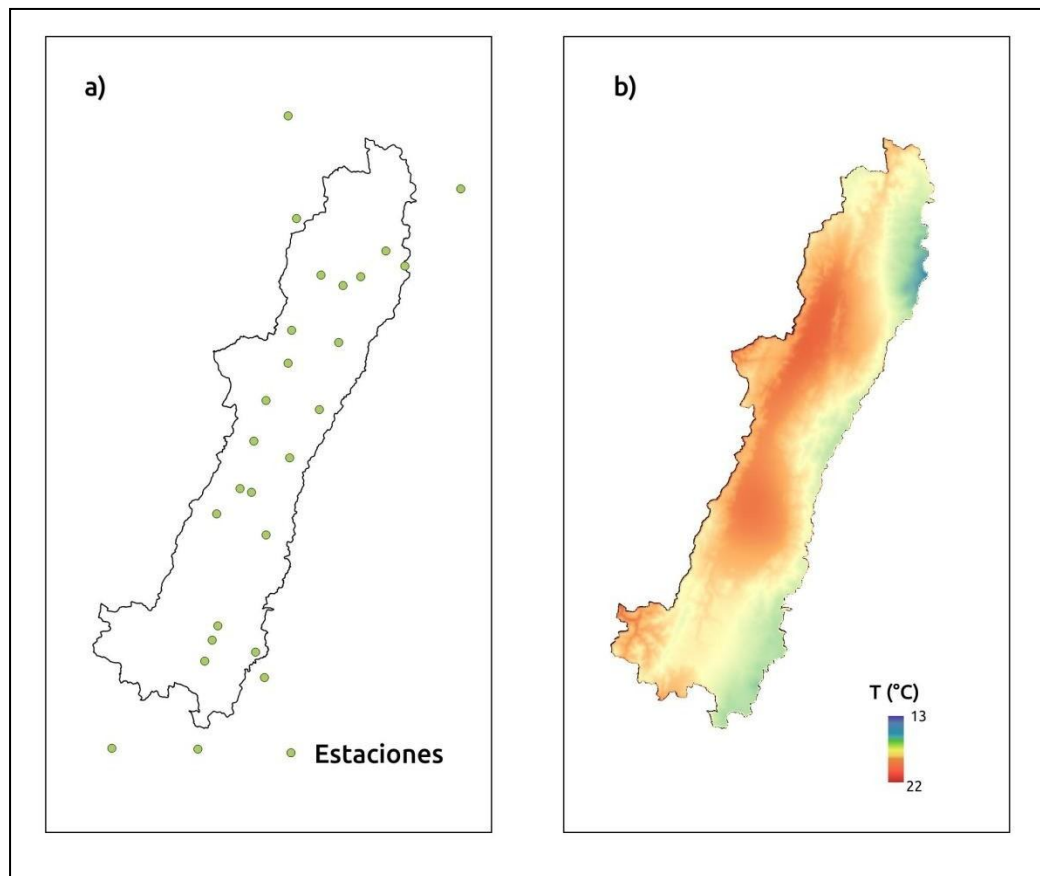
Por otro lado el modelo digital de elevación está en UTM, un sistema de coordenadas cartesiano que es básicamente la proyección del sistema de coordenadas geodésico WGS84 (ver figura 3-5) , el cual permite localizar cualquier punto sobre la tierra por medio de tres unidades dadas (grados, minutos y segundos).El sistema (WGS84) es un sistema estándar y es el más utilizado en múltiples aplicaciones, por esto se decide realizar la re proyección de todos los productos MODIS de su sistema sinusoidal a WGS84. Este procedimiento, al igual que el re muestreo, se realiza con las herramientas de re proyección de GDAL, la herramienta utilizada es gdalwarp.

Figura 3-5: Sistema de coordenadas geodésico (WGS84)

3.8 CO-KRIGING

El Co-kriging usa información sobre varios tipos de variables. La principal variable de interés es Z1, y tanto la auto correlación para Z1 como las correlaciones cruzadas entre Z1 y todos los demás tipos de variables se utilizan para hacer mejores predicciones. Es atractivo usar información de otras variables para ayudar a hacer predicciones, pero tiene un precio. Cokriging requiere mucha más estimación, incluida la estimación del auto correlación para cada variable, así como todas las correlaciones cruzadas.

La principal variable de interés en este estudio es la temperatura del aire información de la estación meteorológica que tiene correspondencia con la variación de altitud, por lo se utiliza como variable secundaria el DEM para generar valores de temperatura en los puntos donde no se cuenta con información, para ello se trabajó en un software que recibe la información de las estaciones en cada punto donde hay estación y el DEM en donde bajo condiciones predeterminadas se genera el nuevo mapa de temperatura para toda la Cuenca Alta del Río Cauca.

Figura 3-6: Interpolación con Co-Kriging para la temperatura del aire

4. Resultados y discusión

De los resultados obtenidos se eligió una serie temporal que permitiera comparar los valores de evapotranspiración en periodos donde se presentaron fenómenos climáticos específicos como el fenómeno del niño en el año 2015 y el fenómeno de la niña en el año 2011, además se analizaron las imágenes del año 2013 en el que no hubo cambios climáticos importantes. Por cada subcuenca de estudio se procesaron y obtuvieron mapas de evapotranspiración de una o dos escenas por mes y para el análisis se seleccionaron imágenes para cada cuatrimestre de la serie temporal elegida. En la tabla 4-1 se muestra la información de las imágenes analizadas.

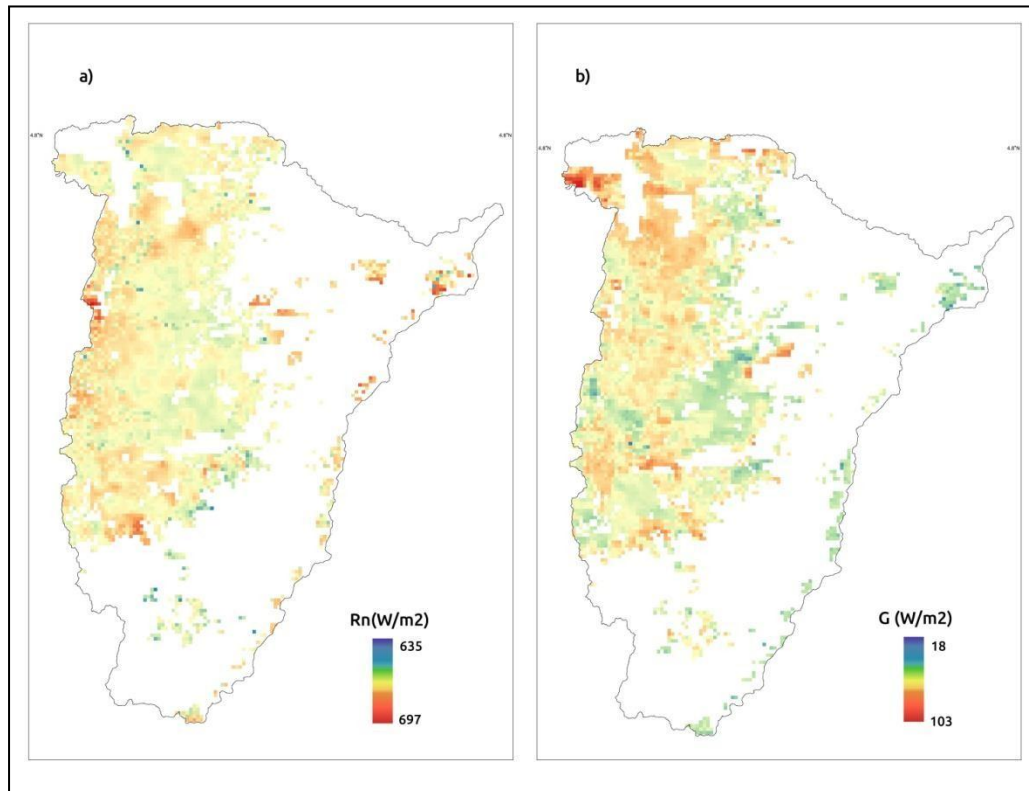
Tabla 4-1: Características imágenes de análisis

No de imágenes	Sub-zona	Día juliano	Año
1	Palacé	1	2011
3	Universidad del Valle	1	2011-2013-2015
3	La Unión	17	2011-2013-1015
6	Miranda	33	2011-2013-2015
	Apto Bonilla		
3	Vínculo	113	2011-2013-2015
12	Universidad del Valle	161	2011-2013-2015
	Apto Bonilla		
	Amaime		
	Vínculo		
3	Miranda	177	2011-2013-2015
6	La Unión	193	2011-2013-2015
	Palacé		
3	Amaime	209	2011-2013-2015
3	Vínculo	225	2011-2013-1015
1	La Vieja	273	2011
6	Universidad del Valle	305	2011-2013-2015
	La Unión		
6	Palacé	353	2011-2013-2015
	Apto Bonilla		

4.1 Radiación neta y flujo de calor del suelo

Los mapas radiación neta R_n y el flujo del calor del suelo G se obtuvieron siguiendo la metodología descrita en el capítulo 2 (sección 2.2 y 2.3 respectivamente), la estimación de estas dos magnitudes depende únicamente del valor del punto de cada una de las variables de entrada necesarias para su cálculo y no de los datos de la estación meteorológica por lo que la variación en los valores resultantes corresponde a factores propios de cada una de la coberturas representativas de la zona estudiada.

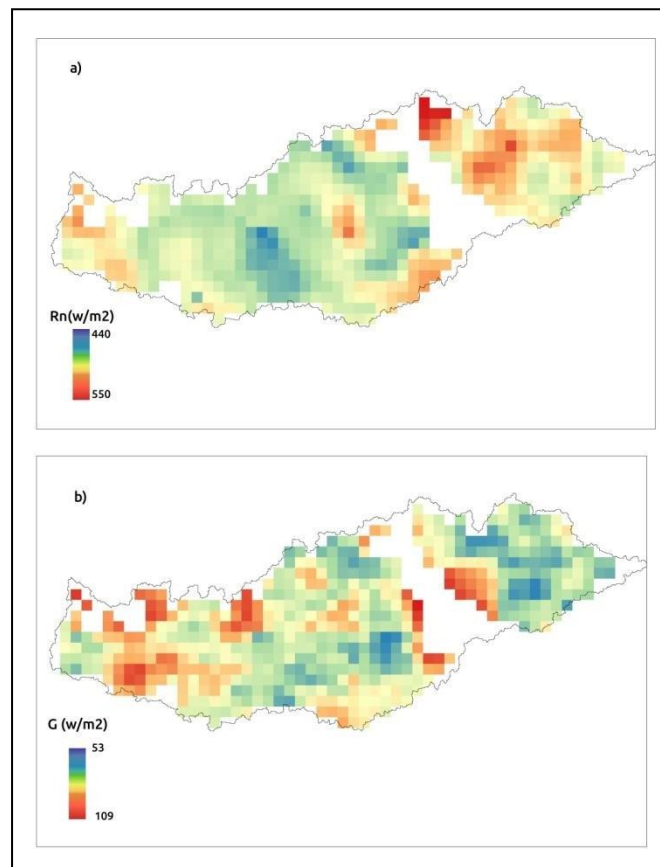
Figura 4-1: Radiación y flujo de calor del suelo en la subcuenca La Vieja (30 de septiembre de 2011)



En la subcuenca La Vieja ubicada en el departamento de Caldas se obtuvieron valores máximos de flujo de calor del suelo (G) en la zona occidental (Figura 4-1-b), donde predominan pastizales, zonas de suelo desnudo, algunos cultivos y en general poca vegetación densa lo que permite el paso de la radiación de forma directa, lo mismo ocurre en los puntos de las ciudades. Los valores más bajos, por el contrario, se registraron en zonas donde los valores de NDVI son los más altos lo que indica que en esos puntos la vegetación es más densa y “saludable”, este tipo de coberturas atenúan el paso de la luz y por lo tanto los valores de G se reducen.

Por otro lado la variación espacial de los valores de radiación es muy pequeña (697 W/m^2 - 635 W/m^2) debido a que la zona en donde se registraron valores (zona oeste), es una zona homogénea y no se tienen cambios de cobertura importantes.

Figura 4-2: Radiación y flujo de calor del suelo en la sub-zona Apto Bonilla (19 de diciembre de 2015)

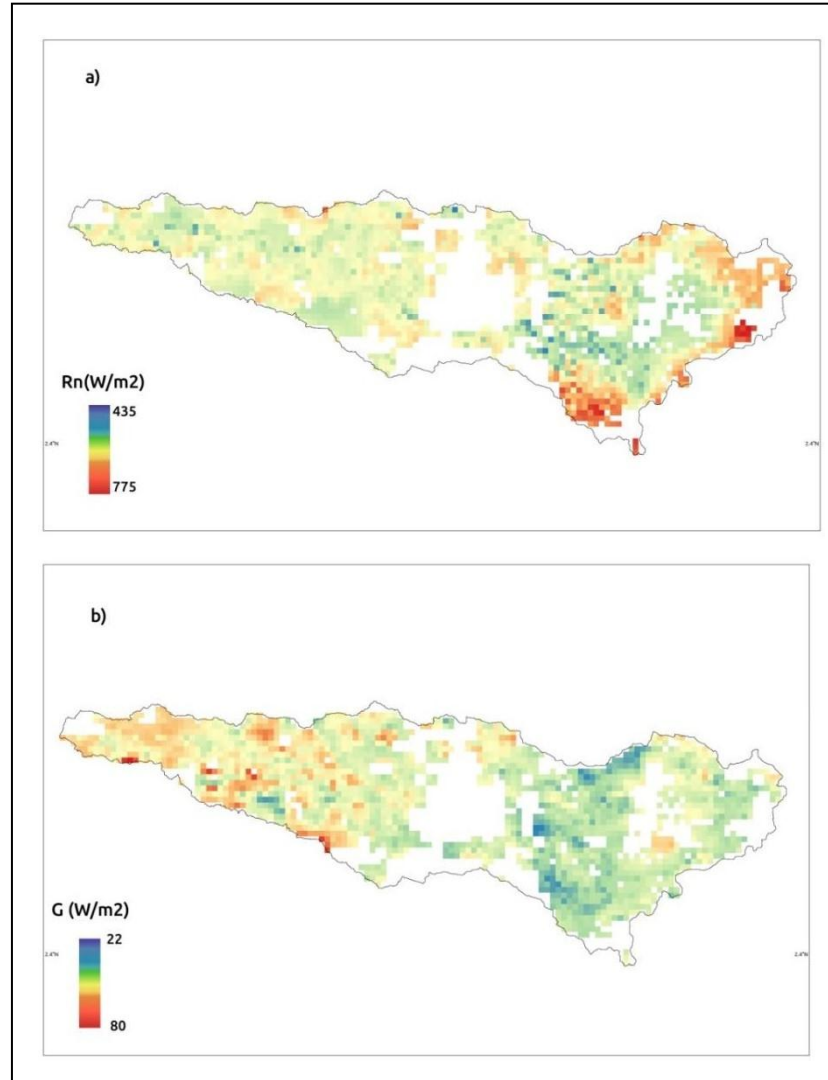


En la sub-zona Apto Bonilla (Figura 4-2) se tiene una respuesta similar de los valores de radiación y flujo de calor del suelo, en esta zona predominan los cultivos de caña y la variación de G se debe a que en un solo punto pueden haber diferentes cultivos en diferente etapa, los valores altos se registran en suelo desnudo o en zonas urbanas y los bajos en zonas donde el cultivo está en su etapa final.

En la subcuenca Palace se tiene una variación de altitud significativa de 1300 m a 3600 m en donde se tienen diferentes climas y por lo tanto diferentes coberturas vegetales, esta diferencia se evidencia en la variación de los valores de flujo de calor del suelo. En la

zona alta donde predomina una vegetación de paramo densa y bien desarrollada se registran los valores más bajos.

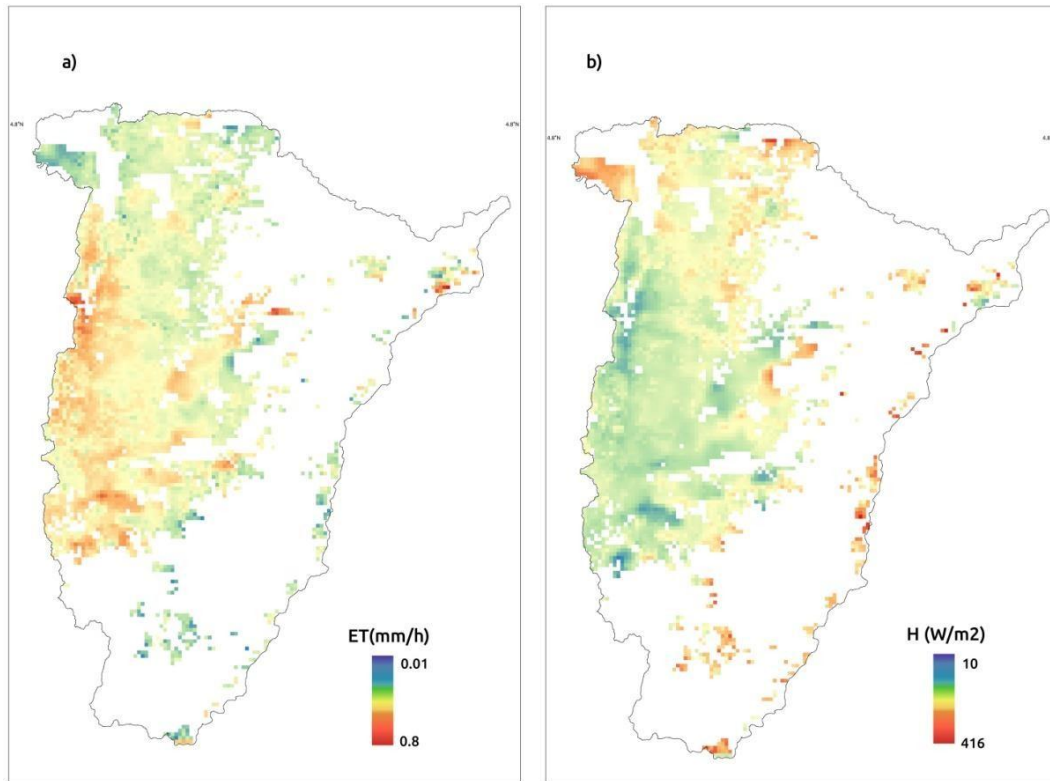
Figura 4-3: Radiación y flujo de calor del suelo en la subcuenca Palace (1 de enero de 2011)



4.2 Flujo de calor sensible y calor latente

La estimación del flujo de calor sensible y flujo de calor latente depende en gran medida de la selección de los puntos de referencia, punto frío y punto caliente. En general en todas las sub-zonas seleccionadas los valores registrados de estas dos magnitudes mantuvieron una relación lineal con la temperatura superficial, pero en algunos puntos se obtuvieron valores negativos o muy pequeños en comparación a los valores de los otros puntos de la escena.

Figura 4-4: Flujo de calor sensible y evapotranspiración instantánea en la subcuenca La Vieja (30 de septiembre de 2011)



En términos generales el calor sensible es aquel que recibe un cuerpo y hace que aumente su temperatura sin afectar su estado. La mayor parte de la energía que recibe la superficie proviene de la radiación solar, esta energía es transferida a las moléculas de aire que tendrán velocidades más altas y más colisiones entre ellas y sus alrededores, en este caso la superficie recibirá energía cinética adicional y aumentará su contenido de calor sensible y su temperatura. En horas de la mañana la temperatura de la superficie mayor que la temperatura del aire por lo que el calor sensible en la superficie se transfiere hacia la atmósfera, entre mayor sea la temperatura superficial, mayor será el flujo de calor sensible. (Figura 4-5-a; Figura 4-6-a; Figura 4-7-a)

Figura 4-5: a) Relación entre la temperatura superficial y el flujo de calor sensible b) Relación entre la temperatura superficial y el flujo de calor latente en la subcuenca La Vieja (30 de septiembre de 2011)

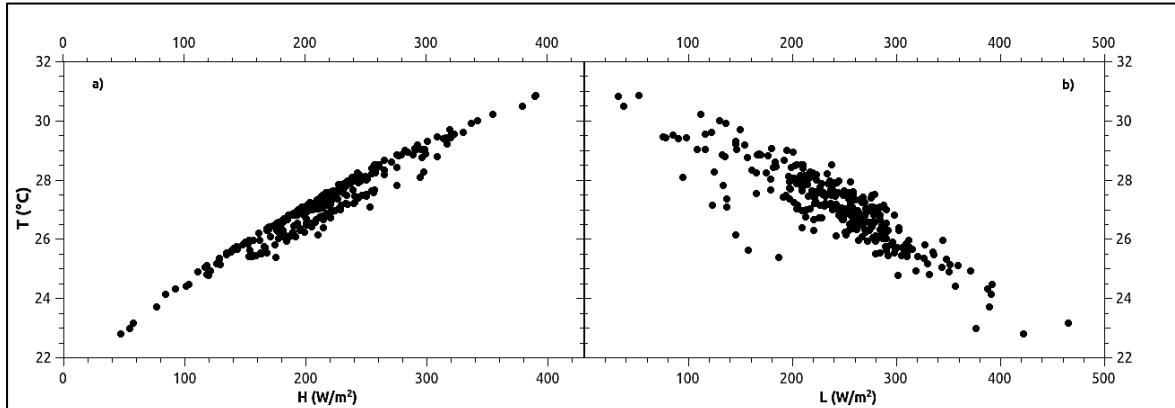


Figura 4-6: a) Relación entre la temperatura superficial y el flujo de calor sensible b) Relación entre la temperatura superficial y el flujo de calor latente en la sub-zona Apto Bonilla (19 de diciembre de 2015)

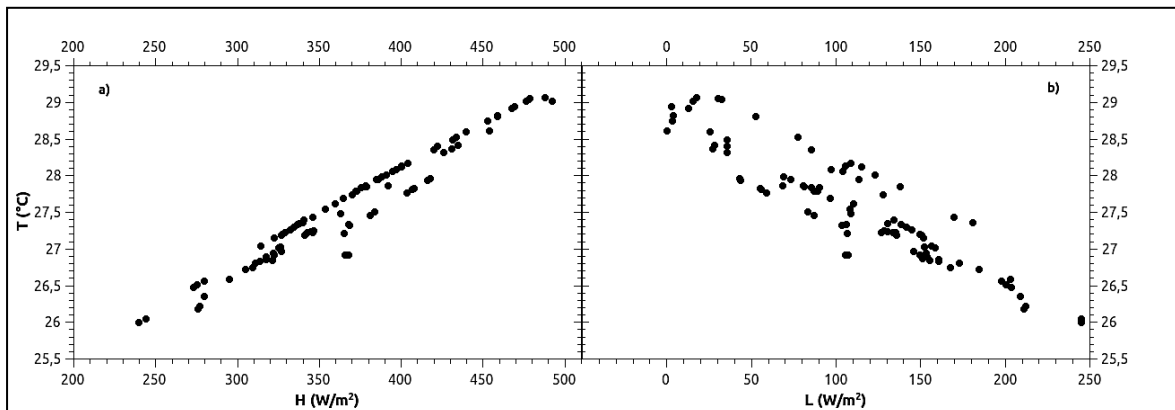
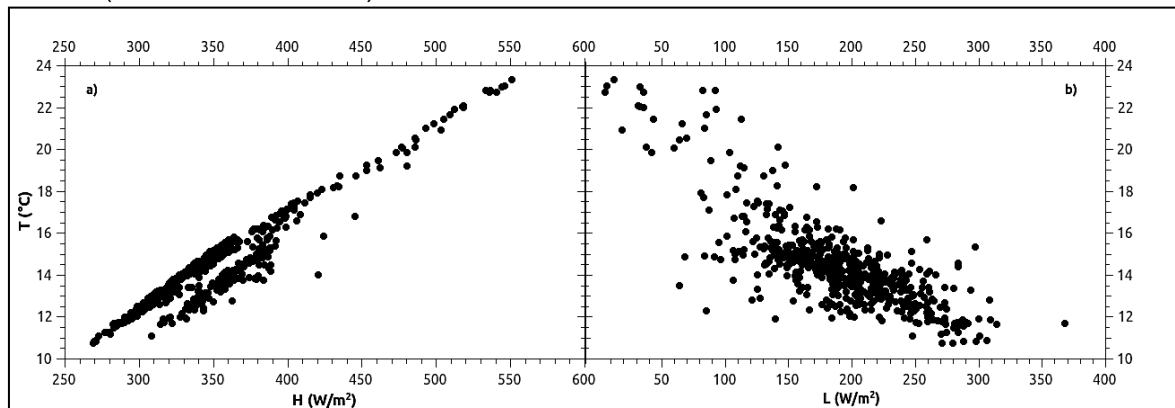


Figura 4-7: a) Relación entre la temperatura superficial y el flujo de calor sensible b) Relación entre la temperatura superficial y el flujo de calor latente en la subcuenca Palace (1 de enero de 2011).



Por otro lado el calor latente es la energía térmica que requiere un cuerpo para cambiar de estado, sin un cambio en su temperatura. En el caso de estudio en zonas donde la temperatura es mayor, gran parte de la energía disponible se utiliza para incrementar la temperatura de la superficie por lo que habrá menos energía disponible para transformar el agua líquida a vapor de agua, es decir, el flujo de calor latente será menor, y lo contrario ocurre en zonas con temperaturas un poco más bajas donde más de la energía disponible se utiliza en la evaporación. (Figura 4-5-b; Figura 4-6-b; Figura 4-7-b). Esto no quiere decir que la evapotranspiración será necesariamente mayor, porque depende de otros factores como la humedad del suelo y el estado de la vegetación.

En la subcuenca La Vieja los valores medios de evapotranspiración (Figura 4-4), se estimaron en la región occidental donde la temperatura superficial esta alrededor de los 25 °C, un valor medio respecto a la temperatura mínima registrada en la región oriental cuya altitud supera los 2500 m y respecto a la temperatura máxima registrado en la zona urbana (31°C).

Por otro lado, en la región de mayor altitud donde la temperatura es más baja se obtuvieron valores, de flujo de calor sensible, mucho mayores al valor medio (Figura 4-9-b) lo que no corresponde con los valores reales de temperatura. En este caso se aplicó SEBAL con las correcciones de montaña para zonas con una alta variación de pendientes (Sección 2.5), los cambios principales se realizaron sobre los valores de temperatura superficial tomando como referencia la altura de la estación meteorológica (1229 m) elegida para la subcuenca, si los puntos alrededor de este punto tienen alturas similares la corrección aplicada no modifica significativamente los valores de temperatura, pero si la altura de los puntos de la escena es mucho mayor a la referencia, los valores de temperatura cambian drásticamente y con ello los valores de H. En la figura 4-8 se observa que para temperaturas menores a 15 °C (puntos rojos) registradas en la zona alta donde la diferencia de altitud respecto a la estación es de más de 2000 m, la temperatura se duplica, al realizar la corrección (T_{s_dem}).

Figura 4-8: Relación entre la temperatura superficial sin corrección y la temperatura superficial corregida en la subcuenca La Vieja.

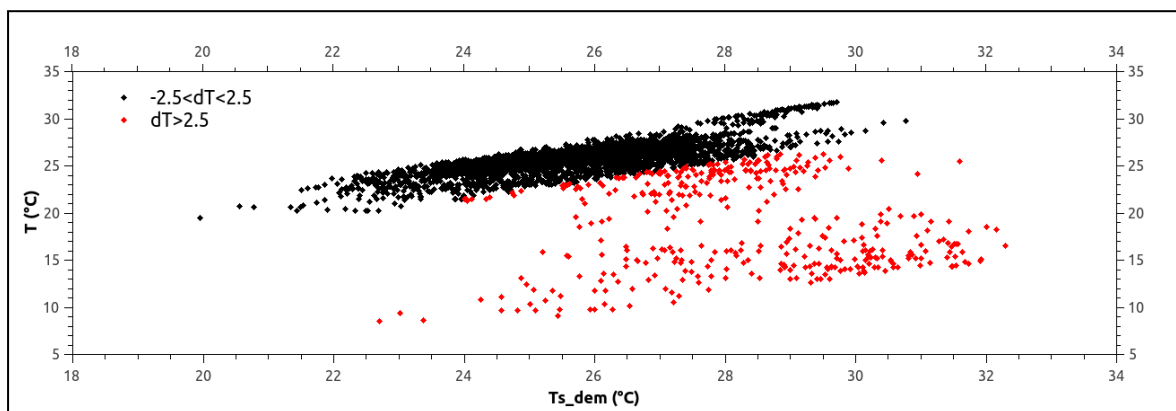
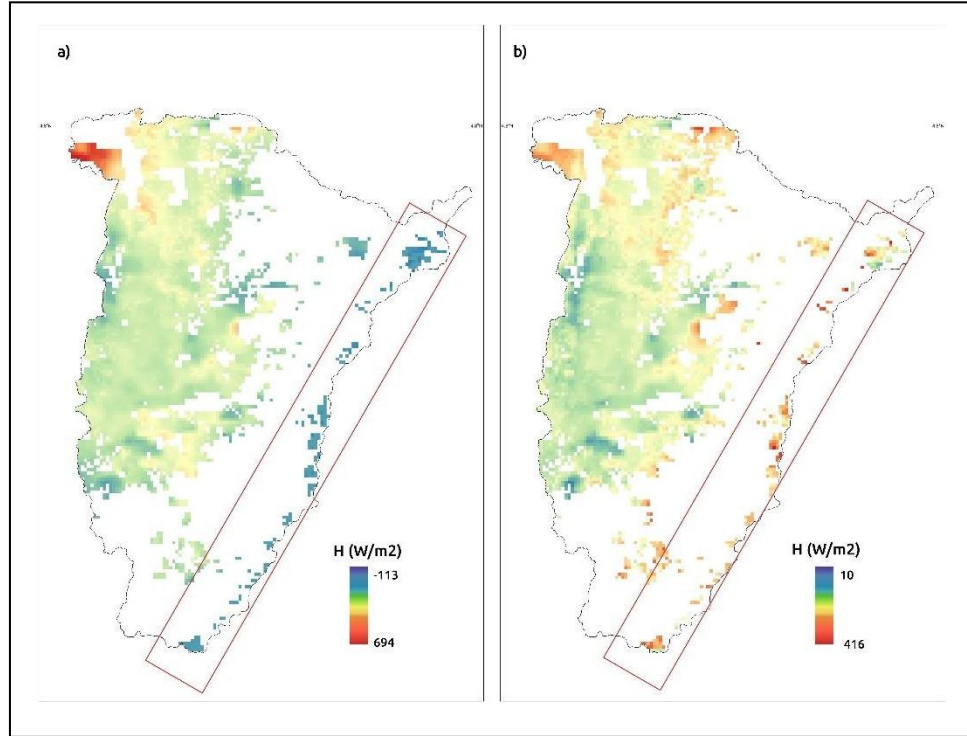


Figura 4-9: a) Flujo de calor sensible sin corrección de la temperatura superficial b) Flujo de calor sensible con corrección de la temperatura superficial en la subcuenca La Vieja (30 de septiembre de 2011)



En la subcuenca Palace se presenta este fenómeno de manera contraria a lo observado en la subcuenca La Vieja, en la zona alta (altitudes mayores a 2700 m) la diferencia de temperatura entre los valores corregidos y los valores registrados por el satélite es menor a 2 °C (Figura 4-10-b) esta diferencia de temperatura representa una diferencia de altitud máxima de 300 m entre la altura de los puntos cercanos a la estación y la altura de la estación (3000m). Para la zona baja el valor de temperatura corregida de cada punto se redujo en un 40% (Figura 4-10-a) en esta zona la diferencia máxima de altitud es de 1400m y la mínima de 300m. En relación al flujo de calor sensible se obtienen valores menores en la zona baja como se observa en la figura 4-11-b, en la zona delimitada por el rectángulo, allí la temperatura es mayor, por lo que H debería ser también mayor (Figura 4-11-a, rectángulo) lo que indica que para estos puntos la estación elegida no sirve como referencia. En la zona alta, donde se encuentra la estación, como se observa en la figura 4-11-b en la región delimitada por el triángulo, la estimación de H con la temperatura superficial corregida y con la temperatura sin corrección (Figura 4-11-a), no varía significativamente.

Figura 4-10: Relación entre la temperatura superficial sin corrección y la temperatura superficial corregida para la subcuenca Palace. a) Diferencia de temperatura mayor a 2°C; b) 2°C<dt<2 °C

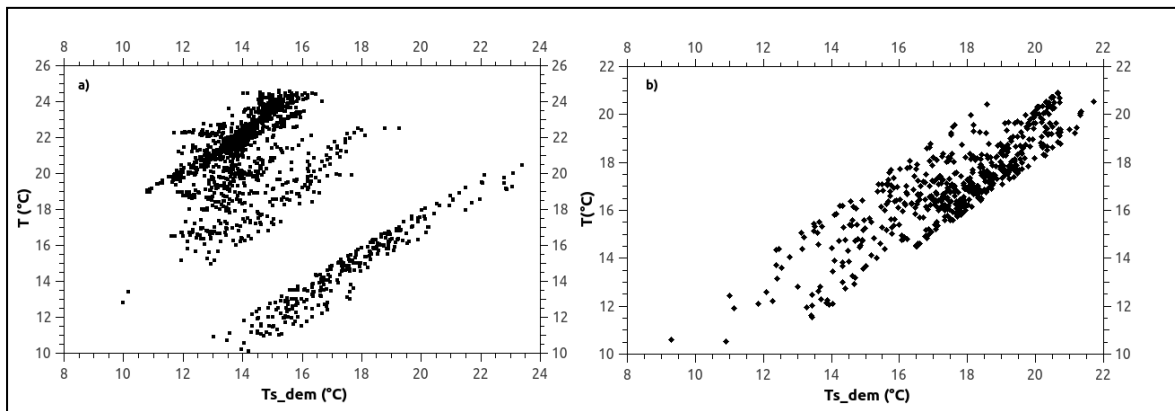
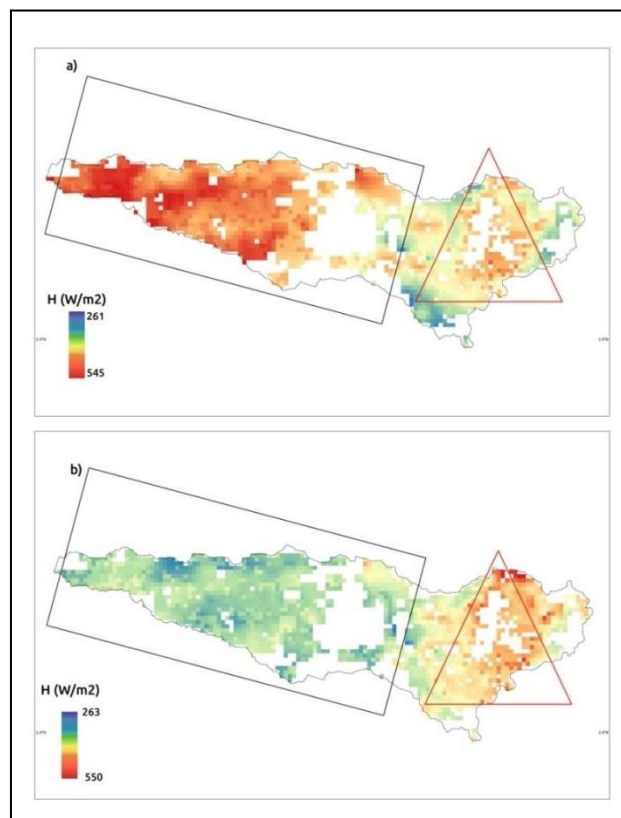


Figura 4-11: a) Flujo de calor sensible sin corrección de la temperatura superficial b) Flujo de calor sensible con corrección de la temperatura superficial en la subcuenca Palace (1 de enero de 2011)



En el caso de la sub-zona Apto Bonilla los valores de flujo de calor sensible (Figura 4-13) no varían porque la temperatura superficial no es sobreestimada con la corrección (Figura 4-12), puesto que la altitud de todos los puntos de la escena se encuentra alrededor de la altura de la estación de referencia.

Figura 4-12: Relación entre la temperatura superficial sin corrección y la temperatura superficial corregida para la sub-zona Apto Bonilla.

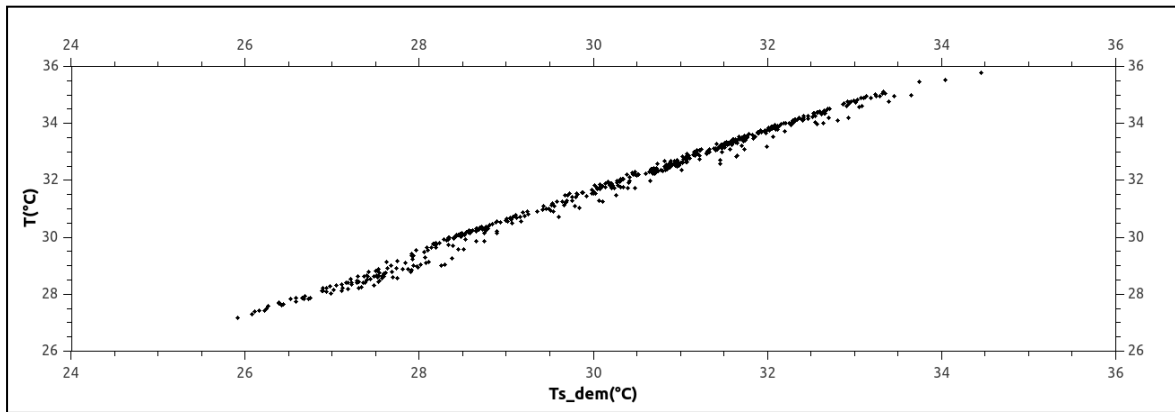
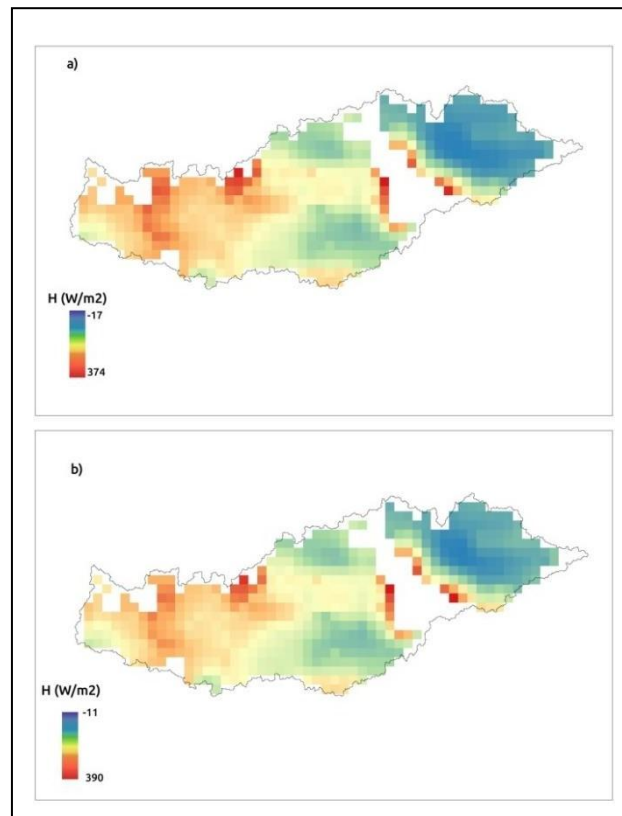


Figura 4-13: a) Flujo de calor sensible sin corrección de la temperatura superficial b) Flujo de calor sensible con corrección de la temperatura superficial en la sub-zona Apto Bonilla (19 de diciembre de 2015)



Este análisis indica que a pesar de aplicar la corrección de montaña de SEBAL no es posible aplicar el método tomando como referencia una única estación meteorológica para todos los puntos de la imagen a menos de que sea una zona homogénea en términos de altitud y por lo tanto condiciones climáticas.

En algunas escenas se obtuvieron valores negativos de ET, lo que se explica de la siguiente manera. Para la evaluación de H, la diferencia de temperatura dT en cada punto (Ec 2.21) se calcula asumiendo una relación lineal con la temperatura. En todas las escenas resultantes, los valores negativos corresponden a temperaturas mayores a la del punto caliente seleccionado, por lo que dT también es mayor, y los valores de H son sobreestimados. Algunos de estos puntos negativos (Tabla 4-2:Tabla4-3, selección gris) aunque en relación a la temperatura eran buenos “candidatos” para tomarlos como punto caliente no fueron seleccionados porque el índice de área foliar es mayor a 1 lo que indica la presencia de vegetación y por lo tanto de un cierto porcentaje de humedad. Sin embargo, en general y lo que se espera es que si la cobertura vegetal es mayor la temperatura tiende a disminuir y no a aumentar, pero debido a la resolución espacial de la imagen en donde un punto representa 25 hectáreas en la superficie terrestre, se pueden presentar en un solo punto áreas con vegetación, como por ejemplo un cultivo en su última etapa de desarrollo y áreas de suelo desnudo donde la temperatura si es mayor.

Tabla 4-2: Magnitudes de SEBAL para valores negativos y positivos de ET_{inst} en la subcuenca Risaralda (25 de mayo de 2015)

DEM	ERI	Rn	G	H	L	LAI	T	DT
2658	0.234013	653.186	38.1695	455.757	159.259	5.9	294.311	7.76134
2506	0.212203	649.481	41.8231	463.242	144.416	5.79392	294.563	7.88889
2470	0.146124	627.579	47.1537	480.979	99.4458	5.5862	295.89	8.56166
2415	0.103422	622.071	47.7126	503.974	70.3843	4.52543	296.498	8.86967
2478	0.304008	648.612	42.3062	399.412	206.894	5.62928	293.584	7.39281
2631	-0.10916	489.108	34.8526	528.544	-74.2894	5.61896	297.04	9.14447
2584	-0.0744731	512.86	37.168	526.375	-50.6831	5.68247	297.131	9.19066
2510	-0.030955	539.069	43.0315	517.104	-21.0666	5.77547	296.254	8.74594
2523	-0.0768097	522.486	39.9778	534.782	-52.2733	5.77547	296.998	9.12325
2476	-0.0965587	506.924	39.2919	533.346	-65.7136	5.3874	297.199	9.22517

Tabla 4-3: Magnitudes de SEBAL para valores negativos y positivos de ET_{inst} en la subcuenca Palace (1de enero de 2011)

DEM	ET_{inst}	Rn	G	H	L	LAI	T	DT
3022	0,130625	566,626	42,0386	435,689	88,8977	2,03244	291,382	5,97986
2995	0,111938	547,033	41,7935	429,06	76,1797	2,26739	291,252	5,94887
3014	0,113732	546,269	42,6361	426,232	77,4006	2,53759	291,366	5,976
3072	0,0385487	553,668	43,3929	484,041	26,2345	2,35368	291,821	6,08447
3041	0,113954	560,289	44,1975	438,539	77,5522	2,09114	291,72	6,06037
3501	-0,004669	585,434	42,6099	546,002	-3,1781	3,83813	296,148	7,11679
3462	-0,014967	569,033	45,2999	533,92	-10,1862	4,03707	295,471	6,95514
3381	-0,051162	530,561	43,7874	521,593	-34,8186	5,20598	294,928	6,82575
3264	-0,017410	574,319	48,4702	537,698	-11,8487	2,45647	296,028	7,08818

4.3 Comparación con fenómenos climáticos

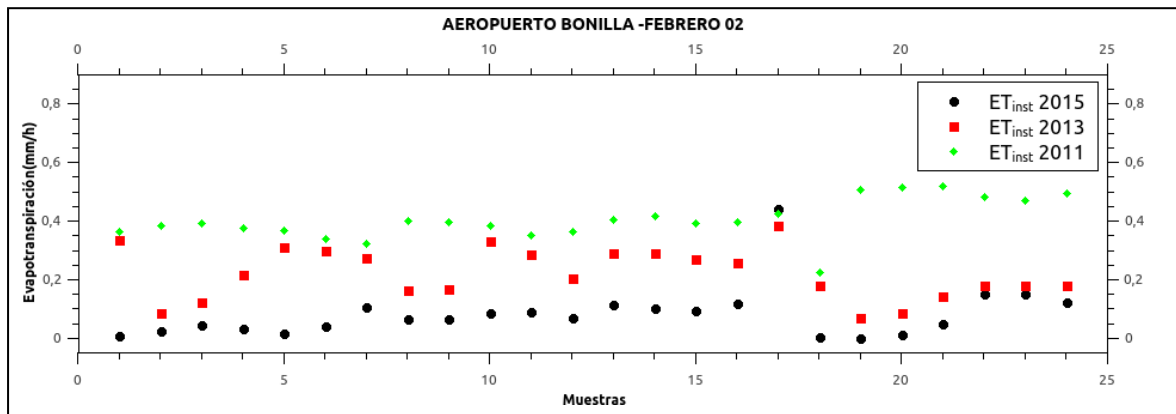
Teniendo en cuenta los resultados de cada una de las variables del balance de energía presentado anteriormente y tomando en consideración las limitaciones de altitud para la zona de estudio se eligieron para el análisis de la relación entre los fenómenos climáticos del niño y la niña y los valores de evapotranspiración instantánea obtenidos, las subzonas en donde la variación de altitudes no supera 300 m.

Los fenómenos del niño y la niña permiten evidenciar la concordancia de la información de acuerdo a su entorno inmediato. En general las afectaciones del fenómeno del niño suponen sequías y por el contrario el fenómeno de la niña lluvias excesivas, sin que obligatoriamente ocurra de esta manera, por lo cual tiene afinidad con el proceso de evapotranspiración debido a que aumenta el porcentaje de humedad sobre la superficie.

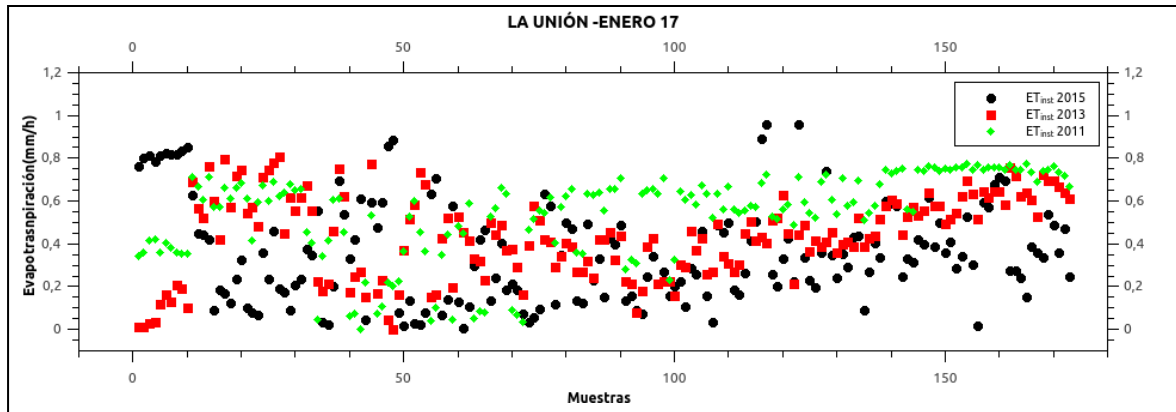
Otros factores involucrados directamente con el proceso de evapotranspiración son la temperatura y la humedad del ambiente, se pueden tener temperaturas altas y ambientes húmedos, como también temperaturas bajas y ambientes secos. Todas estas relaciones son representativas para el proceso de estudio lo que le da validez a la comparación.

La 4-14 gráfica muestra una tendencia comparativa entre los fenómenos climáticos mencionados y el proceso de evapotranspiración, evidenciando una correspondencia entre los dos, se puede observar que en general la ET es mayor en año 2011 con respecto al 2015.

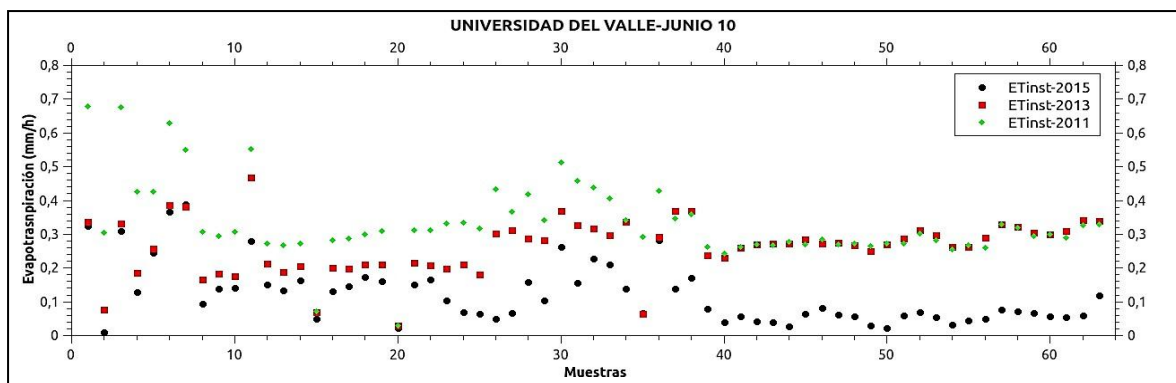
Figura 4-14: Evapotranspiración años 2011,2013 y 2015



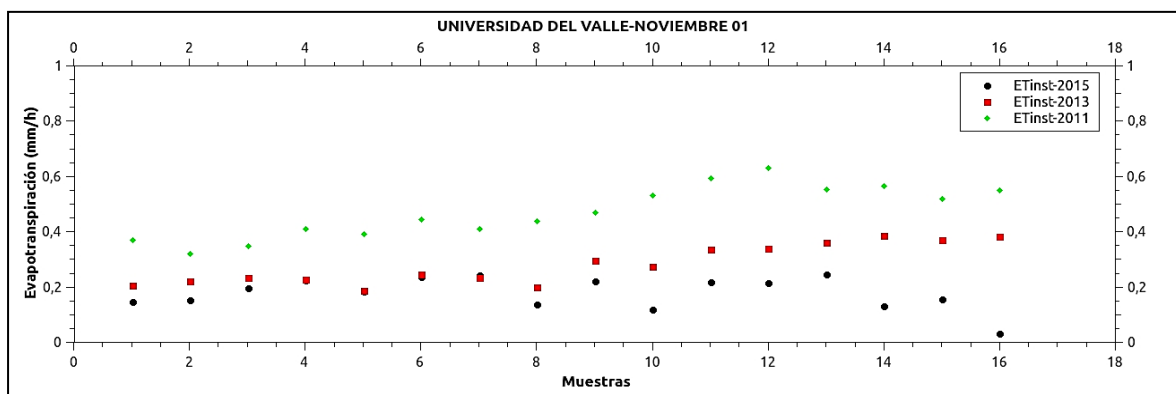
La gráfica presenta los puntos de la escena para la fecha de estudio en los cuales se estimó la ET para los tres años. Donde para el año 2011 los valores de ET fueron mayores a 0.2mm/h y el año 2015 fueron menores a este valor exceptuando el punto 17 donde para las tres fechas se mantuvo sin variación significativa.

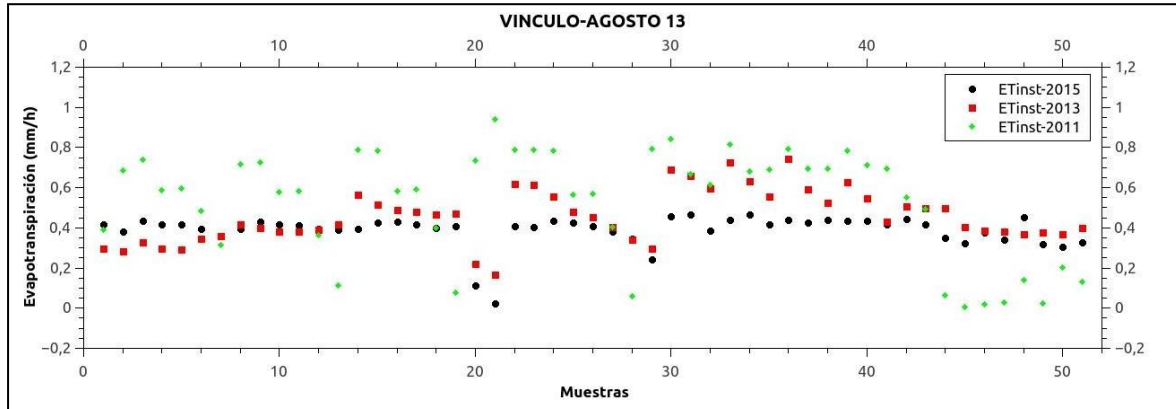


En la subcuenca la Unión se puede ver como en algunos puntos la ET instantánea es mayor para 2015 con respecto al 2011 contrario a lo que se esperaría, pero el patrón es bastante pronunciado para algunos puntos por que se asume que a pesar de tener unos fenómenos climáticos bien marcados para esos años es posible que se halla presentado precipitación.



Para la subcuenca Universidad del Valle se puede ver bien marcada la variación de ET con respecto a los fenómenos climáticos, y además coincidencia de los valores de ET para el fenómeno de la niña con lo que se consideró un año neutro sin cambios significativos del clima.





La gráfica deja en evidencia la dependencia del proceso evapotranspiración de las condiciones del clima. Además se puede observar como en zonas como Aeropuerto Bonilla, Universidad del Valle y la Unión la correspondencia entre la evapotranspiración instantánea y los fenómenos climáticos es bien marcada, también se nota algunas excepciones en puntos la ET es mayor para el año 2015 se atribuye a que como no se ha considerado la precipitación como un factor de influencia. Por otra parte para 2013 que se consideró un año donde no hubo cambios climáticos bruscos en general no presenta un rango pronunciado de variación de ET.

4.4 Clasificación

El mapa de uso de suelo permite diferenciar seis coberturas bosque, páramo, cultivo, suelo desnudo, ciudades y agua sobre la Cuenca Alta del Río Cauca. Las características de la clasificación se presentan en las siguientes tablas.

Tabla 4-4: Características de la clasificación MODIS

Resumen		
Instancias correctamente clasificadas	30760	93.7576%
Instancias incorrectamente clasificadas	2048	6.2424%
Estadística Kappa	0.9281	
Error absoluto medio	0.0308	
Error cuadrático medio	0.1119	
Error absoluto relativo	14.1536 %	
Error cuadrático relativo	33.9477 %	
Número total de instancias	32808	

Tabla 4-5: Matriz de confusión

a	b	c	d	e	f	g	h	←Clasificado como
3207	11	18	65	6	0	5	0	a=0
21	4766	0	4	12	2	4	0	b=1
11	0	5044	42	17	45	8	0	c=2
69	5	27	4538	55	16	16	0	d=3
9	24	44	68	2908	268	13	0	e=4
4	0	58	108	245	4586	79	0	f=5
71	22	113	113	73	277	2433	0	g=7
0	0	0	0	0	0	0	3278	h=-999

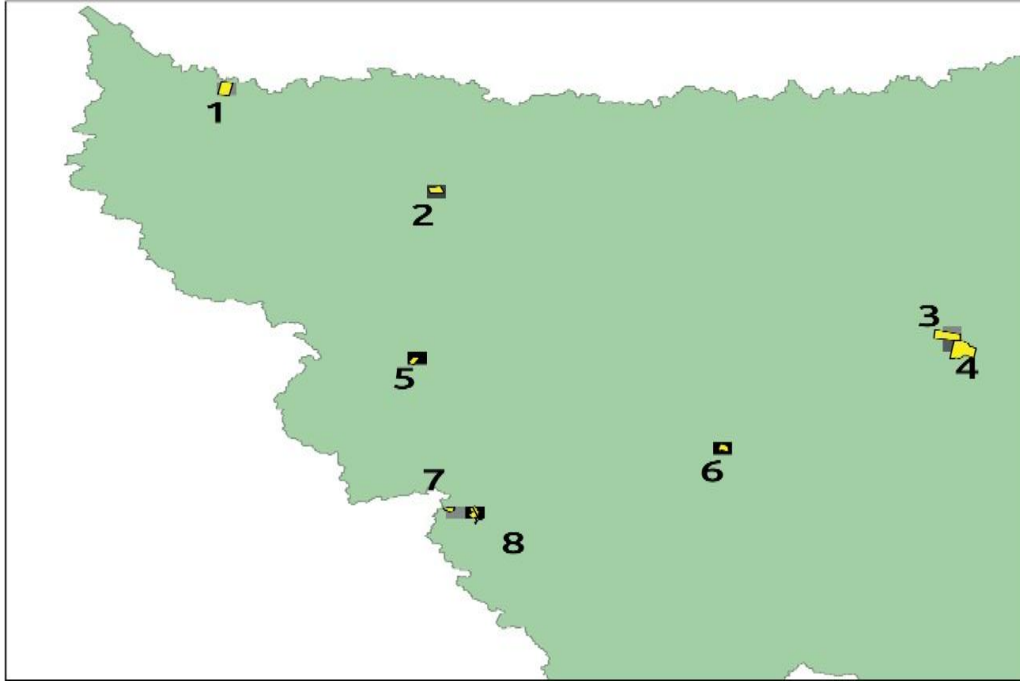
4.5 Validación

En el proceso de validación la evapotranspiración instantánea, asumida como punto de referencia, es la evapotranspiración de referencia calculada mediante la aplicación del método propuesto por la FAO-Penman Monteith, multiplicada por el coeficiente del cultivo, para el cual se consideró el informe recibido de CENICAÑA. Este informe contiene un archivo de la distribución espacial de las suertes que es un término utilizado en el Valle del Cauca para referirse a la unidad parcelaria en que se divide una hacienda, finca o predio sembrado en caña de azúcar; por lo general, tiene forma regular y se encuentra delimitada por callejones, carreteras y canales (CENICAÑA, 1995), y además un documento Excel en el que informa la fecha de siembra y corte de cada canal.

El coeficiente de cultivo se asignó para la fecha de siembra y corte del cultivo de caña de algunas suertes de las subcuencas Miranda e Ingenio Río Paila, el cual permitió asignar un coeficiente de cultivo de acuerdo a la etapa fenológica del mismo según la Tabla 1.4, de acuerdo a la resolución espacial que se consideró en el modelo las suertes elegidas fueron las que cubrían mayor área en el punto correspondiente.

El informe obtenido relaciona evapotranspiración instantánea obtenida con SEBAL al cual se tuvieron tres consideraciones diferentes que se denominaron Método 1, Método 2 y Método 3.

El Método 1 hace uso del mapa de uso de suelo obtenido en la clasificación para asignar el Zom a cada punto, lo que hace representativo el tipo de cobertura. El Método 2 hace uso del NDVI y albedo aplicando la ecuación 2.20 para asignar el Zom. El Método 3 ya denominado SEBAL simplificado (Zhang *et al.*, 2011) utiliza el mapa de uso de suelo y además los mapas de temperatura obtenidos mediante interpolación (Co-Kriging).

Figura 4-15: Suertes seleccionadas para validación en Miranda**Figura 4-16:** Suertes CB000522000007 - CA01048000142

En la tabla 4-6 y 4-7 se muestran la variación temporal donde el valor de evapotranspiración instantánea tiene coincidencia para los tres métodos en las suertes CB000522000007 y CA01048000142

Tabla 4-6: Informe de la Suerte CB000522000007

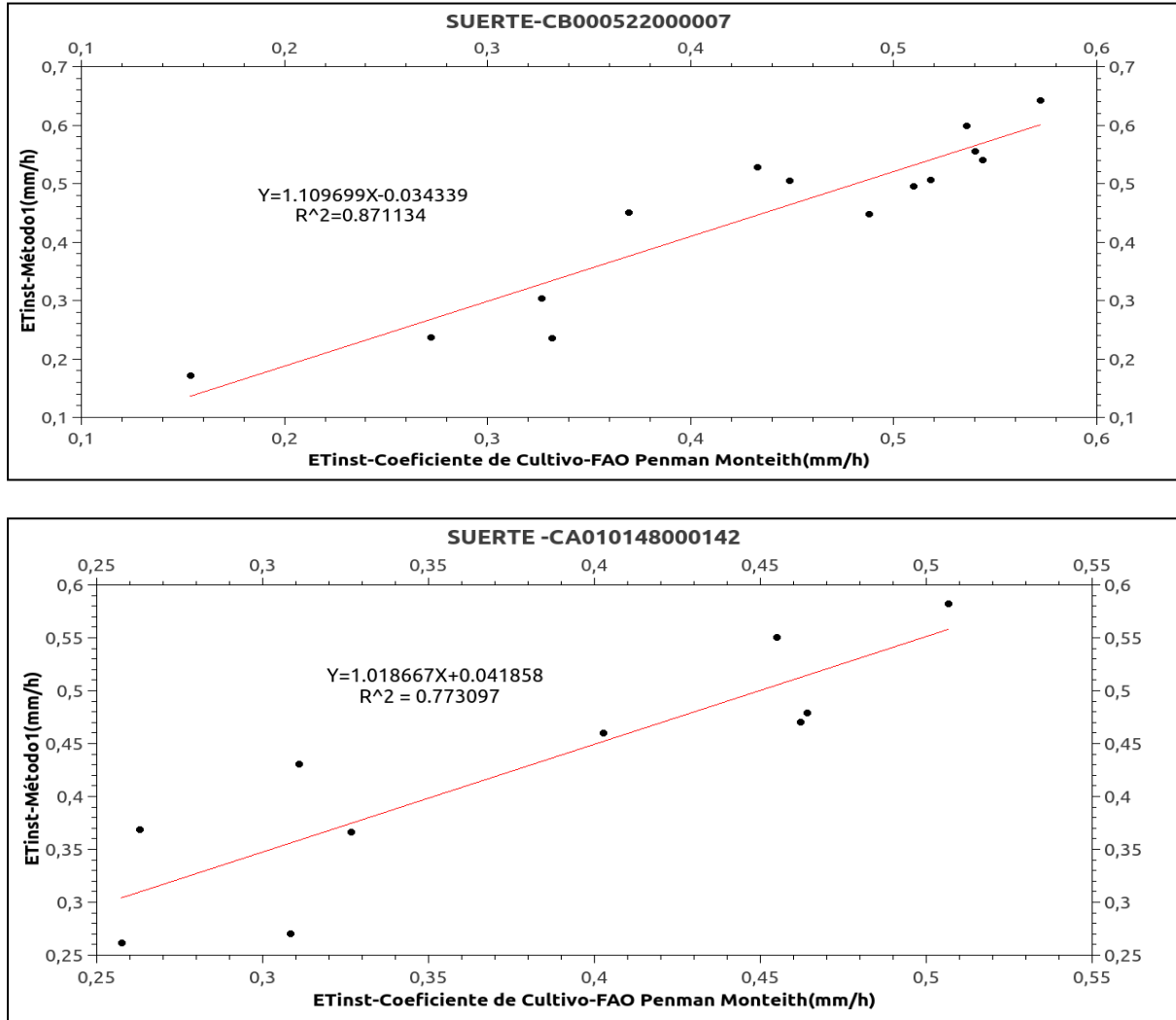
FECHA	kc	ET _o (mm/h)	ET _{inst} (mm/h)	ET _{inst} (mm/h)	ET _{inst} (mm/h)	ET _{inst} (mm/h)
		Referencia	Método1	Método2	Método3	Kc*ET _o
18/02/04	1.05	0.3160	0.2364	0.2229	0.3773	0.3318
12/08/04	1.05	0.2588	0.2379	0.2100	0.3887	0.2718
16/11/04	0.55	0.2789	0.1718	0.0583	0.6241	0.1534
18/02/05	1.00	0.3692	0.4506	0.2768	0.4236	0.6925
23/04/05	1.05	0.3109	0.3034	0.1940	0.4655	0.3264
12/07/05	1.05	0.4853	0.4962	0.3939	0.3236	0.5095
17/01/07	1.05	0.5449	0.6431	0.0425	0.3735	0.5721
01/11/07	1.05	0.5178	0.5411	0.4400	0.5291	0.5437
28/07/09	1.00	0.4874	0.4477	0.2967	0.5164	0.4874
17/01/10	1.05	0.5143	0.5553	0.3931	0.4649	0.5400
28/07/10	0.80	0.4326	0.5279	0.6740	0.7853	0.4326
15/10/12	1.05	0.4932	0.5067	0.4052	0.4982	0.5178
19/12/14	1.05	0.5103	0.5989	0.6547	0.5629	0.5358
01/11/15	1.00	0.4485	0.5050	0.4277	0.6550	0.4485

Tabla 4-7: Informe de la Suerte CA010148000142

FECHA	kc	ET _o (mm/h)	ET _{inst} (mm/h)	ET _{inst} (mm/h)	ET _{inst} (mm/h)	ET _{inst} (mm/h)
		Referencia	Método1	Método2	Método3	Kc*ET _o
17/11/02	0.90	0.2921	0.3691	0.3748	0.5635	0.2629
02/02/03	1.05	0.2935	0.2710	0.2848	0.5014	0.3082
18/02/03	1.05	0.2960	0.4311	0.2517	0.3126	0.3108
03/12/03	1.00	0.2573	0.2620	0.2749	0.7045	0.2573
23/04/05	1.05	0.3109	0.3670	0.3221	0.5091	0.3264
01/11/05	0.80	0.5031	0.4606	0.1172	0.5516	0.4024
17/11/05	0.90	0.5054	0.5505	0.5142	0.4997	0.4548
03/12/05	0.90	0.5628	0.5826	0.2567	0.4110	0.5065
01/01/07	0.90	0.5132	0.4705	0.4219	0.3925	0.4619
01/01/12	0.90	0.5156	0.4796	0.4824	0.5660	0.4641

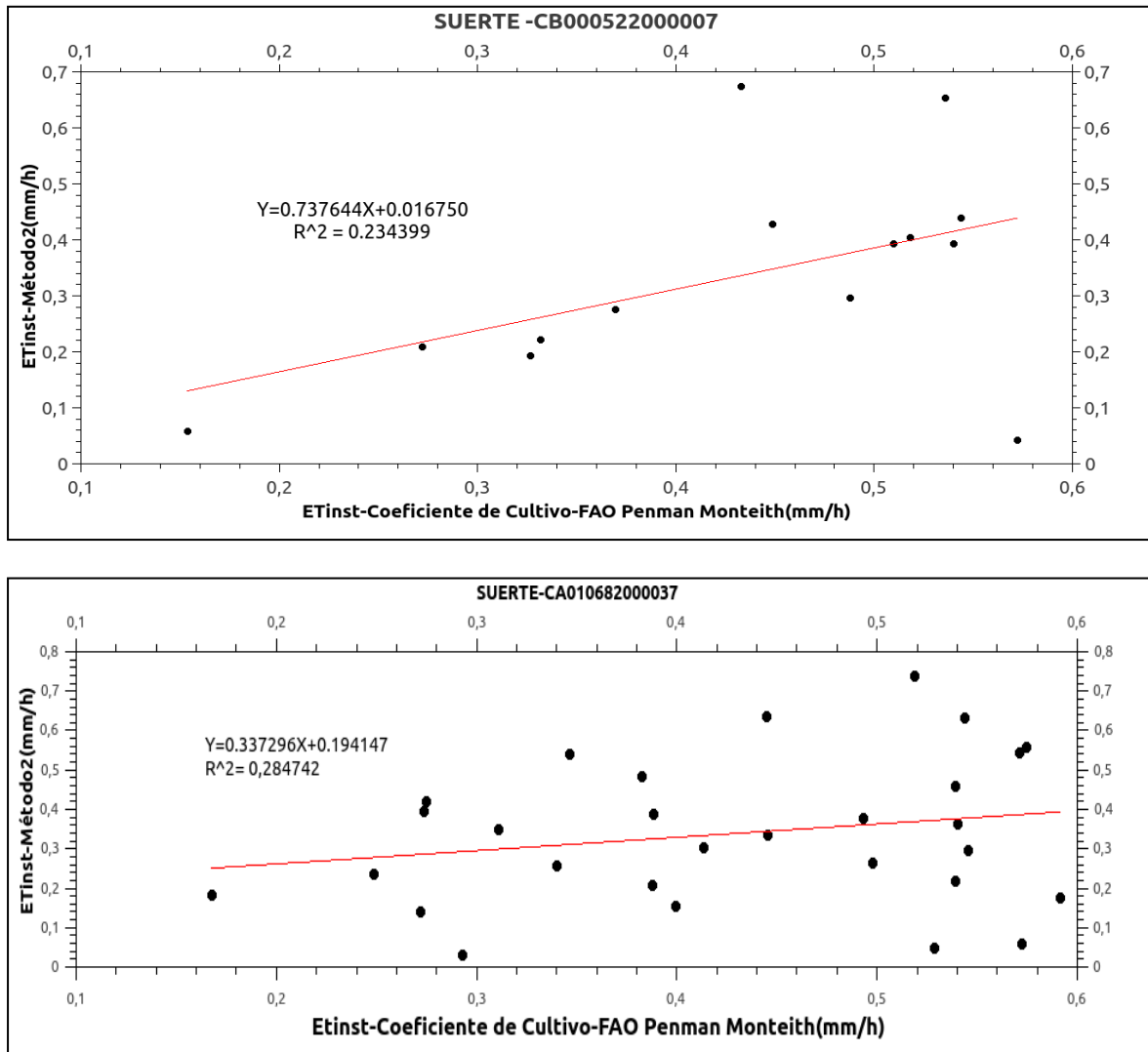
En las tablas 4-6 y 4-7 se observa que la ET instantánea estimada con las consideraciones para cada método es mayor a la ET_o en algunos puntos. Para el cálculo de la ET_o no se consideran las condiciones del cultivo por tanto la ET real no la debería exceder. Esta sobreestimación se atribuye a la resolución espacial de los puntos de estudio.

Figura 4-17: Relación de la variación temporal de la evapotranspiración instantánea obtenida con el Método 1 con respecto a la obtenida con datos meteorológicos e información del cultivo.



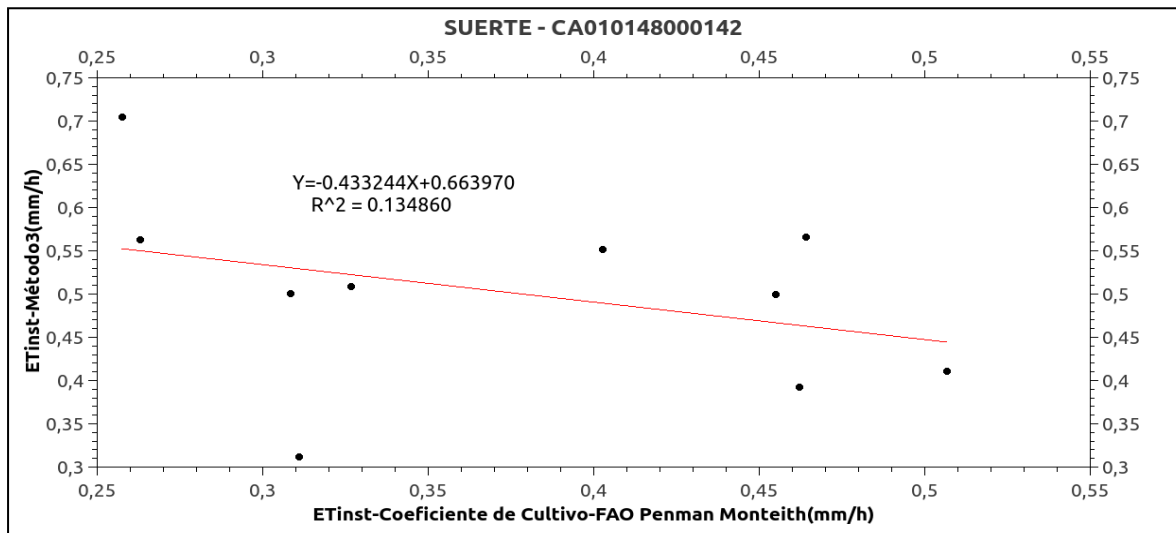
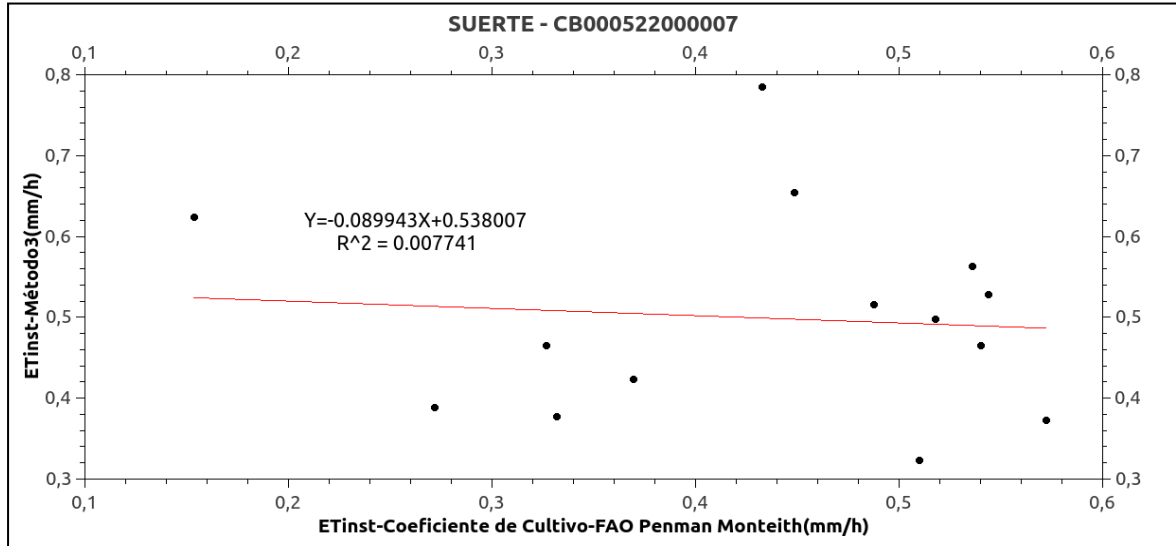
A pesar de la pequeña sobreestimación del modelo sobre la zona de estudio se muestra en las gráficas de estimación de ET con el Método 1 una correspondencia consistente con los datos de validación, lo que indica que SEBAL y directamente la percepción remota son apropiados para estimar la ET.

Figura 4-18: Relación de la variación temporal de la evapotranspiración instantánea obtenida con el Método2 con respecto a la obtenida con datos meteorológicos e información del cultivo.



Para la estimación de la ET con el Método 2 se ve una mayor dispersión de los datos con respecto al Método 1 y un coeficiente de correlación muy bajo que se atribuye a la asignación del Zom cuando no se cuenta con un mapa de uso de suelo. Debido a la resolución espacial de estudio la marca espectral no estaría bien definida pues no corresponde a una única cobertura.

Figura 4-19: Relación de la variación temporal de la evapotranspiración instantánea obtenida con el Método 3 con respecto a la obtenida con datos meteorológicos e información del cultivo.



El Método 3 sobreestima en mayor medida la ET, la dispersión de los datos es más pronunciada y el coeficiente de correlación es menor como se observa en la figura 4-19.

Figura 4-20: Métodos utilizados para obtener evapotranspiración instantánea.

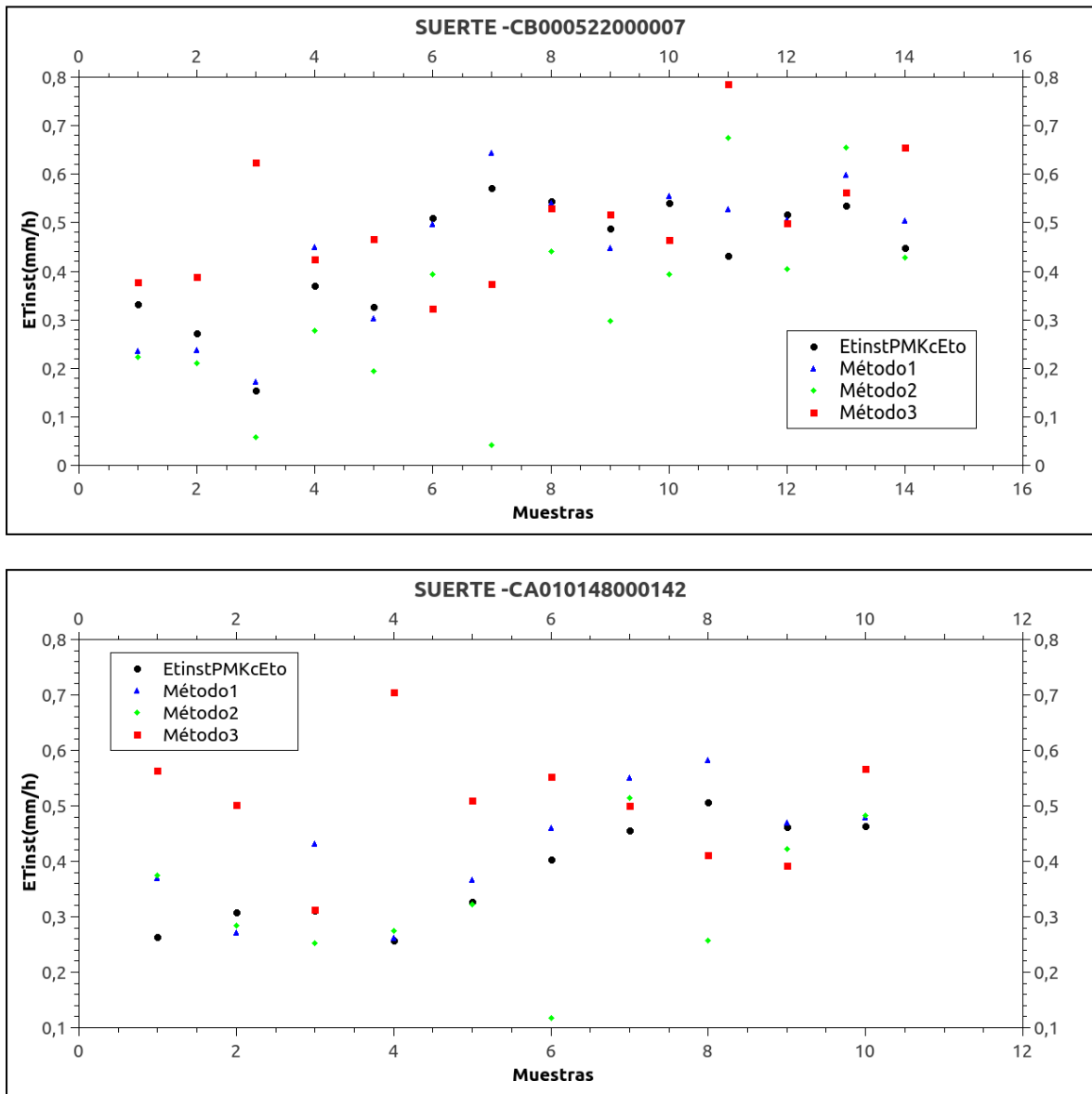


Tabla 4-8 : Resumen Suertes CB000522000007 - CA01048000142

Suertes	CB000522000007		CA01048000142	
	R ²	RMSE	R ²	RMSE
Método 1	0.847704511	0.055061932	0,773097724	0,054238283
Método 2	0.23439926	0.171984967	0,0940174	0,121129853
Método 3	0.007741715	0.131366806	0,134860788	0,107845969

Después de comparar los resultados de los métodos aplicados para dos de las suertes seleccionadas se evidencia que el método 1 es el que relaciona mejor la evapotranspiración calculada con datos meteorológicos e informe del cultivo con respecto a la estimada con el método de aplicación SEBAL.

Al revisar los resultados comparados con el Método 2 y Método 3 se puede definir que no son aplicables a las zona de estudio, en el Método 2 se consideran dos puntos de vegetación representativos de la zona al tener una resolución espacial de 500 m los valores de NDVI y albedo no son característicos de una única cobertura, lo que hace que los coeficientes generados aporten muchas variantes en el Zom obtenido. El Método 3 que es el que tiene menor correspondencia se atribuye a la poca disponibilidad de datos de temperatura, puesto que se contaba únicamente con 28 datos de temperatura por fecha para toda la CARC.

Con los resultados obtenidos y al establecer que el Método1 es el más adecuado para la zona de estudio se analizan otras suertes.

Figura 4-21: Suertes seleccionadas ubicadas en el punto de estudio.

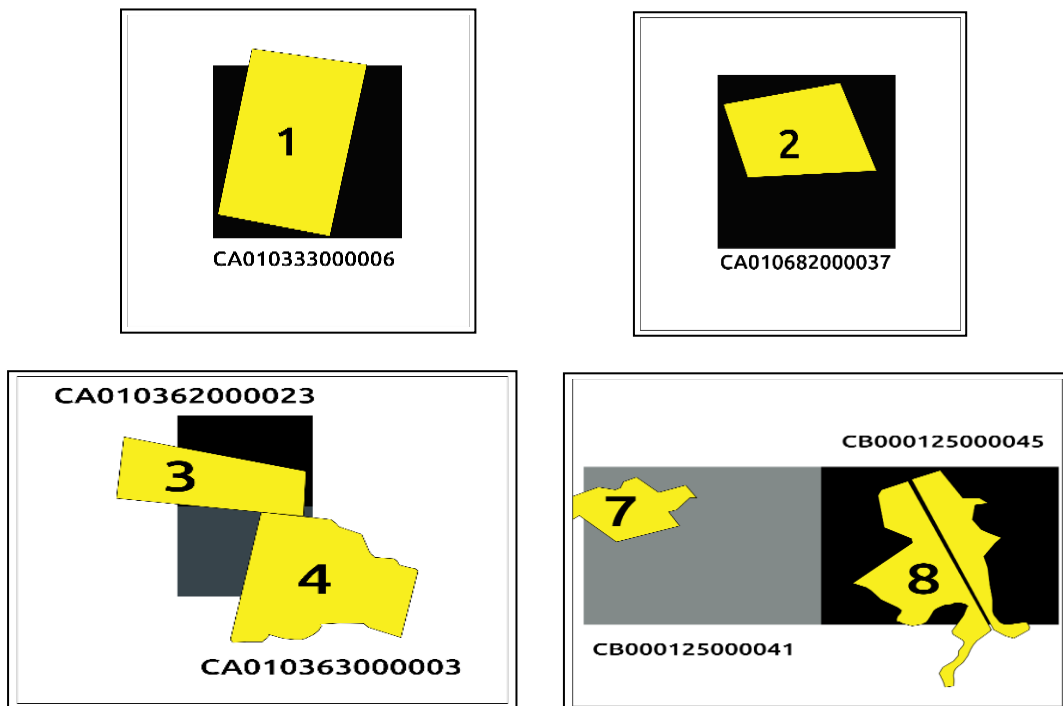
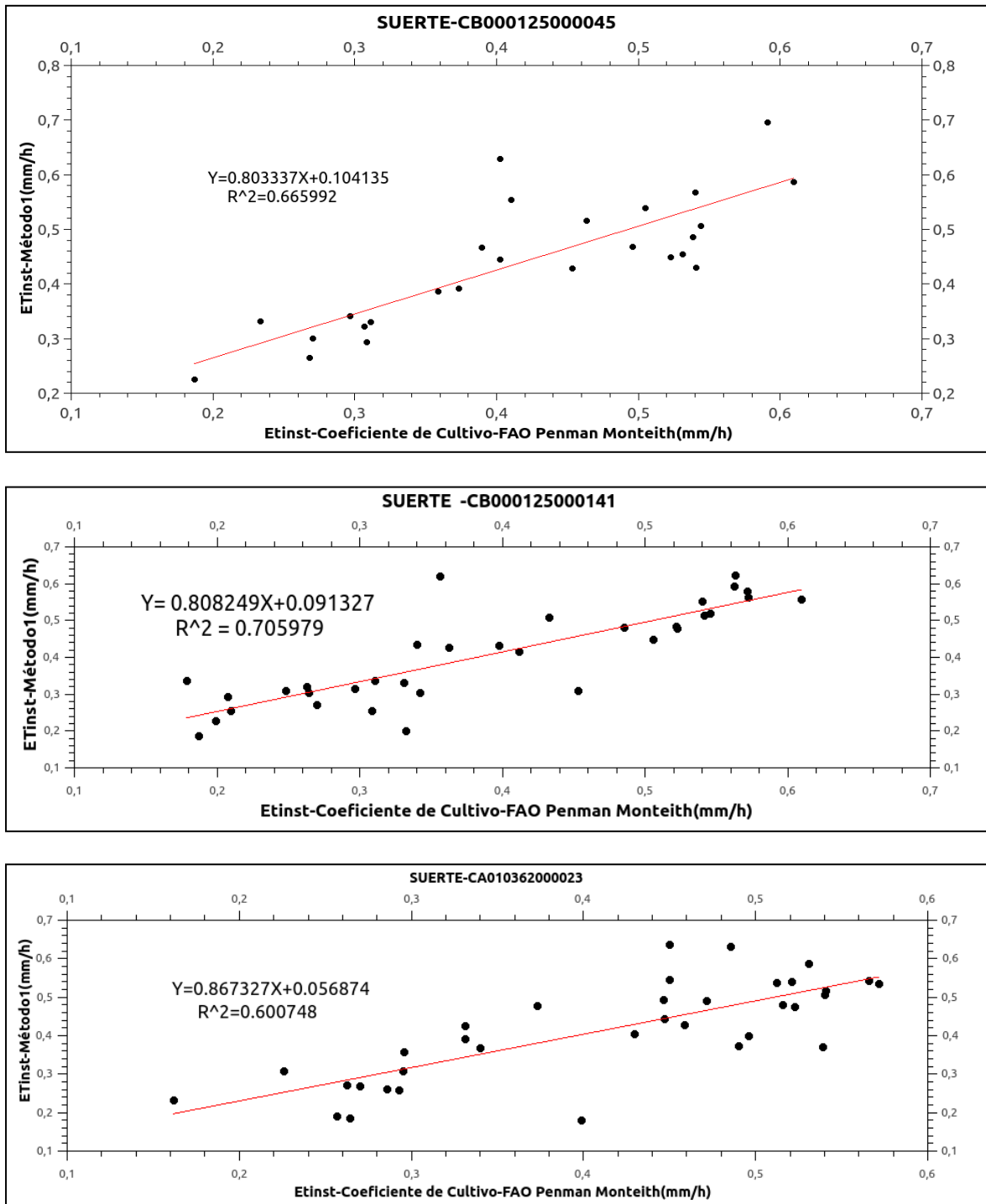
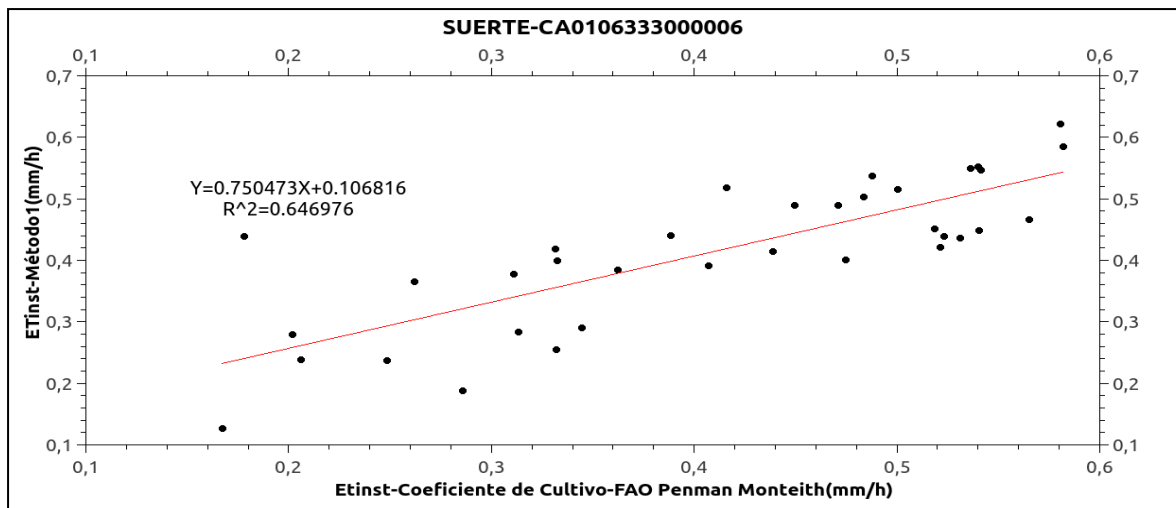
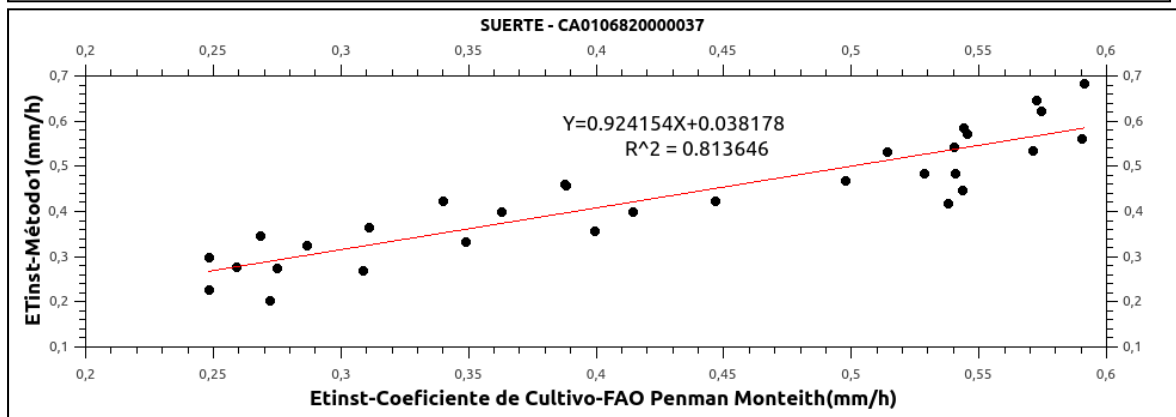
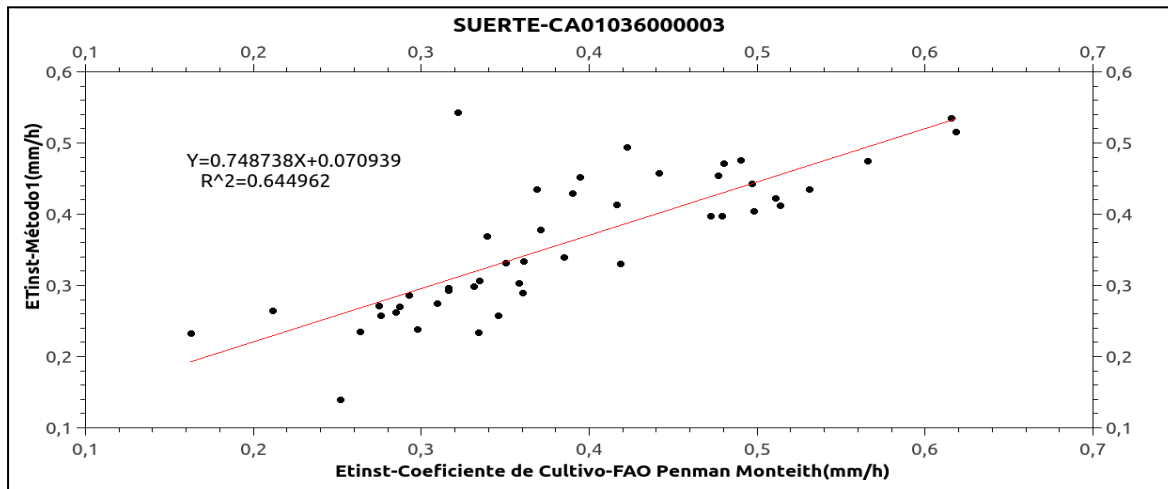
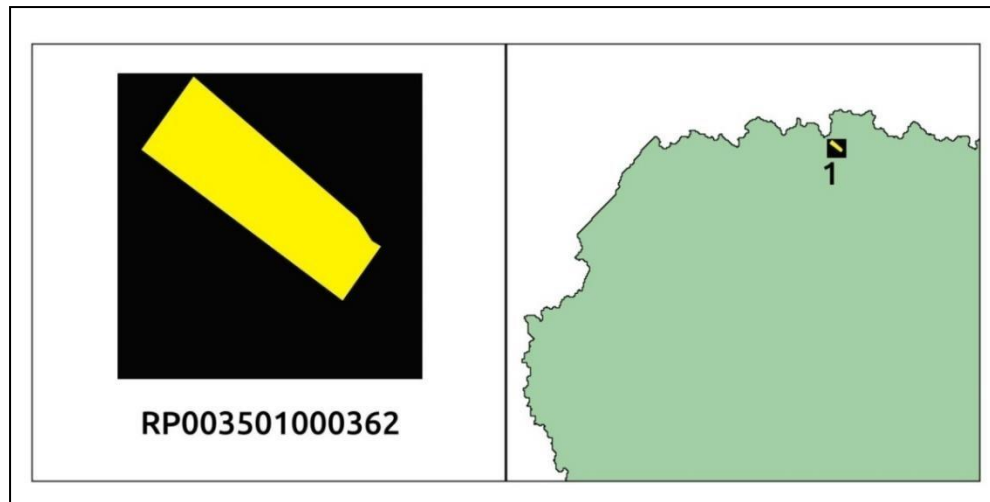
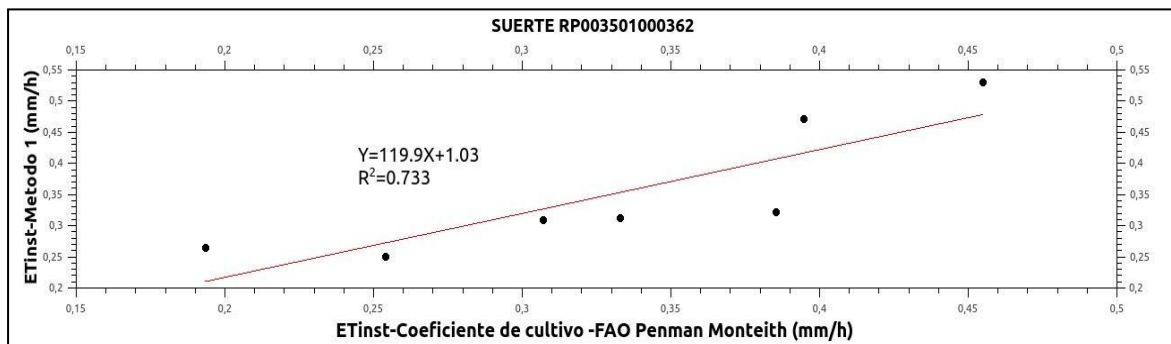


Figura 4-22: Relación de la variación temporal de la evapotranspiración instantánea obtenida con el Método1 con respecto a la obtenida con datos meteorológicos e información del cultivo para diferentes suertes.





Para la suerte en Rio Paila se tomaron los valores de evapotranspiración instantánea que coincidían con un coeficiente de cultivo $K_c=1.05$ (etapa de cosecha) se obtuvo un coeficiente de correlación $R^2=0.733241$.

Figura 4-23: Suerte seleccionada para validación Ingenio Rio Paila (RP003501000362)**Figura 4-24:** Relación de la variación temporal de la evapotranspiración instantánea obtenida con el Método1 con respecto a la obtenida con datos meteorológicos para un $Kc=1.05$ (Etapa final del cultivo)**Tabla 4-9:** Informe de la suerte RP003501000362

FECHA	kc	ETo(mm/h)	ETinst(mm/h)	ETinst(mm/h)
		Referencia	Método1	Kc*Eto
28/07/10	1.05	0.238299	0.253871	0.25021395
22/04/12	1.05	0.25219	0.193304	0.2647995
12/08/12	1.05	0.295212	0.306907	0.3099726
15/10/12	1.05	0.30741	0.385346	0.3227805
29/08/13	1.05	0.298684	0.332699	0.3136182
01/11/13	1.05	0.449479	0.39454	0.47195295
13/08/15	1.05	0.505905	0.454789	0.53120025

Tabla 4-10: Resumen R²- RMSE

Suerte	R ²	RMSE
CA010363000003	0.644962	0.058571
CA010362000023	0.600748	0.082568
CA010333000006	0.646976	0.070708
CB000125000045	0.665992	0.069366
CB000125000041	0.687010	0.071233
CA010682000037	0.813646	0.055274
RP003501000362	0.733241	0.060479

Las gráficas permiten identificar el comportamiento de la evapotranspiración instantánea con SEBAL (Método 1) y evidenciar que existe una correspondencia con los datos de comparación definidos para cada suerte. Para las suertes seleccionadas se tuvo un máximo R²=0.847704 con un RMSE=0.055061 para la suerte CB000522000007 y un mínimo R²=0.600748 con un RMSE=0.082568 para la suerte CA010362000023, la diferencia significativa entre ellas es que la primera está completamente contenida en el punto, que permite definir que las características de entrada del ese punto son de una única cobertura.

Por otro lado los mejores coeficientes de correlación se obtuvieron para suertes (CA010682000037 y RP003501000362) donde la etapa fenológica del cultivo es cosecha, lo que se atribuye a que a diferencia de las otras etapas donde el valor de Kc se asignó, considerando la curva de crecimiento de la caña en general y las fechas de corte y siembra, en esta etapa de acuerdo al informe de CENICAÑA se conoce con exactitud la fecha previa al corte y se puede afirmar que el cultivo está en su etapa final de maduración.

5. Conclusiones y recomendaciones

5.1 Conclusiones

Se estimó la evapotranspiración instantánea aplicando SEBAL y se determinó la evapotranspiración de referencia FAO – Penman Monteith sobre la Cuenca Alta del Río Cauca desde 2001 a 2016 se obtuvieron en promedio cinco mapas de evapotranspiración instantánea por año para cada subcuenca con la información disponible.

En zonas donde la variación de altitud no supera 150 m con respecto a la altitud de la estación meteorológica, la evapotranspiración es mayor en las regiones más altas, donde la temperatura es menor y el flujo de calor sensible disminuye, en general esta relación se mantiene para los dos fenómenos climáticos de interés, Fenómeno del Niño y Fenómeno de la Niña. Sin embargo, en época de lluvia la evapotranspiración tiende a aumentar, en regiones donde la evapotranspiración en otras épocas del año es baja. Esta información puede guiar el uso y administración del recurso hídrico de acuerdo a su disponibilidad.

Los resultados obtenidos permiten establecer que al aplicar SEBAL se debe considerar que la variación de altitud de cada punto de la zona de estudio con respecto a la altitud de la estación no sea mayor a 150 m, ya que cuando existe una variación mayor la temperatura superficial es sobreestimada con la corrección altitudinal.

Se obtuvo una correlación fuerte ($R^2=0.8477$, $RMSE=0.0550$) entre los valores estimados con SEBAL utilizando el mapa de uso de suelo (Método1) y los datos de validación lo que permite establecer que este método es el más apropiado para estimar la evapotranspiración real en la zona de estudio.

5.2 Recomendaciones

El índice de área foliar LAI es un parámetro que influye significativamente en la estimación de la evapotranspiración, porque se relaciona directamente con el contenido de agua en el suelo. En este trabajo se utilizó un producto MODIS cuyos valores de LAI han sido calculados de manera global. Sin embargo se recomienda realizar estudios alrededor de la evaluación del índice de área foliar donde se involucren características específicas de la zona de estudio y de esta manera obtener mejores resultados.

Otra herramienta de importancia y que facilita en gran medida la estimación de ET es el mapa de clasificación de coberturas o mapa de uso de suelos, porque con él se tiene una

idea más clara del tipo de coberturas sobre las cuales se está aplicando el modelo y por lo tanto y con ayuda de otras mediciones en tierra se pueden establecer todos los coeficientes empíricos involucrados en el cálculo de la evapotranspiración. En el trabajo realizado se obtuvo un mapa por cada año, para investigaciones futuras se recomienda, trabajar con mapas de clasificación con una mayor periodicidad.

Por otro lado si se quiere realizar la estimación de la ET en zonas agrícolas específicas, se recomienda el uso de imágenes satelitales con una resolución espacial mayor, porque en la zona de estudio no existen cultivos de gran extensión. Además es importante hacer seguimiento de la información del cultivo para establecer las curvas de crecimiento y los coeficientes de cultivo de manera más precisa.

En el trabajo se realizó una validación aproximada con buenos resultados pero que se pueden mejorar si se tienen medidas directas en campo de evapotranspiración o de cada uno de los componentes del balance de energía.

Considerar zonas de estudio donde se cuente con disponibilidad de la velocidad del viento ya que es un parámetro importante para la estimación del proceso de ET.

ANEXOS

A. Selección de los puntos “ancla”

□ Punto frío

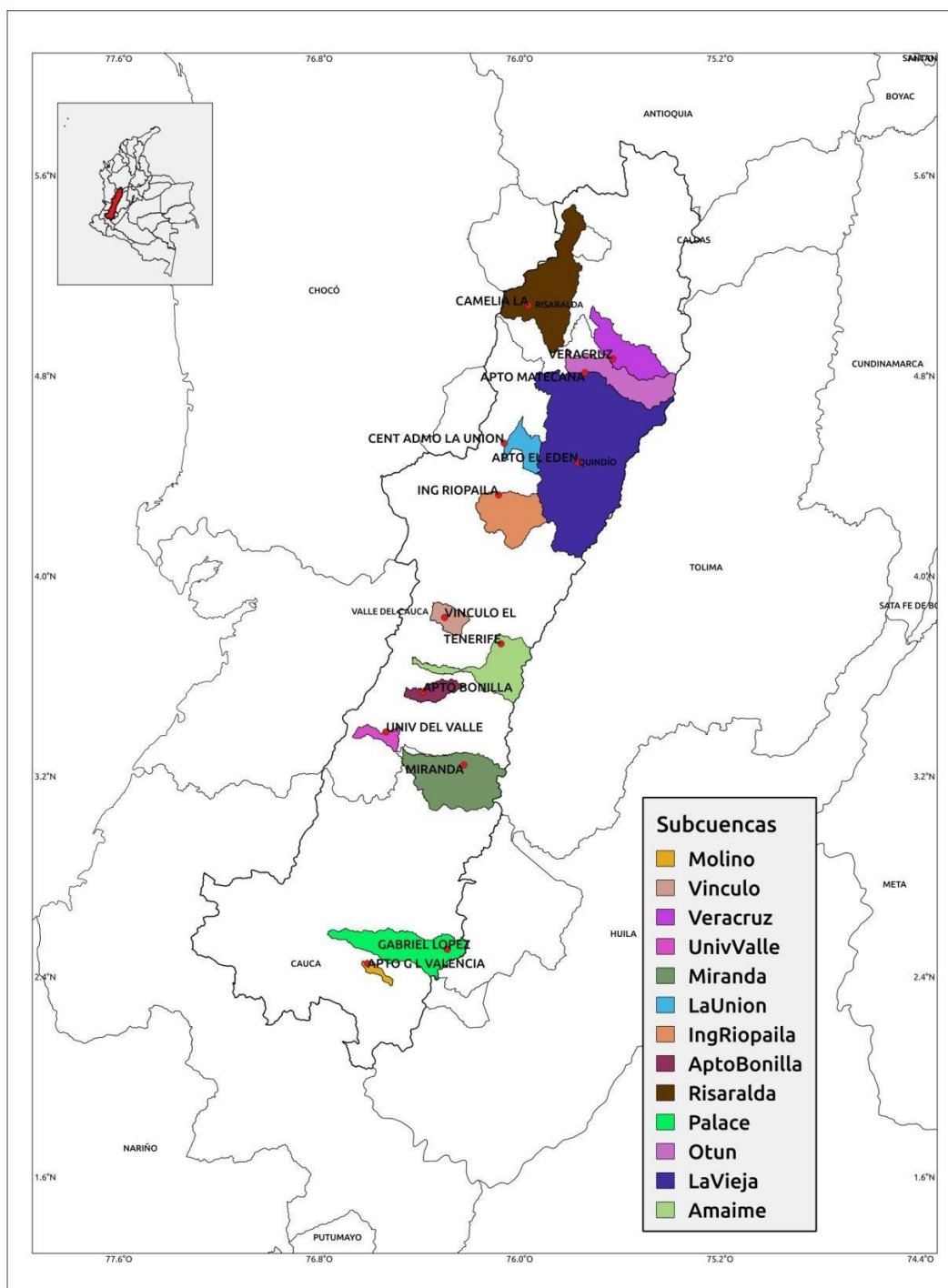
El punto “frío” se usa en SEBAL para definir la cantidad de ET o más directamente la cantidad de calor sensible H, de las áreas de la imagen con una cobertura vegetal mayor y mejor irrigadas. Se asume que en estas áreas la máxima cantidad de energía disponible se está consumiendo por evaporación. Las tasas de evaporación casi máxima enfrían la superficie por debajo de las áreas con valores de ET menores.

En la aplicación tradicional de SEBAL, el punto frío se selecciona generalmente de un cuerpo de agua y se asume que $ET = R_n - G$. Sin embargo en la aplicación que se toma como referencia para este trabajo (Implementación en Idaho) se asume que ET en el punto frío está fuertemente relacionada con el valor de ET de un cultivo de alfalfa, por lo que, donde ET_r es la tasa de evapotranspiración de referencia. El factor 1.05 se usa $ET_{frío} = 1.05ET_r$ porque es probable que en una imagen grande, en algunas zonas haya una superficie húmeda debajo del dosel de la vegetación y esto aumentaría la tasa de evapotranspiración en un 5% sobre la evapotranspiración de referencia. H para el punto frío se calcula como: $H = R_n - G - 1.05ET_r$. El punto frío por lo tanto se debe seleccionar de una zona con vegetación densa y que este bien irrigada. Esto significa que el índice de área foliar (LAI) sea mayor a 3.

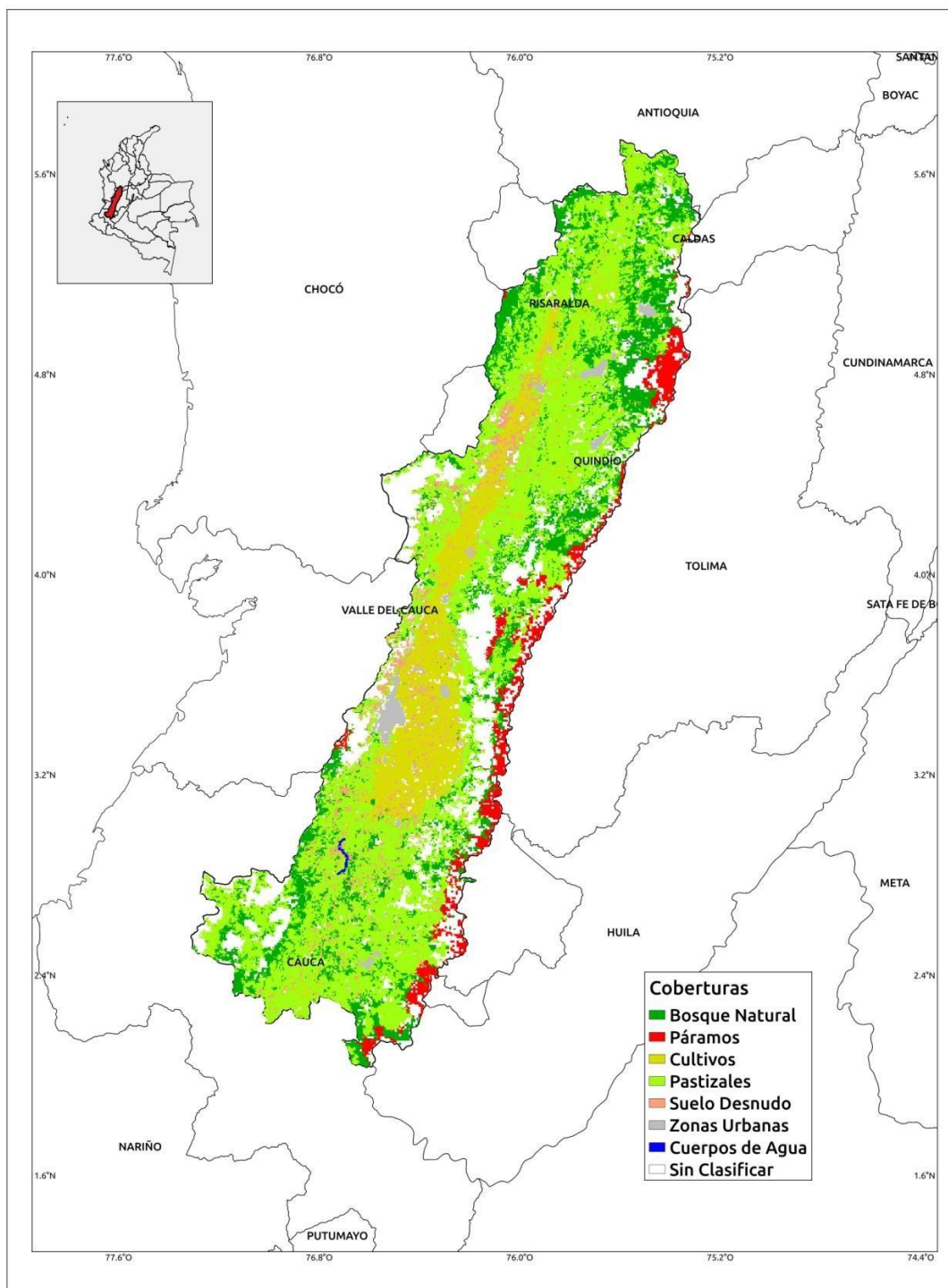
□ Punto caliente

El punto caliente debe ser un punto donde no haya evapotranspiración, debe estar localizado en una zona agrícola seca y desnuda. Pero se recomienda no tomar un punto en un área de desierto o concreto o en general en zonas extremadamente calientes donde la relación entre dT y T_s puede no seguir la misma relación lineal que se asume para zonas agrícolas. Además este punto debe tener valores de LAI entre 0 y 0.4 que corresponden a áreas con poca o sin vegetación, al igual que el punto frío debe estar cerca a la estación meteorológica. H para el punto caliente se calcula como $H = R_n - G$ puesto que como se mencionó anteriormente se asume que no hay evapotranspiración.

B. Distribución estaciones

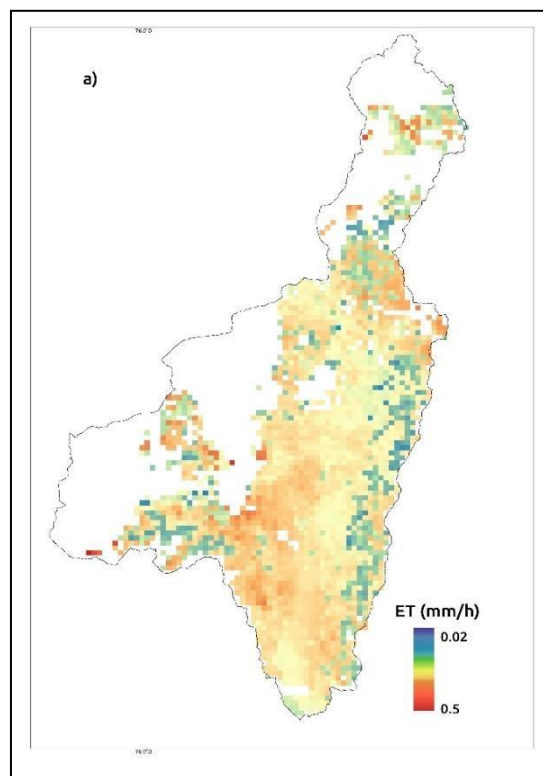


C. Clasificación MODIS

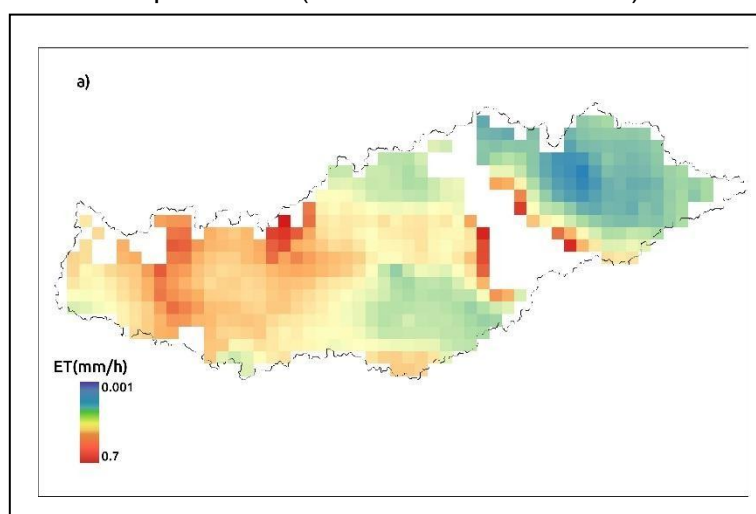


D. Mapas de evapotranspiración

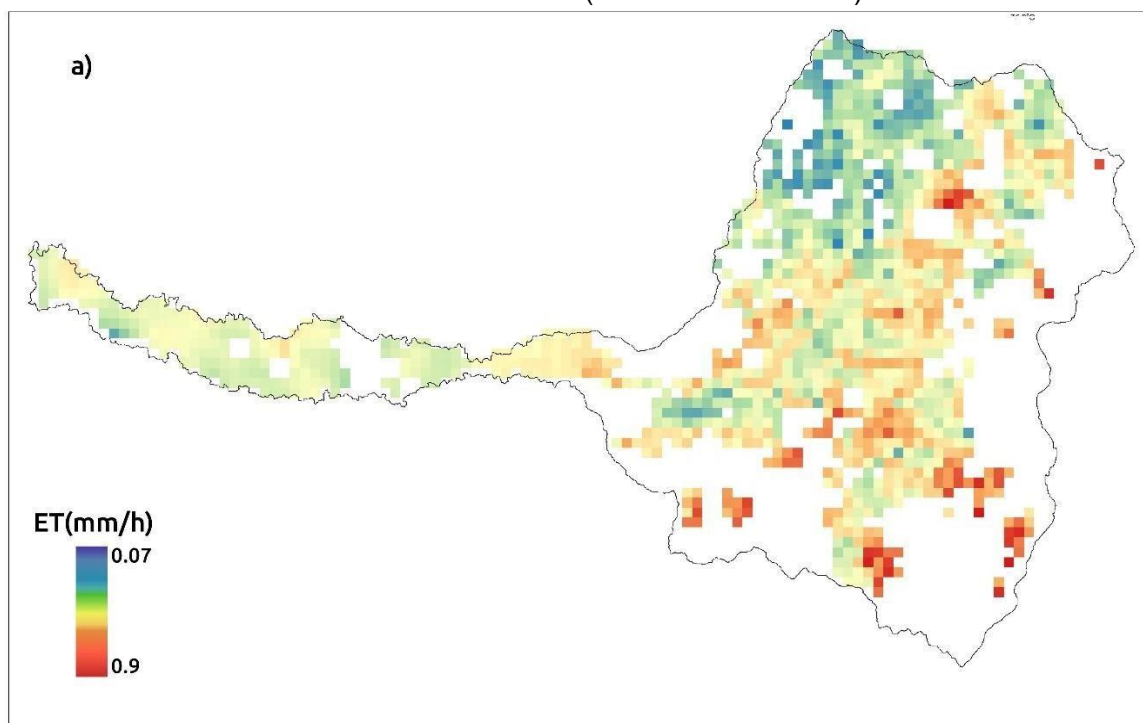
Subcuenca Risaralda (19 de diciembre de 2011)



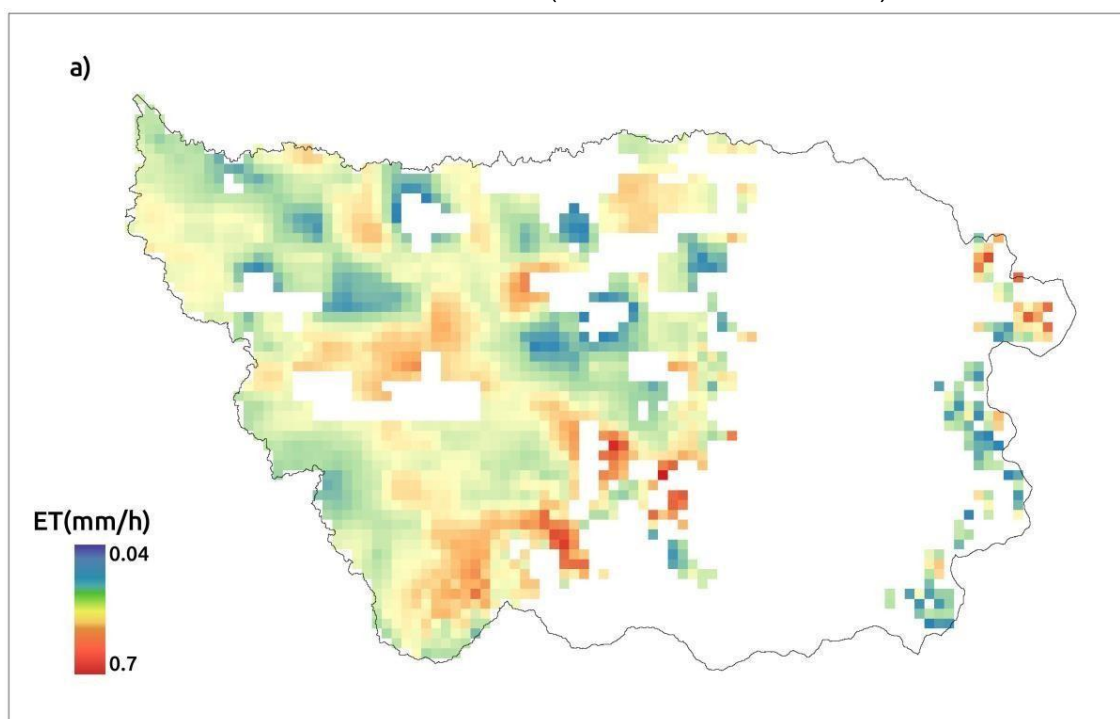
Apto Bonilla (10 de diciembre de 2015)



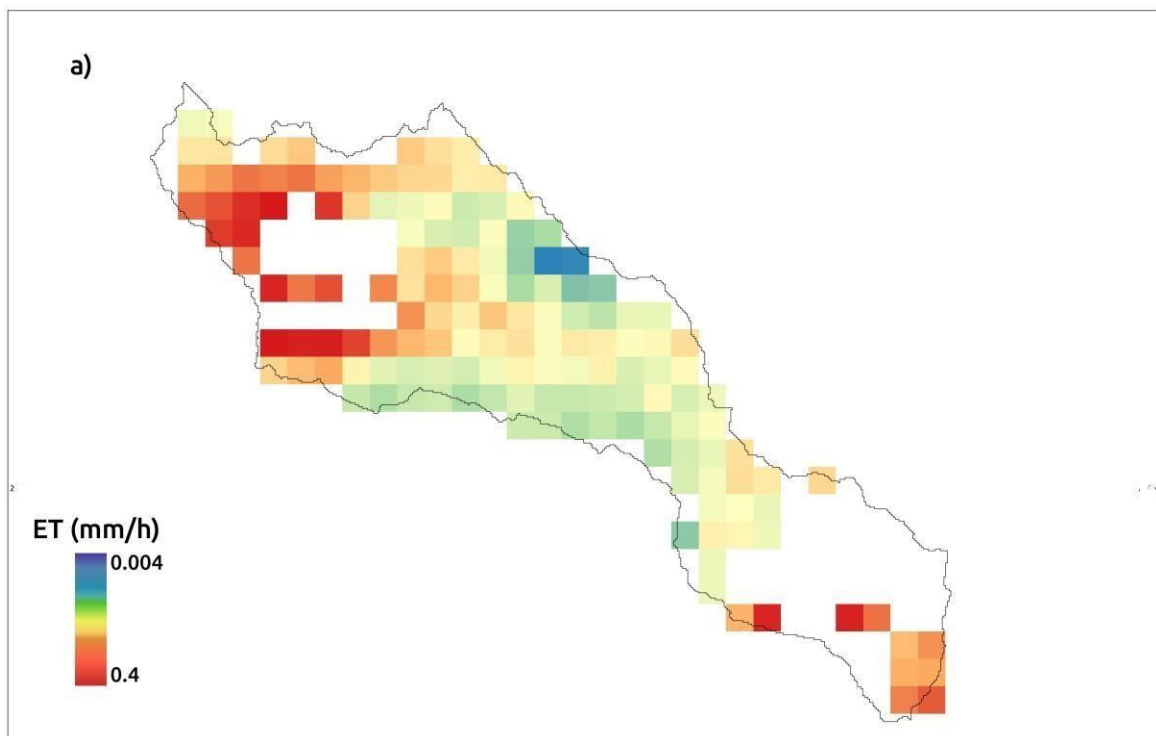
Subcuenca Amaime (6 de marzo de 2015)



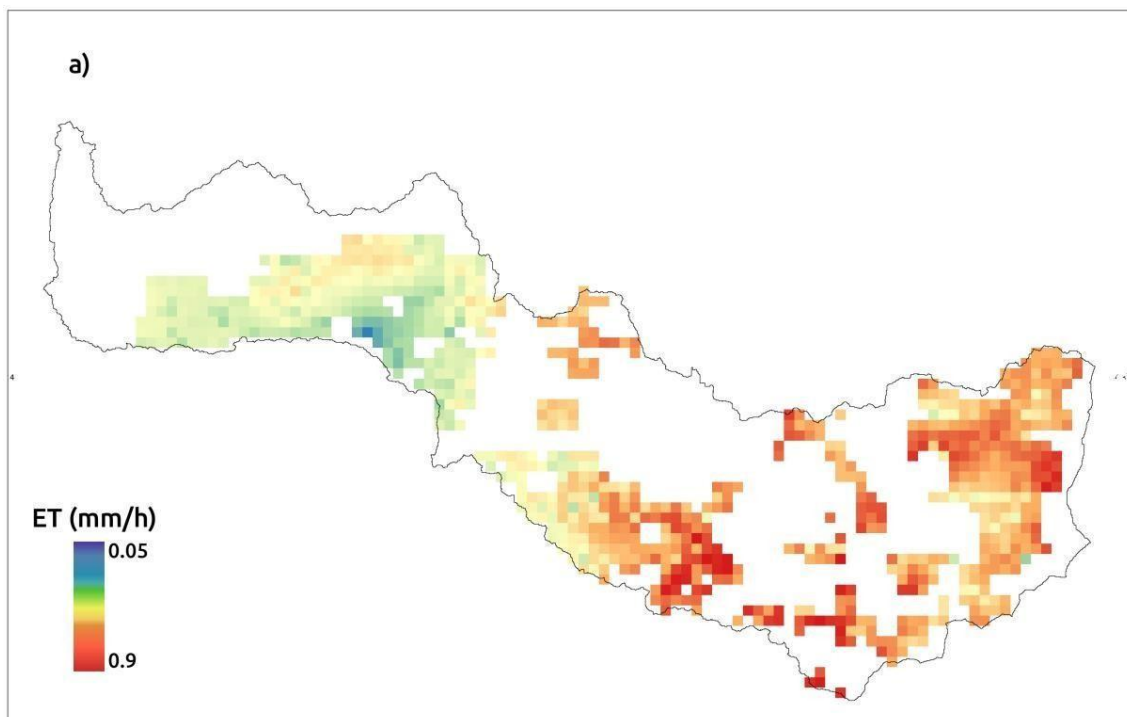
Subcuenca Miranda (19 de diciembre de 2011)



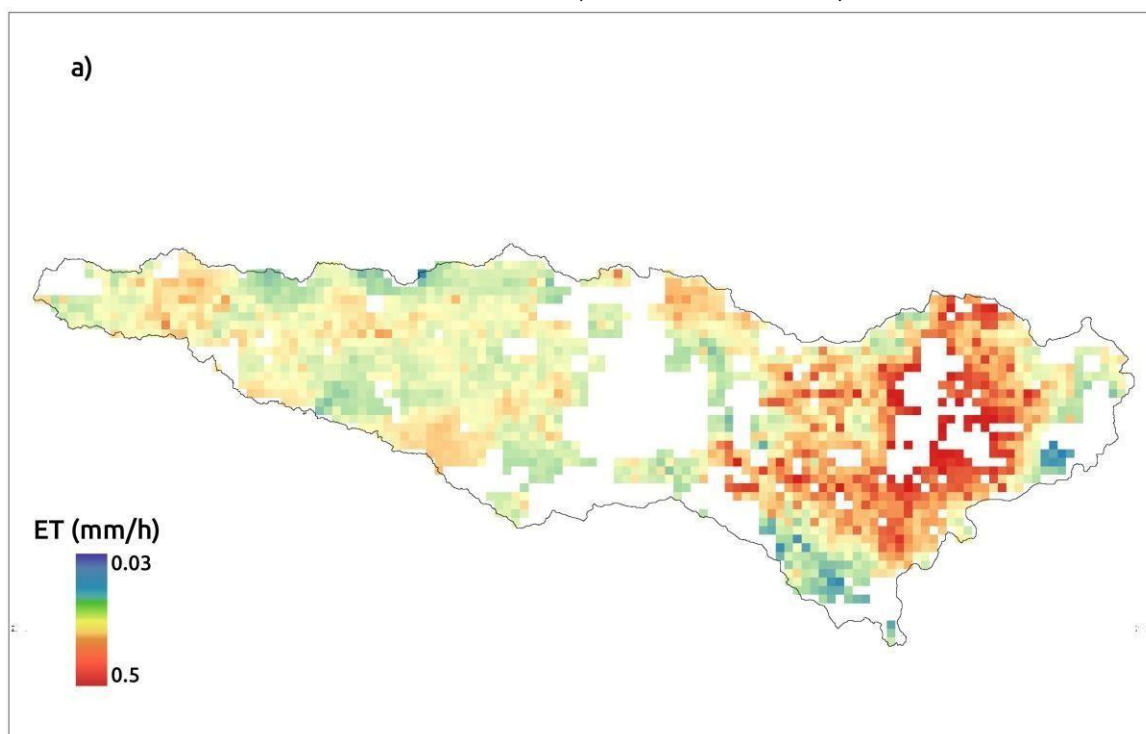
Subcuenca Molino (19 de junio de 2013)



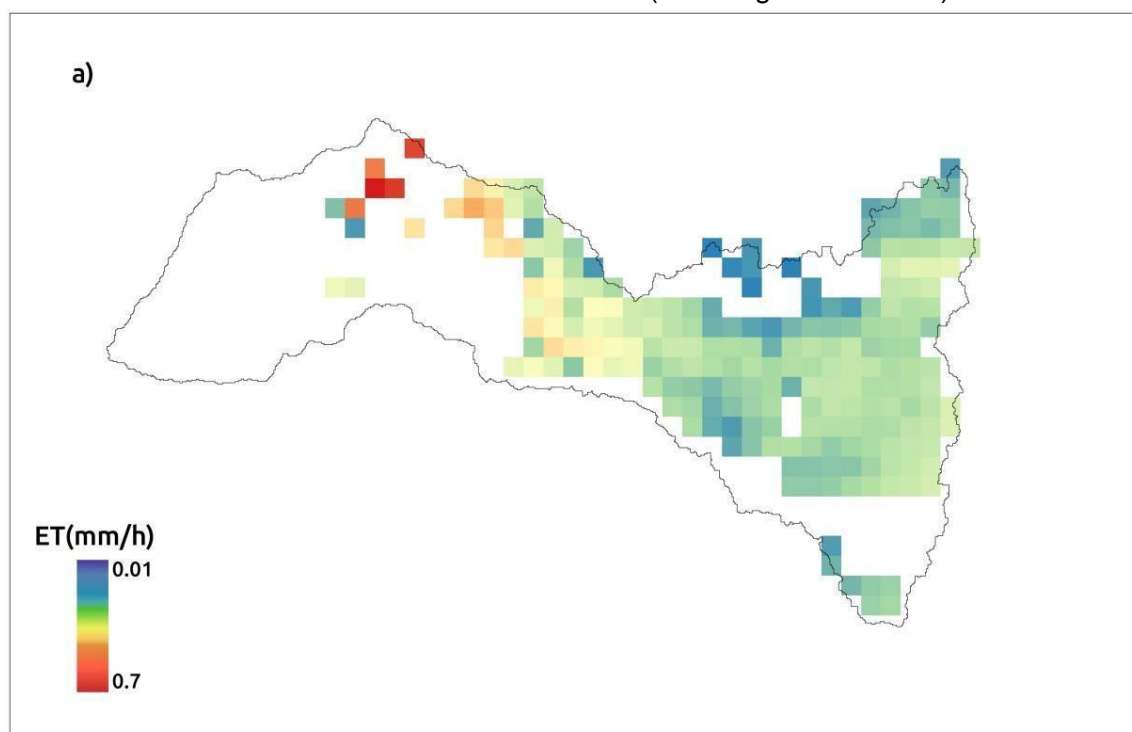
Subcuenca Otún (26 de junio de 2015)



Subcuenca Palacé (1 de enero de 2011)



Subcuenca Univrsidad del Valle (29 de agosto de 2011)



Bibliografía

- Acosta, D. . (2008) 'Relación entre Índice de Área Foliar y Rendimiento en Frijol bajo condiciones de Secano. INIFAP. Nuevo León. México'.
- Allen, R., Pereira, L. and Reas, D. (1998) 'Evapotranspiración del cultivo, Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos.', *Organización de las Naciones Unidas para la alimentación y la agricultura*.
- Allen G., R. *et al.* (2006) 'Evapotranspiración del cultivo: Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos.', *FAO:Estudios FAO Riego y Drenaje 56*, p. 297. doi: 10.1590/1983-40632015v4529143.
- Bastiaanssen, W. G. M. *et al.* (1998) 'A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL).', *Journal of Hydrology*, 212–213(JANUARY), pp. 213–229. doi: 10.1016/S0022-1694(98)00254-6.
- Bastiaanssen, W. G. M. (2000) 'SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey', *Journal of Hydrology*, 229(1–2), pp. 87–100. doi: 10.1016/S0022-1694(99)00202-4.
- Brutsaert, W. (1982) *Evaporation into the atmosphere: Theory, history, and applications*, D. Riedel Publishing Company. doi: 10.1007/978-94-017-1497-6.
- Caro, C. C. and K, L. G. (no date) 'Modelación de albedo utilizando satélites y'.
- CENICAÑA (1995) *Glosario CENICAÑA*. Available at: http://www.cenicana.org/biblioteca/tesauro/tesauro.php?testid=572&txt_buscar=SUERTE&gui=0&bt_buscar22=Buscar (Accessed: 22 March 2018).
- Font, I. (2000) *Climatología de España y Portugal*. Edited by U. de Salamanca.
- Forestales, C. de I. E. y A. (2016) *Programa para calcular índices de vegetación*. Available at: <http://www.creaf.uab.es/miramon/help/spa/msa/indexs.htm> (Accessed: 20 February 2018).
- Gandhi, G. M. *et al.* (2015) 'Ndvi: Vegetation change detection using remote sensing and gis – A case study of Vellore District', *Procedia - Procedia Computer Science*. Elsevier Masson SAS, 57, pp. 1199–1210. doi: 10.1016/j.procs.2015.07.415.
- Gillespie, A. (2014) 'LAND SURFACE EMISSIVITY', *Department of Earth and Spaces Sciences, University of Washington, Seattle, WA, USA*.
- Gónima, L. (2009) 'La percepción remota: Un amplio campo de desarrollo de la física', *Momento Revista del Depto. de Física U. Nacional de Colombia*.
- Isla, R. and López-Lozano, R. (2005) 'Comparación de distintos índices de vegetación para detectar deficiencias de nitrógeno en maíz', *Revista de Teledetección*, 24, pp. 5–9.
- Liou, Y. A. and Kar, S. K. (2014) 'Evapotranspiration estimation with remote sensing and various surface energy balance algorithms-a review', *Energies*, 7(5), pp. 2821–2849. doi: 10.3390/en7052821.

Paulson, C. A. (1970) 'The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer', *Journal of Applied Meteorology*, pp. 857–861. doi: 10.1175/1520-0450(1970)009<0857:TMROWS>2.0.CO;2.

Strahler, A. H. and Muller, J. P. (1999) 'MODIS BRDF Albedo Product: Algorithm Theoretical Basis Document', *MODIS Product ID: MOD43*, Version 5.(April), pp. 1–53. doi: <http://duckwater.bu.edu/lc/mod12q1.html>.

Water, W. (2016) 'A scientific description of SEBAL', <Http://Www.Waterwatch.Nl/Tools0/Sebal/Sebal-a-Scientific-Description.Html>, p. 6.

Waters, R. *et al.* (2002) 'Manual for Surface Energy Balance Algorithms for Land', pp. 1–98.

Wikato., G. de aprendizaje automático. U. de (2018) 'Weka'. Available at: <https://www.cs.waikato.ac.nz/ml/weka/>.

Zhang, X. *et al.* (2011) 'Simplified SEBAL method for estimating vast areal evapotranspiration with MODIS data', *Water Science and Engineering*. Hohai University. Production and hosting by Elsevier B.V., 4(1), pp. 24–35. doi: 10.3882/j.issn.1674-2370.2011.01.003.