



**ESTIMACIÓN DE LA VARIACIÓN ESPACIO
TEMPORAL DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL EN
EL VALLE DEL CAUCA Y SU RELACIÓN CON LA
AMENAZA DE SEQUÍA METEOROLÓGICA, ENTRE
LOS AÑOS 2000 AL 2015**

**YURAY MARTINEZ PADREDIN
OLGA LUCIA BAQUERO MONTOYA**

2018



**ESTIMACIÓN DE LA VARIACIÓN ESPACIO TEMPORAL DE LA
EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL EN EL VALLE DEL CAUCA Y SU RELACIÓN CON
LA AMENAZA DE SEQUÍA METEOROLÓGICA, ENTRE LOS AÑOS 2000 AL 2015**

Trabajo de grado para optar al título de Magister en Desarrollo Sustentable

YURAY MARTINEZ PADREDIN

1404728

Directora:

FÍSICA OLGA LUCIA BAQUERO

MSc. Geofísica.

**FACULTAD DE INGENIERIA, ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL Y GEOMÁTICA
CALI, COLOMBIA**

2018

Contenido

	Pág.
Introducción	8
1. Problema de investigación	10
2. Objetivos	12
2.1. General	12
2.2. Específicos	12
3. Definiciones y bases teóricas	12
3.1. Evapotranspiración	12
3.2. Sequía	16
3.3. Variabilidad climática	20
3.4. Sensores remotos	22
4. Marco referencial	25
4.1. Evapotranspiración	25
4.2. Sequía	28
4.3. Variabilidad climática	31
5. Metodología y resultados	32
5.1. Estimación de la evapotranspiración real y potencial mediante el producto modis 16..	33
5.1.1. Revisión y análisis del producto modis 16 a2	33
5.1.2. Descarga de las imágenes	51
5.1.3. Procesamiento de las imágenes	52
5.2. Comparación de los valores de evapotranspiración potencial de mod16 a2 con valores de evapotranspiración calculados con información de campo	53
5.2.1. Estimación de la evapotranspiración potencial con datos en campo	53
5.2.2. Métodos estadísticos de comparación de los tres modelos	60
5.2.3. Comparación de los valores de evapotranspiración potencial de mod16 con evapotranspiración del método de la fao y turc modificado	61
5.3. Identificación de las variaciones espacio temporales de la evapotranspiración real en el valle del cauca entre los años 2000 al 2015.	65
5.4. Relación del comportamiento de la evapotranspiración real de mod16 y altura sobre el nivel del mar.....	75
5.5. Relación de la variación de la evapotranspiración real con los eventos enso fase cálida mediante el índice oceánico el niño – oni	77
5.6. Relación de las variaciones de la evapotranspiración real y el fenómeno de sequía meteorológica en una zona piloto en el valle del cauca	82
5.6.1. Cálculo del índice estandarizado de evapotranspiración (seti) y el índice de precipitación estandarizada (spi).....	83
6. Conclusiones y recomendaciones	88
Referencias.....	91
Bibliografía	97

Lista de Ilustraciones

	Pág.
Ilustración 1. Factores y variables que influyen en la Evapotranspiración	13
Ilustración 2. Categorización de la sequía, según duración en tiempo.	17
Ilustración 3. Esquema de un evento de sequía.....	19
Ilustración 4. Comportamiento del ENSO en sus dos fases	22
Ilustración 5. Diagrama de flujo del algoritmo de MODIS16, extraído de Mu, et al. 2013.	50
Ilustración 6. Creación de la base de datos.....	59
Ilustración 7. Determinación de las variables a ingresar.....	59
Ilustración 8. Mapa de la ubicación de las estaciones climatológicas que se emplearon en la validación ..	62
Ilustración 9. Comportamiento de la Evapotranspiración Potencial con tres modelos de estimación	64
Ilustración 10. Escenarios de comportamiento de la evapotranspiración real para el periodo de estudio ..	66
Ilustración 11. Comportamiento de la ETR mensual en la Cordillera Occidental vertiente Valle.....	67
Ilustración 12. Comportamiento de la ETR mensual en la Cordillera Central vertiente Valle	67
Ilustración 13. Comportamiento de la ETR mensual en la zona de ladera de la Cordillera Central vertiente Valle	68
Ilustración 14. Comportamiento de la ETR mensual, zona plana del Norte de Valle del Río Cauca.....	68
Ilustración 15. Comportamiento de la ETR mensual, zona plana del Sur de Valle del Río Cauca.....	69
Ilustración 16. Comportamiento de la ETR mensual en la zona de ladera del municipio de Buenaventura	70
Ilustración 17. Comportamiento de la ETR mensual en el norte del municipio de Buenaventura	70
Ilustración 18. Comportamiento de la ETR mensual en la zona Costera.....	71
Ilustración 19. Comportamiento mensual multianual de los meses de Enero a Junio	72
Ilustración 20. Comportamiento mensual multianual de los meses de Julio a Diciembre	72
Ilustración 21. Comportamiento de la ETR MOD16, radiación solar, velocidad del viento y temperatura media del aire en la estación de Zarzal de CENICAÑA, año 2013.....	74
Ilustración 22. Mapa de la Evapotranspiración Real promedio y el DEM de alturas.....	75
Ilustración 23. Análisis de proporción entre la altura y la ETR.....	77
Ilustración 24. Comportamiento del ENSO en los periodos de estudio a analizar	79
Ilustración 25. Zonificación del área de estudio para determinar relación del ENSO con la evapotranspiración real	80
Ilustración 26. Comportamiento de evapotranspiración real Vs. Fenómeno ENSO para los tres periodos de estudio	81
Ilustración 27. Comportamiento de la evapotranspiración real y ENSO para el periodo enero de 2000 a marzo de 2003	82
Ilustración 28. Resultados del Índice Estandarizado de Evapotranspiración (SETI), periodo de 6 meses.	84
Ilustración 29. Resultados del Índice Estandarizado de Evapotranspiración (SETI), periodo de 3 meses.	85
Ilustración 30. Resultados del Índice de Precipitación Estandarizada (SPI), periodo de 6 meses.	86
Ilustración 31. Resultados del Índice de Precipitación Estandarizada (SPI), periodo de 3 meses.	86

Lista de Tablas

	Pág.
Tabla 1. Especificaciones Producto MOD16.....	24
Tabla 2. Análisis estadístico de la correlación entre los métodos en campo y MOD16	65
Tabla 3. Clasificación de Niños y Niñas por su intensidad, empleando el índice ONI.	78
Tabla 4. Anomalías en la TSM relacionadas con el fenómeno ENSO	78
Tabla 5. Estaciones empleadas para el análisis.	83
Tabla 6. Categorías del SETI y el SPI	84

A todos aquellos que lo hicieron posible...

Resumen

Este estudio analiza la variabilidad espacial y temporal de la evapotranspiración real (ETR) en el Departamento del Valle del Cauca, empleando información mensual y semanal del producto MOD16 para el periodo del 2000 al 2015. Encontrando que el comportamiento de la evapotranspiración real en el departamento del Valle del Cauca es unimodal, presentando valores bajos de ETR entre los meses de noviembre a febrero y valores altos entre los meses de mayo a agosto. Los resultados obtenidos al comparar los patrones de variación de la evapotranspiración real con la altitud (msnm) y eventos ENSO de categoría moderada y fuerte, demostró que existe una relación inversa entre los valores de evapotranspiración de MOD16 y la altura, la cual no en todos los casos se cumple, de igual modo se identificó que la evapotranspiración real se ve afectada significativamente en presencia del Fenómeno del ENSO cuando se presenta magnitud fuerte e intensidad prolongada. Los resultados del análisis de la relación entre la evapotranspiración real y la sequía meteorológica en una zona piloto en el Valle del Cauca, mediante la implementación del Índice Estandarizado de Evapotranspiración (SETI) y del Índice de Precipitación Estandarizada (SPI), muestran que el uso de estos índices de manera conjunta permiten identificar la amenaza de sequía meteorológica, por disponibilidad del agua en el tiempo. El presente estudio contribuye al conocimiento sobre la variación de la Evapotranspiración Real en el Valle del Cauca y su relación con la amenaza de sequía meteorológica.

Palabras clave: evapotranspiración, MOD16, sequía meteorológica, variabilidad, Valle del Cauca, ENSO, SETI, SPI.

Abstract

This study analyzes the spatial and temporal variability of real evapotranspiration (ETR) in the Department of Valle del Cauca, using monthly and weekly information of the MOD16 product for the period from 2000 to 2015. Finding that the behavior of real evapotranspiration in the department del Valle del Cauca is unimodal, presenting low values of ETR between the months of November to February and high values between the months of May to August. The results are compared with the patterns of variation of real evapotranspiration with altitude (msnm) and ENSO events of the moderate and strong category, showed that there is an inverse relationship between values of evapotranspiration of MOD16 and height, which not in all the cases are met, it was also identified that the real evapotranspiration is significantly affected in the presence of the ENSO Phenomenon when there is a strong magnitude and prolonged intensity. The results of the analysis of the relationship between real evapotranspiration and meteorological drought in a pilot area in Valle del Cauca, through the implementation of the Standardized Evapotranspiration Index (SETI) and the Standardized Precipitation Index (SPI), show that the use of these indices together allow us to identify the threat of meteorological drought, due to the availability of water over time. The present study contributes to the knowledge about the variation of the Real Evapotranspiration in the Valle del Cauca and its relationship with the threat of meteorological drought.

Key words: evapotranspiration, MOD16, meteorological drought, variability, Valle del Cauca, ENSO, SETI, SPI.

Introducción

La Evapotranspiración (ET) es la combinación de dos procesos separados: uno de ellos es la evaporación, proceso mediante el cual el agua es transferida desde la superficie terrestre hacia la atmósfera; el otro es la transpiración, en el que el agua absorbida por medio de las raíces de las plantas, se transfiere a la atmósfera a través de numerosos y diminutos estomas situados en las hojas. Estos procesos son importantes en la formación y determinación del clima de la tierra y por ende de la vida de los seres vivos que habitan en ella.

La transferencia de agua desde el suelo y la vegetación hacia la atmósfera (evapotranspiración) es uno de los procesos más profundos y consecuentes de la Tierra, siendo una variable esencial del ciclo hidrológico. La evapotranspiración es fundamental para la ciencia del sistema terrestre, ya que gobierna las interacciones (por ejemplo, el intercambio de energía y ciclos biogeoquímicos) entre la atmósfera y los ecosistemas terrestres y por lo tanto limita la disponibilidad de agua sobre los continentes. Cambios en las dinámicas naturales del comportamiento de la evapotranspiración pueden dar lugar a una intensificación general o el debilitamiento del ciclo del agua, con implicaciones para el reciclaje de la precipitación y la generación de escorrentía en el paisaje (Irmak, 2012).

Se estima que la evapotranspiración retorna más del 50% del agua precipitada a la atmósfera, convirtiéndose en el componente más grande del ciclo hidrológico, después de la precipitación, jugando un papel clave en el control del clima respecto a la distribución espacio-temporal de la humedad y la temperatura, reduciendo los picos y la modulación de las amplitudes de altas y bajas temperaturas en la superficie de la Tierra. Además, el flujo de agua a través de las plantas mediante el proceso de transpiración transporta minerales y nutrientes necesarios para el crecimiento de la vegetación y crea un proceso beneficioso de enfriamiento para el dosel de las plantas en muchos climas a nivel mundial (Irmak, 2012).

La evapotranspiración modifica sustancialmente el balance de energía sobre la superficie de la tierra, debido a que consume por cada metro cúbico de agua evaporada 2,45 billones de julios,

energía que enfría la superficie y reduce el calentamiento del aire. Gran parte de la energía absorbida por el proceso de evapotranspiración posteriormente cambia el balance de energía superficial cuando el vapor de agua se condensa como precipitación (Irmak, 2012).

En la actualidad existe una amplia gama de métodos para cuantificar la evapotranspiración, todos parten de diversas teorías en donde es necesaria la obtención de información de campo, lo cual restringe la obtención de datos, solo durante los últimos años, con el advenimiento de los sensores remotos, junto con los modelamientos complejos, se ha podido cuantificar la evapotranspiración mediante información satelital, teniendo en cuenta su complejidad y estructura variable, permitiendo obtener datos a diferentes escalas espaciales y temporales. (Van der Tol Christiaan, 2011). La combinación de satélites equipados con sensores térmicos como Landsat, AVHRR, MODIS y ASTER, ha permitido simular el comportamiento de algunas variables que influyen en el proceso de evapotranspiración, facilitando la forma de cuantificar la evapotranspiración de manera más precisa.

El comportamiento de la evapotranspiración está estrechamente relacionada al ciclo hídrico, por ende, toda alteración en las dinámicas climáticas, sumado a los cambios en el uso del suelo y la modificación de los flujos de agua, incrementan la ocurrencia de eventos extremos asociados a la deficiencia o exceso de agua, generando así amenazas para las poblaciones (Food and Agriculture Organization of the United Nations - FAO, 2008).

La sequía es uno de los procesos naturales más importantes, dado a que influye sobre la disponibilidad del agua para consumo humano, uso agrícola y estabilidad de los ecosistemas (Velasco y Montesillo, 2006). Este fenómeno natural de ocurrencia periódica, puede convertirse en una amenaza para el desarrollo social y económico de una población cuando su impacto y tiempo son prolongados, generando una secuela que se extiende más allá de su duración, repercutiendo de manera negativa sobre el desarrollo de las comunidades y exacerbando los problemas de abastecimiento de agua, alimentación, salud y calidad de vida.

El presente estudio, es importante para conocer el comportamiento de una de las variables fundamentales del ciclo hídrico como es la evapotranspiración; en uno de los departamentos más

variados en climas, altura sobre nivel del mar y cobertura vegetal. Situación que permite obtener un mejor conocimiento del comportamiento de como la evapotranspiración real impacta en el desabastecimiento de agua en épocas de sequía. Se espera que el presente trabajo se constituya en un aporte al conocimiento para los planificadores y gestores del recurso hídrico en la región.

1. Problema de investigación

El Departamento del Valle del Cauca, se encuentra ubicado al suroccidente de Colombia, entre las latitudes 05°02'08'' y 03°04'02'' Norte y entre los 72°42'27'' y 74°27'13'' de longitud Oeste (Marín, 2010). Su ubicación geográfica y orientación de los relieves montañosos hacen que el clima del departamento sea muy variado, con un comportamiento bimodal de precipitación en todo el territorio. Durante el año 2015 algunos municipios y ciudades importantes del Valle del Cauca, presentaron serios problemas de desabastecimiento de agua, debido a la sequía prolongada la cual afectó la cantidad, calidad y disponibilidad del agua para consumo humano, la agricultura y la generación de energía, mostrando una falta de planeación y organización de los municipios para afrontar este evento.

Al ser la evapotranspiración una variable fundamental en el ciclo hidrológico surge la necesidad de comprender su relación con los eventos de sequía, entendiendo que el desarrollo de estos eventos extremos genera pérdidas económicas, ambientales y sociales de gran impacto en la sociedad. Se estima que las pérdidas económicas generadas durante el año 2015 por el fenómeno de sequía a nivel nacional superaron los tres billones de pesos por daños ambientales, costos cercanos al 0,08 por ciento del Producto Interno Bruto (PIB) anual de Colombia. Desde el 1 de enero al 31 de diciembre de 2015, se han registrado un total de 4.617 incendios relacionados con el fenómeno de sequía en todo el territorio, los cuales han consumido 119.385 hectáreas, en donde 23.232 hectáreas (19,5 %) correspondieron a bosques. Las pérdidas económicas causadas por la afectación de los incendios forestales en bosque son de alrededor de 476.000 millones de pesos. (Correa, 07 de febrero de 2016).

La Secretaría de Agricultura del Valle sostiene que 13.911 hectáreas (Has) fueron afectadas. De estas, 4.130 hectáreas fueron reportadas como quemadas de cultivos y el resto de hectáreas fueron afectadas por falta de agua. Los municipios más afectados en el Valle del Cauca fueron: El Águila con 3675 Has, Argelia (2143 Has), Yumbo (1275 Has), Obando (672 Has) y El Cairo (652 Has). Los cultivos que se vieron más afectados fueron los de café, con 4377 Has; plátano, 2902; frutales en general, 679; aguacate, 639; maíz, 539; banano y bananito, con 358 Has. (Carrillo, 17 de enero de 2016).

En Abastecimiento, 12 municipios de los 42 que posee el Valle del Cauca, presentaron en el año 2015 afectaciones por el corte de agua potable. Municipios como Vijes, La Victoria, Toro, Ansermanuevo, La Unión y Obando presentaron cortes de agua de diez horas al día. Otros municipios como La Cumbre, Restrepo, Riofrio, Zarzal, Roldanillo y San Pedro presentaron cortes diarios de seis horas. En la Ciudad de Cali las comunas más afectadas fueron la 18 y 20 (Libreros, 17 de enero de 2016). El municipio de Cartago decreto el estado de calamidad pública el 29 de febrero de 2016, debido a las dificultades en el abastecimiento de agua potable y en la pérdida de cultivos.

Respecto al tema energético, los embalses del Valle del Cauca fueron los más afectados a nivel nacional, presentando en un momento dado un volumen útil de 28,65 % y una capacidad de 442,99 gigavatio por hora (GWh). El embalse de Calima fue el de menor volumen diario (18,18 %), Altoachincaya (35,51 %) y Salvajina (54,28%), tuvieron volúmenes un poco más altos, pero igualmente preocupantes (El País, 28 de enero de 2016).

2. Objetivos

2.1. General

Estimar la variación espacio-temporal de la evapotranspiración real entre los años 2000 - 2015 en el departamento del Valle del Cauca e identificar su relación con la amenaza de sequía meteorológica en una zona piloto del área de estudio.

2.2. Específicos

- Estimar mediante imágenes satelitales las variaciones espacio temporales de la evapotranspiración real en el Valle del Cauca entre los años 2000 al 2015.
- Zonificar las variaciones de la evapotranspiración real en el departamento del Valle del Cauca para los años 2000 al 2015 y relacionar las variaciones de evapotranspiración con altitud y eventos ENSO.
- Relacionar las variaciones de la evapotranspiración real con el fenómeno de sequía meteorológica en una zona piloto en el Valle del Cauca.

3. Definiciones y Bases Teóricas

3.1. Evapotranspiración

La evapotranspiración es la combinación de dos procesos distintos, uno de ellos es la evaporación, proceso mediante el cual el agua es transferida desde la superficie terrestre hacia la atmósfera. Incluye tanto la evaporación de agua líquida directamente desde el suelo o desde las superficies vegetales (rocío, escarcha, lluvia interceptada por la vegetación, etc.), como las pérdidas de agua producidas a través de las superficies vegetales, particularmente las hojas. El otro proceso es la transpiración, en el que el agua absorbida por medio de las raíces de las plantas, se transfiere a la atmósfera a través de numerosos y diminutos estomas situados en las

hojas. La transferencia total de agua implicada en el proceso de la evapotranspiración, cuando la superficie evaporante es una cubierta vegetal, se expresa como calor latente transferido por unidad de área o su equivalente altura de agua, también por unidad de área. (Sanchez,1992, pp.3)

Se estima que el 100 % de la evapotranspiración ocurre en forma de evaporación cuando el suelo esta descubierto, mientras que cuando la cobertura vegetal es completa, más del de 90% de la evapotranspiración ocurre como transpiración. (FAO, 2008, pp.3). Es importante mencionar que la evaporación es un proceso pasivo impulsado únicamente por la entrada de energía solar, mientras que la transpiración implica un movimiento activo del agua a través del cuerpo de las plantas, en donde hay transferencia de agua desde el suelo a la atmósfera (Irmak, 2012).

Existen diversos factores y variables que incluyen en el comportamiento de la evapotranspiración (Ilustración 1), algunos de ellos son extrínsecos y otros son intrínsecos. Los extrínsecos son la radiación solar, la velocidad del viento, la temperatura del aire y la humedad del aire. Los intrínsecos son: el albedo, la emisividad de la superficie, la rugosidad del suelo, el tipo de vegetación, la ubicación, el tipo de suelo y el contenido de agua en el suelo (Morillas, 2013).

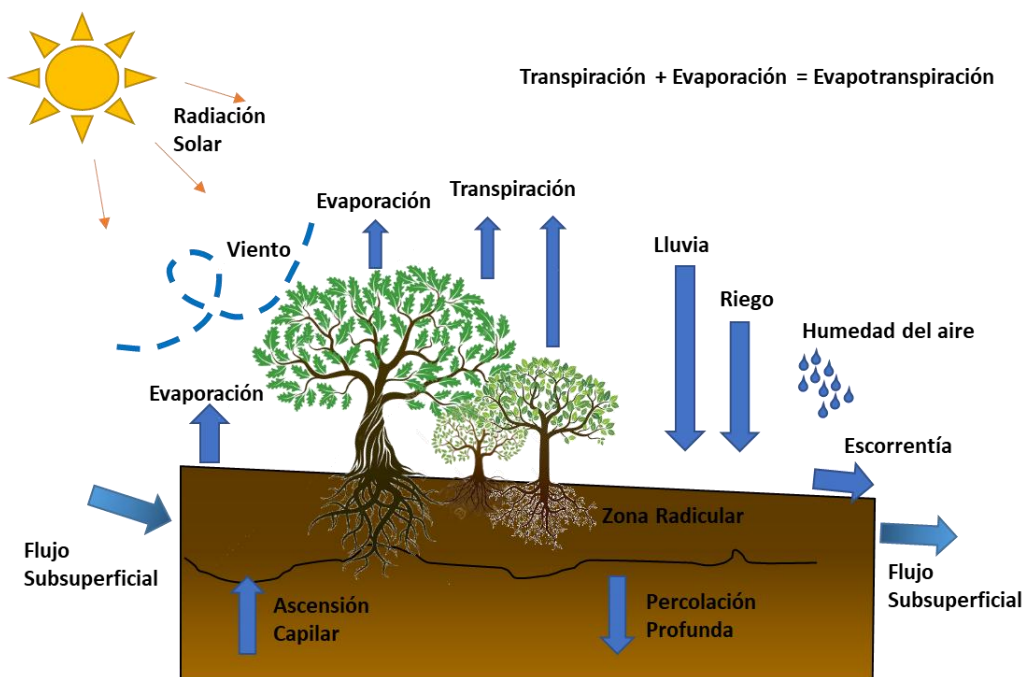


Ilustración 1. Factores y variables que influyen en la Evapotranspiración (Adaptada de Allen et al., 2006)

Se cree que la evapotranspiración a nivel mundial está aproximadamente entre casi cien billones de metros cúbicos por año, siendo el componente más grande del ciclo hidrológico, después de la precipitación (Irmak, 2012). Por ende, la evapotranspiración constituye un importante elemento que enlaza el ciclo hidrológico y el balance de energía superficial, permitiendo a partir de la transferencia de masa y energía mantener unos niveles energéticos e hídricos adecuados en el sistema suelo-atmósfera (Sánchez y Chuvieco, 2000).

El concepto de evapotranspiración incluye cuatro diferentes definiciones;

- **Evapotranspiración Potencial (ETP):** la cual se define como la máxima cantidad de agua que puede evaporarse desde un suelo completamente cubierto de vegetación, que se desarrolla en óptimas condiciones y en el supuesto caso de no existir limitaciones en el suministro de agua;
- **Evapotranspiración Real (ETR):** es la evapotranspiración que ocurre en condiciones reales, teniendo en cuenta que no siempre la cobertura vegetal es completa, ni el suelo se encuentra en estado de saturación;
- **Evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o):** tasa de evapotranspiración de una superficie extensa de un cultivo de 8 a 15 cm de altura, uniforme, de crecimiento activo, que cubren totalmente el suelo y sin escasez de agua;
- **Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c):** se refiere a la evapotranspiración de cualquier cultivo cuando se encuentra exento de enfermedades, con buena fertilización y que se desarrolla en parcelas amplias, bajo óptimas condiciones de suelo y agua, y que alcanza la máxima producción de acuerdo a las condiciones climáticas reinantes (Allen et al., 2006).

En la actualidad existe una amplia gama de métodos para determinar la evapotranspiración potencial, algunos soportados en medidas directas como, por ejemplo: Hidrológicos, Balance de agua en el suelo, Lisímetros, Micrometeorológicos, Balance de energía y relación Bowen, Método aerodinámico, Fisiología de planta, Método de flujo de savia, Sistema de cámara, entre otros. Como también existen los métodos soportados en medidas indirectas como los Analíticos (Modelo de Penman-Monteith) y los Empíricos (Métodos basados en el coeficiente de cultivo y en la modelación del balance de agua) (Torres, 2010). Sin embargo, uno de los métodos más

reconocidos y aceptados a nivel mundial es el de Penman-Monteith, el cual combina conceptos de balance de energía y de transporte de masa y en el que el proceso de evapotranspiración se formula para modelar la interacción y comportamiento de la cubierta vegetal y la atmósfera en relación con el flujo de vapor de agua (Torres, 2010).

El método de Penman-Monteith esta soportado en el siguiente balance energético:

$$\lambda E = \frac{s * A + \rho * C_p * (e_{sat} - e) / r_a}{s + \gamma * (1 + r_s / r_a)}$$

Donde:

- ~ λE : es el flujo de calor latente
- ~ λ : es el calor latente de evaporación
- ~ $s = d(e_{sat})/dT$ es la pendiente de la curva que relaciona la presión de vapor de agua saturado (e_{sat}) con la temperatura.
- ~ A : se reparte entre la energía disponible de calor sensible, calor latente y flujo del calor del suelo en la superficie de la tierra.
- ~ ρ : es la densidad del aire
- ~ C_p : es la capacidad de calor específico del aire
- ~ r_a : es la resistencia aerodinámica
- ~ r_s : es la resistencia de la superficie, es una resistencia efectiva de evaporación desde la superficie de la tierra y la transpiración desde el dosel de las plantas
- ~ γ : es la constante psicrométrica dada por: $\gamma = C_p * P_a * M_a / (\lambda * M_w)$ en donde M_a y M_w son las masas moleculares de aire seco y aire húmedo respectivamente, y P_a es la presión atmosférica.

A partir de este método de Penman-Monteith, han surgido nuevas metodologías en donde se modifican algunas de las variables iniciales para facilitar o mejorar la extracción de los datos, facilitando la estimación de la evapotranspiración potencial.

Los métodos existentes para determinar evapotranspiración real, son pocos y se basan en su mayoría en formulas empíricas, en las cuales se emplean las variables de precipitación y

temperatura, como por ejemplo las Formula de Turc, Coutagne y Budyko (Allen et al., 2006), pero que no tienen en cuenta factores como la cobertura vegetal y variables como la velocidad del viento, la radiación solar y la humedad en el aire. Otro método de estimación de la evapotranspiración real consiste en multiplicar los valores de la evapotranspiración de referencia por un coeficiente único del cultivo (K_c), metodología de amplio uso para el sector agrícola. Otro método para estimar la evapotranspiración real es mediante el uso de imágenes satelitales, como es el caso del producto MOD16 ET, el cual fue creado por el Dr. Steve Correr de la National Aeronautics and Space Administration - NASA, en donde emplean un algoritmo basado en la ecuación de Penman-Monteith, utilizando datos de reanálisis meteorológico diario y de ocho (8) días y contemplando en su cálculo todos los posibles factores y variables presentes en el proceso de evapotranspiración en varios climas y latitudes, este producto genera información semanal, mensual y anual de la evapotranspiración real y potencial en un área de aproximadamente un kilómetro cuadrado, siendo un método de interés para el presente trabajo.

3.2. Sequía

Las sequías son en realidad el resultado de la combinación de factores meteorológicos, humanos y físicos. La causa inicial es la escasez de precipitaciones (sequía meteorológica) lo que deriva en

una insuficiencia de recursos hídricos (sequía hidrológica) necesarios para abastecer la demanda existente que desde el punto de vista de la agricultura (sequía agrícola), es una escasez permanente

y considerable de agua en una determinada zona de terreno cultivado, o en una zona forestal, lo que, en gran medida, limita el proceso de vida de las plantas (González, 2002).

Wilhite y Glantz (1985) citado por Marcos, 2001, detectaron más de ciento cincuenta (150) definiciones de sequía, categorizándolas en cuatro grupos según la disciplina científica desde la que se ha analizado el fenómeno, las cuales son: sequía meteorológica, sequía hidrológica, sequía agrícola y sequía socioeconómica (Ilustración 2). Existen clasificaciones más simples, como la de SUDENE (1999), que prescinde del tipo meteorológico y divide las sequías en hidrológicas,

agrícolas y efectivas (estos últimos equivalentes a socioeconómicas), y más detalladas, como la de Subrahmanyam (1967), que distingue hasta seis tipos de sequía (meteorológica, climática, atmosférica, agrícola, hidrológica y de gestión hídrica).

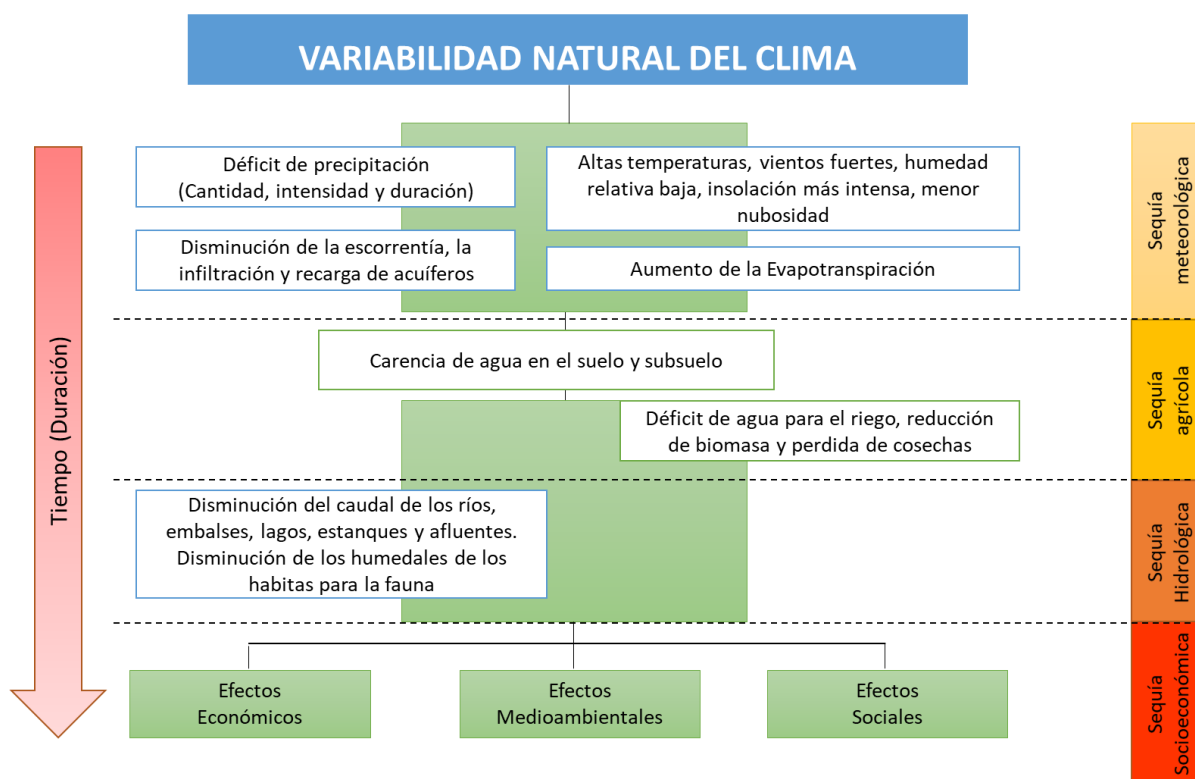


Ilustración 2. Categorización de la sequía, según duración en tiempo. (Imagen extraída de Loaiza et al., 2014)

Uno de los tipos de sequía que guarda mayor relación con los cambios en las dinámicas climáticas, es la sequía meteorológica. La sequía meteorológica está definida como una condición anormal y recurrente del clima, caracterizada por una ausencia prolongada, un déficit marcado o una débil distribución de precipitaciones con relación a la considerada como normal en un territorio. En otros términos, se entienden que la sequía meteorológica es una expresión de la desviación de la precipitación respecto a la media durante un período de tiempo determinado Ortega-Gaucin (2012).

Marcos, 2001 cita la definición de sequía meteorológica de Palmer (1965) como el “intervalo de tiempo, generalmente con una duración del orden de meses o años, durante el cual el aporte de humedad en un determinado lugar cae consistentemente por debajo de lo climatológicamente esperado o del aporte de humedad climatológicamente apropiado”. A pesar de estas definiciones

se sabe que en la mayoría de casos, las definiciones de sequía meteorológica presentan información específica para cada región particular, que varía en función de las características del clima regional.

En la actualidad existen una gran variedad de índices que permiten analizar el comportamiento de la sequía en un rango amplio de condiciones climáticas. Gutiérrez y Hernández (2016), en su investigación llamada “Situación actual de los índices en uso para el estudio de la sequía” presentan cuarenta y un (41) índices de sequía, los cuales se diferencian entre sí por su tipología (índices de tipo meteorológico, agrícola, hidrológico), por su simplicidad o complejidad, por el número de parámetros que utiliza, por el grado de información que requieren para su cálculo, por su efectividad, por las limitaciones de su aplicación, entre otros. De estos cuarenta y un (41) índices treinta (30) están diseñados para evaluar la sequía meteorológica, siendo el Índice de Precipitación Estandarizada - SPI, el más usado en la actualidad, dado su fácil manejo, versatilidad, confiabilidad y comparabilidad con otros índices.

En el estudio de Loaiza, 2014 se realiza un análisis de los diferentes tipos de índices de sequía meteorológicos para una cuenca del Valle del Cauca, con el objetivo de identificar las capacidades de cada índice, determinando que el índice más apropiado para el análisis de sequía en condiciones de escasa información es el Índice de Precipitación Estandarizada – SPI.

El Índice de Precipitación Estandarizada – SPI, funciona empleando información de precipitación, en donde se calcula las desviaciones estándar de cada registro o valor de precipitación mediante una distribución Gamma. Las probabilidades son transformadas en series normalizadas con media cero y desviación estándar 1 (Podestá et al., 2016). Los valores superiores al promedio histórico del mes correspondiente, darán valores del SPI positivos, esto representa condiciones de humedad; mientras que registros de precipitación inferiores al promedio histórico del mes correspondiente, arrojarán valores del SPI negativos, lo cual indica una intensidad en el déficit de humedad (Ilustración 3). Este índice permite estudiar diferentes escalas de tiempo, identificando así diferentes tipos de sequía.

En el estudio realizado por Hurtado & Cadena (2002), se expone que el mejor lapso de tiempo para analizar sequía meteorológica con el índice SPI es el de tres meses, dado a que refleja las condiciones de humedad en períodos de corto y mediano plazo, suministrando una estimación del comportamiento de las lluvias estacionales. Sin embargo, para el presente trabajo se analizarán también las tendencias a mediano plazo, motivo por el cual se empleará el lapso de análisis de seis meses para los dos índices propuestos.

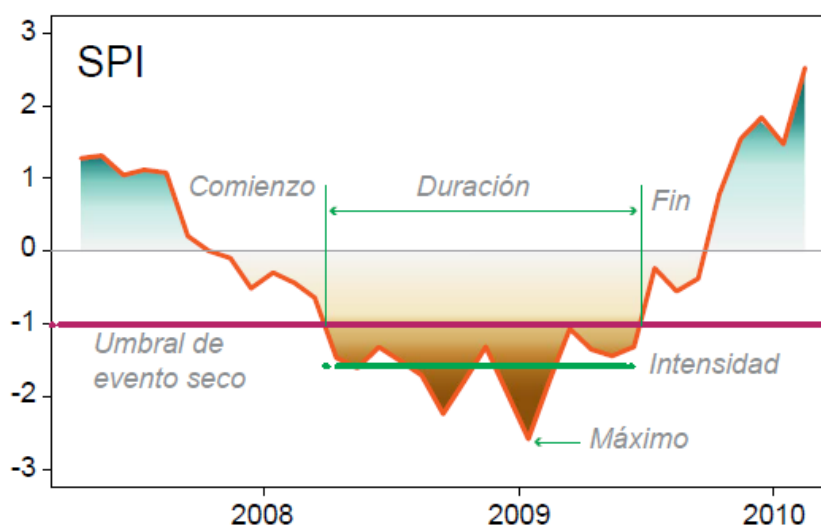


Ilustración 3. Esquema de un evento de sequía. En la línea naranja se ilustra una serie de SPEI. La línea punteada magenta indica el umbral por debajo del cual se considera sequía. La magnitud del evento es el producto de la duración y la intensidad (área sombreada color marrón debajo del umbral de evento seco). (Imagen extraída de Podestá et al., 2016)

De La Casa et al. (2017), proponen un nuevo índice de sequía meteorológica, llamado Índice Estandarizado de Evapotranspiración Real (SETI), el cual considera la influencia de la reserva de agua del suelo, siendo la evapotranspiración real la variable seleccionada para representar la disponibilidad de agua. La obtención del SETI es conceptualmente similar al SPI. En donde los valores de evapotranspiración real en primer lugar son ajustados a una función de distribución gamma y, luego, estos valores son transformados usando una distribución normal inversa para estandarizar los resultados.

Teniendo en cuenta que los dos índices (SETI y SPI) emplean la misma escala de análisis y aportan información sobre las dos variables más importantes del ciclo hídrico, se decide

emplearlos en la presente investigación como mecanismos para analizar la relación entre la evapotranspiración real y el fenómeno de sequía meteorológica.

3.3. Variabilidad climática

El concepto de variabilidad climática hace referencia a las variaciones del estado medio y a otras características estadísticas (desviación típica, sucesos extremos, etc.) del clima en todas las escalas temporales y espaciales más amplias que las de los fenómenos meteorológicos. La variabilidad puede deberse a procesos internos naturales del sistema climático (variabilidad interna) o a variaciones del forzamiento externo natural o antropogénico (variabilidad externa) (IPCC, 2007).

La variabilidad climática se puede presentar en escalas de tiempo de unos cuantos años (variabilidad interanual), por ejemplo, cuando en algunos años se observan lluvias más intensas que en otros años, o años más cálidos o fríos que otros años. También se presenta variabilidad climática a escalas menores de tiempo, por ejemplo, variaciones dentro de la estación de lluvias (variación intraestacional). Gran parte de la variabilidad climática que experimentan diferentes lugares del globo se relaciona con variaciones de las condiciones superficiales de los océanos, principalmente de las regiones tropicales.

En Quintero et al., 2011 se da claridad respecto a los conceptos sobre Cambio Climático y Variabilidad climática, exponiendo que la Variabilidad Climática hace referencia a las variaciones en las condiciones climáticas medias, y otras estadísticas del clima (como las desviaciones típicas y los fenómenos extremos, entre otras), en todas las escalas temporales y espaciales que se extienden más allá de la escala de un fenómeno meteorológico en particular, lo cual puede ser manifestada, por ejemplo, por fenómenos naturales como el evento cálido de El Niño y su contraparte fría, La Niña, conocidos conjuntamente como El Niño Oscilación Sur (ENOS). Por su parte el Cambio Climático, se define como la modificación del clima a grandes escalas de tiempo, usualmente décadas, y en relación a períodos históricos comparables, debido a

causas naturales, externas o internas a la tierra, o antrópicas, y con ocurrencias en el pasado geológico.

El fenómeno de ENSO (El Niño Southern Oscillation, por sus siglas en inglés), es conocido por sus fluctuaciones que se suceden entre los sistemas de alta presión en el Pacífico Sur y de baja presión en el sudeste asiático. Es decir, cuando la presión aumenta en el océano Pacífico, tiende a disminuir en el océano Índico, donde se presentan altas temperaturas del mar y lluvias intensas. Por el contrario, cuando la presión sube en el sudeste asiático, tiende a decaer en el Pacífico Sur (Roth, 2003). Por eso, cuando los núcleos de agua cálida viajan de oeste a este, también se desplazan con ellos, en la misma dirección, las grandes masas nubosas generadoras de precipitaciones intensas. Ello trae como consecuencia una alteración de la circulación general de la atmósfera en la escala planetaria, con afectación climática y ambiental en lugares muy distantes a los de origen del fenómeno (Roth, 2003).

El sistema de fluctuaciones climáticas presenta dos fases extremas: El Niño (fase cálida) y La Niña (fase fría), resultantes de la interacción entre las superficies del océano y la atmósfera en el Pacífico tropical, estas fases se pueden observar en el cambio de la temperatura superficial del océano, la cual se ve notoriamente afectada durante el fenómeno (**Ilustración 4**).

La escala de intensidad de este evento se mide según las anomalías térmicas presentes. Un año normal sin la presencia de El Niño no tendría anomalías térmicas, mientras que se considera “Niños fuertes” a los eventos cuyas anomalías térmicas sobrepasan los 3,5°C en verano y los 2,5°C en invierno. Los Niños cuyas anomalías térmicas no pasan los 3°C se consideran de mediana intensidad (Volpedo, 2001).

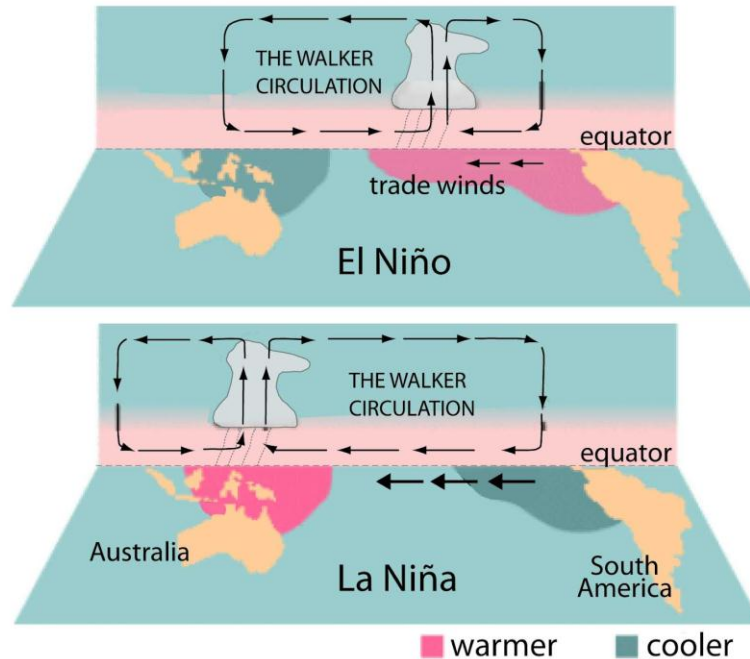


Ilustración 4. Comportamiento del ENSO en sus dos fases (extraído de www.bom.gov.au)

El Niño es un evento de naturaleza marina y atmosférica que consiste en un calentamiento anormal de las aguas superficiales del centro y este del Pacífico Tropical, produce una profundización de la termoclina del océano (gradiente térmico entre las aguas superficiales más cálidas y las más frías a mayores profundidades), asociado con el debilitamiento de los vientos alisios del Este. En términos generales, este calentamiento de la superficie del Océano Pacífico es recurrente, aunque no periódico, y se presenta entre cada dos a siete años y se caracteriza porque la superficie del mar y la atmósfera, se comportan anormalmente durante un periodo que se extiende de doce a dieciocho meses (Carvajal et al, 1999).

3.4. Sensores remotos

Sensores Remotos o Teledetección es la ciencia y el arte de obtener información de un objeto, área o fenómeno, a través del análisis de datos adquiridos mediante un dispositivo, el cual no está en contacto directo con el objeto, área o fenómeno que se está investigando. La obtención de los datos involucra el uso de instrumentos llamados sensores, capaces de ver o captar las relaciones espectrales y espaciales de objetos y materiales observables a una considerable distancia de aquellos (Pérez, 2007).

Los sensores son dispositivos que reciben la energía, la convierten en valores digitales y la presentan en forma adecuada para obtener información sobre la zona observada. Los sensores se dividen en sensores activos y sensores pasivos. Los sensores activos poseen fuentes internas que generan artificialmente la radiación, como por ejemplo el radar; mientras que los sensores pasivos detectan la radiación electromagnética emitida o reflejada de fuentes naturales como el sol. La fotografía aérea y los satélites Landsat y MODIS son ejemplos de sensores pasivo.

El sensor MODIS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer fue lanzado a bordo del satélite Terra en 1999, seguido en 2002 por el satélite Aqua, ambos partes del programa EOS de NASA. Su objetivo es proveer series de observaciones globales de la atmósfera, los océanos y la tierra. MODIS observa en 36 bandas espectrales de 0.4 a 14.4 μm , con una resolución espacial de 250 m (bandas 1-2), 500 m (bandas 3-7) y 1000 m (bandas 8-36). Es asistido por el Goddard Space Flight Center (GSFC) de la NASA, desarrollado por Raytheon de Santa Barbara Remote Sensing. Este sensor se encuentra a bordo del satélite AQUA y TERRA del sistema de observación terrestre de la NASA. La importancia de este sensor para el presente estudio radica en que está equipado con varias bandas, lo cual permite elaborar diversos productos como el MOD 16 – que mide Evapotranspiración.

El conjunto de datos de MOD16 es un conjunto de datos de Evapotranspiración (ET) de la superficie terrestre, de pixel regular de 1 km^2 para el área terrestre con vegetación global de 109,03 millones de kilómetros en intervalos de ocho días, mensuales y anuales.

El producto MOD16 ET se estima usando el algoritmo mejorado ET de Mu et al. (2011) sobre el trabajo previo de Mu et al. (2007a). El algoritmo está basado en la ecuación de Penman-Monteith (Monteith, 1965). La resistencia de superficie es una resistencia efectiva para la Evapotranspiración desde la superficie terrestre y transpiración de la planta en su totalidad.

$$ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a C_p (e_s - e_a)/r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s/r_a)}$$

Donde:

- ~ ET: es la evapotranspiración diaria (mm d-1);
- ~ Δ : (Pa K-1) es el gradiente de presión de vapor saturado a temperatura del aire;
- ~ R_n : (J d-1) es la radiación neta;
- ~ G : (J d-1) es el flujo de calor del suelo;
- ~ ρ_a : es la densidad del aire (kg m-3);
- ~ C_p : (J kg-1 K-1) es el calor específico del aire a presión constante;
- ~ e_s y e_a : (Pa) son la presión de vapor saturado y la presión de vapor real, respectivamente;
- ~ γ : (0.066 kPa K-1) es la constante de psicrométrica;
- ~ r_s y r_a (m-1 s) son la superficie y la resistencia aerodinámica, respectivamente.

Las imágenes de evapotranspiración MOD16, poseen un amplio rango espectral entre lo invisible y lo infrarrojo, que va desde (620 nm a 2155 nm) (Tabla 1).

Tabla 1. Especificaciones Producto MOD16

Satélite	Sensor	Rango Espectral	Banda	Adquisición	Tamaño	Pixel Res
Terra	MODIS	620-670 nm	1	2.330 kilómetros	franja	250 m
Terra	MODIS	841-876 nm	2	2.330 kilómetros	franja	250 m
Terra	MODIS	459-479 nm	3	2.330 kilómetros	franja	500 m
Terra	MODIS	545-564 nm	4	2.330 kilómetros	franja	500 m
Terra	MODIS	123-1250 nm	5	2.330 kilómetros	franja	500 m
Terra	MODIS	1628-1652 nm	6	2.330 kilómetros	franja	500 m
Terra	MODIS	2105-2155 nm	7	2.330 kilómetros	franja	500 m

Obtenido de NASA, 2007.

Las Imágenes de evapotranspiración MOD16, son una suma de los flujos de vapor de agua de la evaporación del suelo, la evaporación dosel húmedo y transpiración de las plantas en la superficie del dosel seco. Por lo cual, brinda las capas de evapotranspiración global (ET), flujo de calor latente (LE), ET potencial (PET) y LE potencial (PLE).

4. Marco Referencial

4.1. Evapotranspiración

Hasenmueller & Criss (2013), mencionan en su estudio que la vegetación, el ciclo del agua, la evapotranspiración y la escorrentía están ligados intrínsecamente. Por ende, la vegetación y la ubicación geográfica son factores de gran importancia en el comportamiento de la evapotranspiración y las dinámicas de generación de escorrentía. Otros estudios como los de Eiseltová, Pokorný, Hesslerová, & Ripl (2012) sustentan que la vegetación superficial que produce la evapotranspiración, es un factor importante en el clima de la tierra. Dado a que el flujo de agua a través de las plantas mediante el proceso de transpiración transporta minerales y nutrientes necesarios para el crecimiento de las plantas y crea un proceso de enfriamiento beneficioso para el dosel de las plantas en muchos climas.

Otros estudios como los de Vandana (2008), ratifican que las selvas húmedas producen lluvia mediante la evapotranspiración, permitiendo así reducir la temperatura superficial y liberar hidrocarburos volátiles, como el isopreno, que actúan como núcleos de condensación para el desarrollo de las nubes. Este estudio soporta que las selvas lluviosas de la Amazonía, del África Central y de Indonesia generan entre el 50 y el 75% de la lluvia que reciben a través de la evapotranspiración. Lo anterior hace que Funcionen como máquinas térmicas y reguladores de la atmósfera y de los sistemas oceánicos que controlan el clima.

Jung, et al. (2010), concluye en su investigación que disminuciones en los valores de evapotranspiración, generan una reducción del crecimiento de la vegetación terrestre, lo cual repercute en una menor absorción de carbono, pérdida del mecanismo de enfriamiento natural, disminución de la precipitación y calentamiento de la superficie del terreno, lo cual desencadenaría en olas de calor más intensas y un “bucle de retroalimentación” que podría intensificar la temperatura en un territorio.

Esta estrecha relación entre la vegetación, uso del suelo y geografía influyen en el comportamiento de la evapotranspiración, atribuyéndole un papel preponderante en el control del clima en el paisaje. Sumado a que la evapotranspiración es el único componente del balance de hídrico con un papel central en el balance de energía y carbono, siendo fundamental en los estudios hidrológicos, agrícolas y ecológicos.

Los primeros estudios para entender la dinámica de la evapotranspiración, surgen de los trabajos de Dalton en 1800, donde se determinó que la evapotranspiración dependía del viento, del contenido en humedad de la atmósfera y de las características de la superficie del terreno. Más adelante y con la ayuda de los desarrollos de las teorías de intercambio de energía y otros mecanismos, Thornwaite (1948) y Penman (1949) dan inicio al método que conocemos y usamos hoy en día para estimar la evapotranspiración (Torres, 2010).

En los últimos 60 años, desde los trabajos de Thornwaite y Penman hasta la fecha se han hecho los mayores avances en la investigación sobre evapotranspiración. Se desarrolló la ecuación de Penman-Monteith, la cual combina conceptos de balance de energía y de transporte de masa y en el que el proceso de evapotranspiración se formula para modelar la interacción y comportamiento de la cubierta vegetal y la atmósfera en relación con el flujo de vapor de agua. (Torres, 2010, p.101).

Doorenbos & Pruitt, citado por Peña, Cortés, Torres y Carbonell (2005), mencionan treinta y un (31) enfoques con sus diferentes variables para determinar evapotranspiración, cada metodología propuesta permite estimar la evapotranspiración bajo diferentes climas, geografías y condiciones de cultivo o cobertura vegetal.

Debido a esta variedad de metodologías para estimar evapotranspiración, La Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura – FAO (The Food and Agriculture Organization of the United Nations, por sus siglas en ingles), en mayo de 1990 organizó una consulta de expertos e investigadores, con la colaboración de la Comisión Internacional de Riego y Drenaje y la Organización Meteorológica Mundial, con el objetivo de revisar las metodologías de la FAO, para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos y para producir lineamientos para la revisión y

actualización de los procedimientos utilizados. El panel de expertos recomendó la adopción del método combinado de Penman-Monteith como el nuevo procedimiento estándar para la evapotranspiración de referencia e indicó los procedimientos para calcular los distintos parámetros incluidos en el método. (FAO, 2008)

El modelo combinado de Penman-Monteith, es uno de los más reconocidos y aceptados para el cálculo de la evapotranspiración a nivel mundial. Sin embargo, presenta limitaciones debido a la gran cantidad de datos meteorológicos que requiere, restringiendo su utilización en zonas de difícil acceso o donde existe restricción en la obtención de algunos datos. Por eso algunos investigadores han optado por la implementación de la teledetección como herramienta para extraer información a bajo costo y en tiempo real.

En Colombia se han realizado varios estudios sobre evapotranspiración, algunos enfocados en cultivos como el de la rosa (Esmeral, 2011) y el arroz (Murillas y Londoño, 2014), otros orientados a la estimación de la evapotranspiración en una cuenca hidrográfica como el de García y Otero (2005). Otros estudios como el de Jaramillo (2006) han aportado valiosa información para estimar la evapotranspiración de referencia en la región andina de Colombia.

Las investigaciones de Ramirez, Mejia, Marín y Arango (2011) evaluaron diferentes modelos para calcular la evapotranspiración de referencia en la zona cafetera de Colombia y Toro-Trujillo; Arteaga-Ramírez; Vázquez-Peña e Ibáñez Castillo (2015) evaluaron modelos para estimar la evapotranspiración de referencia, pero en el Urabá Antioqueño.

Investigadores como Álvarez, Vélez y Poveda Jaramillo (2008), profundizaron en el estudio de la incertidumbre existente en la estimación de campos de evapotranspiración en Colombia, teniendo en cuenta los métodos de Cenicafé, Turc modificado, Thornwaite, Penman aproximado, Morton, Turc y Choudhury. Todos estos estudios muestran un avance positivo en la investigación de la evapotranspiración potencial en Colombia, pero se obvia un poco su relevancia en el ciclo hídrico.

A nivel del departamento del Valle del Cauca también existen valiosos estudios como los de Peña, Cortés, y Carbonell (2005), en donde se estimó la evaporación en el valle del río Cauca a partir de variables meteorológicas y Marín (2010), en el cual se evaluó la relación entre la evapotranspiración potencial teórica y la evaporación registrada en los departamentos de Cundinamarca y Valle del Cauca. Encontrando que cuando se presentan precipitaciones muy altas (>5000 mm/año) los métodos empíricos para determinar evapotranspiración potencial presentan ajustes muy bajos por lo cual es apropiado analizar otras metodologías. Para el caso del Valle del Cauca las ecuaciones de Hargreaves y Christiansen fueron las que mejor comportamiento presentaron, demostrando su potencial en la estimación mensual y anual de la evapotranspiración potencial cuando se dispone de los datos climatológicos necesarios.

A pesar de contar con un gran número de investigación respecto a la evapotranspiración potencial, no se cuenta con investigaciones respecto a la estimación y comportamiento de la evapotranspiración real a nivel nacional y departamental.

4.2. Sequía

El estudio del fenómeno de sequía ha cobrado gran importancia a nivel mundial dado a que modifica las condiciones normales del ciclo hídrico en un territorio, disminuyendo la precipitación y alterando la evapotranspiración, generando déficit de agua en un territorio. Estas condiciones impactan de forma negativa en las comunidades, la economía y los ecosistemas, repercutiendo por ende en el desarrollo sustentable de un territorio.

En el caso de la sequía existen diversos autores, entre ellos se destaca Zuluaga (2009), quien realizó un análisis de la variabilidad espacio - temporal de la sequía en Colombia. En este estudio se asoció los eventos de sequía con la ocurrencia del Fenómeno de El Niño. El estudio concluyó que las ocurrencias de los eventos más intensos están asociadas a la aparición de la fase cálida del fenómeno. Sin embargo, no todos los eventos identificados ocurrieron durante años Niño. Algunos eventos de menor magnitud, pero no necesariamente menos relevantes, están asociados

a otros fenómenos climáticos y a otras escalas de tiempo que hacen parte de la variabilidad natural del clima.

Para el Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC (2007), la sequía es una “ausencia prolongada o insuficiencia acentuada de precipitación”, o bien una “insuficiencia que origina escasez de agua para alguna actividad o grupo de personas”, o también “un período de condiciones meteorológicas anormalmente secas suficientemente prolongado para que la ausencia de precipitación ocasione un importante desequilibrio hidrológico”. La sequía se ha definido de distintas maneras, la sequía agrícola denota un déficit de humedad en el metro más externo de espesor del suelo (la zona radicular), que afecta los cultivos; la sequía meteorológica se identifica principalmente mediante un déficit prolongado de precipitación; y la sequía hidrológica se caracteriza por un caudal fluvial o por un nivel lacustre y freático inferior a los valores normales. Las mega-sequías son sequías prolongadas y extensas que duran mucho más de lo normal, generalmente un decenio como mínimo.

Algunos autores como Botterill & Cockfield (2013), exponen que la sequía es un fenómeno asociado a la variabilidad natural del clima que se produce cuando en un lugar determinado la cantidad de precipitación es inferior a la media climatológica de largo plazo durante un periodo prolongado. A pesar de todas estas definiciones Hurtado y Cadena (2002), exponen que una definición de sequía completamente ajustada al fenómeno y aplicable a todos los casos es difícil de encontrar.

García (2008) afirma:

En regiones económicamente desarrolladas la sequía puede producir pérdidas materiales tan elevadas como otros desastres naturales, con el agravante de que el área afectada suele ser muy superior a la de otros eventos y la duración de sus efectos mucho más prologada. En las regiones menos desarrolladas, caso de África, la sequía, ocasiona hambrunas y epidemias, es por ende considerada el desastre natural más costoso en pérdidas de vidas humanas. Por lo tanto, es apropiado relacionar riesgo con desarrollo, de modo que los efectos de la escasez pluviométrica en regiones desarrolladas se dejarán notar, sobre todo, en el ámbito económico, mientras que en las de menor desarrollo los

efectos se extenderán más rápidamente al ámbito social, en forma de inseguridad, emigración, y en los casos más severos, con desnutrición, aumento de la pobreza y pérdidas de vidas humanas.

A nivel Global Vicente-Serrano, S., Beguería, S., Lorenzo-Lacruz, J., Camarero, J., López-Moreno, J., Azorín-Molina, C., Revuelto, J., Morán-Tejeda, E., y Sánchez-Lorenzo, A. (2012), realizaron un análisis comparativo de diferentes índices de sequía para aplicaciones ecológicas, agrícolas e hidrológicas. En este estudio se llevó a cabo una evaluación global de diferentes índices de sequía para la cuantificación de los impactos en caudales, humedad del suelo, crecimiento de los bosques y rendimiento de los cultivos. Para ello, se comparó el Índice de Precipitación Estandarizada (SPI), cuatro versiones del Índice de Severidad de Sequía de Palmer (PDSI) y el Índice de Precipitación Evapotranspiración Estandarizada (SPEI). Encontrando que el SPEI y el SPI, aportan mejores resultados que los diferentes índices de Palmer para explicar los impactos de la sequía. Concluyendo que el SPEI muestra, en general, mejores correlaciones con las diferentes variables durante el periodo estival, momento en el que se registran los principales impactos de las sequías y cuando el seguimiento de las mismas resulta crítico.

En Sur América, De La Casa et al., 2017 propuso en su estudio de Evaluación de la sequía con indicadores estandarizados de diferente origen en Córdoba, Argentina, emplear el Índice Estandarizado de Evapotranspiración Real (SETI), el cual considera la influencia de la reserva de agua del suelo, en este estudio se comparó la capacidad para evaluar la sequía meteorológica en un contexto multiescalar en Córdoba, Argentina, entre los 1999 y 2012, empleando para ello los índices estandarizados de precipitación (SPI), evapotranspiración (SETI) y NDVI (SNDI), encontrando que las variables básicas de los distintos indicadores de sequía están interrelacionadas, sin embargo esta relación no es lineal, evidenciando valores elevados de correlación en el índice SETI, cuando la relación entre los indicadores de sequía se realiza con respecto al indicador espectral del mes posterior.

A nivel departamental existen varias investigaciones sobre índices de sequía como las realizadas por Cerón, Carvajal y Montoya (2015) en donde se profundizó en el Índice estandarizado de precipitación (SPI) para la caracterización de sequías meteorológicas en la cuenca del río Dagua

y la investigación de López, Carvajal y Cerón (2016), en la cual se realizó un análisis de sequías meteorológicas para la cuenca del río Dagua.

4.3.Variabilidad climática

El clima de un lugar es, según Cuadrat y Pita (1997) cita por Pérez (2006) “la generalización estadística de su comportamiento atmosférico, considerado éste como estable o estacionario, aunque enormemente variable en el tiempo”. Este sistema con su funcionamiento, genera como resultado el mosaico climático mundial, que es estable, lo que a su vez se traduce en el hecho de que el sistema es un sistema en equilibrio, pero a su vez es variable “dado que el equilibrio del sistema no es un equilibrio estático sino dinámico”.

Hasta la década 1840/1850 los investigadores no se habían dado cuenta que el clima había sufrido cambios a lo largo del tiempo, pero a partir de esos años, los avances, fundamentalmente en la física, en las ciencias naturales y en la geología (a través del estudio y datación de fósiles), permitieron obtener pruebas irrefutables de la existencia de climas muy diferentes en distintas épocas geológicas, tales como las condiciones glaciales presentes en la historia de la Tierra (Pérez, 2006).

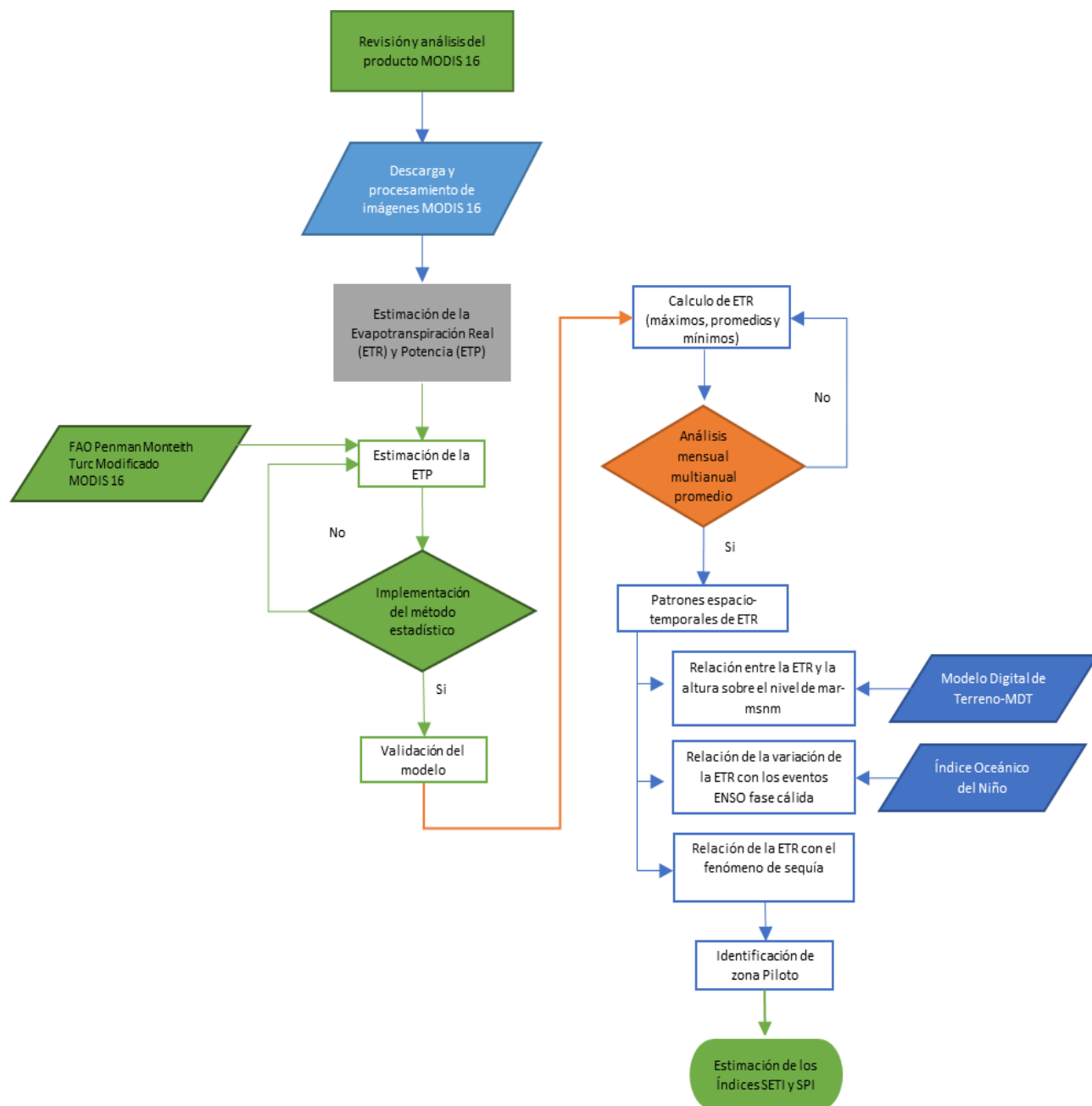
Desde la década de los 90 se han realizado importantes y reveladores estudios sobre el comportamiento del clima en el planeta, conociéndose investigaciones interesantes en el ámbito nacional. Algunos autores como Poveda Jaramillo han aportado información de las dinámicas climáticas en Colombia, con investigaciones como: Retroalimentación dinámica entre el fenómeno el niño-oscilación del sur y la hidrología de Colombia (Poveda Jaramillo, 1998); La corriente de chorro superficial del Oeste ("del Chocó") y otras dos corrientes de chorro en Colombia: climatología y variabilidad durante las fases del ENSO (Poveda y Mesa, 1999); Asociación entre el fenómeno El Niño y las anomalías de humedad del suelo y del índice "NDVI" en Colombia (Poveda Jaramillo, Jaramillo Robledo, y Mantilla Gutiérrez, 2001); Influencia de fenómenos macroclimáticos sobre el ciclo anual de la hidrología colombiana: cuantificación lineal, no lineal y percentiles probabilísticos (Poveda, Vélez, Mesa, Hoyos,

Salazar, Mejía, Barco y Correa, 2002); La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna (Poveda, 2004).

Existen varios estudios realizados a nivel nacional y departamental los cuales permiten comprender mejor el comportamiento de las dinámicas hidroclimáticas, el evento del ENSO y su relación con variables climáticas, oceánicas y terrestres, de los cuales se destacan en el presente estudio los realizados por: Carvajal y Segura, 2002, en su estudio sobre Aplicación de métodos estadísticos para la regionalización de precipitación mensual en el Valle del Cauca; Puertas Orozco, & Carvajal, 2008, Incidence of El Niño southern oscillation in the precipitation and the temperature of the air in Colombia, using Climate Explorer; Carvajal, 2010, Efectos de la variabilidad climática y el cambio climático en la agricultura. Estrategias de mitigación y adaptación para el sector; Carvajal, 2011, Efectos de la Variabilidad Climática (Vc) y el Cambio Climático (Cc) en los Recursos Hídricos de Colombia; Serna, Carvajal y Díaz, 2013, Estudio de la Influencia del Fenómeno El Niño-Oscilación del Sur en la Oferta Hídrica de la Cuenca Hidrográfica del Río Dagua.

5. Metodología y Resultados

A continuación, se describe la metodología empleada para desarrollar los objetivos contemplados en la investigación y los respectivos resultados:



5.1. Estimación de la Evapotranspiración Real y Potencial mediante el producto MODIS 16

5.1.1. Revisión y análisis del producto MODIS 16 A2

Para conocer cuáles son las variables y/o factores que se utilizan en el producto de MODIS 16 A2, se realizó una revisión de la metodología planteada en el documento MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) product (NASA MOD16 A2/A3), Algorithm theoretical basis document, collection 5. Con el objetivo de conocer el modelo conceptual empleado para determinar la Evapotranspiración real y potencial, se realiza una transcripción de varias ecuaciones de importancia, las cuales se describen a continuación:

Ecuaciones de Partición de energía en la superficie de la tierra:

Calor sensible:
$$H = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a} \quad (1)$$

Dónde:

ρ : Densidad del aire

C_p : Capacidad de calor específico del aire

T_s : Temperatura de la Superficie Aerodinámica (suelo)

T_a : Temperatura del Aire

r_a : Resistencia Aerodinámica

En esta ecuación la Resistencia Aerodinámica, es la resistencia de la superficie de evapotranspiración, que es una resistencia efectiva a la evaporación desde la superficie de la tierra y transpiración de la cubierta vegetal.

Calor latente:
$$\lambda E = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{e_{sat} - e}{r_a + r_s} \quad (2)$$

Dónde:

λE : Flujo de calor latente

γ : Constante Psychrometrica

e_{sat} : Presión de vapor de agua (evaporación de la superficie, que puede ser el suelo, las hojas de los árboles, o cualquier otra superficie presente).

e : Presión de vapor en el aire

r_s : Superficie de resistencia de Evapotranspiración, resistencia efectiva que representa la evaporación de la superficie del suelo y la transpiración de la copa de las plantas.

Constante Psychrometrica:
$$\gamma = \frac{c_p * P_a * M_a}{\lambda * M_w} \quad (3)$$

Donde:

C_p: Capacidad de calor específico del aire

P_a: Presión Atmosférica

M_a: Masa molecular del aire seco

M_w: Masa molecular del aire húmedo

λ: Calor latente de vaporización

Teniendo en cuenta las tres ecuaciones anteriores se define en el modelo que:

Energía disponible para H y λE es:
$$A' = R_{net} - \Delta S - G = H + \lambda E \quad (4)$$

Donde:

R_{net}: Radiación neta

ΔS: Flujo de almacenamiento de calor

G: Flujo de calor del suelo

H: Flujo de calor sensible

λE: Flujo de calor latente

Ecuación del modelo de Balance de Energía en la Superficie

La temperatura de la superficie que se mide por el sensor remoto puede variar en comparación con la información en campo, dado a que el sensor calcula sobre lo que observa y no sobre una altura estándar, por ende el método de Balance de Energía en la Superficie (SEB) calcula el flujo de calor sensible (H) de la ecuación número 1, mediante la sustitución de la temperatura superficial de la tierra (LST) para T_s, usando la temperatura del aire media (T_a) y el cálculo de la resistencia aerodinámica (r_a) de la siguiente manera:

Resistencia aerodinámica:
$$r_a = \frac{1}{k^2 U} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_{OH}} \right) - \psi_H \left(\frac{z-d}{L} \right) \right] \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_o} \right) - \psi_M \left(\frac{z-d}{L} \right) \right] \quad (5)$$

Donde:

K: es la constante de von Karman (0,4)

U: es la velocidad del viento a una altura de referencia z

d: es la altura de desplazamiento en plano cero

Z_O, Z_{OH} : son las longitudes de rugosidad para el momentum y calor sensible, respectivamente

Ψ_H, Ψ_M : son las funciones de corrección de estabilidad para el momentum y calor que depende de la longitud de Monin-Obukhov L (Kaimal y Finnigan, 1994).

Teniendo en cuenta la anterior ecuación, el flujo de calor latente es calculado como la energía residual del balance de energía de la ecuación número 4.

Ecuación ajustada al modelo de Penman-Monteith

En esta ecuación el producto de MODIS 16, elimina la variable de temperatura de la superficie (T_s) de las ecuaciones 1 y 3, con el objetivo de mejorar el algoritmo de evapotranspiración empleando la siguiente ecuación.

$$\text{Calor latente: } \lambda E = \frac{s \cdot A' + \rho \cdot C_p \cdot (e_{sat} - e) / r_a}{s + \gamma \cdot (1 + r_s / r_a)} = \frac{s \cdot A' + \rho \cdot C_p \cdot VPD / r_a}{s + \gamma \cdot (1 + r_s / r_a)} \quad (6)$$

Dónde:

$S = \frac{d(e_{sat})}{dT}$, es la pendiente de la curva que relaciona Presión de vapor de agua saturado y temperatura.

A' : es la energía disponible repartida entre calor sensible y flujos de calor latente en la superficie de la tierra (ecuación 4).

$VPD = e_{sat} - e$, es el déficit de presión de vapor de aire, en donde e_{sat} es la Presión de vapor de agua y e es la Presión de vapor en el aire.

r_s : es la superficie de resistencia de Evapotranspiración, resistencia efectiva que representa la evaporación de la superficie del suelo y la transpiración de la copa de la planta.

La resistencia aerodinámica (r_a), puede ser estimado a partir de la ecuación (5) utilizando Z_{0V} (la longitud de rugosidad para el vapor de agua) en lugar de Z_{0H} , aunque en la práctica los dos se suponen generalmente para ser iguales.

Durante extensas superficies húmedas y cuando r_s se aproxima a cero, o cuando $r_s \ll r_a$, la ecuación (6) se reduce a la tasa de equilibrio de evapotranspiración de la siguiente manera:

Calor latente a la tasa de equilibrio:
$$\lambda E_{eq} = \frac{S \cdot A'}{S + \gamma} \quad (7)$$

En la ecuación 7, el cálculo del Calor Latente está limitado solamente por la energía disponible. Raupach (2001) demuestra por qué la ecuación (7) es el límite superior teórico para la evapotranspiración regional de la superficie de la tierra, donde la humedad disponible no está limitada. A la inversa, cuando $r_a \ll r_s$, la evapotranspiración es en gran parte controlado por la resistencia de la superficie y la ecuación (6) se reduce entonces a:

Calor latente Resistencia de la Superficie:
$$\lambda E_{RS} = \frac{\rho \cdot C_p \cdot VPD}{\gamma \cdot r_s} \quad (8)$$

Ecuación de la Fracción de Cobertura vegetal

La radiación Neta se reparte entre la superficie del dosel y el suelo, basado en la fracción de la cubierta vegetal.

Fracción de cobertura Vegetal:
$$Fc = \frac{EVI - EVI_{min}}{EVI_{max} - EVI_{min}} \quad (9)$$

Donde EVI min y EVI max fueron calculadas, estableciéndose como constantes de 0,95 y 0,05 respectivamente. En el algoritmo mejorado (Mu et al., 2011), se redujo el número de entradas de datos MODIS y para simplificar el algoritmo se empleó la imagen MOD15A2 FPAR (Fracción fotosintéticamente activa de radiación absorbida) como sustituto de la fracción de cobertura vegetal quedando la ecuación de la siguiente manera:

$$\text{Fracción de cobertura Vegetal:} \quad F_c = \text{FPAR} \quad (10)$$

Nota: La variable LAI (Índice de Área Foliar) define el número de capas equivalentes de hojas en relación con una unidad de área de suelo, mientras que FPAR mide la proporción de radiación disponible en las longitudes de onda fotosintéticamente activas que son absorbidas por un dosel. Ambas variables se utilizan como parámetros derivados del satélite para calcular la fotosíntesis de la superficie, la evapotranspiración y la producción primaria neta, que a su vez se utilizan para calcular la energía terrestre, el carbono, los procesos del ciclo del agua y la biogeoquímica de la vegetación.

Calculo de la Evapotranspiración diurna y nocturna

La evapotranspiración diaria es la suma de la evapotranspiración de día y de noche. Para calcular la temperatura media del aire durante la noche (T_{night}), se asume que la temperatura del aire media (T_{avg}), es el promedio de la temperatura del aire durante el día (T_{day}) y la noche.

$$T_{night} = 2,0 * T_{avg} - T_{day} \quad (11)$$

La radiación solar neta entrante en la noche se supone que es cero. Basado en la teoría de la optimización, dado a que las estomas se cerraran en la noche para evitar la pérdida de agua cuando no hay oportunidad para la ganancia de carbono.

Calculo del Flujo de calor del suelo

En el algoritmo MOD 16, la radiación neta entrante a la superficie de la tierra se calcula de la siguiente manera:

$$R_{net} = (1 - \alpha) * R_{S\downarrow} + (E_a - E_s) * \sigma * (273,15 + T)^4 \quad (12)$$

$$E_a = 1 - 0,2 \exp^{(-7.77 \times 10^{-4} * T^2)}$$

$$E_s = 0,97$$

Donde:

α : es el albedo de MODIS

$R_{s\downarrow}$: es la radiación de onda corta hacia abajo.

E_s : es la emisividad de la superficie

E_a : es la emisividad atmosférica

T : es la temperatura del aire en °C durante el día.

Durante el día, si la R_{net} es menor a cero, la R_{net} en la noche será cero. Si la R_{net} es menor a -0,5 horas al día, durante la noche se establece como -0,5 multiplicado por la R_{net} del tiempo de día.

En el algoritmo mejorado se asume que no existe flujo de calor del suelo (G), dada la interacción entre el suelo y la atmosfera cuando el suelo está 100% cubierto de vegetación. Por ende, la energía recibida por el suelo es la diferencia entre la radiación repartida en la superficie del suelo y flujo del calor del suelo.

Energía disponible: $A = R_{net}$ (13)

Energía disponible del dosel de las plantas: $A_c = F_c * A$

Energía disponible del Suelo: $A_{soil} = (1 - F_c) * A - G$

Donde:

A : es la energía disponible repartida entre calor sensible, el calor latente y los flujos de calor del suelo en la superficie de la tierra.

F_c : es la Fracción de cobertura Vegetal

R_{net} : es la radiación entrante neta recibida por la superficie de la tierra

A_c : es la parte de A asignado al dosel de las plantas

A_{soil} : es la parte de A particionado en la superficie del suelo.

Ecuaciones para estimar el Flujo de Calor del Suelo

flujo de calor del suelo: $G_{soil} = (0,295 - 0,0133B2/B1) * A_i$ (14)

Ecuación propuesta por Clothier et al. 1986, en la cual propuso un método para estimar el flujo de calor del suelo a partir de datos de teledetección.

Donde

B1 y B2: son los anchos de banda de los filtros de SPOT 610-680 nm y 790-890 nm.

A_i : es la energía disponible de día y de noche repartida entre el calor latente y los flujos de calor sensible. Posteriormente Kutas & Daughtry (1990), mejoraron aún más el método que utiliza B2/B1 y NDVI, estableciendo la siguiente ecuación:

$$\text{flujo de calor del suelo} \quad G_{soil} = (0,294 - 0,0164B2/B1) * A_i \quad (15)$$

$$\text{Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada} \quad NDVI = (B2 - B1)/(B1 + B2)$$

$$\text{flujo de calor del suelo} \quad G_{soil} = (0,325 - 0,208 * NDVI) * A_i \quad (16)$$

Posteriormente Daughtry et al. (1990) compararon el flujo de calor del suelo, utilizando diferentes métodos con datos observados y encontró que las estimaciones utilizando NDVI en la ecuación anterior tenía el error absoluto más bajo (13%) con un pequeño sesgo positivo. Jacobsen y Hansen (1999) propusieron algunos otros métodos para estimar la G_{soil} de la siguiente manera:

$$G_{soil} = 4,73 * T_i - 20,87 \quad (17)$$

$$G_{soil} = (-0,27 * NDVI + 0,39) * A_i \quad (18)$$

$$G_{soil} = (-0,025 * R_{NIR}/R_{RED} + 0,35) * A_i \quad (19)$$

Donde: T_i es la temperatura promedio del día y la noche en °C

Para los casos en donde se presentan lugares extremadamente calurosos o fríos o cuando la diferencia entre la temperatura del día y la noche es baja (<5°C), se asume que no hay flujo de calor del suelo, estimándose como:

$$G_{soil} = \begin{cases} 4,73 * T_i - 20,87 & T_{min_close} \leq T_{ann_avg} < 25^\circ C, T_{day} - T_{night} \geq 5^\circ C \\ 0,0 & T_{ann_avg} \geq 25^\circ C \text{ or } T_{ann_avg} < T_{min_close} \text{ or } T_{day} - T_{night} < 5^\circ C \\ 0,39 * A_i & abs(G_{soil}) > 0,39 * abs(A_i) \end{cases}$$

$$G = G_{soil} * (1 - Fc) \quad (20)$$

Fracción Mojada de la Superficie

La fracción de la cubierta de agua (Fwet) se toma de Fisher et al. (2008), para ser constreñido a cero cuando la humedad relativa (RH) es menos de 70%:

$$Fwet = \begin{cases} 0.0 & RH < 70\% \\ RH^4 & 70\% \leq RH \leq 100\% \end{cases} \quad (21)$$

Cuando RH es inferior a 70%, el 0% de la superficie está cubierta por agua. Para la cubierta húmeda y la superficie de la tierra mojada, se calcula la evaporación del agua como la evaporación potencial.

Evaporación de la superficie humedad del dosel

Para el algoritmo mejorado, cuando la vegetación está cubierta con agua (es decir, Fwet no es cero), la evaporación del agua del dosel se producirá en la superficie. La evapotranspiración de la vegetación consiste en la evaporación de la superficie del dosel mojado y la transpiración de la planta, cuyas tazas están reguladas por la resistencia aerodinámica y la resistencia de la superficie.

La resistencia aerodinámica (rhrc, s m⁻¹) y la resistencia del dosel húmedo (rvc, s m⁻¹) del agua evaporada en la superficie del dosel húmedo se calculan como:

$$\text{resistencia del dosel húmedo para calor sensible:} \quad rhc = \frac{1,0}{gl_sh * LAI * Fwet} \quad (22)$$

$$rrc = \frac{\rho * C_p}{4,0 * \sigma * (T_i + 273,15)^3}$$

Resistencia aerodinámica:

$$rhrc = \frac{rhc * rrc}{rhc + rrc}$$

Resistencia del dosel húmedo:

$$rv_c = \frac{1,0}{gl_{e_wv} * LAI * F_{wet}}$$

Donde:

RHC (s m⁻¹): es la resistencia del dosel húmedo para calor sensible

rrc (s m⁻¹): es la resistencia a la transferencia de calor por radiación a través del aire

gl_sh (s m⁻¹): es la conductancia de las hojas en calor sensible por unidad LAI,

gl_e_wv (s m⁻¹): es la conductancia de la hoja al vapor de agua evaporada por unidad LAI,

σ (W m⁻² K⁻⁴): es la constante de Stefan-Boltzmann.

Siguiendo el modelo Bioma-BGC (Thornton, 1998) la evaporación en la superficie del dosel húmedo se calcula como:

$$\lambda E_{wet_c} = \frac{(s * A_c + \rho * C_p * (e_{sat} - e) * F_c / rhrc * F_{wet})}{s + \frac{\rho_a * C_p * rv_c}{\lambda * \epsilon * rhrc}} \quad (23)$$

donde la resistencia a la transferencia de calor latente (rv_c) es la suma de la resistencia aerodinámica (rhrc) y resistencia superficial (r_s) de la ecuación 6.

Transpiración de la Planta

La conductancia de la superficie de transpiración de las plantas se produce no sólo durante el día, sino también por la noche. Para muchas especies de plantas, la conductancia estomática (C_s) disminuye a medida que el Déficit de Presión de Vapor (VPD) aumenta, y la conductancia estomática se limita aún más por ambas temperaturas las bajas y altas.

Conductancia Estomática:

$$C_s = C_L * m(T_{min}) * m(VPD) \quad (24)$$

$$C_s = C_s * LAI$$

Donde:

C_L: es el potencial de la conductancia estomática media por unidad de área foliar

$m(T_{min})$: Es un multiplicador que limita el potencial de conductancia estomática por temperaturas mínimas del aire

$m(VPD)$: es un multiplicador que se usa para reducir el potencial de la conductancia estomática cuando VPD es lo suficientemente alta para reducir la conductancia de dosel

Déficit de Presión de Vapor:

$$VPD: e_{sat} - e$$

Donde:

e_{sat} : presión de vapor saturado del aire

e : presión real de vapor de aire

En el caso de transpiración de la planta, la conductancia de la superficie es equivalente a la conductancia de dosel (C_c), y por lo tanto, la superficie de resistencia (r_s) es la inversa de la conductancia de dosel (C_c). El cálculo de las limitaciones de temperatura mínima del aire (T_{min}) y VPD es:

$$C_s = C_c$$

$$r_s = \frac{1}{C_c}$$

$$m(T_{min}) = \begin{cases} 1.0 & T_{min} \geq T_{min_open} \\ \frac{T_{min} - T_{min_close}}{T_{min_open} - T_{min_close}} & T_{min_close} < T_{min} < T_{min_open} \\ 0.0 & T_{min} \leq T_{min_close} \end{cases} \quad (25)$$

$$m(VPD) = \begin{cases} 1.0 & VPD \leq VPD_{open} \\ \frac{VPD_{close} - VPD}{VPD_{close} - VPD_{open}} & VPD_{open} < VPD < VPD_{close} \\ 0.0 & VPD \geq VPD_{close} \end{cases}$$

Donde:

Close: indica inhibición casi completa (cierre completo de los estomas) debido a la baja T_{min} y de alta VPD y open indica que no hay inhibición a la transpiración.

En el algoritmo mejorado, CL se establece de manera diferente para diferentes tipos de biomas, empleando las siguientes ecuaciones:

$$r_{corr} = \frac{1,0}{\frac{101300}{Pa} * \left(\frac{Ti+273,15}{293,15} \right)^{1,75}} \quad (26)$$

$$G_{s_day}1 = C_L * m(T_{min}) * m(VPD) * r_{corr}$$

$$G_{s_night}1 = 0,0$$

$$G_{cu} = g_{cu} * r_{corr}$$

$$G_S2 = gl_sh$$

$$C_{c_i} = \begin{cases} \frac{G_S2 * (G_{s_i}1 + G_{cu})}{G_{s_i}1 + G_S2 + G_{cu}} * LAI * (1,0 - F_{wet}) \\ 0,0 \end{cases}$$

$$r_{s_i} = 1/C_{c_i}$$

Donde:

i: significa el valor de la variable en el día y la noche

$G_{s_day}1$: es la conductancia estomática del día

$G_{s_night}1$: es la conductancia estomática nocturna

G_{cu} : es la conductancia foliar cuticular

G_S2 : es la conductancia de la hoja de capa límite

g_{cu} : es la conductancia cuticular por unidad LAI, se establece como valor constante de 0,00001 (ms⁻¹) para todos los biomas;

gl_sh : es la hoja de la conductancia de calor sensible por unidad de LAI, que es un valor constante para cada bioma dado.

La razón para utilizar la corrección de la función **r_{corr}** es que, la conductancia a través del aire varía con la temperatura del aire y la presión. Los valores prescritos se suponen que deben darse en condiciones normales de 20°C y 101300Pa.

r es la resistencia de la superficie del dosel seco para la transpiración de la planta. En lugar de establecer la presión atmosférica (Pa) como un valor constante como en el algoritmo de 2007, se calcula como una función de la elevación (Elev) (Thornton, 1998).

$$t1 = 1,0 - \frac{LR_{STD} * Elev}{T_{STD}} \quad (27)$$

$$t2 = \frac{G_{STD}}{LR_{STD} * \frac{RR}{MA}}$$

$$Pa = P_{STD} * t1^{t2}$$

Donde

LR_{STD} : gradiente de temperatura estándar;

T_{STD} : es la temperatura estándar a 0,0 m de altitud

G_{STD} : Es la aceleración gravitacional estándar

RR : Es constante ley de los gases

MA : es el peso molecular del aire

P_{STD} : es la presión estándar a 0,0 m de altitud.

Sobre la base de la teoría de optimización, los estomas se cerrarán por la noche para evitar la pérdida de agua cuando no hay oportunidad para la ganancia de carbono (Dawson et al., 2007). En el algoritmo ET mejorado, los estomas se suponen que se cerraran por completo en la noche, lo que resulta en $Gs1 = 0,0$.

Resistencia Aerodinámica

La transferencia de calor y vapor de agua desde la superficie del dosel seco hasta el aire por encima del dosel está determinada por la resistencia aerodinámica r_a . Lo cual fue una constante de 20cm^{-1} en el algoritmo de 2007. En el algoritmo mejorado, r_a se calcula como una resistencia en paralelo a convectivo (rh) Y radiativo (rr) de transferencia de calor siguiente modelo Bioma-BGC (Thornton, 1998),

$$ra = \frac{rh*rr}{rh+rr} \quad (28)$$

$$rh = \frac{1,0}{gl_bl}$$

$$rr = \frac{\rho * C_p}{4,0 * \sigma * (Ti + 273,15)^3}$$

Donde

gl_bl (ms⁻¹): Es la conductancia de la capa límite de la hoja a gran escala, cuyo valor es igual a la hoja de conductancia de calor sensible por unidad LAI (gl_sh (ms⁻¹)) y σ (W m⁻² K⁻⁴) es Constante de Stefan-Boltzmann.

Finalmente, la transpiración de las plantas es calculada así:

$$\lambda E_{trans} = \frac{(s * Ac + \rho * Cp * (e_{sat} - e) * F_c / r_a) * (1 - F_{wet})}{s + \gamma * (1 + r_s / r_a)} \quad (29)$$

Donde ra es la resistencia aerodinámica para la ecuación 6.

Además, para monitorear las tensiones hídricas y las sequías ambientales, también calculamos ET de superficie potencial. La transpiración potencial de la planta (λE_{POT_Trans}) se calcula siguiendo el método de Priestley-Taylor (1972).

$$\lambda E_{POT_trans} = \frac{\alpha * s * Ac * (1 - F_{wet})}{s + \gamma} \quad (30)$$

$$\alpha = 1,26$$

Evaporación de la superficie del suelo

La evaporación del suelo incluye la evaporación potencial de la superficie del suelo saturado y la evaporación de la superficie del suelo húmedo, en donde:

$$r_{tot} = r_v + r_s$$

$$r_{corr} = \frac{1,0}{\frac{101300}{Pa} * \left(\frac{Ti + 273,15}{293,15} \right)^{1,75}} \quad (31)$$

$$r_{totc} = 107,0$$

$$r_{tot} = r_{totc} * r_{corr}$$

Donde:

r_{tot} : es la resistencia aerodinámica total al transporte del vapor

r_s : es la resistencia de la superficie

r_v : es la resistencia aerodinámica para el transporte del vapor (r_a : $s\ m^{-1}$), ecuación 6

r_{corr} : es la resistencia aerodinámica corregida

P_a : Presión atmosférica

T_i : temperatura atmosférica

Ya que los valores de r_v y r_a son usualmente muy cercanos, la resistencia aerodinámica en la superficie del suelo (r_{as}) es paralela tanto a la resistencia a la transferencia de calor por convección (r_{hs} : sm^{-1}) y la resistencia a la transferencia de calor radiactivo (r_{rs} : sm^{-1}) (Choudhury y DiGirolamo, 1998), tal que

$$\begin{aligned} r_{as} &= \frac{r_{hs} * r_{rs}}{r_{hs} + r_{rs}} \\ r_{rs} &= \frac{\rho * Cp}{4,0 * \sigma * (T_i + 273,15)^3} \\ r_{hs} &= r_{tot} \end{aligned} \quad (32)$$

Donde:

Ti: temperatura atmosférica

En el Algoritmo de MOD16, se supone que r_{hs} es igual a la resistencia de la capa límite, que es calculado de la misma manera que la resistencia aerodinámica total (r_{tot}) en la ecuación 31 (Thornton, 1998) solo que, en el algoritmo mejorado, r_{totc} no es una constante. Para un tipo de bioma dado, hay un máximo (r_{blmax}) y un valor mínimo (r_{blmin}) para r_{totc} , y r_{totc} es una función de VPD.

$$r_{totc} = \begin{cases} r_{blmax} & VPD \leq VPD_{open} \\ r_{blmax} - \frac{(r_{blmax} - r_{blmin}) * (VPD_{close} - VPD)}{VPD_{close} - VPD_{open}} & VPD_{open} < VPD < VPD_{close} \\ r_{blmin} & VPD \geq VPD_{close} \end{cases} \quad (33)$$

Los valores de $r_{b\max}$ y $r_{b\min}$, VPD_{open} (cuando no hay estrés hídrico en la transpiración) y VPD_{close} (cuando el estrés hídrico hace que los estomas se cierren casi por completo, deteniendo la transpiración de la planta) se parametrizan de forma diferente para diferentes biomas.

La evaporación real del suelo (λE_{SOIL}) se calcula de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}\lambda E_{wet_SOIL} &= \frac{(s * A_{SOIL} + \rho * C_p * (1,0 - Fc) * VPD / r_{as}) * F_{wet}}{s + \gamma * r_{tot} / r_{as}} \\ \lambda E_{SOIL_{POT}} &= \frac{(s * A_{SOIL} + \rho * C_p * (1,0 - Fc) * VPD / r_{as}) * (1,0 - F_{wet})}{s + \gamma * r_{tot} / r_{as}} \\ \lambda E_{SOIL} &= \lambda E_{wet_SOIL} + \lambda E_{SOIL_{POT}} * \left(\frac{RH}{100}\right)^{VPD/\beta}\end{aligned}\tag{34}$$

Donde:

β : se estableció como 200 en el algoritmo mejorado

$\lambda E_{Soil_{pot}}$: es la evaporación potencial del suelo

λE_{wet_SOIL} : es la evaporación del suelo húmedo

F_{wet} : es la fracción de la cubierta de agua

RH : es la humedad relativa

r_{as} : es la resistencia aerodinámica en la superficie del suelo

r_{tot} : es la resistencia aerodinámica total al transporte del vapor

VPD : es el déficit de presión de vapor

A_{soil} : es la Energía disponible del Suelo

ρ : es la Densidad del aire

Fc : es la Fracción de cobertura Vegetal ($Fc = FPAR$)

C_p : es la Capacidad de calor específico del aire

γ : es la Constante Psychrometrica

$S = \frac{d(e_{sat})}{dT}$, es la pendiente de la curva que relaciona Presión de vapor de agua saturado y temperatura.

Evapotranspiración diaria total

En el algoritmo mejorado, la Evapotranspiración diaria total es la suma de la evaporación de la superficie del dosel húmedo, la transpiración de la superficie del dosel y la evaporación de la superficie del suelo. Por ende, la ET diaria total y la ET potencial ($\lambda EPOT$) se calcula de la siguiente manera:

$$\text{Evapotranspiración diaria total:} \quad \lambda E = \lambda E_{wet_c} + \lambda E_{trans} + \lambda E_{SOIL} \quad (35)$$

$$\text{Evapotranspiración Potencial:} \quad \lambda E_{POT} = \lambda E_{wet_c} + \lambda E_{POT_trans} + \lambda E_{wet_SOIL} + \lambda E_{SOILPOT}$$

Durante la revisión del documento se identificó que los datos de entrada del sensor remoto que maneja el producto MODIS16, son: producto MOD12Q1, el cual clasifica la Cobertura vegetal de la Tierra; el MOD15A2, el cual proporciona información de Fracción de la radiación fotosintéticamente activa absorbida (FPAR) y el índice de área foliar (LAI); y el producto de albedo MCD43B2 / B3.

Los datos de entrada meteorológicos diarios que maneja MODIS16, provienen de la Oficina de Modelación y Asimilación Global – GMAO (por sus siglas en ingles Global Modeling and Assimilation Office) de la NASA, en donde se obtiene información cada seis horas dado a que se emplea un modelo de circulación global (MCG), que incorpora información del suelo y observaciones por satélite, permitiendo calcular información sobre Temperaturas mínimas y máximas del aire, Humedad específica, Presión del aire e Incidencia PAR o Radiación Fotosintéticamente Activa.

Con esta información se calculan las ecuaciones necesarias para estimar la Evapotranspiración real y potencial. En la Ilustración 5 se observa el flujograma de información del producto MOD16.

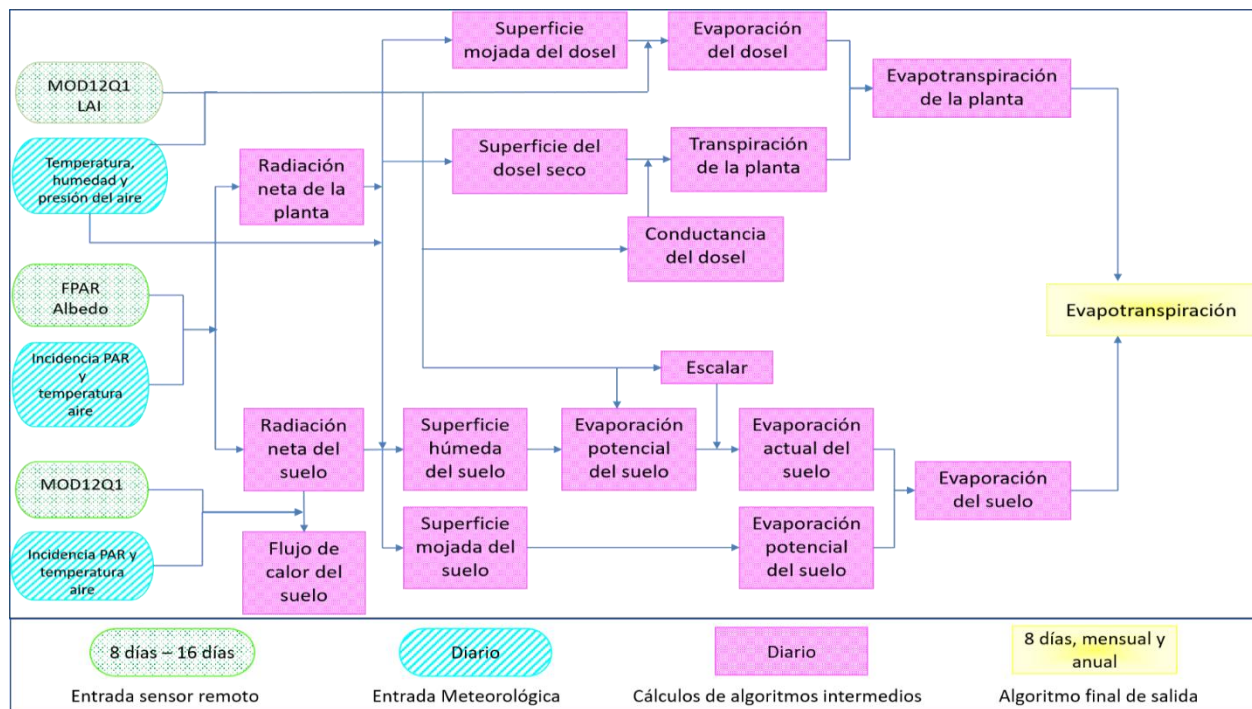


Ilustración 5. Diagrama de flujo del algoritmo de MODIS16, extraído de Mu, et al. 2013.

Es importante comprender que si bien el modelo conceptual empleado en el Producto MODIS 16, contempla casi todos los parámetros necesarios para estimar la evapotranspiración real y potencial a nivel mundial; no se tuvieron en cuenta los tipos de cobertura terrestre como los Páramos, motivo por el cual no es confiable este producto para analizar zonas superiores a los 3200 msnm. Para análisis en páramos se debe realizar ajustes al modelo para poder incluir otros factores o variables no contemplados en el presente modelo.

De igual manera se observa que los datos que procesa el sensor son los datos que observa a nivel de la superficie del dosel de las plantas o a nivel del suelo y no sobre una altura estándar, motivo por el cual puede generar diferencias entre los valores estimados con datos en campo y los valores obtenidos por el producto MODIS 16. Sumado a lo anterior, se debe tener en cuenta que el producto MODIS 16 mensual (A2), es el resultado de la sumatoria de la evapotranspiración de todos los días en un área de un kilómetro cuadrado, lo cual claramente tendrá una diferencia con los valores obtenidos por métodos empíricos.

5.1.2. Descarga de las imágenes

Para determinar la Evapotranspiración Real y Potencial se empleó el producto MOD16 A2 colección 5 para los años 2000 al 2014 y la colección 6 para el año 2015, las imágenes en formato ráster (.hdf), se descargaron de la página oficial del Servicio Geológico de los estados Unidos o USGS por sus siglas en ingles. (<https://e4ftl01.cr.usgs.gov/MOLT/MOD16A2.006/>). Se descargaron imágenes con información mensual, para el periodo de estudio de enero de 2000 a diciembre de 2015.

Para la descarga de las imágenes MOD16, se tuvo en cuenta la convención adoptada por la Nasa, en donde los archivos están organizados en la plataforma de la siguiente manera: Nombre del producto, fecha de adquisición, versión y localización.

Ejemplo:

MOD16A2.A2010M01.h10v08.105.2013119214102.hdf

Tile

Nom.AaaaaMmm.hxxxvyyy.vvv.aaaaddhhmm.hdf

1 2 3 4 5

1. La primera parte del nombre largo del producto es su nombre corto. Las tres primeras letras hacen referencia a la plataforma: MOD para Terra, MYD para Aqua, y MCD para datos combinados Terra/Aqua. El número se refiere al tipo de producto.
2. Después de la letra A aparece la fecha de adquisición (año y mes). Por ejemplo, A2010 M01 indica el año 2010, mes de enero.
3. Son las coordenadas h, v del tile. Por ejemplo, h10v08 indica la retícula 10 es el horizontal y 08 en la vertical.
4. Versión de procesamiento o colección.
5. Finalmente aparecen la fecha de procesamiento (año, día juliano, hora, minuto y segundo): 2008182172646 indica: Año 2008, día juliano 182 (30 de junio), horario 17 horas, 26 minutos y 46 segundos.

5.1.3. Procesamiento de las imágenes

Para el procesamiento de las cuatrocientas cincuenta y dos (452) imágenes de Evapotranspiración Real y Potencial mensual, correspondientes a los años 2000 al 2015, se empleó el módulo de PyModis Convert, en el cual se transformaron las imágenes de formato hdf a GeoTIF y se asignó el sistema de coordenadas Magna Sirgas Colombia Zona Oeste. Posteriormente, se realizó el corte de todas las imágenes empleando un archivo shapefile correspondiente a la zona de estudio (Departamento del Valle del Cauca).

Para el caso del año 2015, se empleó el producto MOD16 A2 colección, el cual a diferencia de la colección 5, maneja imágenes de evapotranspiración cada ocho días, generando así por mes de a cuatro a tres imágenes, para este caso se sumaron todas las imágenes por mes.

Luego de tener las imágenes cortadas, georreferenciadas y en formato GeoTIF se procedió a discriminar los valores correspondientes a: relleno fuera de la tierra (32767), cuerpos de agua (32766), suelo estéril o con escasa vegetación (32765), nieve y hielo permanentes (32764), humedal permanente (32763), urbano o edificado (32762), sin clasificar (32761), los cuales se reemplazaron por píxeles con valor nulo (null).

Posteriormente, se ajustó el factor de escala con el que vienen las imágenes, multiplicando todos los valores digitales por 0,1, obteniendo así los valores reales de Evapotranspiración Real y Evapotranspiración Potencial.

Para realizar el análisis del comportamiento espacio temporal de la Evapotranspiración Real, se procedió a ingresar en el software libre GRASS GIS, toda la información correspondiente al periodo de estudio (imágenes ráster mensuales desde enero de 2000 a diciembre de 2015). A partir de esta base de datos se calcularon las siguientes estadísticas: promedio, desviación estándar, mediana, valor máximo y valor mínimo de todos los meses de estudio y se realizó la sumatoria mensual para cada uno de los 16 años de estudio. A partir de esta base de datos se crearon las imágenes de comportamiento espacio-temporal, y se generaron las salidas graficas para determinar el comportamiento de un pixel a través del tiempo.

5.2. Comparación de los valores de evapotranspiración potencial de MOD16 A2 con valores de evapotranspiración calculados con información de campo

La presente investigación se enfocó en la implementación de información de evapotranspiración real, sin embargo, para poder identificar si el uso del producto MODIS 16, es viable para el Valle del Cauca, se decidió comparar los valores de evapotranspiración potencial de MODIS 16 con los valores de la evapotranspiración potencial obtenidos mediante métodos empíricos, reconocidos a nivel mundial. Se decide emplear información de evapotranspiración potencial ya que los métodos actuales para estimar la evapotranspiración real son muy someros, generando mayor incertidumbre en la comparación de información.

5.2.1. Estimación de la evapotranspiración potencial con datos en campo

Para estimar los valores de evapotranspiración potencial se empleó información suministrada por el Centro de Investigación de la Caña de Azúcar de Colombia, CENICAÑA, correspondiente al año 2013, teniendo en cuenta que en este año no se presentaron eventos ENSO, que pudieran alterar los análisis. Se utilizaron doce estaciones de monitoreo climático, obteniéndose información mensual de temperatura media, humedad relativa media, radiación solar y velocidad del viento para cada estación.

Los métodos para estimar la evapotranspiración potencial con información en campo, empleados para la comparación fueron:

- **FAO Penman-Monteith (1990)**

Método adoptado por la FAO, en el cual emplean la ecuación original de Penman – Monteith y las ecuaciones de resistencia aerodinámica y del cultivo realizada por la FAO, para estimar la Evapotranspiración Potencial.

La ecuación incorpora todas las variables climáticas con efecto directo sobre el proceso de evapotranspiración y separa la contribución de los elementos del clima en dos términos. El

primero aísla el efecto de la radiación disponible, mientras que el otro término agrupa los elementos que representan las interacciones superficie-atmósfera.

$$ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 U_2)}$$

Dónde:

ET_o: es la evapotranspiración de referencia en mm/día

R_n: es la radiación neta en la superficie del cultivo en MJ/m²día

G: es el flujo del calor de suelo en MJ/m²día

T: es la temperatura media del aire a 2 m de altura (°C)

U₂: es la velocidad del viento a 2 m de altura en m/s;

e_s: es la presión de vapor de saturación en kPa

e_a: es la presión real de vapor en kPa

(e_s - e_a): es el déficit de presión de vapor (kPa)

Δ: es la pendiente de la curva de presión de vapor (kPa °C⁻¹)

γ: es la constante psicrométrica (kPa/ °C)

A continuación, se presentan las diferentes variables requeridas para el cálculo de la evapotranspiración mediante el método de la FAO:

Presión atmosférica

$$P = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065 Z}{293} \right)^{5,26}$$

Donde:

P es la presión atmosférica en Kpa

z: es la elevación sobre el nivel del mar en metros.

Constante psicométrica

$$\gamma = \frac{c_p * P}{\epsilon \lambda} = 0,665 * 10^{-3}$$

Donde:

γ : es la constante psicrométrica (kPa °C⁻¹)

P: presión atmosférica (kPa)

λ : calor latente de vaporización 2,45 (MJ /kg)

cp; calor específico a presión constante 1,013 x 10⁻³ (MJ/ kg °C)

ε : cociente del peso molecular de vapor de agua /aire seco = 0,622.

Presión de vapor de saturación

$$e^o(T) = 0,618 * \exp\left(\frac{17,27 * T}{T+237,3}\right)$$

Donde:

$e^o(T)$: es la presión de vapor de saturación a la temperatura del aire T en kPa

T: es la temperatura del aire en °C.

Presión media de vapor de saturación (es)

$$e_s = \frac{e^o(T_{\max}) + e^o(T_{\min})}{2}$$

Donde:

e_s : es la presión media de vapor de saturación en kPa

e^o : es la presión de vapor de saturación en Kpa,

$T_{\max}$: es la temperatura máxima del aire en °C

$T_{\min}$: es la temperatura mínima del aire en °C

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

$$\Delta = \frac{4098 * \left[0,618 * \exp\left(\frac{12,27 * T}{T+237,3}\right)\right]}{(T+237,3)^2}$$

Donde:

Δ : es la pendiente de la curva presión de vapor de saturación a la temperatura del aire

T: es la temperatura del aire en °C.

Presión real de vapor (ea)

$$e_a = \frac{e^o(Tmin) * \frac{HR\ max}{100} + e^o(Tmax) * \frac{HR\ min}{100}}{2}$$

Donde:

e_a : es la presión real de vapor en kPa

$e^o(Tmin)$: es la presión de vapor de saturación a la temperatura mínima diaria en kPa

$e^o(Tmax)$: es la presión de vapor de saturación a la temperatura máxima diaria en kPa

HRmax: es la humedad relativa máxima en %

HRmin: humedad relativa mínima en %.

Radiación extraterrestre (Ra)

$$Ra = \frac{24 * 60}{\pi} * G_{sc} * d_r * [w_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(w)]$$

Donde:

Ra: es la radiación extraterrestre en MJ/m² día,

G_{sc}: es la constante solar = 0,082 en MJ/m² día

d_r: es la distancia relativa inversa Tierra-Sol,

w_s : es el ángulo de radiación a la puesta del sol en rad,

φ : es la latitud en rad

δ : es la declinación solar en rad.

Distancia relativa inversa Tierra-Sol

$$d_r = 1 + 0,033 * \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right)$$

Donde:

d_r: es la distancia relativa inversa tierra sol

J: es el número del día en el año entre 1 (1 de enero) y 365 (31 de diciembre).

Declinación solar

$$\delta = 0,409 * \sin\left(\frac{2\pi}{365}J - 1,39\right)$$

Donde:

δ : es la declinación solar en rad

J: es el número del día en el año entre 1 (1 de enero) y 365 (31 de diciembre).

Ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol

$$w_s = \arccos[-\tan(\varphi) * \tan(\delta)]$$

Donde:

w_s : es el ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol en rad

φ : es la latitud en rad

δ : es la declinación solar en rad.

Radiación solar en un día despejado (R_{so})

$$R_{so} = (0,75 + 2 * 10^{-5}z) * R_a$$

Donde:

R_{so} : es la radiación solar en un día despejado en MJ/m²día

z: es la elevación de la estación sobre el nivel del mar en metros

R_a : es la radiación extraterrestre en MJ/m²día.

Radiación neta solar o de onda corta (R_{ns})

$$R_{ns} = (1 - \alpha) * R_s$$

Donde:

R_{ns} : es la radiación neta solar o de onda corta en MJ/m²día

α : es el albedo o coeficiente de reflexión del cultivo que es 0,23 para el cultivo hipotético de referencia

R_s : es la radiación solar entrante MJ/m²día.

Radiación neta de onda larga (Rnl)

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{maz,K}^4 + T_{min,K}^4}{2} \right] * (0,34 - 0,14\sqrt{ea}) * \left(1,35 * \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right)$$

Donde:

Rnl: es la radiación neta de onda larga MJ/m2día

σ : es la constante de Stefan-Boltzmann (4,903 x 10-9 MJ/ K4m2día)

Tmax,K: es la temperatura máxima absoluta durante un periodo de 24 horas (K=°C+273,16)

Tmin, K: es la temperatura mínima absoluta durante un periodo de 24 horas [

ea: es la presión de vapor real en kPa

Rs/Rso: es la radiación relativa de onda corta (valores $\leq 1,0$)

Rs: es la radiación solar medida o calculada en MJ/m2día

Rso: es la radiación en un día despejado en MJ/m2día.

Radiación neta (Rn)

$$Rn = Rns - Rnl$$

Donde:

Rn: es la radiación neta en MJ/m2día

Rns: es la radiación neta de onda corta en MJ/m2día

Rnl: es la radiación neta de onda larga en MJ/m2día

Flujo de calor en el suelo

$$G = CS * \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} * \Delta z$$

Donde:

G: es el flujo de calor del suelo (MJ m-2 día-1)

Cs: es la capacidad calorífica del suelo en MJ/ m3°C

Ti: es la temperatura del aire en el tiempo i en °C

Ti-1: es la temperatura del aire en el tiempo i-1 en °C

Δt : es el intervalo de tiempo considerado

Δz : es la profundidad efectiva del suelo en metros.

Para determinar la evapotranspiración potencial mediante el método de la FAO Penman-Monteith (1990) con el menor riesgo en el procesamiento de la información, se utilizó el software ETo Calculator (Ilustración 6 e Ilustración 7), obtenido de la página de la FAO (<http://www.fao.org/land-water/database-and-software/eto-calculator/en/>).

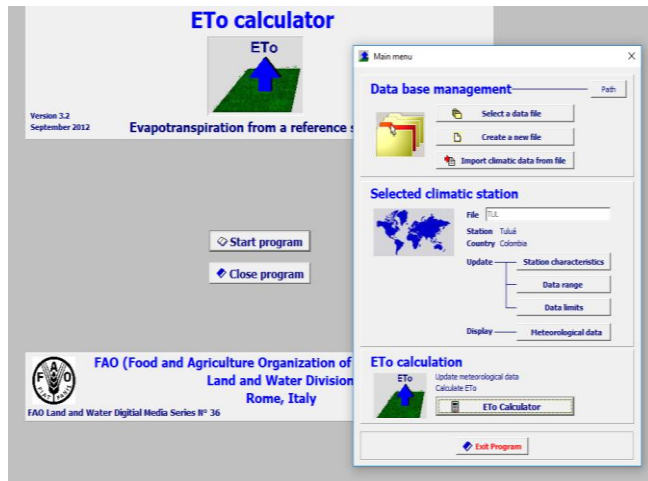


Ilustración 6. Creación de la base de datos

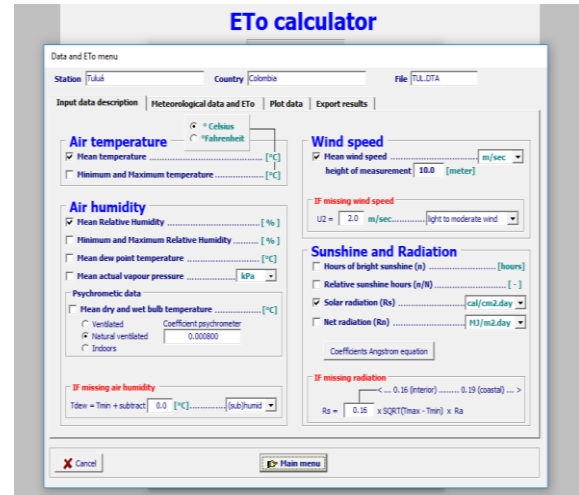


Ilustración 7. Determinación de las variables a ingresar

- **Turc Modificado (1961)**

Para estimar la evapotranspiración potencial mediante el método de Turc modificado (1961), se empleó la siguiente ecuación:

$$ETP = K \left(\frac{T}{T + 15} \right) * (Rg + 50)$$

Para humedad relativa media mensual superior al 50%.

$$ETP = K \left(\frac{T}{T + 15} \right) * (Rg + 50) + \left(1 + \frac{50 - HR}{70} \right)$$

Para humedad relativa media mensual inferiores al 50%.

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/mes; K es una constante igual a 0,40 para meses de 30 y 31 días, 0,37 para febrero; T es la temperatura media mensual en °C y Rg es la radiación solar global incidente del mes considerado expresada en cal/ cm² /día. El

cálculo de la ecuación de Turc modificado (1961) para el año 2013, se realizó en hojas de Excel.

Para extraer la información de Evapotranspiración Potencial del producto MODIS 16, se empleó la herramienta Extract Values to Points del software ArcGis 10,5 de uso académico, obteniendo así información de los píxeles correspondientes a la ubicación de las doce estaciones climáticas.

5.2.2. Métodos estadísticos de comparación de los tres modelos

Coefficiente de Correlación de Pearson

Para comparar los datos obtenidos mediante las imágenes de MODIS 16, respecto a los datos de los métodos de estimación de evapotranspiración potencial con información de campo, se empleó el Coeficiente de Correlación de Pearson, el cual es un instrumento estadístico que existe para medir el grado de asociación entre variables, proporcionando información sobre la relación lineal existente entre ellas.

La ecuación para determinar el coeficiente de correlación de Pearson es:

$$\rho_{(X,Y)} = \sigma_{XY} / (\sigma_X \sigma_Y)$$

Donde:

σ_{XY} : es la covarianza de (X,Y)

σ_X : es la desviaciones típicas de la variable X

σ_Y : es la desviaciones típicas de la variable Y

Interpretación:

Tomando en cuenta que el valor del índice de correlación varía en el intervalo [-1, 1]

- Si $\rho_{X,Y} = 1$, existe una correlación positiva perfecta. El índice indica una dependencia total entre las dos variables denominada relación directa: cuando una de ellas aumenta, la otra también lo hace en proporción constante.
- Si $0 < \rho_{X,Y} < 1$, existe una correlación positiva.
- Si $\rho_{X,Y} = 0$, no existe relación lineal.

- Si $-1 < \rho_{X,Y} < 0$, existe una correlación negativa.
- Si $\rho_{X,Y} = -1$, existe una correlación negativa perfecta. El índice indica una dependencia total entre las dos variables llamada relación inversa: cuando una de ellas aumenta, la otra disminuye en proporción constante.

Interpretación del Coeficiente de Pearson:

Valor	Tipo de Correlación
1,00	Correlación Perfecta Positiva
0,90	Muy fuerte
0,75	Alta
0,50	Moderada o media
0,25	Baja o débil
0,10	Muy baja
0	No existe correlación alguna
-0,10	Muy baja
-0,25	Negativa Baja o débil
-0,50	Negativa Moderada o media
-0,75	Negativa Alta
-0,90	Negativa Muy fuerte
-1,00	Correlación Perfecta Negativa

Coeficiente de Determinación (R^2)

Para determinar el ajuste de los valores de los tres modelos de estimación de evapotranspiración se calculó el Coeficiente de Determinación (R^2), el cual mide la proporción de la variabilidad total de la variable independiente (Y) respecto a su media que es explicada por el modelo de regresión. El resultado de R^2 oscila entre 0,0 y 1,0, en donde entre más cerca de 1 se sitúe el valor del R^2 , mayor será el ajuste del modelo y cuanto más cerca de cero, menos ajustado estará el modelo y por lo tanto, menos fiable será.

5.2.3. Comparación de los valores de Evapotranspiración Potencial de MOD16 con Evapotranspiración del método de la FAO y Turc modificado

En la Ilustración 8, se muestra la ubicación de las estaciones climatológicas de CENICAÑA empleadas para la validación del producto MOD16, para la validación se emplearon doce estaciones: Zarzal, Riofrío, Tuluá, Buga, Yotoco, Guacari, Arroyohondo, Amaime, Aeropuerto,

Pradera, Cenicaña y Guachinte. Las estaciones de la Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca – CVC, no se emplearon dado a que no poseían en un mismo sitio todas la variables requeridas para estimar la evapotranspiración potencial (velocidad del viento, radiación solar, temperatura media y humedad relativa), de igual manera se solicitó información a el Centro Nacional de Investigaciones de Café – CENICAFE para validación en algunas zonas de ladera, pero no fue posible obtener la información requerida para la validación. Por lo anterior, se realizó la validación solo en la zona plana del Valle del Cauca.

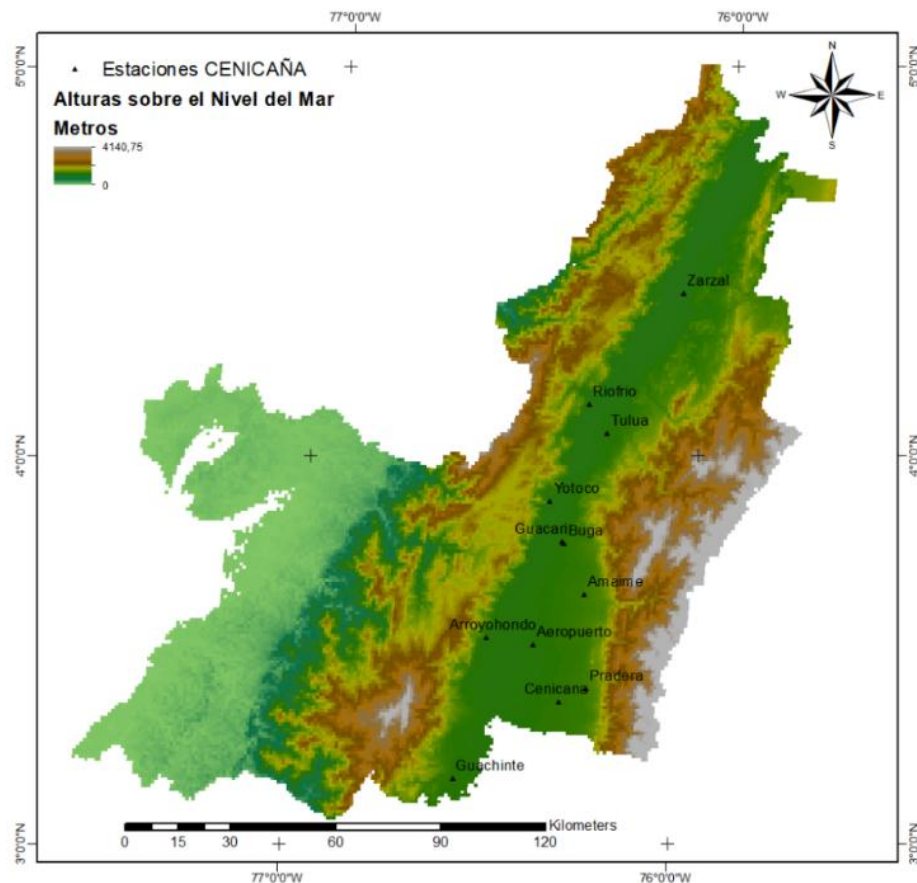
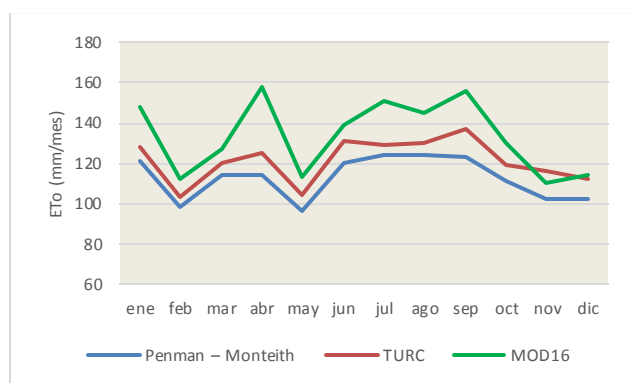


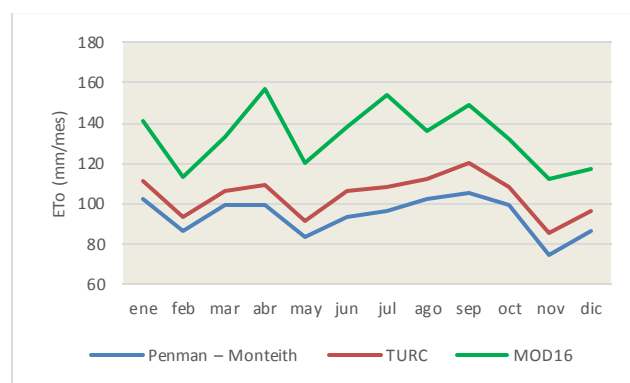
Ilustración 8. Mapa de la ubicación de las estaciones climatológicas que se emplearon en la validación

En la Ilustración 9, se pueden observar los comportamientos de los tres modelos de estimación de la evapotranspiración potencial, durante los doce meses del año 2013, observándose que el comportamiento de MOD16, fue igual a los modelos de estimación con datos en campo. Sin embargo, se observan que los valores de evapotranspiración de MOD16, están por encima de los valores de los métodos de la FAO y Turc modificado en un promedio del 29%, lo cual puede

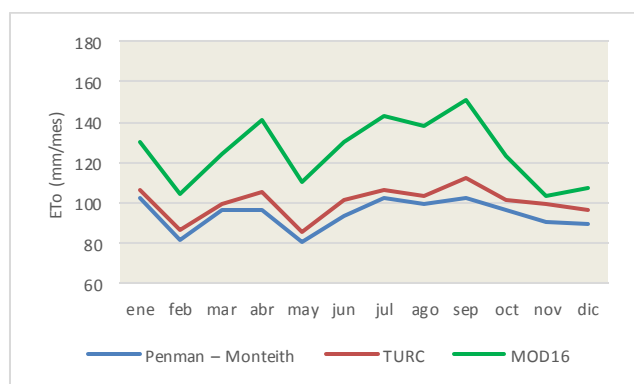
estar relacionado a que el producto MOD16 estima la evapotranspiración teniendo en cuenta la sumatoria diaria durante el mes, abarcando un área de un kilómetro cuadrado, espacio en el cual se pueden presentar variaciones en la cobertura vegetal, mientras que los modelos de campo empleados (FAO y Turc modificado), estiman la evapotranspiración partiendo de información puntual de una estación, en la cual no se contempla la cobertura vegetal de su zona de influencia obteniendo un valor promedio diario, el cual debe multiplicarse por los días del mes, asumiendo de esta manera que la evapotranspiración fue la misma durante todo el mes.



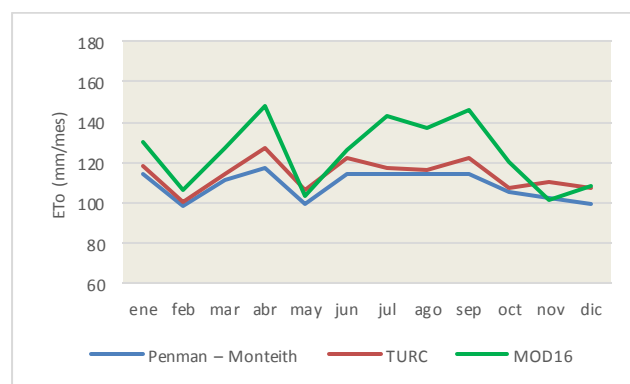
Zarzal



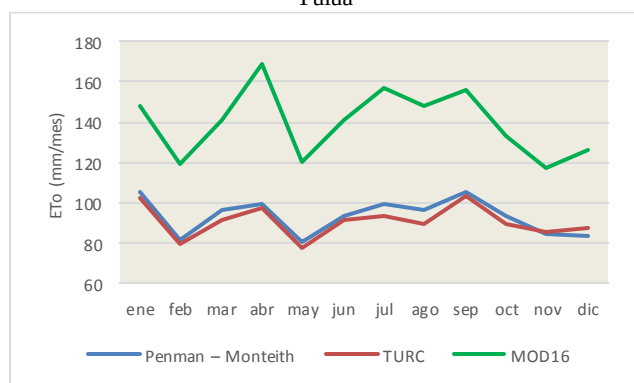
Riofrío



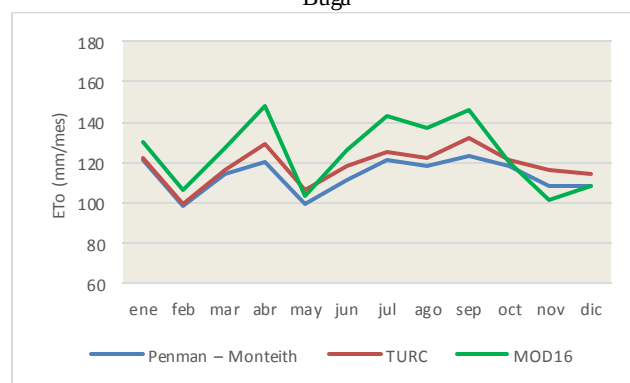
Tuluá



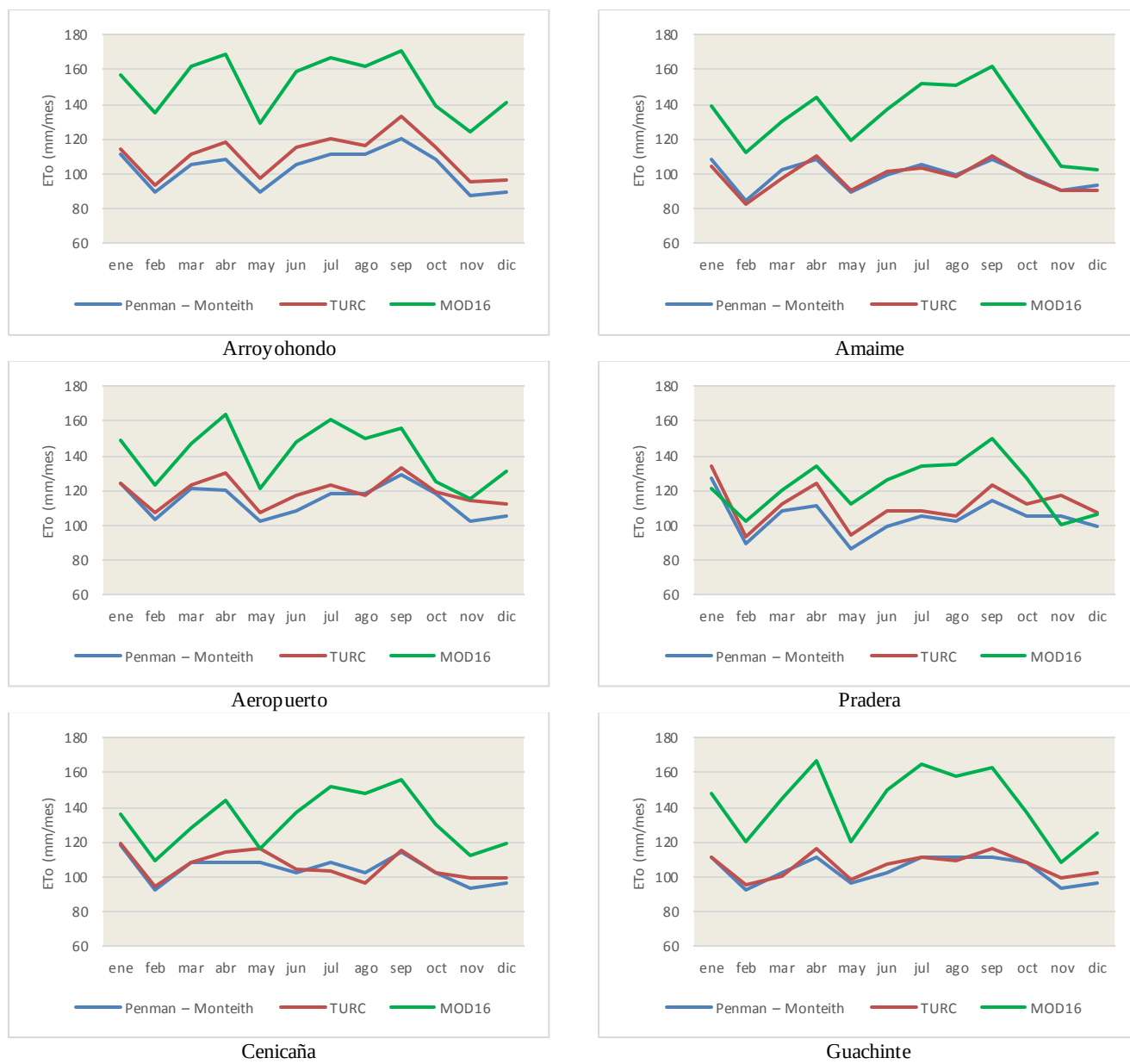
Buga



Yotoco



Guacari



En la Tabla 2, se pueden observar los resultados del análisis estadístico de Correlación de Pearson y del Coeficiente de Determinación (R^2), los cuales permiten determinar qué; de las doce estaciones analizadas, diez de ellas presentan correlaciones entre el 0,8 al 0,9, y R^2 superiores a 0,6, demostrando así que es viable emplear el producto de MOD16, para determinar comportamientos de la Evapotranspiración en el tiempo y en el espacio, siendo una herramienta fundamental para los casos donde no se pueda obtener información de campo.

Las estaciones climáticas de Pradera y Cenicaña mostraron valores de correlación menores que las otras diez estaciones, sin embargo, los valores de correlación obtenidos están dentro del rango de alto a mediano, mostrando que estas correlaciones son aceptables. Estos comportamientos, pueden estar relacionados con la ubicación geográfica, dado a que las dos estaciones se encuentran en la zona centro-sur del departamento, en donde podrían estar interactuando algunas otras variable o factores no contemplados en el análisis.

Tabla 2. Análisis estadístico de la correlación entre los métodos en campo y MOD16

No.	Estaciones	Ubicación	Penman - MOD16		Turc - MOD16	
			Correlación Pearson	R2	Correlación Pearson	R2
1	Zarzal	Norte	0,9	0,8	0,9	0,8
2	Riofrío	Centro - Norte	0,8	0,6	0,8	0,7
3	Tuluá	Centro - Norte	0,8	0,7	0,8	0,7
4	Buga	Centro - Norte	0,9	0,9	0,8	0,7
5	Yotoco	Centro - Norte	0,9	0,8	0,8	0,6
6	Guacarí	Centro - Norte	0,9	0,7	0,8	0,7
7	Arroyohondo	Centro	0,9	0,7	0,9	0,7
8	Amaine	Centro	0,8	0,7	0,9	0,7
9	Aeropuerto	Centro	0,8	0,6	0,8	0,6
10	Pradera	Centro - Sur	0,5	0,2	0,4	0,2
11	Cenicaña	Centro - Sur	0,6	0,4	0,3	0,1
12	Guachinte	Sur	0,9	0,8	0,9	0,8

5.3. Identificación de las variaciones espacio temporales de la Evapotranspiración Real en el Valle del Cauca entre los años 2000 al 2015.

Para identificar patrones de variación en el tiempo y en el espacio se determinaron tres escenarios: el primero fue determinar los valores máximos, el segundo los valores mínimos y el tercero los valores promedios desde enero de 2000 a diciembre de 2015.

Teniendo en cuenta que la variable de evapotranspiración real es determinada como la sumatoria diaria durante todo el mes, se realizó el análisis comparando cada pixel entre los meses. Por ejemplo, se emplearon los promedios entre pixeles de todos los dieciséis eneros, los dieciséis febreros y así sucesivamente hasta el mes de diciembre, para sumar los doces promedios

mensuales y obtener una imagen promedio de todos los dieciséis años de estudio, evitando así errores al comparar los promedios entre años.

De esta manera se obtuvieron tres imágenes de evapotranspiración multianual (Ilustración 10), en la cual se pueden observar los valores máximos, mínimos y promedios de los dieciséis años de estudio, observándose patrones espaciales de comportamiento en el espacio. La zona alta correspondiente a la cordillera central, no se tendrá presente en el análisis, teniendo en cuenta algunas limitaciones del modelo conceptual del producto MOD16.

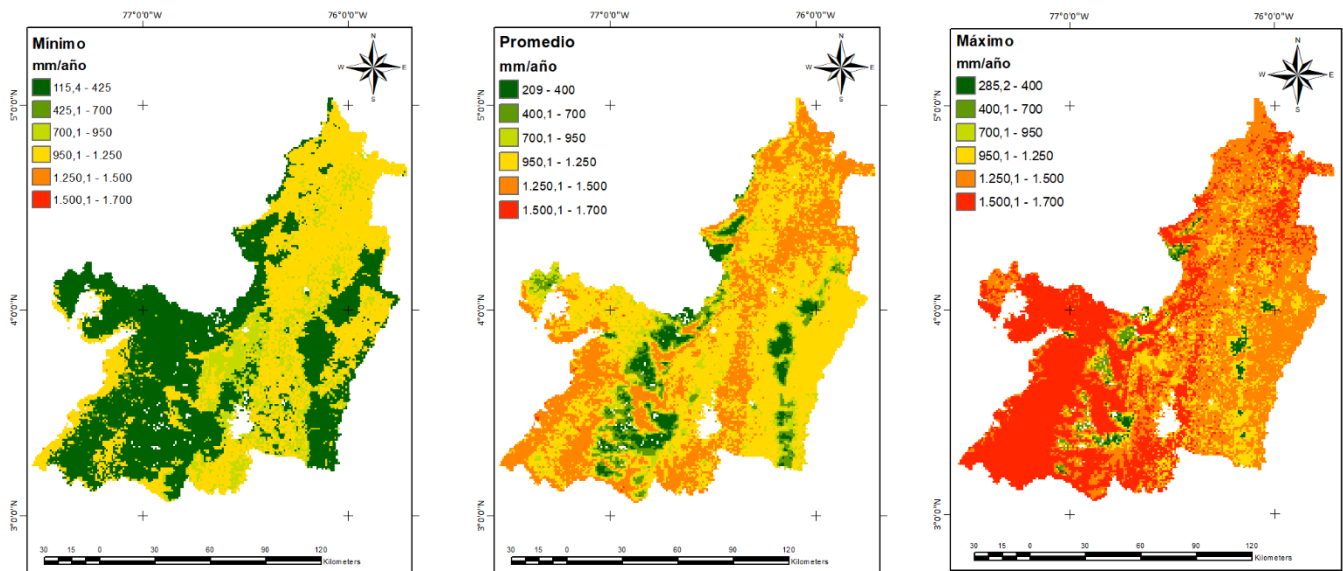


Ilustración 10. Escenarios de comportamiento de la evapotranspiración real para el periodo de estudio

En la Ilustración 10, se observan varios patrones de comportamiento de la evapotranspiración real, observándose visualmente que las zonas de cordillera y de ladera tienden a presentar valores bajos de evapotranspiración, mientras que las zonas del valle plano del río Cauca y las zonas costeras del municipio de Buenaventura presentan valores altos de evapotranspiración. Teniendo en cuenta las limitaciones del producto MODIS 16, no se tendrá en cuenta en el comportamiento de la evapotranspiración real en la zona alta de la cordillera central.

De manera general las zonas correspondientes a las cordilleras Central y Occidental, presentaron los valores más bajos de evapotranspiración real en el periodo de estudio de los dieciséis años, mostrando poca variación en el tiempo.

En la Ilustración 11 e Ilustración 12, se pueden observar los comportamientos de la evapotranspiración real mensual, durante todo el periodo de estudio en dos pixeles correspondientes a las Cordilleras Occidental y Central, observándose que los valores de evapotranspiración real para los dos casos oscilaron entre 15 y 35 mm/mes.

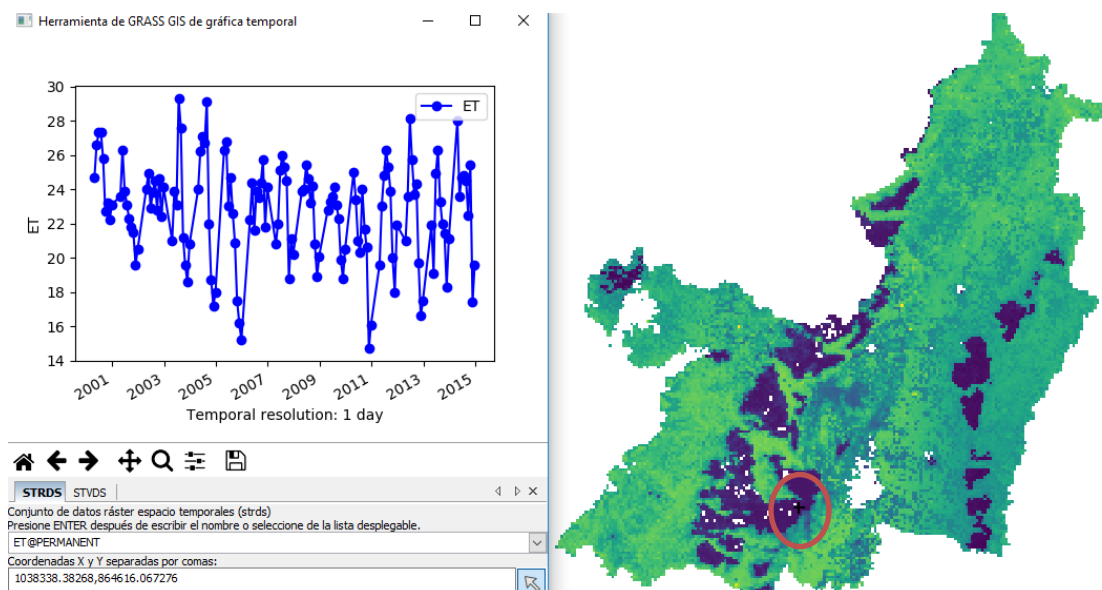


Ilustración 11. Comportamiento de la ETR mensual en la Cordillera Occidental vertiente Valle

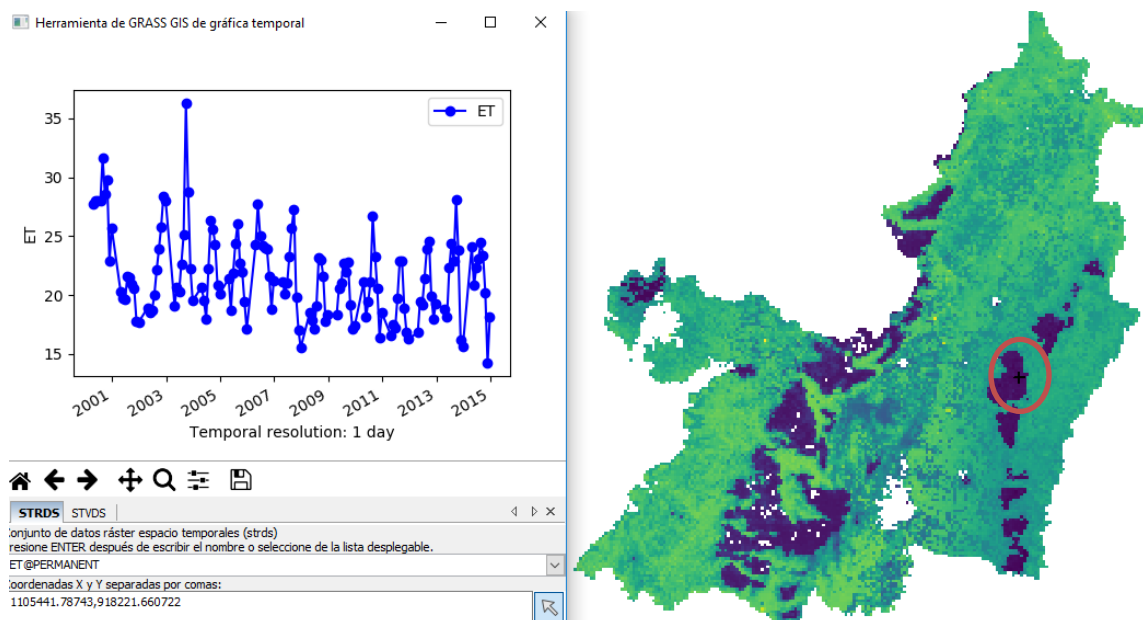


Ilustración 12. Comportamiento de la ETR mensual en la Cordillera Central vertiente Valle

Para el caso de la zona de ladera de la cordillera occidental (Ilustración 13), se observan valores constantes de evapotranspiración real, los cuales son mayores de la zona alta de la cordillera occidental, pero menores que la zona plana, oscilando entre 40 a 90 mm/mes.

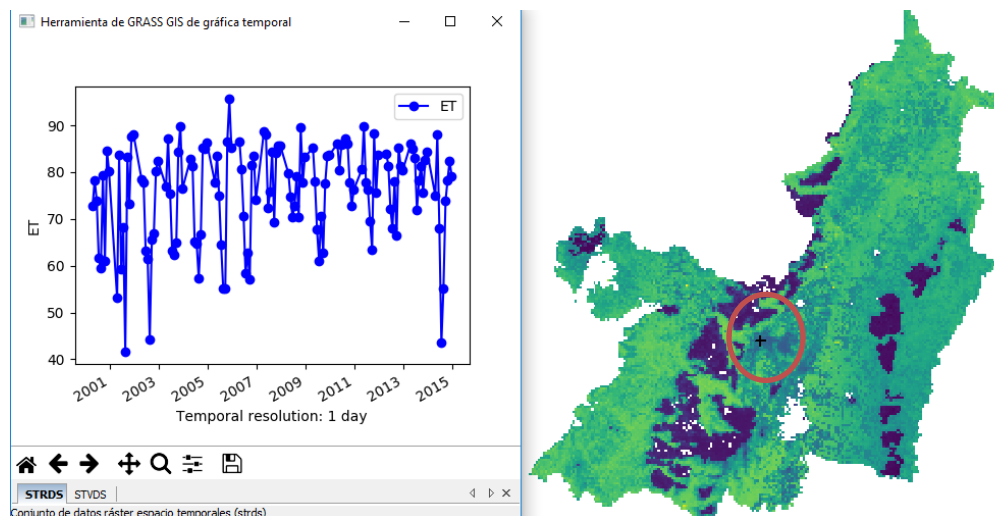


Ilustración 13. Comportamiento de la ETR mensual en la zona de ladera de la Cordillera Central vertiente Valle

La zona plana del Valle del Río Cauca, presentó una mayor variación en el comportamiento temporal de la evapotranspiración real en comparación con la zona de ladera, observándose oscilaciones entre los 80 a los 130 mm/año en la mayoría de las zonas. En la Ilustración 14 e Ilustración 15, se muestra el comportamiento mensual de la evapotranspiración real, en dos pixeles correspondiente a la zona plana del Valle del Cauca.

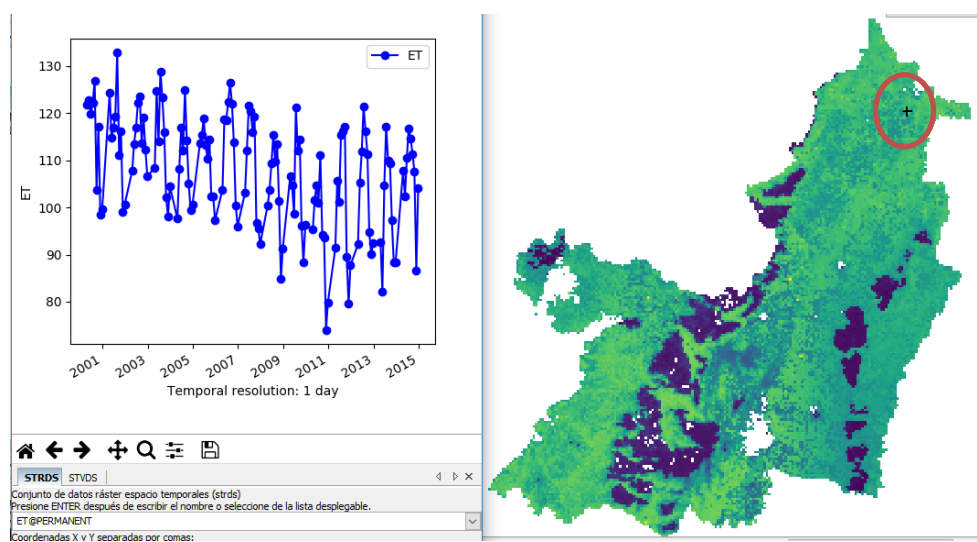


Ilustración 14. Comportamiento de la ETR mensual, zona plana del Norte de Valle del Río Cauca.

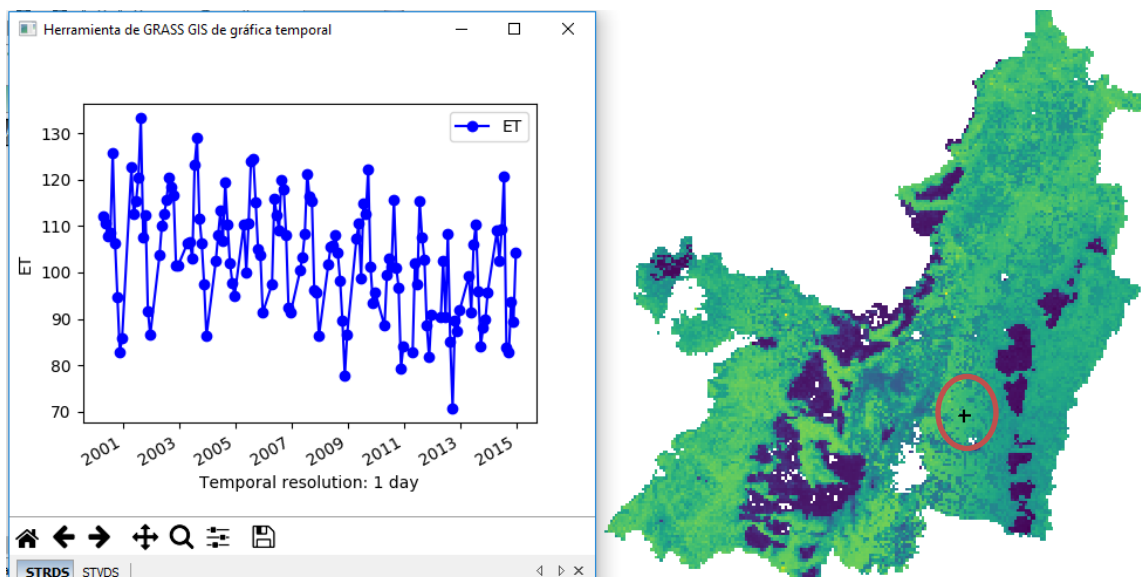


Ilustración 15. Comportamiento de la ETR mensual, zona plana del Sur de Valle del Río Cauca.

Las mayores dinámicas en el comportamiento de la evapotranspiración se identifican en la zona pacífica correspondiente al municipio de Buenaventura, en donde se puede evidenciar que se han presentado en algunas ocasiones valores muy altos de evapotranspiración, junto con valores muy bajos (Ilustración 10). Hacia las zonas costeras la evapotranspiración muestra una tendencia a presentar de manera constante valores altos, pero a medida que se acerca a la zona de ladera se observa que existen variaciones importantes entre los valores de evapotranspiración.

Para poder comprender, el comportamiento de la evapotranspiración en la zona Pacífica se analizaron varios píxeles en la zona (Ilustración 16, Ilustración 17 e Ilustración 18), identificando que normalmente los valores de evapotranspiración para toda la zona pacífica oscilan entre 90 a 160 mm/mes. Sin embargo, en las zonas de ladera y en la zona norte del municipio de Buenaventura, existen algunos meses en los cuales hay presencia de valores bajos de evapotranspiración, lo cual puede estar relacionado a que en las zonas selváticas se presenta una mayor nubosidad generando falta de información o información escasa respecto a los valores de evapotranspiración en algunos meses.

En la Ilustración 18, se puede observar el comportamiento de la evapotranspiración real en zona costera, observándose que durante todo el periodo de estudio se presentó una tendencia de

valores altos de evapotranspiración real, muy similares a los presentados en las zonas de ladera de Buenaventura.

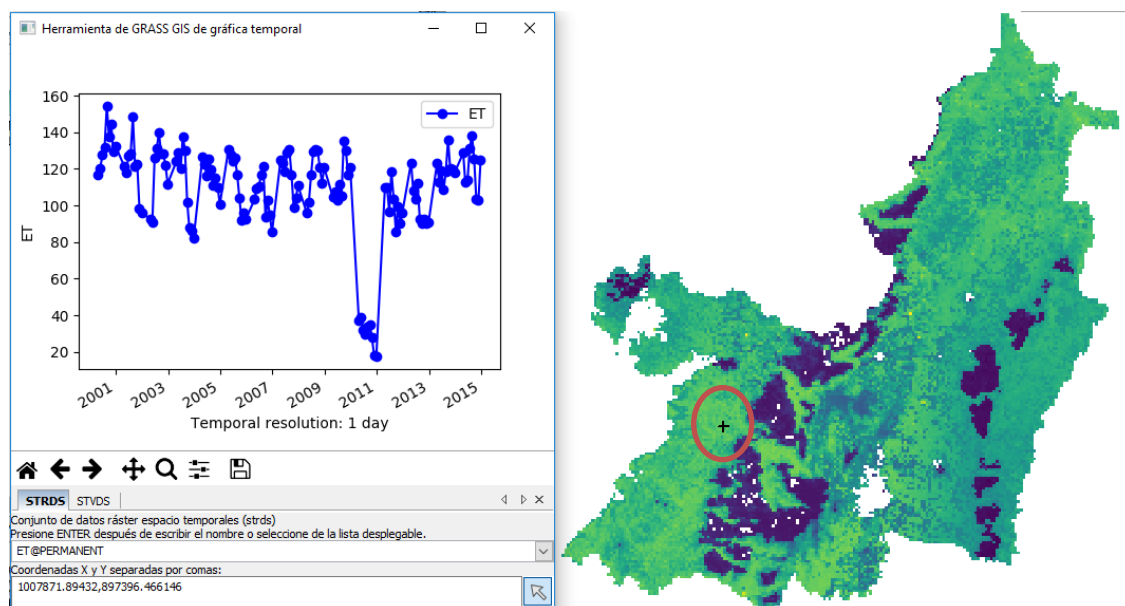


Ilustración 16. Comportamiento de la ETR mensual en la zona de ladera del municipio de Buenaventura

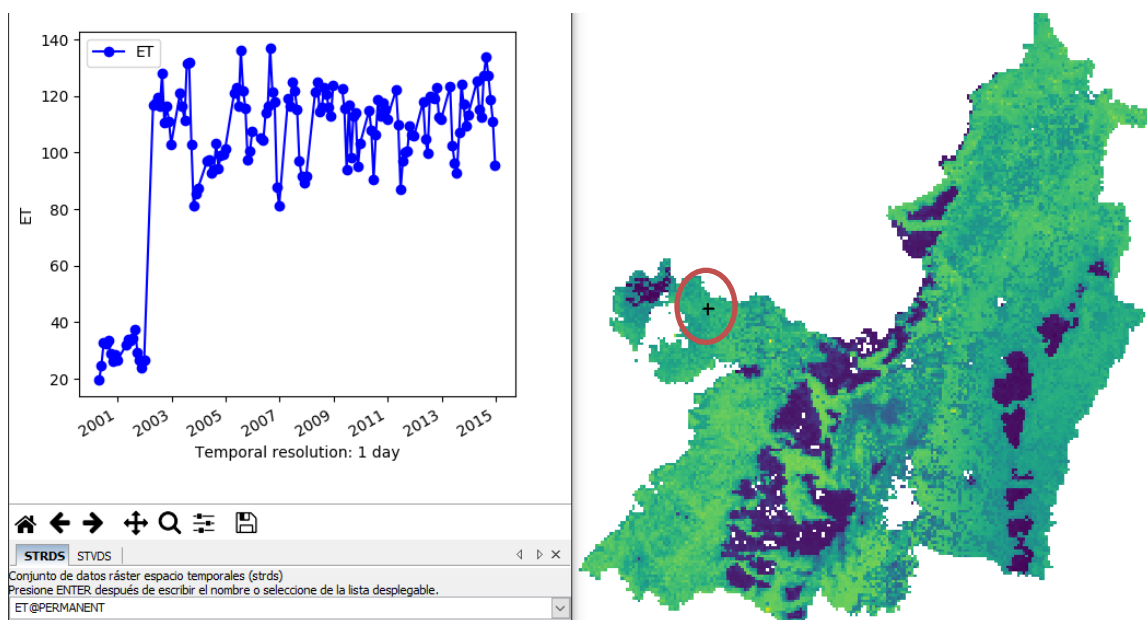


Ilustración 17. Comportamiento de la ETR mensual en el norte del municipio de Buenaventura

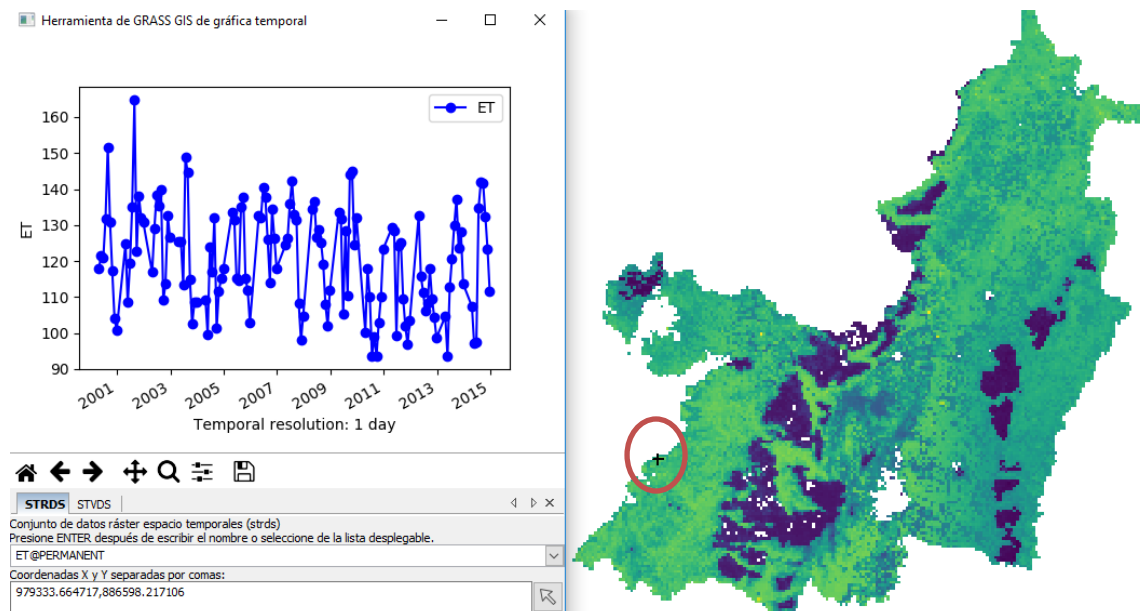


Ilustración 18. Comportamiento de la ETR mensual en la zona Costera

Para comprender mejor el comportamiento de la evapotranspiración real en el tiempo, se promediaron los valores de evapotranspiración de cada pixel entre cada uno de los doce meses del año, obteniendo doce imágenes de los promedios mensuales multianuales (Ilustración 19 e Ilustración 20), encontrando que los meses de noviembre, diciembre, enero y febrero, tienden a presentar valores bajos de evapotranspiración real y los meses de mayo, junio, julio y agosto presentan los valores más altos de evapotranspiración. Según el calendario pluviométrico del Centro de Investigación de la Caña de Azúcar de Colombia, CENICAÑA, la primer temporada seca en el departamento del Valle del Cauca inicia el 16 de diciembre y se prolonga hasta el 15 de febrero, la primer temporada de lluvias comienza el 26 de marzo y se extiende hasta el 25 de mayo, la segunda temporada seca inicia el 16 de junio y se prolonga hasta el 26 de agosto, y la segunda temporada de lluvias comienza el 6 de octubre y se extiende hasta el 5 de diciembre.

Con base en lo anterior, se puede establecer que no existe una relación directa entre el comportamiento bimodal de la precipitación y el comportamiento unimodal de la evapotranspiración real. Sin embargo, se identifica que en la temporada de lluvias de octubre a noviembre se inicia un decrecimiento de los valores de evapotranspiración, mientras que en la temporada seca correspondientes a junio, julio y agosto hay un incremento considerable de los valores de evapotranspiración a nivel departamental.

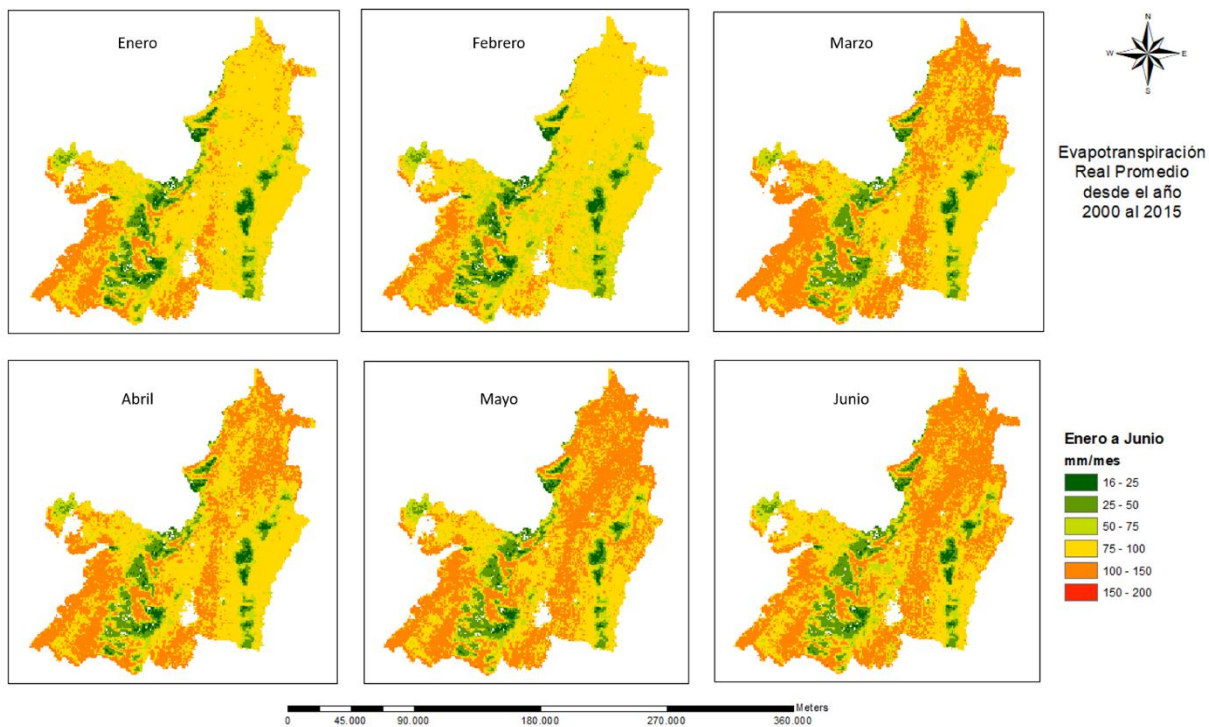


Ilustración 19. Comportamiento mensual multianual de los meses de Enero a Junio

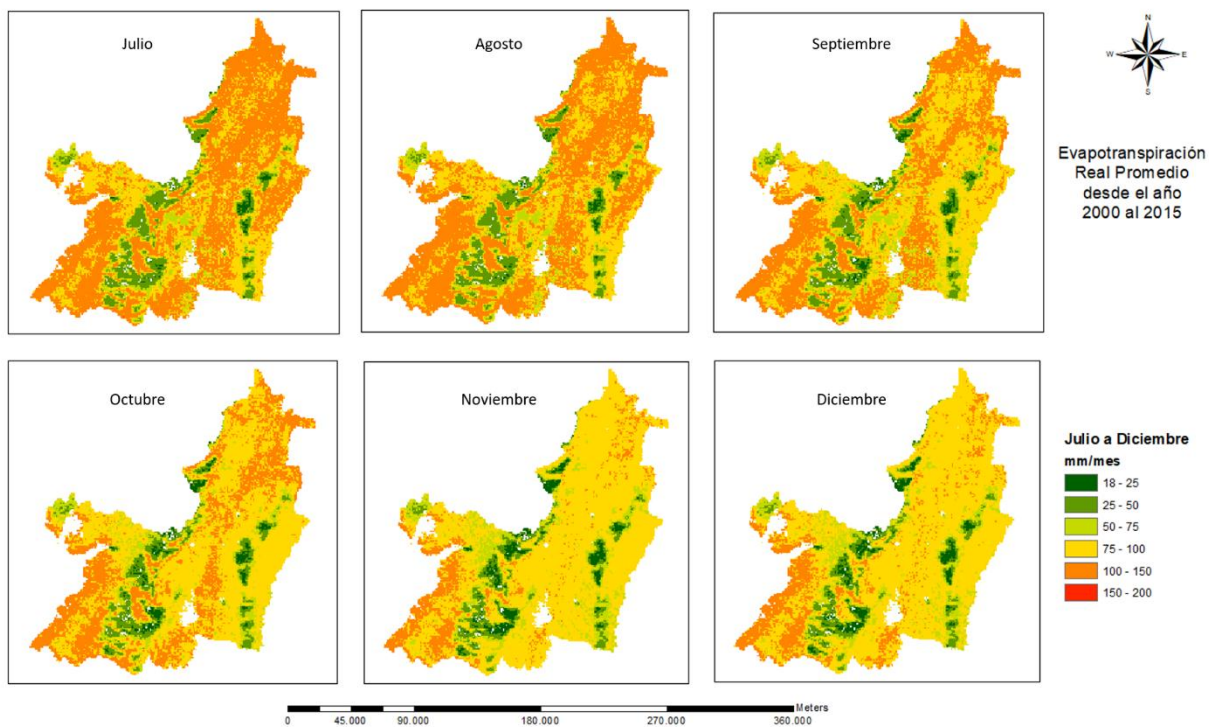


Ilustración 20. Comportamiento mensual multianual de los meses de Julio a Diciembre

Se esperaba que en los meses de abril y mayo (temporada de lluvia) se pudiera evidenciar una disminución de la evapotranspiración real, mostrado así una relación inversa entre la precipitación y la evapotranspiración, pero se observa que por el contrario en estos meses es donde se incrementa la evapotranspiración real, lo cual demuestra que existen otros factores o variables que juegan un papel fundamental en el comportamiento de la evapotranspiración real en el departamento.

Al analizar el comportamiento de la evapotranspiración real en todo el departamento, se observa que la zona correspondiente al municipio de Buenaventura presenta de manera constante valores altos de evapotranspiración durante todos los meses del año, siendo muy baja su variación en el tiempo. De forma similar las zonas correspondientes a las cordilleras occidental y central, junto con algunas zonas de ladera, presentaron valores bajos constantes de evapotranspiración durante todos los meses, oscilando entre 18 a 50 mm/mes, para todo el periodo de los dieciséis años de estudio.

Por su parte, la zona plana del valle del río Cauca, muestra gran variación en el comportamiento de la evapotranspiración, lo cual también podría estar relacionado al uso del suelo, en donde la mayoría de la zona plana del Valle posee cultivos de caña de azúcar, los cuales son regados de manera periódica en épocas de sequía. Sin embargo, esta suposición del comportamiento de la evapotranspiración partiendo de un ingreso al sistema de agua por riego, no ha sido estudiada.

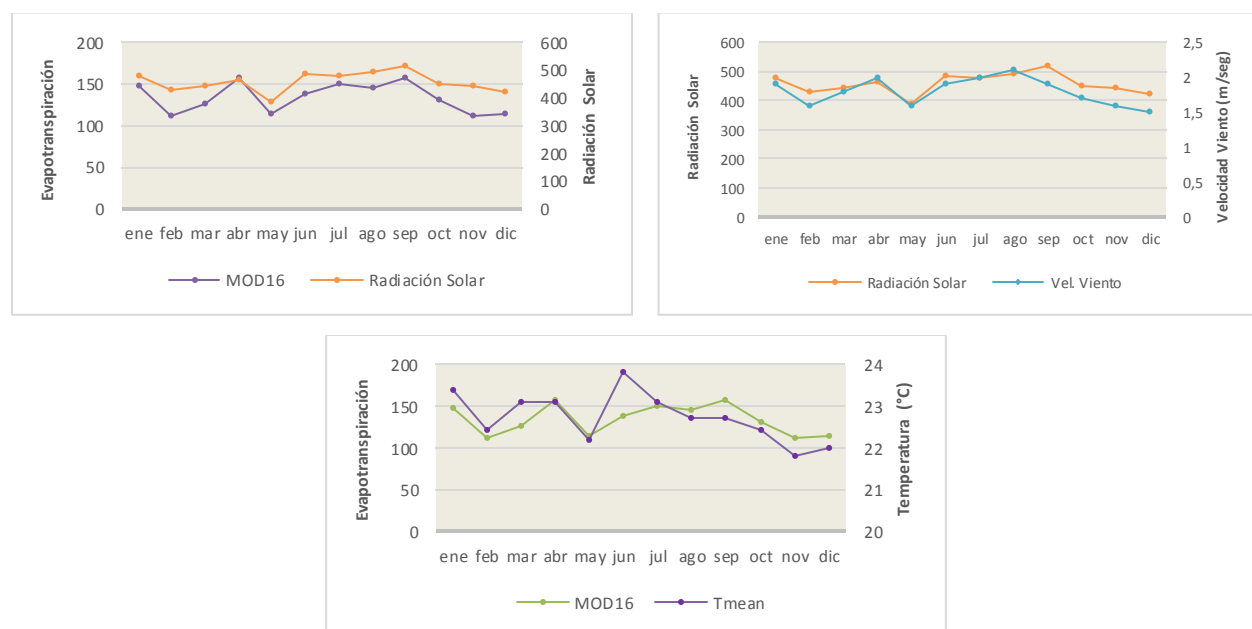
De igual manera hay que tener presente que la humedad en el suelo, es una condicionante del proceso de evapotranspiración, la cual puede generar un efecto de retardo en el comportamiento de la evapotranspiración real, generando de esta manera que en los meses de lluvias se almacene agua en el suelo y disminuya la evapotranspiración debido al incremento de la nubosidad y disminución de la temperatura, mientras que en las temporadas secas, se incrementa la radiación solar y la temperatura, generando que las plantas sigan evapotranspirando empleando el agua almacenada en el suelo.

Sumado a lo anterior, se debe tener en cuenta que las imágenes empleadas de evapotranspiración son mensuales y el comportamiento de la precipitación en el Valle del Cauca varía en cada

periodo, en los cuales inicia o finaliza a principios, intermedios o final de mes, motivo por el cual se recomienda en próximas investigaciones realizar estas comparaciones empleando información semanal de precipitación y evapotranspiración real.

La zona correspondiente al Norte del Valle del Cauca, presenta una gran variación en el comportamiento de la evapotranspiración real en el tiempo, en comparación con la zona sur, lo cual la convierte en una zona ideal para analizar el Índice Estandarizado de Evapotranspiración (SETI) y el Índice de Precipitación Estandarizada (SPI), buscando así comprender si existe una amenaza de sequía natural en esta zona.

Para comprender mejor que factores o variables influyen en el comportamiento de la evapotranspiración real en el departamento, se realizó un análisis exploratorio del comportamiento de la velocidad del viento, la radiación solar y la temperatura media en la estación climatológica de Zarzal (Ilustración 21). Observándose que las variables de radiación solar y velocidad del viento si influyen considerablemente en el comportamiento de la evapotranspiración real. Por su parte, la temperatura media, aunque presenta una relación con la evapotranspiración real, esta relación no es siempre lineal.



5.4. Relación del comportamiento de la evapotranspiración real de MOD16 y altura sobre el nivel del mar

Para identificar si existe una relación entre la altura sobre el nivel del mar y el comportamiento de la evapotranspiración real, se empleó un modelo digital de elevación a escala 1:1000 y la imagen anual de los promedios mensuales de los dieciséis años de estudio (Ilustración 22).

Inicialmente se transformó el ráster de evapotranspiración promedio mensual multianual a puntos, mediante la herramienta Raster to Point del software ArcGis 10,5, posteriormente se extrajo la información de cada punto que coincidía con el DEM de alturas mediante la herramienta Extract Values to Points.

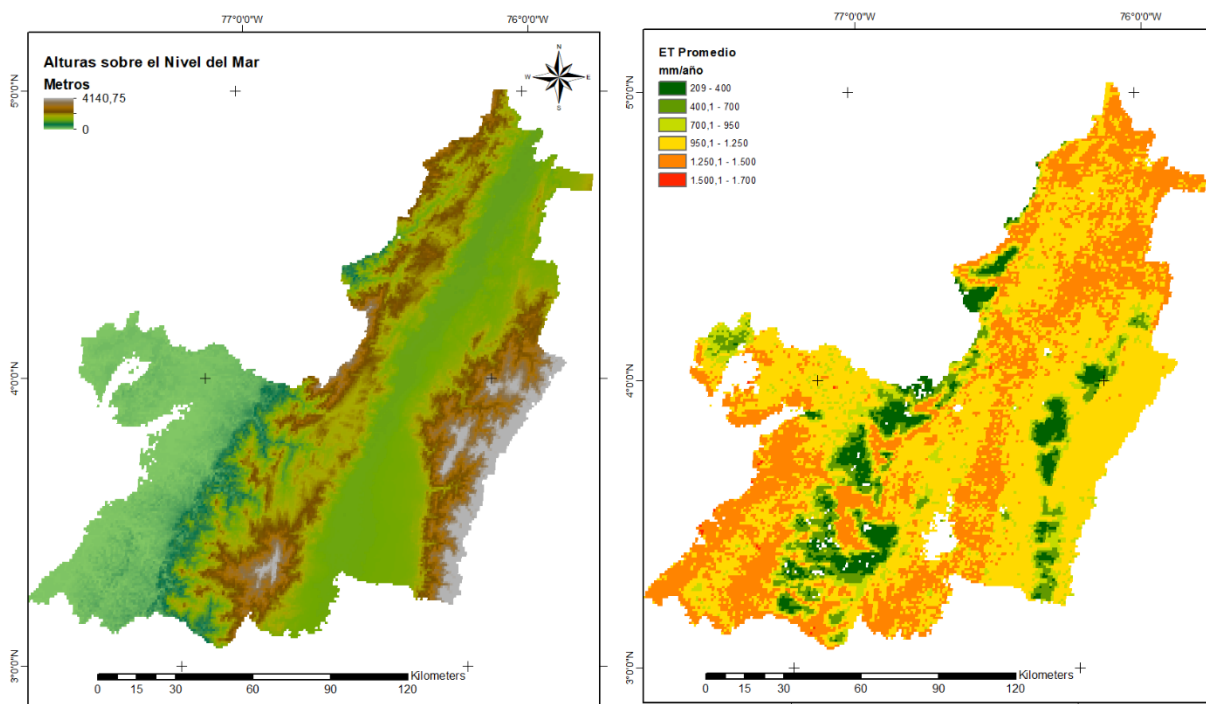


Ilustración 22. Mapa de la Evapotranspiración Real promedio y el DEM de alturas

La información obtenida en cada pixel se pasó a tablas en Excel en donde se realizó el correspondiente análisis estadístico mediante el Coeficiente de Correlación de Pearson y Coeficiente de Determinación (R^2). De igual manera se hizo un análisis de la relación entre la altura y la evapotranspiración real, obteniendo una gráfica de comportamiento (Ilustración 23).

El análisis de Correlación de Pearson realizado entre la altura sobre el nivel del mar y la evapotranspiración real, dio un resultado de -0,3, lo cual indica que existe una relación inversa, pero frágil, demostrando que no en todos los casos la evapotranspiración dependerá del factor altitudinal, ya que pueden existir otros factores o variables como la pendiente, la humedad en el suelo, la radiación solar, la cobertura vegetal, la dinámica de los vientos o la presencia de cuencas hidrográficas las cuales pueden alterar los valores de evapotranspiración.

De forma similar el Coeficiente de Determinación (R^2) fue de 0,1, lo cual indica que no hay una relación proporcional entre el comportamiento de la evapotranspiración real de MODIS 16 y la altura sobre el nivel del mar.

Para comprender mejor estos resultados, se realizó un análisis de proporción, en donde los valores de la altura sobre el nivel del mar fueron divididos por los valores de evapotranspiración real correspondientes. Los resultados de este análisis se pueden observar en la Ilustración 23, en donde se identificó que entre los 4000 a los 3400 msnm aproximadamente se evidencia un incremento en la evapotranspiración, pero entre los 3400 a los 300 msnm se presenta un descenso de la evapotranspiración en comparación con los de gran altura y entre los 300 a los 0 msnm, se presenta nuevamente un incremento considerable de la evapotranspiración muy por encima de los presentados en las alturas de 4000 a 3400 msnm. Este análisis sigue ratificando, que el producto de MODIS 16 no es viable para hacer análisis en zonas altitudinales superiores a los 3000 msnm, dado a que se esperaba que en estas altitudes se presentaran valores bajos de evapotranspiración y no valores altos.

De igual manera, se observa que entre los 3400 a los 300 msnm, hay una gran variación del comportamiento de la evapotranspiración real, la cual tiende a incrementarse a medida que va disminuyendo la altura, observando que entre los 300 a los 0 msnm hay un comportamiento muy estable de la evapotranspiración alta. Conforme a este análisis, se puede precisar que, si bien no existe una relación inversamente proporcional entre la evapotranspiración real y la altura sobre el nivel del mar, si existe una tendencia a que a mayor altura menor evapotranspiración y a menor altura sobre el nivel del mar mayor evapotranspiración.

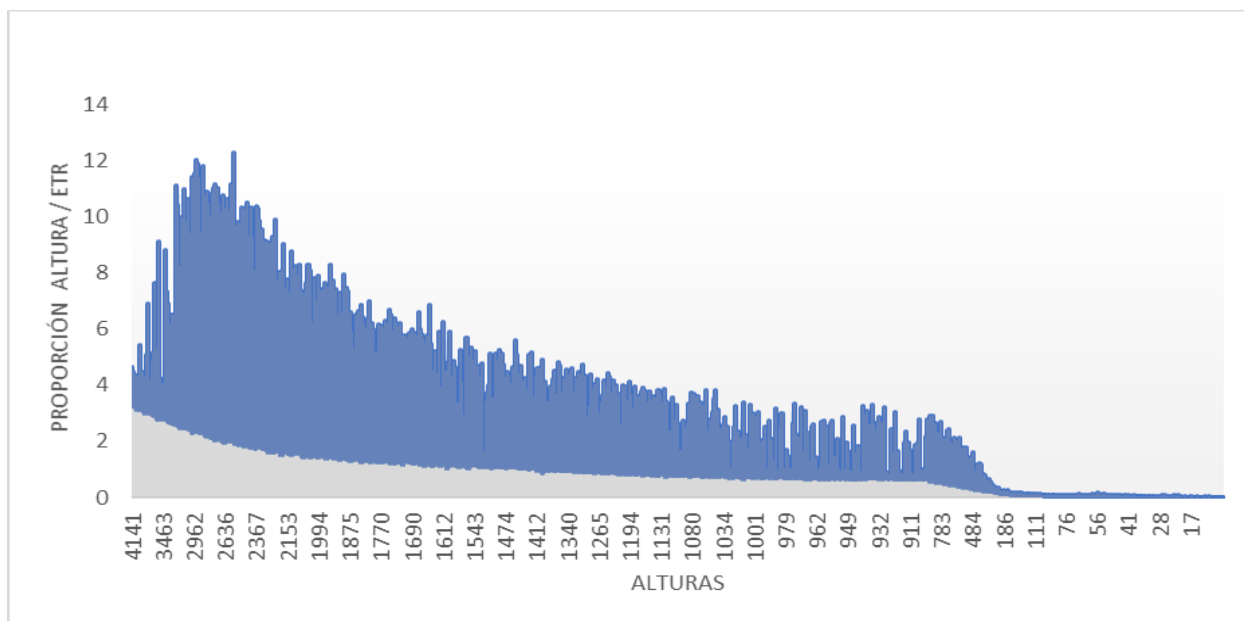


Ilustración 23. Análisis de proporción entre la altura y la ETR

En la Ilustración 23, se observan los valores de proporción entre la altura y la evapotranspiración, en donde en la horizontal están la totalidad de datos analizados mostrando la altura correspondiente y en la vertical el valor de proporción de cada dato analizado.

5.5. Relación de la variación de la evapotranspiración real con los eventos ENSO fase cálida mediante el Índice Oceánico El Niño – ONI

Para relacionar los episodios del fenómeno de ENSO con las variaciones de la evapotranspiración real en todo el Valle del Cauca, se determinó en que periodos se presentó el fenómeno del ENSO y que magnitud tubo, esto se realizó con base a la metodología de la NOAA, la cual determina la variabilidad de los episodios ENSO (Niño, fase cálida y Niña, fase fría), mediante la utilización del Índice Oceánico El Niño, (ONI - Oceanic Niño Index), el cual es generado por el sistema de boyas oceánicas y por información satelital (Cartas de TSM), que miden la temperatura superficial del mar.

El índice se estima teniendo en cuenta la variación de las temperaturas superficiales del mar (SST analysis) en la región del Niño 3,4 (5° N a 5° S y 120°W a 170°W) y se obtiene mediante el promedio móvil de la anomalía de la temperatura de la superficie del mar, en relación con el período de referencia 1971-2003, con tres meses sucesivos: la anomalía del mes, la anomalía del mes que le antecede y la del mes que le sigue (NOAA, 2007).

Los episodios fríos o cálidos se determinan con base a umbrales de variación de $\pm 5^{\circ}\text{C}$ cada tres meses. Los episodios cálidos o fríos se definen cuando se alcanza un periodo, de al menos 5 meses consecutivos de temperaturas por encima o por debajo de los valores normales, y los periodos neutros son aquellos que no reportan anomalías en los valores de la temperatura superficial del mar (Tabla 3). Los eventos fuertes se identifican por variaciones en $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ en los valores medios, sostenida durante al menos 5 meses del año.

Tabla 3. Clasificación de Niños y Niñas por su intensidad, empleando el índice ONI.

El Niño		La Niña	
Categoría	Rango	Categoría	Rango
Débil	0,5 a 0,9	Débil	-0,5 a -0,9
Moderado	1,0 a 1,4	Moderado	-1,0 a -1,4
Fuerte	>1,4	Fuerte	< -1,4

Extraído y adaptado de: Guevara, 2008.

Tabla 4. Muestra los episodios del fenómeno de ENSO, donde los valores en rojo, representan episodios cálidos (El Niño) y los valores azules, episodios fríos (La Niña). Los resultados son basados en un umbral de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$. Los datos consignados en esta tabla proporcionaran una guía para comparar la variabilidad interanual e intermensual de los datos de Evapotranspiración con los episodios del fenómeno ENSO.

Tabla 4. Anomalías en la TSM relacionadas con el fenómeno ENSO

AÑO	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
2000	-1.7	-1.5	-1.2	-0.9	-0.8	-0.7	-0.6	-0.5	-0.6	-0.6	-0.8	-0.8
2001	-0.7	-0.6	-0.5	-0.4	-0.2	-0.1	0.0	0.0	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3
2002	-0.2	0.0	0.1	0.3	0.5	0.7	0.8	0.8	0.9	1.2	1.3	1.3
2003	1.1	0.8	0.4	0.0	-0.2	-0.1	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3
2004	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.5	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7
2005	0.6	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.1	0.0	-0.2	-0.5	-0.8
2006	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	0.0	0.1	0.2	0.3	0.5	0.8	1.0	1.0
2007	0.7	0.3	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.6	-0.8	-1.1	-1.2	-1.4

AÑO	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
2008	-1.5	-1.5	-1.2	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	-0.2	-0.1	-0.2	-0.5	-0.7
2009	-0.8	-0.7	-0.5	-0.2	0.2	0.4	0.5	0.6	0.8	1.1	1.4	1.6
2010	1.5	1.3	0.9	0.4	-0.1	-0.6	-1.0	-1.4	-1.6	-1.7	-1.7	-1.6
2011	-1.4	-1.1	-0.8	-0.6	-0.5	-0.4	-0.5	-0.7	-0.9	-1.1	-1.1	-1.0
2012	-0.8	-0.6	-0.5	-0.4	-0.2	0.1	0.3	0.3	0.3	0.2	0.0	-0.2
2013	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3
2014	-0.4	-0.4	-0.2	0.1	0.3	0.2	0.1	0.0	0.2	0.4	0.6	0.7
2015	0.6	0.6	0.6	0.8	1.0	1.2	1.5	1.8	2.1	2.4	2.5	2.6
2016	2.5	2.2	1.7	1.0	0.5	0.0	-0.3	-0.6	-0.7	-0.7	-0.7	-0.6

Extraído y adaptado de: NOAA / Servicio Nacional de Meteorología Centros Nacionales de Predicción Ambiental.

Teniendo en cuenta la información reportada en la Tabla 4, se escogen tres periodos de estudio en los cuales exista presencia de eventos ENSO fase cálida con intensidad Moderada (1,0 a 1,4) a fuerte ($>1,4$), los cuales se presentan en la Ilustración 24 y son: enero de 2000 a marzo de 2003, el periodo de julio de 2007 a diciembre de 2011 y agosto de 2014 a diciembre de 2015.

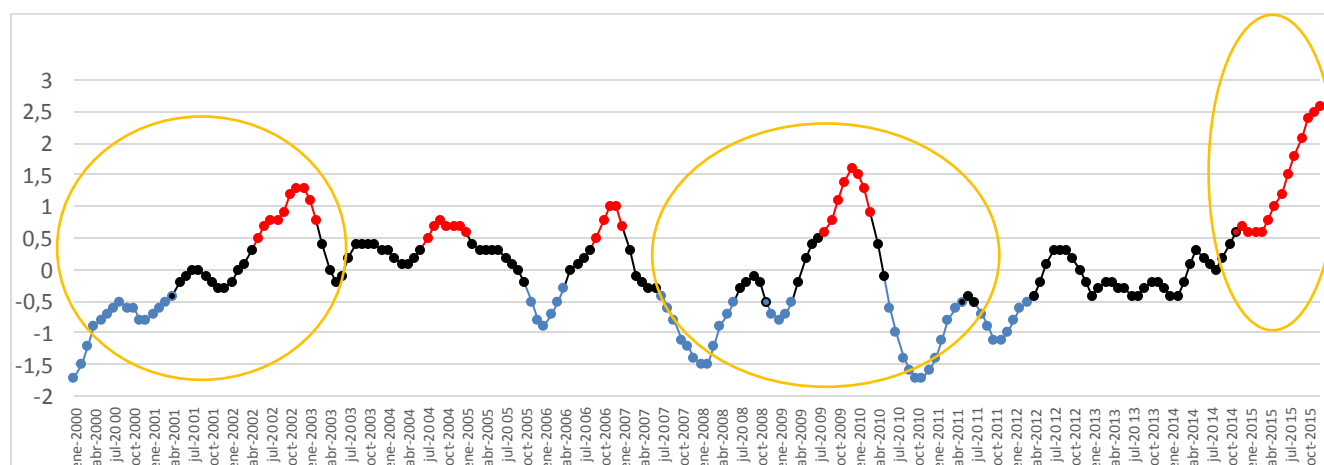


Ilustración 24. Comportamiento del ENSO en los periodos de estudio a analizar

Partiendo de la premisa de que en el Valle del Cauca se presenta una zonificación del comportamiento de la evapotranspiración real se decidió crear cinco zonas de comportamiento similar con el objetivo de promediar los valores de evapotranspiración real en cada zona y relacionar estos comportamientos con el ENSO. En la Ilustración 25, se observan las cinco zonas con comportamiento similar, en donde se emplearán solo cuatro zonas correspondientes a: Pacífico, Cordillera, Valle Aluvial del Río Cauca y Pie de Monte de la Cordillera Central. La zona correspondiente a la Parte Alta de la Cordillera Central, no se tendrá en cuenta para el presente análisis, dado a que el producto MOD16, presente algunas inconsistencias en esta zona.

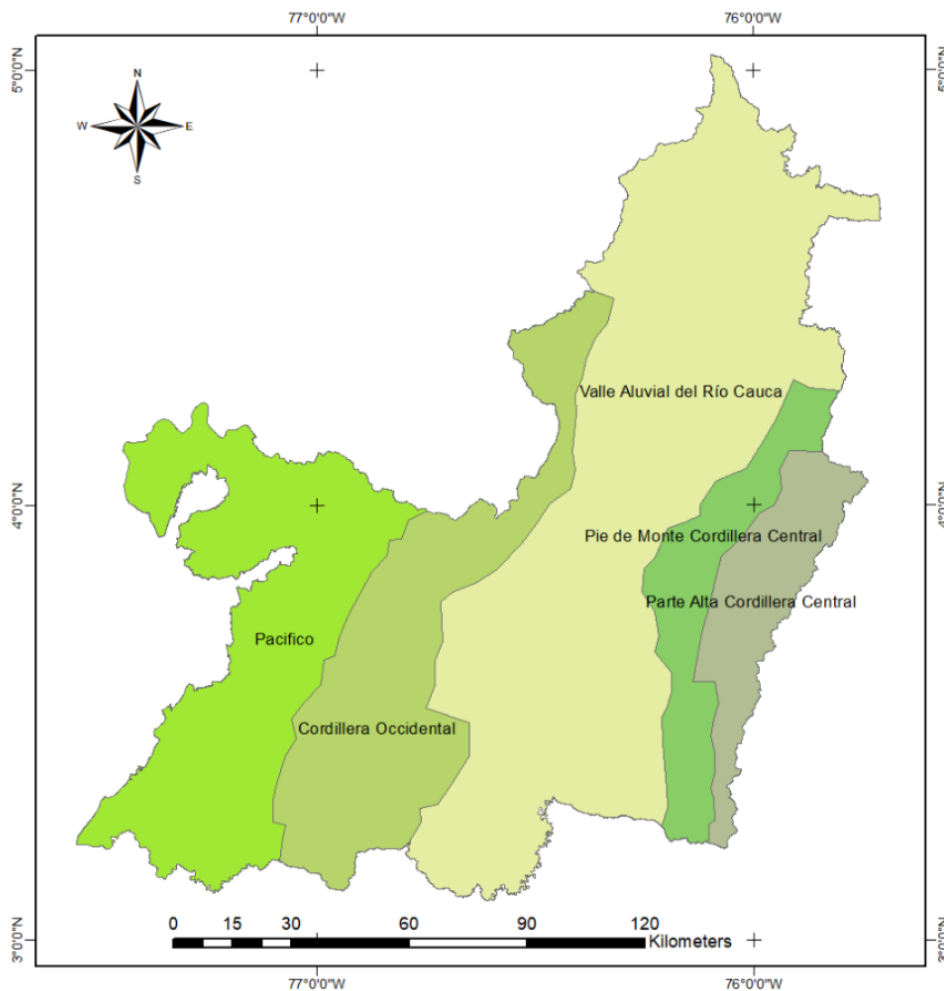


Ilustración 25. Zonificación del área de estudio para determinar relación del ENSO con la evapotranspiración real

Para promediar los valores de evapotranspiración para cada zona, se empleó la herramienta estadística de zona del software de uso libre QGIS, la cual permite calcular el promedio y la desviación estándar de cada una de las imágenes de evapotranspiración real teniendo en cuenta los polígonos establecidos.

En la Ilustración 26, se puede observar el comportamiento general de la evapotranspiración real para todo el departamento del Valle del Cauca, encontrando que si bien los eventos del ENSO, impacta las dinámicas climáticas a nivel regional, la evapotranspiración real no se ve afectada significativamente por la presencia del evento.

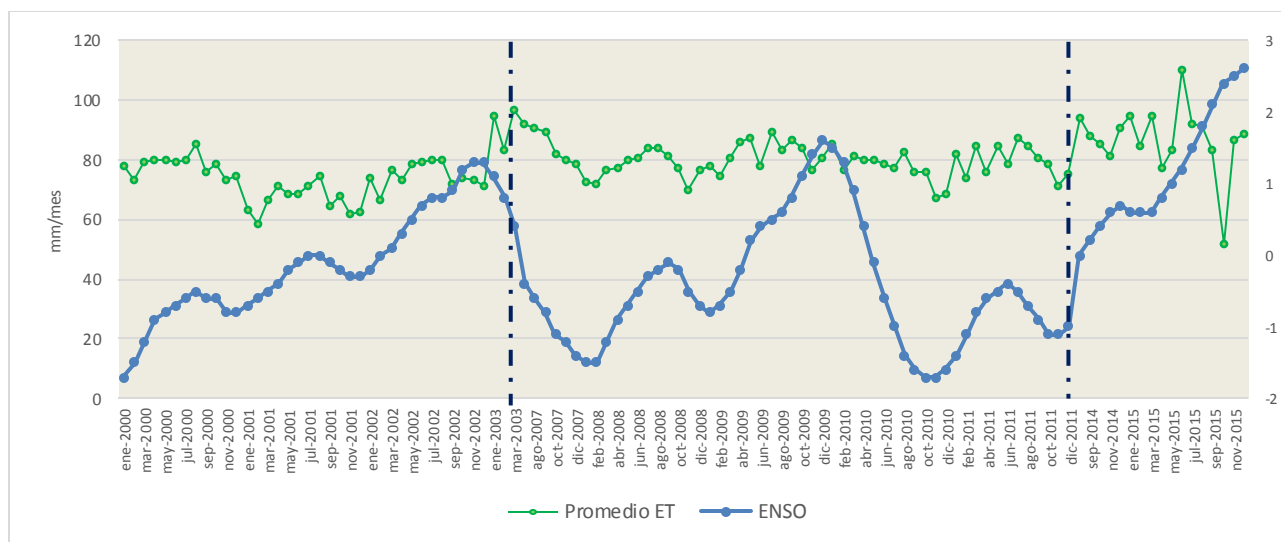


Ilustración 26. Comportamiento de evapotranspiración real Vs. Fenómeno ENSO para los tres periodos de estudio

Para analizar de manera más detallada este resultado, se grafican los comportamientos de la evapotranspiración real para cada periodo de estudio, en las zonas establecidas (Ilustración 27), identificando que en el primer periodo correspondiente a enero de 2000 hasta marzo de 2003, no existe una relación directa entre la presencia del ENSO - fase cálida y la evapotranspiración real. Sin embargo, para el periodo de julio de 2007 a diciembre de 2011, los valores de evapotranspiración real en todas las zonas tienden a disminuir levemente en presencia del ENSO, fase Cálida e incrementar en presencia del ENSO, fase fría.

Estos resultados demuestran que la evapotranspiración real, se ve alterada solo cuando se presentan eventos ENSO de magnitud fuerte e intensidad prolongada, lo cual indica que la evapotranspiración real puede ser empleada como un índice de sequía meteorológica, generando información importante sobre el balance hídrico en una zona determinada.

Al ser la evapotranspiración real una de las variables más importantes en el clima, es muy coherente que, ante la presencia de eventos climáticos extremos como el ENSO, se vea alteraciones en su comportamiento, permitiendo con ello estudiar posiblemente las amenazas de sequía meteorológica, cuando su magnitud es prolongada en el tiempo, lo cual generaría un desbalance hídrico en el suelo, repercutiendo negativamente en la disponibilidad del recurso hídrico.

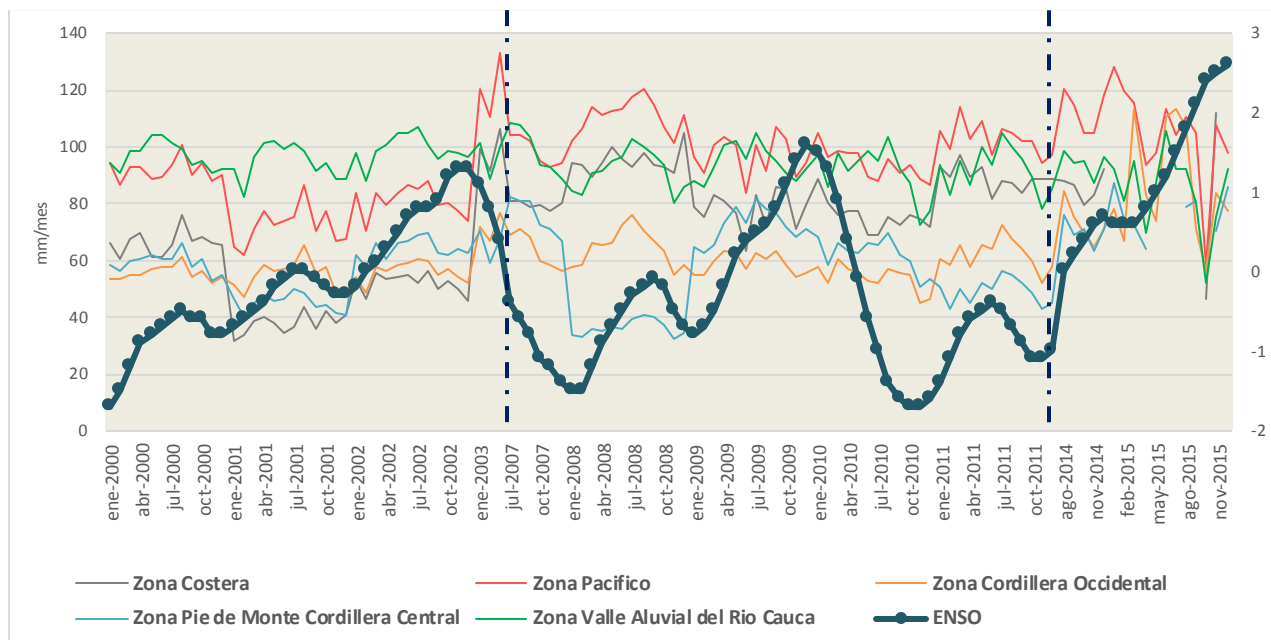


Ilustración 27. Comportamiento de la evapotranspiración real y ENSO para el periodo enero de 2000 a marzo de 2003

En el caso del año 2015, se observa un descenso interesante de los valores de evapotranspiración real, lo cual también coincide con la presencia de un evento ENSO, fase cálida de intensidad fuerte. Sin embargo, al revisar el motivo de este comportamiento se encontró que para el año 2015 el producto MODIS 16, cambio de ser mensual a ser semanal y en donde se modificaron varios parámetros del modelo, suministrando información escasa de evapotranspiración para el Valle del Cauca. Por lo anterior, se descarta que el comportamiento de la evapotranspiración para este año esté relacionado con la presencia del ENSO.

5.6. Relación de las variaciones de la evapotranspiración real y el fenómeno de sequía meteorológica en una zona piloto en el Valle del Cauca

Teniendo en cuenta los análisis del comportamiento espacio temporal de la evapotranspiración real, se escoge una zona piloto en el Valle del Cauca para calcular el Índice Estandarizado de Evapotranspiración (SETI) y el Índice de Precipitación Estandarizada (SPI). La zona piloto escogida se conforma por los siguientes municipios de Norte del Valle: Alcalá, Ansermanuevo, Argelia, Cartago, El Águila, El Cairo, El Dovio, La Unión, La Victoria, Obando, Roldanillo,

Toro, Ulloa, Versalles y Zarzal. En esta zona piloto se identificaron quince (15) estaciones climáticas, pero solo se emplearon once (11) estaciones de la Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca – CVC, la cuales contaban con información confiable sobre precipitación total mensual para el periodo de estudio, el cual se escogió teniendo en cuenta la presencia de eventos ENSO fase cálida con intensidad Moderada (1,0 a 1,4) a fuerte (>1,4), correspondiente al periodo de julio de 2007 a diciembre de 2011 (Ver Tabla 5).

Tabla 5. Estaciones empleadas para el análisis.

NOMBRE ESTACIÓN	CATEGORIA	MUNICIPIO	CODIGO
La María	PM	El Dovio	5420410112
Anacaro	PG	Cartago	2610000115
El Vesubio	PM	Toro	2624700103
El Socorro	PG	La Victoria	2614900101
La Elvira	PM	Zarzal	2614900102
La Arboleda	PG	Obando	2615000102
Zaragoza	CO	Cartago	2610000202
El Cairo	PM	El Cairo	5420410117
Puerto Molina	PM	Obando	2610000105
Piedras De Moler	PM	Alcala	2615400111
La Arabia	PM	Versalles	5420410114

PM: Pluviométricas, PG: Pluviográficas, CO: Climatológicas

5.6.1. Calculo del Índice Estandarizado de Evapotranspiración (SETI) y El Índice de Precipitación Estandarizada (SPI)

Para relacionar las variaciones de la evapotranspiración real con el riesgo de sequía meteorológica en una zona piloto del departamento del Valle del Cauca, se emplearon dos índices; el primero el Índice Estandarizado de Evapotranspiración (SETI) y el segundo el Índice de Precipitación Estandarizada (SPI). Los índices se calcularon con información de evapotranspiración real e información de precipitación en las estaciones climatológicas presentadas en la Tabla 5, para el periodo de julio de 2007 a diciembre de 2011. Los valores de evapotranspiración real y precipitación se ajustaron a una distribución de probabilidades gamma, la cual se transformó en una distribución normal, de modo que el valor promedio para cada caso es cero y la desviación estándar es de uno. El cálculo de los índices se realizó para una escala temporal de tres y seis meses empleando hojas de cálculo en Excel.

En la Tabla 6, se presentan las categorías de los índices SETI y el SPI, en las cuales se pueden determinar los períodos secos, húmedos y normales.

Tabla 6. Categorías del SETI y el SPI

2,0 y más	Extremadamente húmedo
1.5 a 1.99	Muy húmedo
1.0 a 1.49	Moderadamente húmedo
-0.99 a 0.99	Normal o aproximadamente normal
-1.0 a -1.49	Moderadamente seco
-1.5 a -1.99	Severamente seco
-2 y menos	Extremadamente seco

En la Ilustración 28, se observan los resultados del cálculo del Índice Estandarizado de Evapotranspiración (SETI) para una escala temporal de seis meses, para las once estaciones de estudio, mostrando que los meses de febrero a mayo presentan una disminución en el índice, mientras que los meses de agosto hasta octubre presentan un incremento. A nivel general se observa un comportamiento de decrecimiento del índice, mostrando un aumento leve en la evapotranspiración real. Sin embargo, esta última afirmación, no está demostrada, ya que el periodo de estudio es de solo cuatro años y medio, generando con ello que no se pueda aseverar que el SETI tiene una tendencia a futuro de presentar eventos secos o de menor disponibilidad de agua.

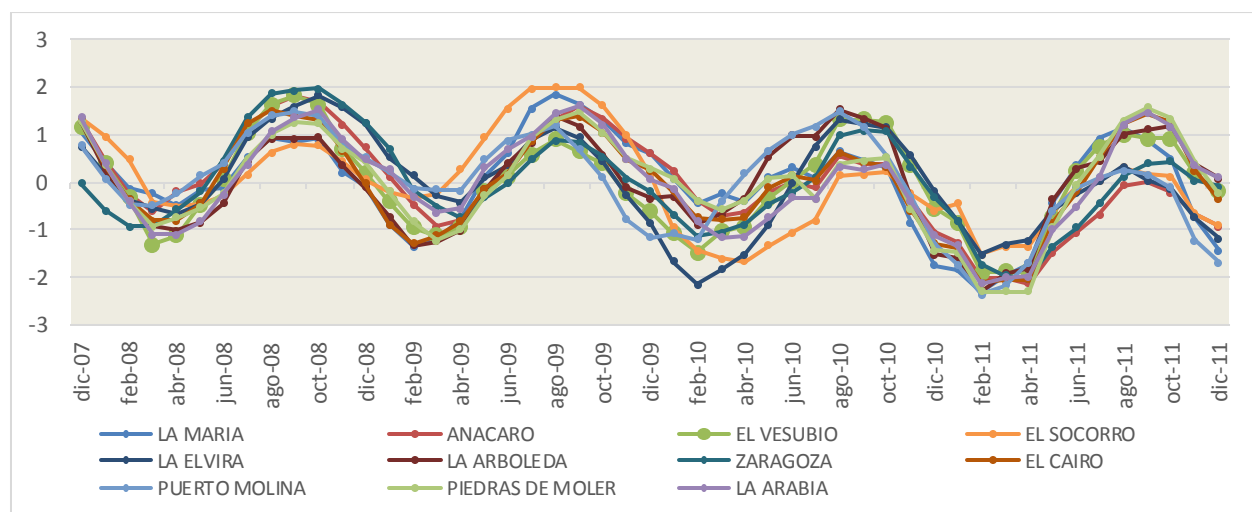


Ilustración 28. Resultados del Índice Estandarizado de Evapotranspiración (SETI), periodo de 6 meses.

Por su parte en la Ilustración 29, se puede observar el comportamiento del SETI, en una escala de tres meses, permitiendo observar tendencias a corto plazo, en donde se corrobora que el comportamiento de la evapotranspiración es unimodal, en donde los meses de septiembre a noviembre tienden a presentar valores bajos de evapotranspiración, lo cual indica que hay mayor disponibilidad del recurso hídrico en la superficie y en el suelo, mientras que los meses de noviembre a marzo presentaron una menor disponibilidad del agua, dado al incremento de la evapotranspiración.

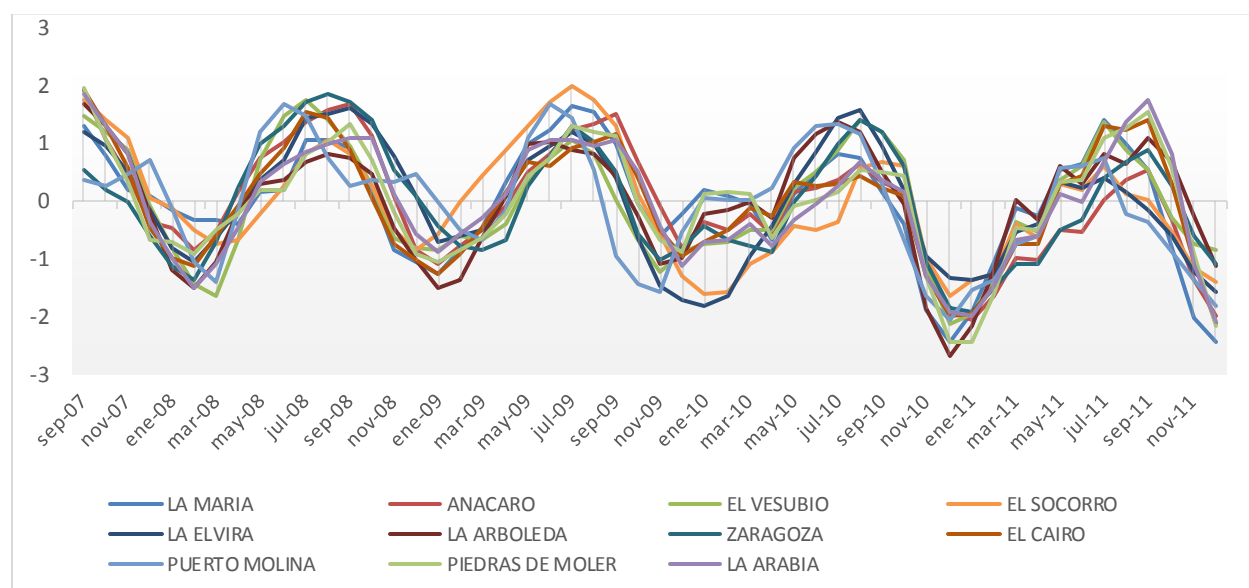


Ilustración 29. Resultados del Índice Estandarizado de Evapotranspiración (SETI), periodo de 3 meses.

La Ilustración 30, permite identificar el comportamiento del Índice de Precipitación Estandarizada (SPI) en una escala de seis meses, mostrando que los meses de agosto de 2009 a mayo de 2010, presentaron eventos de sequía que oscilan entre severa a extrema. Por otro lado, los meses de agosto a octubre de 2008 y octubre de 2010 a mayo de 2011, presentaron eventos que oscilaron entre húmedo y muy húmedo. De forma similar el comportamiento del Índice de Precipitación Estandarizada (SPI) en una escala de tres meses (Ilustración 31), permite identificar el comportamiento bimodal de la precipitación, observándose disminución del índice en épocas secas e incremento del mismo en épocas de lluvia, coincidiendo con el patrón normal para la zona de estudio.

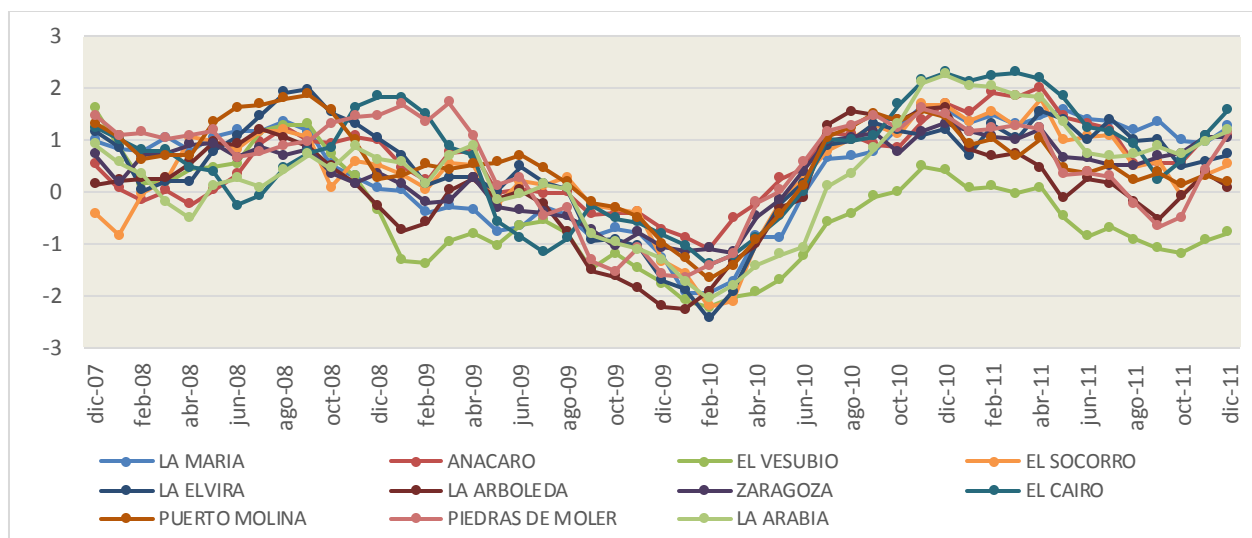


Ilustración 30. Resultados del Índice de Precipitación Estandarizada (SPI), periodo de 6 meses.

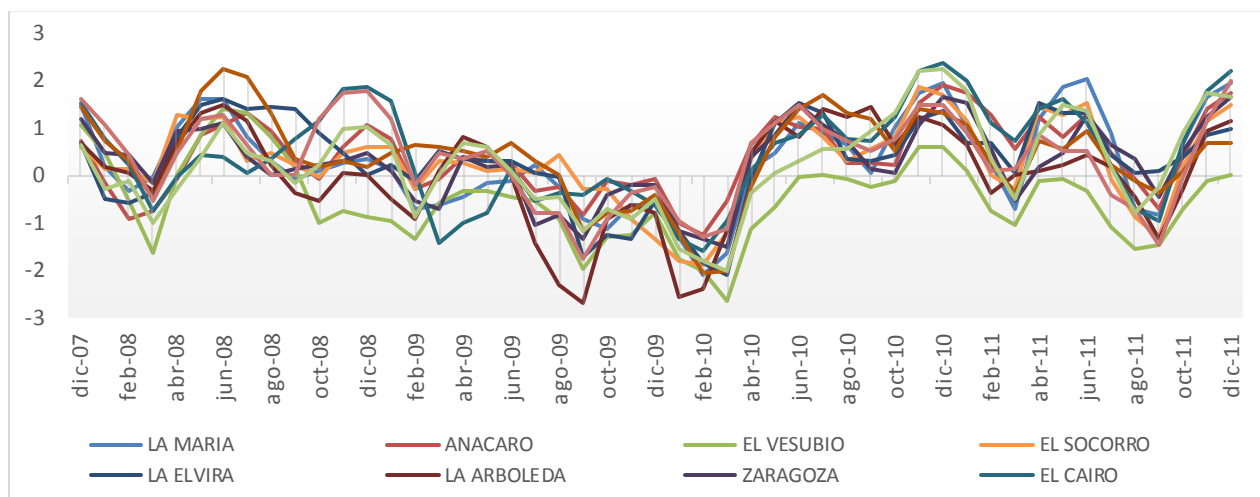


Ilustración 31. Resultados del Índice de Precipitación Estandarizada (SPI), periodo de 3 meses.

Al analizar los índices de manera integral, se puede identificar que, si bien existe una tendencia a presentarse valores altos de evapotranspiración entre los meses noviembre a marzo, lo cual puede considerarse una amenaza natural, esta se puede verse intensificada al disminuirse las precipitaciones normales para ese periodo. En el caso del tiempo comprendido entre de julio de 2007 a diciembre de 2011, se observa que entre los meses de febrero y marzo de 2010 se presentó una disminución de la precipitación coincidiendo a su vez con un incremento en la evapotranspiración, lo que resulta en una disminución de la disponibilidad de agua en el ecosistema.

Por otro lado, el periodo comprendido entre noviembre de 2010 a enero de 2011, presento un incremento en las precipitaciones lo cual coincidió con un incremento anormal de la evapotranspiración real, lo cual podría estar relacionado, partiendo de la idea de que, si se tiene suficiente agua en el suelo durante un tiempo prolongado, la evapotranspiración real se incrementara considerablemente, generando un balance hídrico en el ecosistema.

De manera general El Índice Estandarizado de Evapotranspiración (SETI), presento una variación estacional, en donde los meses febrero a mayo son los que presentan una disminución en la disponibilidad del agua, mientras que los meses de agosto hasta octubre presentan un incremento de la disponibilidad, repitiéndose este patrón de manera constante.

Las once estaciones analizadas presentan un comportamiento similar entre ellas para el SETI. Sin embargo, en el SPI se observan variaciones en los valores entre estación y estación, lo cual podría indicar que el comportamiento de la evapotranspiración real es homogéneo en toda la zona norte del Valle del Cauca.

Al analizar de manera conjunta el comportamiento del SETI y el SPI en la zona del norte del Valle del Cauca, se puede pensar que esta zona presenta de manera periódica exposición a la amenaza de sequía meteorológica, la cual se materializa en disminución del recurso hídrico al presentarse eventos ENSO - fase cálida con intensidad moderada a fuerte. Este hallazgo es útil en la planificación del territorio y en la toma de decisiones para implementar planes de trabajo que permitan evaluar el riesgo de sequía en los municipios analizados, buscando con ello articular programas de prevención ante el riesgo de sequía que disminuya el impacto ambiental, social y económico que tiene este fenómeno.

6. Conclusiones y Recomendaciones

Según los resultados obtenidos para el Valle del Cauca, se puede afirmar que el producto MOD16, se puede utilizar de manera confiable para obtener información de evapotranspiración real y potencial. Sin embargo, para las zonas de los piedemontes de las cordilleras donde existe un cambio de gradiente altitudinal y las zonas de páramos (mayor a la cota de terreno de 3400 m.s.n.m), es recomendable realizar un ajuste al modelo.

En el departamento del Valle del Cauca, se identificaron varios patrones en el comportamiento de la evapotranspiración real, observándose que las zonas altas de las cordilleras Central y Occidental, presentaron los valores más bajos de evapotranspiración real, los cuales oscilaron entre 15 a 35 mm/mes, y la zona de piedemonte de la cordillera occidental presentó valores entre 40 a 90 mm/mes. Por su parte la zona plana del valle del río Cauca, presentó una mayor variación en el comportamiento temporal de la evapotranspiración real, observándose oscilaciones entre los 80 a los 130 mm/año, mientras que la zona pacífica correspondiente al municipio de Buenaventura, presentó valores altos de evapotranspiración los cuales fluctuaron entre 90 a 160 mm/mes.

De acuerdo con los resultados obtenidos en la investigación se encuentra que el comportamiento de la evapotranspiración real en el departamento del Valle del Cauca es unimodal, siendo los meses de noviembre, diciembre, enero y febrero, los que presentan los valores bajos de evapotranspiración real y los meses de mayo, junio, julio y agosto los valores más altos.

Como resultado del presente estudio, se concluye que no existe una relación lineal, entre la precipitación y la evapotranspiración real en el Valle del Cauca. Sin embargo, se recomienda realizar estudios a una menor escala para determinar el nivel de relación entre estas dos variables climáticas.

Para estudios posteriores se recomienda realizar un análisis de la evapotranspiración en la zona pacífica, dado a que es un área en donde se conjugan varios factores y variables, que la hacen una zona única, de gran importancia para las dinámicas climáticas del departamento.

Como resultado de la presente investigación, se ratifica que para el Valle del Cauca las variables de radiación solar, velocidad del viento y temperatura del aire, influyen considerablemente en el comportamiento de la evapotranspiración real.

Se demuestra que existe una relación inversa entre los valores de evapotranspiración de MOD16 y la altura, la cual no en todos los casos se cumple, dado a que la evapotranspiración real depende de otros factores o variables como la humedad en el suelo, la radiación solar, la cobertura vegetal, la dinámica de los vientos, entre otros.

Se encuentra que los valores de la evapotranspiración real solo se ven afectados significativamente en presencia del Fenómeno del ENSO, cuando se presenta magnitud fuerte e intensidad prolongada.

El Índice Estandarizado de Evapotranspiración (SETI), es una herramienta importante para identificar amenaza de sequía, dado a que permite identificar la disponibilidad del agua en el tiempo. Sin embargo, al relacionarse este índice con el Índice de Precipitación Estandarizada (SPI), se mejora el análisis significativamente, dado a que se incluye otra variable fundamental en el ciclo hídrico.

Como resultado de esta investigación se encontró que el Índice Estandarizado de Evapotranspiración (SETI), presenta una variación estacional, la cual se repite de manera constante.

Este trabajo es un punto de partida para comprender como es el comportamiento de la sequía meteorológica en los municipios del Norte del Valle, esperando que en futuras investigaciones se analice de manera más puntual este tema, abarcando a todos los municipios el departamento del Valle del Cauca.

Teniendo en cuenta los resultados de la presente investigación se encuentra que existe una exposición periódica a la amenaza natural de sequía en los municipios del norte del Valle del

Cauca, la cual inicia aproximadamente en el mes de enero y finaliza en el mes de julio, lo cual requiere medidas de prevención por parte de las unidades municipales y departamentales para la gestión del riesgo de desastre orientadas a la capacitación y sensibilización de las comunidades vulnerables en estas zona y a la elaboración de estudios puntuales para la realización de obras estructurales y no estructurales, lo cual hará que disminuya la vulnerabilidad ante la presencia de eventos ENSO, fase cálida que coincidan con los meses de enero a julio, los cuales intensificarán la disminución del recurso hídrico en la zona.

Para estudios posteriores se recomienda profundizar en el uso del Índice Estandarizado de Evapotranspiración (SETI), como mecanismo para realizar los análisis de sequía meteorología. De igual manera se recomienda analizar una metodología que permita integrar estos dos índices, con el objetivo de mejorar las predicciones en el comportamiento de la sequía a nivel departamental.

Referencias

- Allen, R.G. Pereira, L.S. Raes, D. Smith, M. (2006). Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Estudio FAO: Riego y Drenaje, FAO, Rome (Italia). Dirección de Tierras y Aguas, no. 56, Pp.300
- Álvarez. O., Vélez. J. I. y Poveda Jaramillo. G. (2008). Incertidumbre en la estimación de campos de evapotranspiración para Colombia. XVIII Seminario Nacional de Hidráulica e Hidrología. Sociedad Colombiana de Ingenieros.
- Botterill, L.C. and G. Cockfield. (2013). Science, Policy, and Wicked Problems. In Righetti, Botterill L. and G. Cockfield (Eds.): Drought, Risk Management, and Policy: Decision Making under Uncertainty. CRC Press, pp. 1-16.
- Carrillo, J. L., (17 de enero de 2016). Agro del Valle, en vilo por fenómeno de El Niño. *El País*. Recuperado de <http://www.elpais.com.co/elpais/valle/noticias/agro-valle-vilo-por-fenomeno-nino>
- Carvajal, Y., Jiménez, H. y Materón, H. (1999). *El niño 1997-98 y su impacto sobre los ecosistemas marino y terrestre. Efectos ecológicos del fenómeno ENOS en Colombia*. Universidad del Valle, facultad de ingeniería. Santiago de Cali, Colombia. Revista biológica de Perú. Vol. Extraordinario: pp. 152-159.
- Carvajal, Y., & Segura, J. M. (2002). Aplicación de métodos estadísticos para la regionalización de precipitación mensual en el Valle del Cauca. *Metereol. Colombg*, (5), 13-21.
- Carvajal, Y. (2010). Efectos de la variabilidad climática y el cambio climático en la agricultura. Estrategias de mitigación y adaptación para el sector. *Memorias*, 8(14), 85-102.
- Carvajal, Y. (2011). Efectos de la Variabilidad Climática (Vc) y el Cambio Climático (Cc) en los Recursos Hídricos de Colombia. *Entre Ciencia e Ingeniería*, (9), 33-61.
- Cerón, W. L., Carvajal, Y. C., & Montoya, O. L. B. (2015). Índice estandarizado de precipitación (SPI) para la caracterización de sequías meteorológicas en la cuenca del río Dagua-Colombia. *Estudios Geográficos*, 76(279), 557-578.
- Correa, M. V. (07 de febrero de 2016). Pérdidas ambientales que ya deja El Niño superan los \$3 billones. *El Colombiano*. Recuperado de <http://www.elcolombiano.com/colombia/perdidas-ambientales-que-ya-deja-el-nino-superan-los-3-billones-CD3555037>.

- De La Casa, A., Ovando, G., Díaz, G., y Díaz, P. (2017). *Evaluación de la sequía con indicadores estandarizados de diferente origen en Córdoba, Argentina*. En IX Congreso Argentino de AgroInformática (CAI 2017) – JAIIO 46- CLEI 43.
- Eiseltová, M., Pokorný, J., Hesslerová, P., & Ripl, W. (2012). *Evapotranspiration-A driving force in landscape sustainability*. INTECH Open Access Publisher.
- Esmeral, Y. M. (2011). *Análisis de la evapotranspiración real en el cultivo de rosa* (tesis de maestría). Universidad Nacional de Colombia, Santa Fe de Bogotá, Colombia.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations - (FAO). (2008). *Climate Change and Food Security: A Framework Document*. Recuperado de <http://www.fao.org/forestry/15538-079b31d45081fe9c3dbc6ff34de4807e4.pdf>
- García, S., F., y Otero, J., D. (2005). *Estimación de la evapotranspiración real en la cuenca superior del río Lebrija* (Tesis de pregrado). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- García, R. (2008). *Riesgo de sequía y vulnerabilidad socioeconómica en la cuenca del guadalentin* (tesis de doctorado). Universidad de Murcia, Murcia, España.
- González López, S. & Lorente García, J. (2002). Reducción de la vulnerabilidad ante fenómenos meteorológicos extraordinarios. In Conferencia Día Meteorológico Mundial, Murcia.
- Guevara, J. M. (2008). *El ABC de los índices usados en la identificación y definición cuantitativa de el niño-oscilación del sur (ENSO)*. Terra Nueva Etapa, vol. XXIV, número 035. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. pp. 85-140.
- Gutiérrez-Hernández, J. E., & Hernández-Cerda, M. E. (2016). *Situación actual de los índices en uso para el estudio de la sequía*. Ciencias de la Tierra y el Espacio, julio-diciembre, 2016, Vol.17, No.2, pp.183-199, ISSN 1729-3790.
- Hasenmueller, E. A., & Criss, R. E. (2013). *Water balance estimates of evapotranspiration rates in areas with varying land use*. *Evapotranspiration-An Overview*.
- Hurtado, G., & M. Cadena. (2002). *Aplicación de índices de sequía en Colombia*. Meteorol. Colomb. 5:131-137. ISSN 0124-6984. Bogotá, D.C. – Colombia.
- Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC. (2007). *Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de Evaluación del IPCC*.
- Irmak A. (2012). *Evapotranspiration- remote sensing and modeling*. Rijeka, Croatia: publisher: InTech, Chapter published. Traducción propia.

- Jaramillo R., A. (2006). Evapotranspiración de referencia en la región andina de Colombia. *Cenicafé* 57(4):288-298.
- Jung, M., M. Reichstein, et al. (2010). A recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, DOI:10.1038/nature09396.
- Libreros, L. L. (17 de enero de 2016). El drama de la sequía golpea a doce municipios del Valle. *El País*. Recuperado de <http://www.elpais.com.co/elpais/valle/noticias/drama-sequia-golpea-doce-municipios-valle>
- Loaiza, W. (2014). *Evaluación de sequías meteorológicas y procesos de adaptación de las comunidades agrícolas de la cuenca del río Dagua – Valle del Cauca caso de estudio: Microcuenca la Centella* (Tesis de maestría). Universidad del Valle, Cali, Colombia.
- Loaiza, W.; Carvajal, Y. & Baquero, O. L. (2014). *Sequías & adaptación: principios para su evaluación en sistemas productivos agrícolas del Valle del Cauca*, Colombia. Universidad del Valle, Programa Editorial.
- López, N. G., Carvajal, Y., & Cerón, W. L. (2016). Análisis de sequías meteorológicas para la cuenca del río Dagua, Valle del Cauca, Colombia. *Revista Tecnura*, 20(48), 101-113.
- Marín, V. (2010). Evaluación de la relación entre la evapotranspiración potencial teórica y la evaporación registrada en los departamentos de Cundinamarca y Valle del Cauca. (tesis pregrado). Pontificia Universidad Javeriana, Bogotá D.C.
- Marcos, O. (2001). Sequía: definiciones, tipologías y métodos de cuantificación. *Investigaciones Geográficas*, nº 26. Barcelona, España.
- Morillas, L. (2013). Tesis de Doctorado. Estimación multifuente de la Evapotranspiración en medios Semiáridos mediante teledetección: Evaluación de métodos directos y residuales. Universidad de Almería. España.
- Monteith J.L. (1965). Evaporation and the environment. In: *The State and Movement of Water in Living Organisms*. XIXth Symposium. Soc. for xp. Biol., Swansea. Cambridge University Press. pp. 205-234.
- Mu, Q., Zhao, M., and Running, S. W. (2011). Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing Environ.*, 115, 1781–1800.
- Mu, Q., Zhao, M., and Running, S. W. (2013). MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (NASA MOD16A2/A3) Algorithm Theoretical Basis Document, Collection 5. Remote Sensing Environ. NASA Headquarters.
- Murillas, A. y Londoño. E. A. (2014). *Estimación de la evapotranspiración en cultivos de arroz con sensores remotos* (tesis de pregrado). Universidad del Valle, Santiago de Cali, Colombia.

- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). (2007). *Earth System Research Laboratory, Physical Science Division. Multivariate ENSO*. Publicación digital en la página web <http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/>
- Ortega-Gaucin, D. 2012. Sequía en Nuevo León: vulnerabilidad, impactos y estrategias de mitigación. Instituto del Agua del Estado de Nuevo León. Apodaca, N.L. 222 p. ISBN: 978-607-9203-06-1
- Peña, A., E. Cortés, J. Torres & J. Carbonell. (2005). Estimación de la evaporación a partir de otras variables meteorológicas en el valle del río Cauca. *Meteorología Colombiana* 9:51-57. ISSN 0124-6984. Bogotá, D.C. -Colombia.
- Pérez, M. E. (2006). Fluctuaciones Climáticas Y Variabilidad Temporal Del Clima En El Norte Argentino–1931/2005. *Revista Geográfica Digital. IGUNNE. Facultad de Humanidades. UNNE*, 3(6).
- Pérez, D. J. (2007). Introducción a los Sensores Remotos, Aplicaciones en Geología. Extraído de: http://aviris.gl.fcen.uba.ar/Curso_SR/Guia_Curso_sr_2007.pdf
- Podestá, G., Milagros Skansi, M.D.L.M., Herrera, N., y Veiga, H. (2016). Descripción de índices para el monitoreo de sequía meteorológica implementados por el Centro Regional del Clima para el Sur de América del Sur. Centro Regional del Clima para el Sur de América del Sur. Reporte Técnico CRC-SAS-2015-001.
- Poveda Jaramillo, G. (1998). *Retroalimentación dinámica entre el fenómeno el niño-oscilación del sur y la hidrología de Colombia* (Doctoral dissertation, Universidad Nacional De Colombia, Sede Medellín).
- Poveda, G., & Mesa, O. (1999). La corriente de chorro superficial del Oeste (" del Chocó") y otras dos corrientes de chorro en Colombia: climatología y variabilidad durante las fases del ENSO. *Revista Académica Colombiana de Ciencia*, 23(89), 517-528.
- Poveda Jaramillo, G., Jaramillo Robledo, A., & Mantilla Gutiérrez, R. (2001) *Asociación entre el fenómeno El Niño y las anomalías de humedad del suelo y del índice "NDVI" en Colombia*. In: IX Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología y VIII Congreso Argentino de Meteorología, 7-11 de mayo, Buenos Aires, Argentina. Extraído de: <http://www.bdigital.unal.edu.co/4417/#sthash.mHvVmvA8.dpuf>
- Poveda, G., J. Vélez, O. Mesa, C. Hoyos, L. Salazar, J. Mejía, O. Barco y P. Correa. (2002). Influencia de fenómenos macroclimáticos sobre el ciclo anual de la hidrología colombiana: cuantificación lineal, no lineal y percentiles probabilísticos. *Meteorol. Colomb.* 6:121-130. ISSN 0124-6984. Bogotá, D.C. – Colombia.
- Poveda, G. (2004). La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diaria. *Rev. Acad. Colomb. Cienc*, 28(107), 201-222.

- Preocupación por bajo nivel de embalses del Valle del Cauca, centro y oriente de Colombia. (28 de enero de 2016). *El País*. Recuperado de <http://www.elpais.com.co/elpais/colombia/noticias/preocupacion-por-nivel-embalses-valle-cauca-centro-y-oriente-colombia>
- Puertas Orozco, O. L., & Carvajal, Y. (2008). Incidence of El Niño southern oscillation in the precipitation and the temperature of the air in Colombia, using Climate Explorer. *Ingeniería y Desarrollo*, (23), 104-118.
- Quintero, A. M.; Carvajal, Y.; y ALDUNCE, P. (2012). Adaptación a la variabilidad y el cambio climático: Intersecciones con la gestión del riesgo. Manizales, Colombia. *Revista Luna Azul*, núm. 34, pp. 257-271. Universidad de Caldas.
- Ramírez; Mejia; Marin; y Arango. (2011). Evaluación de modelos para calcular la evapotranspiración de referencia en la zona cafetera de Colombia. *Agron. colomb.* vol.29, n.1, pp.107-114. ISSN 0120-9965.
- Roth, G.D. (2003). *Meteorología. Formaciones nubosas y otros fenómenos meteorológicos. Situaciones meteorológicas generales. Pronósticos del tiempo*. Barcelona: Ediciones Omega (edición original alemana: Munich, 2002). pp. 300.
- Sánchez, M. y Chuvieco, E. (2000). Estimación de evapotranspiración del cultivo de retelefeic, ETo, a partir de imágenes NOAAVHRR. *Revista de Teledetección*, N° 14, p. 1121.
- Sánchez. M.I. (1992). Métodos para el estudio de la evaporación y la evapotranspiración. Cuadernos técnicos sociedad española de geomorfología. N°3,36pp.España (Murcia).
- Serna, S. E. G., Carvajal, Y., & Díaz, Á. J. Á. (2013). Estudio de la Influencia del Fenómeno El Niño-Oscilación del Sur en la Oferta Hídrica de la Cuenca Hidrográfica del Río Dagua. *Entre Ciencia e Ingeniería*, (13), 26-33.
- Toro-Trujillo, A. María; Arteaga-Ramírez, Ramón; Vázquez-Peña, M. Alberto; Ibáñez Castillo, L. Alicia. (2015). Modelos para estimar la evapotranspiración de referencia en la zona norte bananera del Urabá Antioqueño (Colombia). *Agrociencia*, vol. 49, núm. 8, pp. 821-836.
- Torres, E. (2010). El modelo fao-56 asistido por satélite en la estimación de la evapotranspiración en un cultivo bajo estrés hídrico y suelo desnudo. Caso de estudio: Acuífero Mancha Oriental, España. Universidad de Castilla-la mancha.
- Vandana, S. (2008). El agua y la biodiversidad de la tierra. Zaragoza: Expoagua Zaragoza 2008, 167 p.

- Velasco, I., Montesillo, J. (2006). Elementos en la gestión de cuencas en condiciones de sequía. Revista: Gestión y Política Pública. México.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., Lorenzo-Lacruz, J., Camarero, J. J., López-Moreno, J. I. Azorín-Molina, C., Revuelto, J., Morán-Tejeda, E., Sánchez-Lorenzo, A. (2012). Análisis comparativo de diferentes índices de sequía para aplicaciones ecológicas, agrícolas e hidrológicas. En 8º Congreso Internacional de la Asociación Española de Climatología, Salamanca.
- Volpedo, A. V. (2001). Estudio de la morfometría de las *sagittae* en poblaciones de *sciaenidos* marinos de aguas cálidas del Perú y aguas templado-frías de Argentina. Universidad de Buenos Aires, facultad de ciencias exactas y naturales. Argentina. Pp. 234 desde la 40-43pp.
- Zuluaga, J. (2009). Análisis de la variabilidad espacio - temporal de la sequía en Colombia. Bogotá, 100pp.

Bibliografía

- Allen R.G., Pereira L.S., Raes, D. y Smith M. (1998). Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements, FAO Irrigation and Drainage Paper, Vol. 56, FAO, Rome.
- Álvarez. O. D., Vélez. J. I., Poveda, G. (2008). Incertidumbre en la estimación de campos de evapotranspiración para Colombia, *XVIII Seminario Nacional de Hidráulica e Hidrología Sociedad Colombiana de Ingenieros*. Bogotá, D.C, Colombia
- Arias Gómez, P. A. & G. Poveda Jaramillo (2007). Estimación de la Relación Adimensional de Budyko en Colombia, *Rev. Acad. Colomb., Cienc.* 31 (118): 69-78. ISSN 0370-3908. Medellín Colombia.
- Barco, J., A. Cuartas, O. Mesa, G. Poveda, I.J. Velez, R. Mantilla, A. Hoyos, F.J. Mejia, B. Botero and M. Montoya. (2000). Estimación de la evaporación en Colombia. *Avances Recursos Hidráulicos* 7, 43-51.
- Bermejillo, Adriana. (1998). *Estimación de la evapotranspiración real regional a partir de datos satelitales* (Tesis de Maestría). Mendoza, Universidad Nacional de Cuyo. Facultad de Ciencias Agrarias. Recuperado de <http://bdigital.uncu.edu.ar/1218>.
- Bochetti, M.J. (2010). *Análisis comparativo de la evapotranspiración obtenida mediante distintas ecuaciones empíricas aplicadas a la zona agrícola de chillan* (tesis pregrado). Universidad Católica de la santísima concepción, Concepción, Chile.
- Brasa. A. (1997). Determinación mediante teledetección de la evapotranspiración en regadíos extensivos. Universidad de castilla la mancha. Número 62 de colección tesis doctorales. 168 páginas.
- Calera A (2005) la evapotranspiración: concepto y metodología de cálculo. In 'agua y agronomía'. (ED. E mundi-prensa) PP. 163-238. Madrid.
- Carmona, F., y Rivas, R. (2011). Estimación de la evapotranspiración real mediante datos Meteorológicos e imágenes de satélite. *Teledetección: Recientes aplicaciones en la Región Pampeana*, 83-101.
- Departamento Nacional de Planeación – DNP. (2012). Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático (PNACC).

- García A.G., Gallego-Elvira B., Campos A.N., Di Bella C.M., Oliosio A., Posse G. (2013). “Evolución de la evapotranspiración en diferentes coberturas vegetales de la argentina utilizando productos derivados del sensor MODIS”. COST Action ES0903 “EUROSPEC” Final Conference, 6 al 8 de noviembre de 2013, Trento, Italia.
- Hämmerly, R.C. (2001). *Modelación de la evapotranspiración con métodos de balance de agua* (tesis de maestría). Universidad Nacional del Litoral, Ciudad de Santa Fe, Argentina.
- Healy RW, Winter TC, Labaugh JW, Franke OL. (2007). 'Water budgets: foundations for effective water-resources and environmental management.' (U.S. Geological Survey Circular 1308: Reston, Virginia).
- Jaramillo R., A. (2006). Evapotranspiración de referencia en la región Andina de Colombia. *Cenicafé*. 57(4):288-298. Recuperado de <http://hdl.handle.net/10778/232>
- Martina Eiseltová, Jan Pokorný, Petra Hesslerová and Wilhelm Ripl. (2012). Evapotranspiration - A Driving Force in Landscape Sustainability, Evapotranspiration - Remote Sensing and Modeling, Dr. Ayse Irmak (Ed.), ISBN: 978-953-307-808-3, InTech.
- Martínez, J. (2005). Percepción remota “Fundamentos de teledetección espacial”. Comisión nacional del agua subdirección general de programación subgerencia de informática y sistema geográfico del agua jefatura de control cartográfico. pp. 62.
- Ocampo, D., Rivas, R.y Carmona, F. (2013). Aplicación de tres modelos de estimación de la evapotranspiración a partir de imágenes Landsat e información de terreno. In: Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), Foz do Iguaçu, PR, 13 - 18 de abril de 2013 / editado por José Carlos NevesEpiphany, LênioSoaresGalvão, São José dos Campos, SP : MCT/INPE, 2013. p. 5538-5544. ISBN: 978-85-17-00065-2.
- Orozco, O. L. P., Carvajal, Y., & Angel, M. Q. (2011). Estudio de tendencias de la precipitación mensual en la cuenca alta-media del río Cauca, Colombia. *Dyna*. Medellín, Colombia. Nro. 169, pp. 112-120.
- Pacífico Colombiano. 2015. Generalidades del Valle del Cauca. Recuperado el 16 de agosto de 2015. Recuperado de <http://pacificocolombiano.webnode.com.co/novedades/>
- Poveda, G.; Vélez, J.I.; Mesa, O.J.; Cuartas, A.; Barco, J.; Mantilla, R.I.; Mejía, J. F.; Hoyos, C. D.; Ramírez, J. M.; Ceballos, L. I.; Zuluaga, M.D.; Arias, P.A.; Botero, B.A.; Montoya, M.I.; Giraldo, J.D.; Quevedo, D.I. (2007). Linking long-term water balances and statistical scaling to estimate river flows along the drainage network of Colombia. *Journal of Hydrologic Engineering* 12 (1): 4-13.
- Rodríguez, O. E. y Arredondo, H. A. (2005). Manual para el manejo y procesamiento de imágenes satelitales obtenidas del sensor remoto MODIS de la nasa, aplicado en estudios de Ingeniería Civil. Tesis de pre grado. Pontificia Universidad Javeriana. Bogotá, Colombia.

- Rodríguez Becerra, M., & Mance, H. (2009). Cambio climático: lo que está en juego. Bogotá: Foro Nacional Ambiental. ISBN 978-958-99007-6-5
- Rosselló. C. J & Casals. M. N. (2004). Determinación de la evapotranspiración en Cataluña mediante el uso de la teledetección y los sistemas de Información geográfica. En medio ambiente, recursos y riesgos naturales: análisis mediante tecnología SIG y teledetección: aportaciones al “XI Congreso de Métodos Cuantitativos, SIG y Teledetección” celebrado en Murcia, 20-23 de septiembre, 2004 (pp. 375-386). Servicios de publicaciones.
- Rosero, R. I. (2003). Incidencia del Fenómeno El Niño en la Actividad Económica del Ecuador: Un Análisis de Series de Tiempo. Escuela Superior Politécnica del Litoral, Instituto De Ciencias Matemáticas, Ingeniería en Estadística Informática. Guayaquil, Ecuador. pp. 90
- Sánchez, J. M., Caselles, V., Valor, E., y Coll, C. (2007). Análisis de una metodología para la estimación de la evapotranspiración real diaria mediante teledetección a una escala regional. *Revista de Teledetección*, (27), 71-79
- Van der Tol Christiaan, Parodi G. (2011). Guidelines for Remote Sensing of Evapotranspiration. Evapotranspiration remote sensing and modeling Evapotranspiration Remote Sensing and Modeling Edited by Ayse Irmak
- Vives L., Wohl Coelho O., Rivas R., Schirmbeck J., Valor E. (2004). Estimación de la evapotranspiración regional mediante sensores remotos. Actas IV Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo. Recuperado de www.sugeologia.org