



UNIVERSIDAD DE CARABOBO
ÁREA DE ESTUDIOS DE POSTGRADO
FACULTAD DE INGENIERÍA
PROGRAMA DE MAESTRÍA
MAESTRÍA EN INGENIERÍA AMBIENTAL



**“COMPARACIÓN DE DOS MÉTODOS DE DIFERENCIACIÓN DE
TEMPERATURA PARA ESTIMAR LA EVAPOTRANSPIRACIÓN
DIARIA SOBRE LA CUENCA DEL RIO CHIRGUA EN EL ESTADO
CARABOBO USANDO IMÁGENES SATELITALES”**

ELABORADO POR:

Figueira Espinoza, Eliana Elizabeth

TUTOR: Ph.D. Adriana Márquez

Valencia, 28 de mayo 2019



UNIVERSIDAD DE CARABOBO
FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCIÓN DE ESTUDIOS PARA GRADUADOS
SECCIÓN DE GRADO



ACTA DE DISCUSIÓN DE TRABAJO DE GRADO

En atención a lo dispuesto en los Artículos 137, 138 y 139 del Reglamento de Estudios de Postgrado de la Universidad de Carabobo, quienes suscribimos como Jurado designado por el Consejo de Postgrado de la Facultad de Ingeniería, de acuerdo a lo previsto en el Artículo 135 del citado Reglamento, para estudiar el Trabajo de Grado titulado:

“COMPARACIÓN DE DOS MÉTODOS DE DIFERENCIACIÓN DE TEMPERATURA PARA ESTIMAR LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DIARIA SOBRE LA CUENCA DEL RÍO CHIRGUA EN EL ESTADO CARABOBO USANDO IMÁGENES SATELITALES”

Presentado para optar al grado de **MAGÍSTER EN INGENIERÍA AMBIENTAL** por el (la) aspirante:

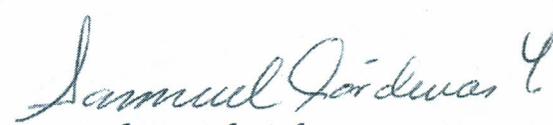
ELIANA FIGUEIRA
V.- 19.207.274

Habiendo examinado el Trabajo presentado, decidimos que el mismo está **APROBADO**.

En Valencia, a los cinco (05) día del mes de Junio del año dos mil diecinueve.


Prof. Adriana Márquez
C.I.: 12604007
Fecha: 05/06/2019


Prof. Bettys Fariás
C.I.: 8.559.294
Fecha: 05/06/2019
FE: 04/06/2019 /D6.-


Prof. Samuel Cárdenas
C.I.: 11.753.640
Fecha: 05/06/2019



UNIVERSIDAD DE CARABOBO
ÁREA DE ESTUDIOS DE POSTGRADO
FACULTAD DE INGENIERÍA
PROGRAMA DE MAESTRÍA
MAESTRÍA EN INGENIERÍA AMBIENTAL



“COMPARACIÓN DE DOS MÉTODOS DE DIFERENCIACIÓN DE
TEMPERATURA PARA ESTIMAR LA EVAPOTRANSPIRACIÓN
DIARIA SOBRE LA CUENCA DEL RIO CHIRGUA EN EL ESTADO
CARABOBO USANDO IMÁGENES SATELITALES”

Autor: Eliana Elizabeth Figueira Espinoza

Tutor: Dra. Adriana Márquez

RESUMEN

El objetivo de esta investigación fue el de comparar dos métodos de diferenciación de temperatura para estimar la evapotranspiración diaria sobre la cuenca del río Chirgua en el Estado Carabobo usando imágenes satelitales.

El procesamiento de los datos obtenidos se realizó mediante la aplicación del Algoritmo para el Balance de Energía Superficial (SEBAL) y el uso de mediciones observadas a través de estaciones de monitoreo meteorológico. El tipo de estudio es descriptivo con base en un diseño no experimental. Esta investigación tiene como técnicas de recolección de datos la observación científica indirecta, cuyos instrumentos o medios para obtener la información son imágenes digitales para los años 2016 y 2017 provenientes del satélite Landsat 8; además información meteorológica suministrada por el Servicio de Meteorología de la Aviación Militar y obtención de información del Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología, con los datos correspondientes a la fecha que fue tomada cada imagen satelital. Esta información fue procesada con las aplicaciones del software ARCGIS 10.0 para realizar la modelación del proceso de evapotranspiración.

Palabras clave: Cuenca, satélites Landsat, modelo SEBAL, evapotranspiración, río Chirgua.



UNIVERSIDAD DE CARABOBO
ÁREA DE ESTUDIOS DE POSTGRADO
FACULTAD DE INGENIERÍA
PROGRAMA DE MAESTRÍA



MAESTRÍA EN INGENIERÍA AMBIENTAL

“COMPARACIÓN DE DOS MÉTODOS DE DIFERENCIACIÓN DE
TEMPERATURA PARA ESTIMAR LA EVAPOTRANSPIRACIÓN
DIARIA SOBRE LA CUENCA DEL RIO CHIRGUA EN EL ESTADO
CARABOBO USANDO IMÁGENES SATELITALES”

Autor: Eliana Elizabeth Figueira Espinoza

Tutor: Dra. Adriana Márquez

ABSTRACT

The objective of this investigation was to compare two methods of temperature differentiation to estimate the daily evapotranspiration over the Chirgua river basin in Carabobo State using satellite images.

The processing of the data obtained was done by applying the Algorithm for Surface Energy Balance (SEBAL) and the use of measurements observed through meteorological monitoring stations. The type of study is descriptive based on a non-experimental design. This investigation has as techniques of data collection the indirect scientific observation, whose instruments or means to obtain the information are digital images for the years 2016 and 2017 coming from the satellite Landsat 8; also meteorological information provided by the Meteorology Service of the Military Aviation and obtaining information from the National Institute of Meteorology and Hydrology, with the data corresponding to the date that each satellite image was taken. This information was processed with the applications of the ARCGIS 10.0 software to perform the modeling of the evapotranspiration process.

Keywords: watershed, Landsat satellites, SEBAL model, evapotranspiration, Chirgua river.

ÍNDICE GENERAL

	PP
CAPÍTULO I EL PROBLEMA	01
Planteamiento del Problema.....	01
Formulación del Problema.....	03
Objetivos de la Investigación.....	03
Objetivo General.....	03
Objetivos Específicos.....	03
Justificación.....	04
Alcances y Limitaciones.....	05
CAPÍTULO II MARCO TEÓRICO	06
Antecedentes de la Investigación.....	06
Bases Teóricas.....	08
CAPÍTULO III MARCO METODOLÓGICO	60
Tipo de Investigación.....	60
Diseño de la Investigación.....	61
Población y Muestra de estudio.....	61
Técnica de Recolección de Información.....	62
Descripción de la Metodología.....	63
Recolección de Datos.....	63
Procesamiento de Datos.....	69
Resultados Obtenidos.....	69
CAPÍTULO IV ANÁLISIS DE RESULTADOS	
Seleccionar las imágenes satelitales a ser usadas en el trabajo de investigación.....	
Realizar procesamiento preliminar de las imágenes satelitales.....	
Estimar las variables físicas que influyen sobre dos métodos de diferenciación de temperatura.....	
Estimar la evapotranspiración diaria utilizando dos métodos de diferenciación de temperatura.....	

Comparar las estimaciones de temperatura y evapotranspiración diaria
con las observaciones de campo.....

CONCLUSIONES.....

RECOMENDACIONES.....

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....

INDICE DE FIGURAS

Figura 1	Sistema de referencia mundial descendente WRS-2	11
Figura 2	Balance de energía superficial	28
Figura 3	Relación teórica entre la temperatura superficial y el albedo en el modelo S-SEBI	58
Figura 4	Procedimiento para obtención de imágenes satelitales	64
Figura 5	Procedimiento para obtención de imágenes satelitales	65
Figura 6	Procedimiento para obtención de imágenes satelitales	65
Figura 7	Procedimiento para obtención de imágenes satelitales	66
Figura 8	Procedimiento para obtención de imágenes satelitales	67
Figura 9	Procedimiento para obtención de imágenes satelitales	67
Figura 10	Procedimiento para obtención de imágenes satelitales	68
Figura 11	Aplicación según Banda Espectral para el Satélite Landsat 8	
Figura 12	Imagen de Satellite Landsat 8 OLI de la Cuenca del Rio Chirgua Edo. Carabobo	
Figura 13	Imagen de Reflectancia en la Banda Espectral 5 de la Cuenca del Rio Chirgua Edo. Carabobo	
Figura 14	Radiación Neta sobre la Cuenca del Rio Chirgua Edo. Carabobo	
Figura 15	Flujo de Calor Sensible sobre la Cuenca del Rio Chirgua Edo. Carabobo	
Figura 16	Flujo de Calor en el Suelo sobre la Cuenca del Rio Chirgua Edo. Carabobo	
Figura 17	Evapotranspiración Diaria Estimada sobre la Cuenca del Rio Chirgua Edo. Carabobo	
Figura 18	Representación Gráfica de la Cuenca del Rio Chirgua y la ubicación de las Estaciones de Monitoreo Meteorológicas	
Figura 19	Evapotranspiración Diaria Observada sobre la Cuenca del Rio Chirgua Edo. Carabobo	
Figura 20	Gráfico del Modelo Ajustado para la representación de la Evapotranspiración estimada versus la observada para el año 2016	
Figura 21	Gráfico del Modelo Ajustado para la representación de la Evapotranspiración estimada versus la observada para el año 2017	

INDICE DE TABLAS

Tabla 1	*Descripción de los satélites Landsat	9
Tabla 2	*Radiación recibida y absorbida por la Tierra.	16
Tabla 3	*Energía Solar reflejada	17
Tabla 4	* Resultados obtenidos del procesamiento de imágenes satelitales correspondientes a la cuenca del Río Chirgua, ubicada en el estado Carabobo, mediante la aplicación de modelos de diferenciación de temperatura y el software ArcGis- ArcMap 10.0.	69
Tabla 5	* Programación de ejecución de objetivos de la investigación.	71
Tabla 6	* Aspectos administrativos relacionados al desarrollo de la investigación.	72
Tabla 7	* Características de las imágenes satelitales Landsat 8 OLI TIRS.	

INTRODUCCIÓN

La evapotranspiración superficial es una variable clave para la hidrología, agronomía y meteorología. El conocimiento de esta variable es especialmente importante para el rendimiento y la calidad de los cultivos durante todo el ciclo de crecimiento. Los cultivos están sujetos a estrés hídrico severo, particularmente en la época de sequía, cuando la demanda por evaporación es máxima, mientras que la precipitación es insignificante.

Como parte de este trabajo se presenta la metodología para determinar la evapotranspiración a través de dos métodos de diferenciación de temperatura utilizando imágenes satelitales en la cuenca del Río Chirgua en el Estado Carabobo mediante la aplicación del Algoritmo para el Balance de Energía Superficial (SEBAL).

Esta investigación consta de cinco capítulos, en el primero se hace el planteamiento del problema que motivó esta investigación, sus objetivos, justificación y las delimitaciones de la misma. Luego, el capítulo dos, donde se presentan los antecedentes utilizados y que hicieron algún aporte al desarrollo de este trabajo, así como las bases teóricas que sustentan esta investigación. Seguidamente, el capítulo tres expone la metodología aplicada basada principalmente en el uso del software ARCGIS 10.0 y sus distintas extensiones, para la aplicación del modelo SEBAL. En el capítulo cuatro se presenta el análisis de los resultados obtenidos con la metodología aplicada y, finalmente, el quinto y último capítulo contiene las conclusiones obtenidas de la investigación y las recomendaciones.

CAPÍTULO I

En breve se presenta el problema en estudio, mostrando su propósito, el objetivo general y los objetivos específicos de la investigación, además de describir las razones que justifican la investigación, sus alcances y principales limitaciones.

EL PROBLEMA

Planteamiento del Problema

Según la Organización de la Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO), se registra un crecimiento importante en la superficie bajo riego en el mundo, de 40 millones hectáreas a principio de siglo, para el año 1980 ya habían alcanzado los 233 millones y estimaciones actuales indican que se han superado los 326 millones. Las hectáreas bajo riego representan el 16% de la superficie cultivada en el mundo y en ellas se produce el 35% de la producción total. Es por ello que el incremento de la superficie bajo riego es una necesidad para numerosos países donde el riego es la única posibilidad de desarrollo de la agricultura. Esta alternativa no solo incluye la puesta bajo riego de nuevas áreas sino la mejora del manejo de las ya existentes.

El valle de Chirgua ubicado en Bejuma estado Carabobo, se caracteriza principalmente por ser zona de uso agrícola, en todos los sectores de éste, se cultivan dos rubros principalmente: papa (*Solanum tuberosum* L) y maíz (*Zea maíz* L). La fuente de suministro de agua para estos cultivos es el riego por aspersión para el primer rubro y para el segundo rubro por lluvia. Según el VII Censo Agrícola Nacional (mayo 2007/abril 2008) del Ministerio de Agricultura y Tierras en el estado Carabobo tiene como superficie cultivada de papa y maíz 1574,89 y 4563,22 hectáreas respectivamente, de las cuales en el valle de Chirgua se encuentra el 12,41% de área cultivada de papa y el 27,83% de área cultivada de maíz del estado Carabobo.

Se estima como promedio global que el 57 % de la precipitación anual es transferida a la atmósfera a través del mecanismo de evapotranspiración, pudiendo llegar a valores del 90 % y 100 % en zonas áridas o desérticas, respectivamente (Sánchez, 1992). La evapotranspiración de referencia es un parámetro de interés en la clasificación climática de los diferentes ambientes. Además, facilita una adecuada gestión de los recursos hídricos y económicos necesarios para la construcción de obras y planificación del riego, ya que permite la definición de periodos de déficit o exceso hídrico, entendida esta como la demanda de agua que tienen los diferentes cultivos y plantaciones (Valenzuela y Ferreira, 1985; Hargreaves, 1994; Comisión Nacional de Riego, 1997; Xu y Singh, 2001; Droogers y Allen, 2002; Temesgen, 2005; López-Moreno, 2009).

La intensidad de este flujo de agua entre el suelo y la atmósfera se ve determinada por diversas variables como cobertura vegetal, tipo de suelo, uso del suelo, tipo de vegetación, densidad de la vegetación, tiempo de vida de las especies, tipos de cultivos, temperatura del aire, radiación solar, humedad relativa y velocidad del viento, entre otras. Por la complejidad de este proceso y del cual la transpiración de las plantas forma una parte muy importante, se han propuesto metodologías entre las que se encuentran expresiones empíricas basadas en observaciones puntuales en diversas partes del planeta (Thornthwaite, 1948; Hargreaves, 2003; Allen, 1998). Aunque la aplicación de estas metodologías se puede intuir a nivel mundial, aún necesitan ser validadas en otras regiones lejos de aquellas donde fueron deducidas. La más ampliamente utilizada es la fórmula de Penman-Monteith, considerada como método estándar, físicamente basado, que puede ser utilizado globalmente. Sin embargo, esta fórmula tiene la desventaja de requerir una gran cantidad de parámetros específicos que muchas veces no son medidos en estaciones meteorológicas comunes, incrementándose esta deficiencia en países en desarrollo (Droogers y Allen, 2002).

Por lo tanto, el cálculo de la evapotranspiración se usa para determinar el agua que necesitan las plantas para su correcto desarrollo, ya sea en un jardín o en un campo de cultivo. Como consecuencia de esto, para poder diseñar todo lo relacionado con el riego, programación de riegos, cantidades de agua a aportar a un determinado cultivo,

diseño y elección del mejor sistema de riego, conducciones de agua, etc., es necesario calcularlo de la manera más precisa posible.

FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

¿Qué imágenes satelitales se deben utilizar en el trabajo de investigación?

¿Qué procesamiento preliminar debe ser requerido para el uso de las imágenes satelitales?

¿Qué variables físicas se deben estimar para aplicar métodos de diferenciación de temperatura?

¿Qué métodos de diferenciación de temperatura se pueden aplicar para estimar la evapotranspiración diaria?

¿Cómo se debe comparar las estimaciones de temperatura y evapotranspiración diaria con las observaciones de campo?

OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

Comparar dos métodos de diferenciación de temperatura para estimar la evapotranspiración diaria sobre la cuenca del río Chirgua en el Estado Carabobo usando imágenes satelitales.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Seleccionar las imágenes satelitales a ser usadas en el trabajo de investigación.
2. Realizar procesamiento preliminar de las imágenes satelitales.
3. Estimar las variables físicas que influyen sobre dos métodos de diferenciación de temperatura.
4. Estimar la evapotranspiración diaria utilizando dos métodos de diferenciación de temperatura.
5. Comparar las estimaciones de temperatura y evapotranspiración diaria con las observaciones de campo.

JUSTIFICACIÓN

La evapotranspiración superficial es una variable clave para la hidrología, agronomía y meteorología. El conocimiento de la evapotranspiración diaria es primordial en contextos semiáridos, ya que corresponde hasta el 70% del valor anual del balance de agua (Daneshkar, Arasteh, & Tajrishy, 2008; Moussa et al., 2007). El conocimiento de esta variable es especialmente importante para el rendimiento y la calidad de los cultivos durante todo el ciclo de crecimiento. Los cultivos están sujetos a estrés hídrico severo, particularmente en la época de sequía, cuando la demanda por evaporación es máxima, mientras que la precipitación es insignificante.

El estrés hídrico es necesario para regular el crecimiento vegetativo y frutal, el microclima del dosel y el metabolismo de los cultivos. Sin embargo, el estrés excesivo puede causar graves daños en el desarrollo de los cultivos, afectando así la producción y especialmente la calidad. Por lo tanto, la disponibilidad de agua y la evapotranspiración diaria deben ser diagnosticadas en las etapas de crecimiento adecuadas.

Esta investigación tiene gran relevancia a nivel social y ambiental, ya que se estaría contribuyendo a un mejor uso del recurso hídrico para actividades agrícolas, así como

garantizar incremento en el rendimiento y la calidad de los cultivos de maíz y papa, los cuales son de vital importancia para el desarrollo humano. En cuanto al área académica, este trabajo hará un aporte importante a la línea de investigación de sistemas de información geográfica y sensores remotos del ambiente, la cual está siendo propuesta para la actualización del programa de maestría de ingeniería ambiental de la Universidad de Carabobo, contribuyendo al fortalecimiento de dicha área, aportando un enfoque estadístico para el mejoramiento agrícola a partir del procesamiento y análisis de imágenes satelitales.

ALCANCES Y LIMITACIONES

Para la determinación de la evapotranspiración diaria del Rio Chirgua en el estado Carabobo se usan dos métodos de diferenciación de temperatura a partir de imágenes satelitales, específicamente en cultivos de papa y maíz tomando como período de estudio a partir del año 1986 hasta el año 2017 en curso.

En cuanto a las restricciones asociadas a la investigación se puede destacar la disponibilidad de las imágenes satelitales en el período de estudio, el satélite Miranda cuenta con una de las resoluciones espaciales más altas del mundo (10x10 metros) sin embargo, dicho satélite fue puesto en órbita en el año 2012, lo que indica que solo se contaría con 5 años de imágenes derivadas de este satélite, por otro lado, el satélite LANDSAT fue puesto en órbita el año 1972 lo que corresponde a 45 años de imágenes, sin embargo cuentan con una resolución espacial menor, de 30x30 metros.

La disponibilidad de los datos provenientes de las estaciones meteorológicas del INAMEH representan otra variable a considerar en cuanto a las restricciones, debido a su disponibilidad y corrección requerida, para esta última se asistirá a capacitación sobre técnicas de calidad de datos hidrometeorológicos dictado por dicho ente.

Por otro lado, se pudiera presentar una limitación al momento de comparar las estimaciones de temperatura y evapotranspiración diaria con observaciones de campo, debido a la disponibilidad de lecturas de campo para estos parámetros, lo cual sin duda pudiera de alguna manera dificultar y causar retraso para la satisfactoria realización del mismo.

CAPÍTULO II

ANTECEDENTES

Antecedentes de la Investigación

En este capítulo se presenta un resumen de algunos trabajos e investigaciones realizadas en Venezuela y en otros países, utilizando modelos de estimación de evapotranspiración a partir de imágenes satelitales y estudios sobre cuencas, que por su contenido o por su metodología se convirtieron en bases de referencia para el desarrollo de esta investigación.

Galleguillos, Jacob, Prévot, French y Lagacherie (2011), realizaron una investigación referente a la Comparación de dos métodos de diferenciación de temperatura para estimar la evapotranspiración diaria en una cuenca del viñedo mediterráneo mediante el uso de imágenes ASTER. El objetivo de este estudio es comparar los resultados de dos métodos de diferenciación para la recuperación de evapotranspiración diaria en una cuenca del viñedo mediterráneo. Esta investigación, está situada en la cuenca del Peyne ubicada en la región Languedoc-Roussillon del sur de Francia; la población está representada por siete sitios correspondientes a viñedos de secano. Se realizan mediciones de campo a través de simulaciones HYDRUS-1D durante casi dos ciclos de crecimiento en 2007 y 2008, adicionalmente se utilizaron imágenes ASTER recogidas durante el período 2002-2008 junto con dos métodos de diferenciación de la temperatura: la Energía de Superficie Simplificada (S-SEBI) y el Índice de Déficit de Agua (WDI). En cuanto a los resultados de esta investigación, se detecta que la validación de las estimaciones S-SEBI y WDI con simulaciones HYDRUS-1D indicó exactitud entre 0,8 mm.d-1 y 1,1 mm.d-1. Estas precisiones fueron similares a las que se citan regularmente en la literatura como requisito para aplicaciones adicionales (Kalma et al., 2008, Seguin et al., 1999). Como aporte, los resultados obtenidos sugieren la existencia de patrones espaciales en la cuenca, que se

atribuyen a las condiciones del paisaje en relación con la profundidad del suelo, el tipo de suelo y el nivel de agua.

García y Lleellish (2012), desarrollaron una investigación referente a la Estimación Espacial de la Evapotranspiración mediante imágenes de satélite y la aplicación del modelo SEBAL en el humedal Paraíso - Huacho. El objetivo de esta investigación fue evaluar la factibilidad de estimar la evapotranspiración en el humedal Paraíso aplicando el modelo SEBAL. En esta investigación, la población está representada por el humedal Paraíso, el cual forma parte de los humedales de la costa central de Perú; para la muestra emplearon una sub-escena del satélite Landsat ETM (Path 006 y Row 068) de fecha 08 de abril de 2000 e información meteorológica, en la cual todas las variables meteorológicas fueron tomadas por estaciones del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI). En este estudio, representaron los resultados obtenidos en la estimación de la evapotranspiración en el humedal Paraíso de Huacho, mediante la aplicación del modelo de balance de energía superficial conocido como SEBAL a una subescena del satélite Landsat 7 ETM+ con fecha 04 de abril de 2000, la cual coincide con el inicio de la época de afloramiento en el humedal. Como aporte, los resultados obtenidos demuestran que es factible estimar la evapotranspiración real mediante imágenes de satélite con un error medio relativo menor al 10%.

Ocampo, Rivas y Carmona (2013), desarrollaron una investigación referente a la Aplicación de tres modelos de estimación de la evapotranspiración a partir de imágenes Landsat e información de terreno. Los objetivos de esta investigación fueron estimar la evapotranspiración diaria para una zona de agricultura de secano del Partido de Tandil en Buenos Aires, Argentina, utilizando datos de los sensores TM y ETM+ (Landsat 5 y 7) e información de terreno, mediante la aplicación de los tres algoritmos mencionados, y contrastar los valores obtenidos con el método propuesto por Allen et al. (1998), FAO 56 Penman Monteith. En esta investigación, la población está representada por una zona de agricultura de secano del Partido de Tandil en Buenos Aires, Argentina, utilizando datos de la estación de balance de energía (EBE) ubicada en una parcela agrícola en la región pampeana argentina, ubicada en la Región IV según el INTA (Estancia Laura leofú, 37° 13' Sur; 59° 34' Oeste, 238 m). En este estudio, representaron los resultados obtenidos en la

estimación de la evapotranspiración por medio de tres modelos diferentes. Los resultados muestran similitudes en las estimaciones de los métodos y una aproximación de los mismos al valor de la ET calculado para la parcela (Método FAO 56 Penman Monteith). Como aporte, los resultados obtenidos demuestran que es factible estimar la evapotranspiración real mediante cualquiera de los métodos utilizados con buen grado de precisión a escala de parcela.

López y Urbina (2016), realizaron una investigación referente al Análisis de la variación espacio-temporal de la producción hídrica de la cuenca del río Unare mediante el uso de imágenes satelitales. Esta investigación tuvo como objetivo analizar la variación espacio-temporal de la producción hídrica de la cuenca del Río Unare mediante el uso de imágenes satelitales. La población tomada para esta investigación es la cuenca del Río Unare, ubicada en la porción nororiental y noroccidental de los estados Guárico y Anzoátegui, Venezuela; utilizando imágenes de los años 2016, 2015, 2014, 2013, 2003 y 2001 para las estimaciones provenientes del satélite LANDSAT. Como aporte, los resultados obtenidos demuestran la factibilidad de aplicar el modelo SEBAL a imágenes satelitales, para estimar de forma remota la evapotranspiración de la cuenca del Río Unare y la producción hídrica y las variables físicas que intervienen en la misma.

MARCO TEÓRICO

Bases Teóricas

Satélite Francisco de Miranda

También conocido como VRSS-1 es un Satélite de Observación de la Tierra que toma imágenes en alta y media resolución; fue lanzado el 28 de septiembre de 2012 a las 23:42 Hrs (Hora Local de Venezuela) desde el Centro de Lanzamiento Satelital de Jiuquan (JLSC) al Noroeste de China, y se colocó en la Órbita Solar Sincrónica (SSO por sus siglas en inglés) a una altura de 639.5 Km. Cuenta con cámaras de alta resolución y de barrido ancho que permitirán la elaboración de mapas cartográficos. También está pensado para

hacer evaluaciones de los suelos agrícolas, cosechas y producción agrícola. En el plano de la gestión ambiental podrá evaluar los recursos hídricos y las zonas en peligro de desertificación. Otro de los objetivos es facilitar la planificación urbana y obtención de información sismológica para la prevención de desastres. (ABAE, 2017)

Satélite Landsat

Representa la colección de datos de teledetección terrestre de resolución moderada, basada en el espacio, la más larga y continuamente adquirida del mundo. Es un programa desarrollado por la NASA Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio (NASA: *National Aeronautics and Space Administration*, por sus siglas en inglés), originalmente denominado ERTS (Earth Resources Technology Satellite, por sus siglas en inglés). El primero de sus satélites fue puesto en órbita el 23 de julio de 1972 con carácter experimental, cuyo objetivo era demostrar la viabilidad de mapear y monitorizar rasgos de la superficie de la Tierra a partir de imágenes orbitales, convirtiéndose en el primer programa de satélite de sensor remoto destinado exclusivamente a la cartografía y evaluación de los recursos terrestres (USGS, 2017).

Martínez (2005) en su investigación denominada “Fundamentos de Teledetección Espacial” establece que la familia de satélites Landsat, a partir del segundo lanzamiento en 1975, ha constituido uno de los proyectos más fructíferos de teledetección espacial; la buena resolución de sus sensores, el carácter global y periódico de las observaciones que realizan y su buena comercialización, explican su gran empleo por parte de expertos de muy variados campos a nivel mundial.

Tabla 1*Descripción de los satélites Landsat*

SATÉLITE	LANZAMIENTO (Fin de Operación)	SENSORES	RESOLUCIÓN ESPACIAL (m)	ALTURA (km)
ERTS-1	23/07/1972 (06/01/1978)	RBV MSS	80 80	917
Landsat-2	22/01/1975 (27/07/1983)	RBV MSS	80 80	917
Landsat-3	05/03/1978 (07/09/1983)	RBV MSS	80 80	917
Landsat-4	16/07/1982 (14/12/1993)	MSS TM	80 30	705
Landsat-5	01/03/1984 (enero 2013)	MSS TM	80 30	705
Landsat-6	03/10/1993 (no entró en órbita)	ETM	15 (Pan) 30 (MS)	705
Landsat-7	15/04/1999 (en órbita)	ETM+	15 (Pan) 30 (MS)	705
Landsat-8	11/02/2013 (en órbita)	OLI TIRS	15(Pan) 30(MS)	705

Sistema de Referencia Mundial

El Sistema de Referencia Mundial (WRS) es un sistema de notación global para datos de Landsat. Permite a un usuario indagar acerca de las imágenes de satélite en cualquier parte del mundo especificando un centro de escena nominal designado por los

números PATH y ROW. El WRS ha demostrado ser valioso para catalogar, referenciar y usar día a día las imágenes transmitidas desde los sensores Landsat. (NASA, 2017)

La combinación de un número de fila y un número de columna, identifica de forma exclusiva un centro de escena nominal. El número de la trayectoria se da siempre primero, seguido por el número de fila. Los satélites Landsat 4, 5, 7 y 8 siguen el sistema WRS-2, el cual es una extensión del sistema WRS-1 de Landsat 1, 2 y 3 y utiliza un sistema fila/columna ordenado de una manera similar.

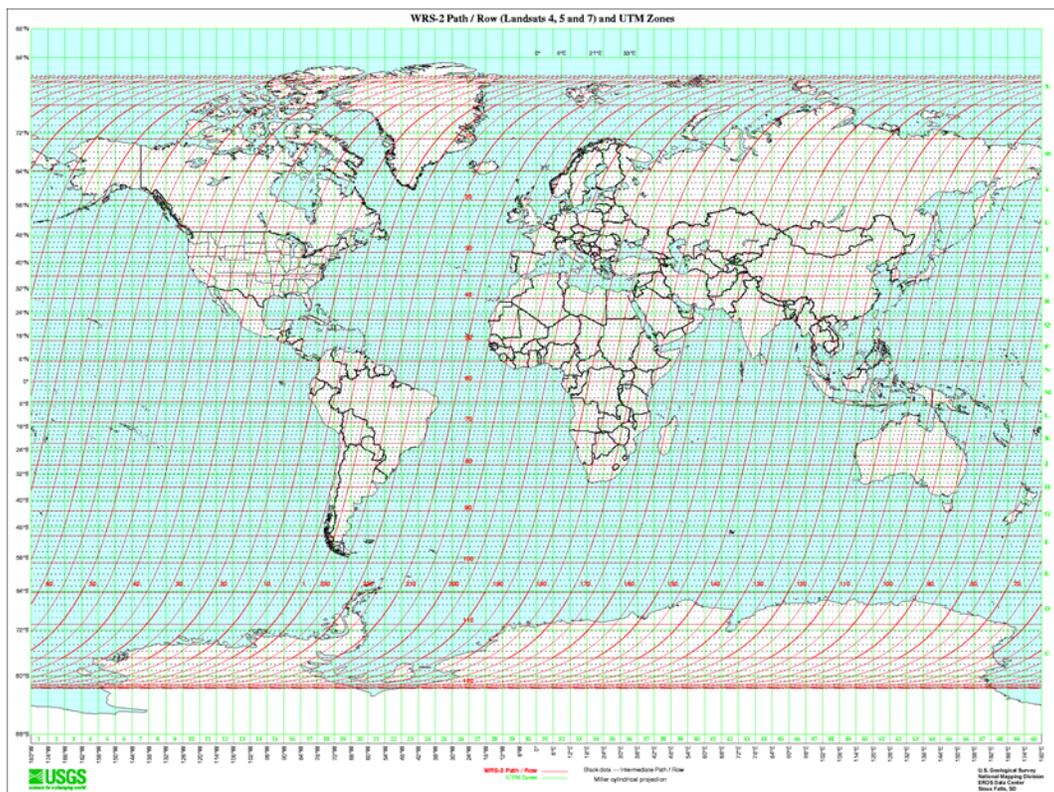


Figura 1. Sistema de referencia mundial descendente WRS-2.

Fuente: NASA, 2017

Sistema de Información Geográfica (SIG)

Un Sistema de Información Geográfico, conocido por los acrónimos SIG o GIS (Geographic Information System), es una integración de hardware y software que posee la capacidad de recolectar, almacenar, editar, manejar, analizar y representar en todas sus

formas información geográficamente referenciada. Es importante destacar que el análisis de estos datos puede implicar la elaboración y aplicación de complejos modelos (Olaya, 2011)

Los SIG constituyen una herramienta innovadora para manipular la información espacial georreferenciada en las organizaciones. La captura de los datos de interés se realiza a través de la teledetección. Su uso y aplicación se ha incrementado intensivamente a partir de la década de los noventa, por lo que el uso de una metodología para su implantación se ha tornado indispensable para llevar a cabo su desarrollo exitoso, y obtener un SIG eficaz y sinérgico.

Cuenca Hidrológica

La Ley de Aguas de la República Bolivariana de Venezuela (2007) expone:

Es una unidad territorial delimitada por las líneas divisorias de aguas superficiales que convergen hacia un mismo cauce, y conforman espacios en el cual se desarrollan complejas interacciones e interdependencias entre los componentes bióticos y abióticos, sociales, económicos y culturales, a través de flujo de insumos, información y productos.

Ciclo Hidrológico

El ciclo hidrológico constituye el conjunto de fenómenos que transforman el agua de una fase en otra y la moviliza de una localidad a otra; es un sistema cerrado sin principio ni fin. Considerado como la circulación de las masas de aguas en diferentes estados físicos interconvertibles entre sí, que se da entre el ambiente y los seres vivos, motorizada por la fuerza de gravedad y la energía solar. Siendo así un proceso global por el cual se considera al agua un recurso natural renovable debido a que en esa circulación espontánea y continua el líquido vital se purifica y retorna temporalmente a sus fuentes, colocando el agua al alcance de sus múltiples demandantes.

Balance Hídrico

La Ecuación de continuidad, o de balance hidrológico, es la ley más importante en Hidrología, y aunque su expresión es muy simple, la cuantificación de sus términos es normalmente complicada, principalmente por la falta de mediciones directas en campo y por la variación espacial de la evapotranspiración, de las pérdidas profundas (a acuíferos) y de las variaciones del agua almacenada en una cuenca. Como respuesta a estas dificultades, generalmente se admiten dos asunciones:

- a. Supone que las pérdidas profundas son despreciables (se considera, por tanto, que la cuenca es impermeable).
- b. Admite que las variaciones del agua almacenada en la cuenca son despreciables para un período suficientemente largo (normalmente un año).

La evapotranspiración puede ser determinada por la medición de varios componentes del balance hídrico del suelo. Este método consiste en determinar las entradas y salidas del flujo de agua en la zona del suelo ocupada por las raíces en un determinado intervalo temporal. Los aportes de agua vienen dados por el riego (R) y la lluvia (P), mientras que las pérdidas pueden ser por escorrentía superficial (Es) y percolación profunda (D). Además, si el nivel freático se encuentra a escasa profundidad de las raíces, también aportará agua el ascenso capilar, mientras que en caso de pendientes en el terreno habría que considerar entradas y salidas de flujos subsuperficiales (Fs). Finalmente, la evaporación desde el suelo y la transpiración desde las plantas extraen agua de la zona de las raíces. Si todos estos flujos son medidos, la evapotranspiración puede deducirse, teniendo también en cuenta el cambio en el almacenamiento de agua en el suelo (Δw), para cuya determinación se pueden emplear técnicas de gravimetría. La Ecuación del balance hídrico presenta la siguiente forma:

$$ET = R + P - Es - D - Fs + \Delta w \quad Ec. (1)$$

Este balance hídrico del suelo suele emplearse para estimar la evapotranspiración en períodos semanales o superiores (Allen et al., 1998).

$$PH = P - ET \quad Ec. (2)$$

donde:

- PH es la producción hídrica
- P es la precipitación
- ET es la evapotranspiración

Precipitación

Cantidad de agua que cae a la superficie terrestre y proviene de la humedad atmosférica, ya sea en estado líquido (llovizna y lluvia) o en estado sólido (escarcha, nieve, granizo). La precipitación es uno de los procesos meteorológicos más importantes para la Hidrología, y junto a la evaporación constituyen la forma mediante la cual la atmósfera interactúa con el agua superficial en el ciclo hidrológico del agua. La precipitación junto a la temperatura, son el principal elemento del clima, debido a que estas tienen gran incidencia en el medio natural y en la vida de las personas.

Para la formación de la precipitación es necesario humedad atmosférica, radiación solar, mecanismos de enfriamiento del aire y presencia de núcleos higroscópicos para que exista condensación.

La precipitación constituye la principal entrada de agua dentro del Ciclo Hidrológico, y varía tanto espacial como temporalmente en una cuenca y subcuenca. La medición de la lluvia se realiza en las estaciones climáticas a través de instrumentos llamados pluviómetros y es uno de los datos necesarios para el balance que con mayor frecuencia se encuentran disponibles, con estas mediciones se elaboran las isoyetas de precipitación promedio anual característico de la cuenca, así como el climograma general de la misma para observar la relación entre precipitación y temperatura promedio mensual a través del año. La información de los mapas de isoyetas mensuales y anuales, permite calcular la precipitación media en determinadas áreas de las cuencas, con los que se inicia el cálculo de los parámetros del Balance Hídrico.

Evaporación

La evaporación es el proceso físico por el cual el agua cambia de estado líquido a gaseoso, retornando directamente a la atmósfera en forma de vapor. “La evaporación se produce desde cualquier superficie húmeda, sea ésta suelo desnudo o cubierto de vegetación, superficies impermeables como techos y pavimentos, superficies de agua en reposo o corrientes. La tasa de evaporación varía con el color y las propiedades de Reflectancia de la superficie (albedo) y dependiendo si la superficie está o no directamente expuesta a la radiación solar” Guevara (2004).

Radiación Solar

El Sol es la principal fuente de energía para todos los procesos que tienen lugar en nuestro planeta. Localizado a una distancia media de 150 millones de kilómetros, tiene un radio de 109 veces el de la Tierra y está formado por gas a muy alta temperatura. En su núcleo se producen continuamente reacciones atómicas de fusión nuclear que convierten el hidrógeno en helio. Este proceso libera gran cantidad de energía que sale hasta la superficie visible del Sol (fotosfera), y escapa en forma de rayos solares al espacio exterior. Estas radiaciones se distinguen por sus diferentes longitudes de onda. Algunas, como las ondas de radio, pueden alcanzar longitudes de onda de kilómetros, mientras que las más energéticas, como los rayos X o las radiaciones gamma tienen longitudes de onda de milésimas de nanómetro. La energía que llega al exterior de la atmósfera lo hace en una cantidad fija, llamada constante solar. Esta energía es una mezcla de radiaciones de longitudes de onda entre 200 y 4000 nm, que se distingue entre radiación ultravioleta, luz visible y radiación infrarroja.

a. Radiación ultravioleta

Es aquella que lleva menor longitud de onda (360 nm), lleva mucha energía e interfiere con los enlaces moleculares, especialmente las de menos de 300 nm que pueden alterar las moléculas de ADN, muy importantes para la vida. Estas ondas son absorbidas por la parte alta de la atmósfera, especialmente por la capa de ozono, asimismo, es

importante tener especial cuidado cuando se desarrollan nubes cúmulos, ya que éstas pueden llegar a actuar como espejos y difusores e incrementar las intensidades de los rayos ultravioleta y por consiguiente el riesgo solar. Algunas nubes tenues pueden tener el efecto de lupa.

b. Luz visible

Es la radiación que correspondiente a la zona visible cuya longitud de onda está entre 360 nm (violeta) y 760 nm (rojo), por la energía que lleva, tiene gran influencia en los seres vivos. La luz visible atraviesa con bastante eficacia la atmósfera limpia, pero cuando hay nubes o masas de polvo parte de ella es absorbida o reflejada.

c. Radiación infrarroja

La radiación infrarroja de más de 760 nm, es la que corresponde a longitudes de onda más largas y lleva poca energía asociada. Su efecto aumenta la agitación de las moléculas, provocando el aumento de la temperatura. El CO₂, el vapor de agua y las pequeñas gotas de agua que forman las nubes absorben con mucha intensidad las radiaciones infrarrojas. La atmósfera se desempeña como un filtro ya que mediante sus diferentes capas distribuye la energía solar para que a la superficie terrestre sólo llegue una pequeña parte de esa energía. La parte externa de la atmósfera absorbe parte de las radiaciones reflejando el resto directamente al espacio exterior, mientras que otras pasarán a la Tierra y luego serán irradiadas; produciendo así el denominado balance térmico, cuyo resultado es el ciclo del equilibrio radiante.

Tabla 2*Radiación recibida y absorbida por la Tierra. Fuente: Red Social Nacional*

Radiación recibida por la Tierra	Porcentaje (%)	Radiación absorbida por la Tierra	Porcentaje (%)
directa a la Tierra	26%	por la atmósfera	16%
indirecta a la Tierra.	11%	por las nubes.	2%
difusa a la Tierra	14%	por ozono y otros gases.	1%
pérdida de radiación por reflexión.	4%		
Total de radiación	47%		19%

Tabla 3.*Energía Solar reflejada. Fuente: Red Social Nacional*

Energía Solar reflejada	Porcentaje (%)
Radiación reflejada por los materiales terrestres (Indirectamente)	10%
Radiación reflejada por las nubes (directamente)	24%
Total	34%

Temperatura del aire

La cualidad de la atmósfera que indica la cantidad de energía solar retenida por el aire en un momento dado se denomina *Temperatura*. El termómetro es el instrumento de fiabilidad que se utiliza para medir esa cantidad de energía. Esta medición debe realizarse a 1,5 metros del suelo, llevándose a cabo en un lugar ventilado y protegido de la influencia directa de los rayos del sol. El resultado de ello se expresa en una escala centígrada o en grados Celsius, o bien en la escala Fahrenheit.

Se puede afirmar que las temperaturas dependen ante todo de la radiación solar. Es por esto que durante el día las temperaturas son más elevadas que las temperaturas de la noche, ya que en este último el sol permanece oculto; por este motivo las regiones tropicales, son las zonas del planeta que tienen insolación más intensa, es decir, hace más calor que en aquellas zonas donde esta insolación es menor, como por ejemplo en las zonas polares.

No obstante, son tres los factores del clima que hacen variar la temperatura, ellos son: la altitud, la latitud y la proximidad al mar, pero además se debe agregar en la influencia de los cambios térmicos a los movimientos de rotación y traslación de la tierra. En cuanto al movimiento de rotación, este es el responsable de la alternancia del día y la noche, por lo que es causante también de que diariamente se registre una temperatura máxima (en el momento de mayor insolación y siempre corresponde con el mediodía o las primeras horas de la tarde) y por lo tanto también una temperatura mínima, que suele tener lugar en la madrugada, cuando se da el momento de mayor pérdida de calor en la superficie terrestre.

Adicionalmente, el movimiento de traslación de la tierra es el responsable de las alternancias de estaciones en el año, desde el verano en el cual se registran las temperaturas más altas, hacia el invierno donde se registran las mediciones de temperaturas más bajas. Sin embargo, para caracterizar con mayor precisión los climas del mundo se utilizan todas

esas cifras registradas durante un largo período de tiempo, logrando obtener valores medios.

Por otra parte, para analizar la distribución de las temperaturas sobre la superficie terrestre, se utilizan líneas imaginarias que unen puntos desde la superficie de estudio donde la temperatura media sea la misma. *A esas líneas se denominan isotermas.*

Velocidad del viento

Uno de los factores que influye en la evapotranspiración es el viento, ya que a mayor viento circule por la superficie mayor será la evapotranspiración. El viento consiste en el movimiento de aire desde una zona hasta otra. Existen diversas causas que pueden provocar la existencia del viento, pero normalmente se origina cuando entre dos puntos se establece una cierta diferencia de presión o de temperatura. El viento produce energía porque está siempre en movimiento. Se estima que la energía contenida en los vientos es aproximadamente el 2% del total de la energía solar que alcanza la tierra. El contenido energético del viento depende de su velocidad. Cerca del suelo, la velocidad es baja, aumentando rápidamente con la altura. Cuanto más accidentada sea la superficie del terreno, más frenará ésta al viento. Es por ello que sopla con menos velocidad en las depresiones terrestres y más sobre las colinas. No obstante, el viento sopla con más fuerza en el mar que sobre la tierra.

El anemómetro es el instrumento que mide la velocidad del viento, generalmente está formado por un molinete de tres brazos, separado por ángulos de 120° que se mueve alrededor de un eje vertical. Los brazos giran con el viento y accionan un contador que indica en base al número de revoluciones, la velocidad del viento incidente.

Humedad relativa

La humedad relativa es el porcentaje de saturación de un volumen específico de aire y a una temperatura específica, la cual depende de la temperatura y la presión del volumen de aire analizado. La humedad como expresión del contenido de agua en el aire determina la capacidad de éste para absorber el vapor formado mediante el proceso de evaporación. A medida que la humedad se incrementa, decrece la tasa de evaporación.

Luego, el aire húmedo removido por el viento tiene que ser reemplazado por aire más seco para que el proceso de evaporación no se paralice. También se puede definir como la relación de presiones parciales entre la presión de vapor del agua y la presión de saturación del vapor del agua con relación al agua, o con relación al hielo, a la misma presión atmosférica y la misma temperatura, describiendo la cantidad de agua que se transporta por el aire. Su valor es una cifra porcentual que especifica la cantidad máxima posible de vapor de agua actualmente en el aire. Por lo tanto, la definición matemática es:

$$RH = \frac{E(T_d)}{E(T)} * 100 \quad \text{Ec. (3)}$$

Donde:

- RH humedad relativa (%)
- $E(T_d)$ presión de vapor saturado en el punto de rocío T_d (g/m^3);
- $E(T)$ presión de vapor de saturación a la (real) temperatura del aire T (g/m^3).

Punto de rocío

Por definición, es la temperatura del aire en el que un volumen específico de aire (presión constante) se condensa transformándose de vapor de agua en agua en estado líquido con la misma velocidad que se evapora; en este momento es el punto en que el rocío comienza a formarse en una superficie sólida (por ejemplo, gotas de agua sobre la hierba que aparecen en la madrugada). Esto también significa que la presión de vapor es igual a la presión de vapor saturado. Si la humedad relativa es del 100%, la temperatura del punto de rocío es la misma que la temperatura del aire y por lo tanto el aire está saturado. Si la temperatura disminuye, y la cantidad de vapor de agua permanece constante, el agua comenzará a condensarse. El agua condensada se llama rocío por lo que se convierte en una superficie sólida; mientras que el punto de rocío es la temperatura a la que el agua se condensa, el punto de rocío forma parte de la medida de la humedad.

Transpiración

Todas las especies vegetales necesitan agua en diferentes cantidades para crecer y mantenerse en vida. Sin embargo, sólo una pequeña porción del agua requerida es retenida en la estructura vegetal; la mayor parte pasa del suelo a la planta a través del sistema radicular y es transpirada hacia la atmósfera desde la superficie foliar. Es el proceso físico-biológico mediante el cual el agua retenida en la estructura vegetal cambia de estado líquido a gaseoso a través de la superficie radicular de las plantas y pasa a la atmósfera. En esencia es el mismo proceso físico que la evaporación, excepto que la superficie desde la cual se escapan las moléculas del líquido no es el agua libre, sino que es la superficie de las hojas. (Guevara, 2004).

Evapotranspiración

Se conoce como evapotranspiración (ET) a la combinación de dos procesos separados por los que el agua se pierde a través de la superficie del suelo por evaporación y por otra parte mediante transpiración del cultivo.

- **Evaporación:** es el proceso por el cual el agua líquida se convierte en vapor de agua (vaporización) y se retira de la superficie evaporante (remoción de vapor). El agua se evapora de una variedad de superficies, tales como lagos, ríos, caminos, suelos y la vegetación mojada. Para cambiar el estado de las moléculas del agua de líquido a vapor se requiere energía. La radiación solar directa y, en menor grado, la temperatura ambiente del aire, proporcionan esta energía.
- **Transpiración:** La transpiración consiste en la vaporización del agua líquida contenida en los tejidos de la planta y su posterior remoción hacia la atmósfera. Los cultivos pierden agua predominantemente a través de los estomas. Estos son pequeñas aberturas en la hoja de la planta a través de las cuales atraviesan los gases y el vapor de agua de la planta hacia la atmósfera.

La transpiración, igual que la evaporación directa, depende del aporte de energía, del gradiente de presión del vapor y de la velocidad del viento. Por lo tanto, la radiación, la

temperatura del aire, la humedad atmosférica y el viento también deben ser considerados en su determinación. La razón de la transpiración también está influenciada por la característica de la vegetación, el aspecto del ambiente y la práctica de cultivo.

Los factores que influyen en la Evaporación son los siguientes:

- Radiación Solar
- Temperatura
- Humedad
- Presión Atmosférica: la altitud, la latitud y longitud
- Viento

La evaporación desde un suelo desnudo depende de:

- El poder evaporante de la atmósfera
- El tipo de suelo (textura, estructura, etc.)
- El grado de humedad del suelo

La transpiración está en función de:

- El poder evaporante de la atmósfera
- El grado de humedad del suelo
- El tipo de planta
- Variaciones estacionales
- Variaciones interanuales

La evapotranspiración es la combinación de los fenómenos de evaporación desde la superficie del suelo y la transpiración de la vegetación. La dificultad de la medición en forma separada de ambos fenómenos (el contenido de humedad del suelo y el desarrollo vegetal de la planta) obliga a introducir el concepto de evapotranspiración como pérdida conjunta de un sistema determinado. Algunos investigadores sostienen que la evapotranspiración (ET), es uno de los componentes más importantes del ciclo hidrológico, teniendo en cuenta que aproximadamente el 70% del agua que precipita es regresada a la atmósfera por este fenómeno.

La proporción de evaporación y transpiración en un cultivo varía en función de la etapa de desarrollo y crecimiento del mismo. En el momento de la siembra, casi el 100% de la evapotranspiración ocurre en forma de evaporación, mientras que cuando la cobertura vegetal es completa, más del 90% de la evapotranspiración ocurre como transpiración. Allen, Pereira, Raes y Smith (2006)

Evapotranspiración potencial (ET_p)

Thornthwaite (1948) introdujo el término *evapotranspiración potencial* para expresar "la cantidad de agua que perderá una superficie completamente cubierta de vegetación en crecimiento activo si en todo momento existe en el suelo humedad suficiente para su uso máximo por las plantas". En otras palabras, es aquella que se produciría si la humedad del suelo y cobertura vegetal estuvieran en condiciones óptimas.

Evapotranspiración real (ET_a)

El suministro de humedad a la superficie de evaporación es un factor determinante en la evapotranspiración. A medida que el suelo se seca, la tasa de evaporación cae por debajo del nivel que generalmente mantiene en un suelo bien humedecido. Es esta evapotranspiración que depende de la cantidad de humedad existente en el suelo, la que se denomina Evapotranspiración Real.

La evapotranspiración real es inferior a la evapotranspiración potencial por los siguientes factores:

- Falta de agua en algunos períodos
- Variación de la evapotranspiración según el desarrollo de la planta
- Variaciones de las condiciones atmosféricas como la humedad, la temperatura, etc.

Por lo tanto:

$$ET_r = K \cdot ET_p \quad Ec.(4)$$

Donde K es variable y oscila entre 0,10 y 0,90, aproximándose a 1 cuando la planta está en su máximo desarrollo de foliación y fruto.

Evapotranspiración de referencia (ET_0)

La tasa de evapotranspiración de una superficie de referencia, que ocurre sin restricciones de agua, se conoce como evapotranspiración del cultivo de referencia, y se denomina ET_0 . La superficie de referencia corresponde a un cultivo hipotético de pasto con características específicas. No se recomienda el uso de otras denominaciones como evapotranspiración potencial, debido a las ambigüedades que se encuentran en su definición. El concepto de evapotranspiración de referencia se introdujo para estudiar la demanda de evapotranspiración de la atmósfera, independientemente del tipo y desarrollo del cultivo, y de las prácticas de manejo. (Allen et al., 2006)

Evapotranspiración del cultivo (ET_c)

La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar se denomina ET_c , y 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.

Para tener en cuenta los efectos de las características del cultivo sobre las necesidades de agua, se han desarrollado unos coeficientes de cultivo K_c , los cuales relacionan la evapotranspiración de referencia ET_0 con la evapotranspiración de cultivo ET_c , y representan la evapotranspiración de un cultivo en condiciones óptimas, que produzca rendimientos óptimos.

$$ET_c = K_c * ET_0 \quad Ec. (5)$$

donde:

- ET_c : Evapotranspiración del cultivo (mm/día)
- ET_0 : Evapotranspiración de referencia (mm/día)

- Kc: Coeficiente de Cultivo (adimensional)

Las características del cultivo influyen en la pérdida de agua de las plantas a través de la evapotranspiración de acuerdo a la fisiología de las mismas, particularmente por el mecanismo de las plantas que oponen resistencia a la transpiración a través de las estomas de las hojas (las cuales permiten el intercambio de dióxido de carbono y oxígeno con el exterior). Existen plantas que presentan una buena regulación en la pérdida de agua, a través de mecanismos de cierre de sus estomas durante el día y su apertura en la noche cuando la temperatura es menor, perdiendo menor cantidad de agua que al abrir las estomas en el día.

Otro factor importante de pérdida de agua en las plantas es el período vegetativo, ya que las plantas pierden menor cantidad de agua a inicio de su desarrollo (germinación y crecimiento inicial), que cuando están en su fase de mediados del periodo, que corresponde a la etapa de maduración donde presenta un requerimiento hídrico mayor. Las características climáticas de viento y humedad relativa también inciden en las pérdidas de agua por parte de las plantas. En zonas de mayor viento se produce mayor pérdida de agua, al igual que en zonas más secas y con temperaturas más elevadas.

Radiación Neta

Para el cálculo de la evapotranspiración es necesaria la determinación de la radiación neta tanto real como potencial, variables de alta importancia en el seguimiento y conocimiento de las propiedades de los ecosistemas terrestres y para el apoyo a la agricultura. Se define como radiación neta (R_n), el intercambio neto entre el total de radiación de onda corta y de onda larga que se recibe y que se emite o refleja en una superficie. Este, es el balance entre la energía absorbida, reflejada y emitida por la superficie terrestre, o bien, el balance entre la radiación neta entrante de onda corta y la radiación neta emitida de onda larga.

Flujo de Calor del Suelo

El flujo de calor del suelo (G), representa el transporte vertical de calor, a través del proceso de conducción, de las capas superiores del suelo hacia las capas más profundas, en

periodo diurno y de forma inversa en los periodos nocturnos. El flujo de calor del suelo está altamente dependiente de las condiciones climáticas y consecuentemente de las condiciones de superficie (seca o húmeda expuesta a vegetada). El flujo del calor del suelo, G , es la energía que se utiliza para calentar el suelo. G tiene valores positivos cuando el suelo se calienta y negativos cuando el suelo se enfría. Aunque el flujo calórico del suelo es pequeño comparado con radiancia neta y puede ser no considerado con frecuencia, la cantidad de energía ganada o perdida por el suelo en este proceso teóricamente debe restarse o agregarse a la radiancia neta para estimar la evapotranspiración. (Allen et al., 2006)

Flujo de Calor Sensible

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

Modelos

Como lo afirma Bunge (1985), la investigación científica arranca a partir de la percepción de que el acervo de conocimientos disponibles es insuficiente para resolver determinados problemas. A lo largo de la tarea de investigación es necesario, a menudo, tener que realizar simplificaciones de los problemas que se intentan resolver, para poder reducirlos a una serie limitada de variables que puedan ser manejables. En las áreas de conocimiento relacionadas con el medio ambiente, al ser tan amplio y variable la cantidad de factores que determinan el comportamiento de cada sistema, este proceso de selección de las variables a las que es más sensible el sistema y la eliminación del resto es una tarea imprescindible. Por ello, la forma más común de abordar estos problemas en el medio ambiente es utilizando modelos.

Un modelo de un sistema puede ser definido como una conceptualización del mismo que preserva las características esenciales para el fin que nos ocupa, sin necesidad de conservarlas todas (Andreu, 1993). Es decir, un modelo es una representación

simplificada de la realidad (un sistema complejo) que puede ser manipulado para analizar la misma (Estrela, 1996). Por esto, la hidrología superficial (ciencia encargada del estudio de las aguas superficiales) requiere de modelos para representar el funcionamiento de los sistemas hidrológicos complejos.

Modelos determinísticos

Si un modelo no contiene ningún componente probabilístico (por ejemplo, aleatoriedad), es llamado determinístico. En este tipo de modelos el resultado es determinado una vez que el conjunto de entradas cuantitativas y las relaciones con el modelo han sido especificados.

Sin embargo y en muchas ocasiones, en hidrología no se pueden conocer con exactitud todos los componentes del sistema y sus interrelaciones, aunque sí una buena parte de ellos. Un ejemplo de esto son los modelos de balance hídrico. Entre ellos, la variable de entrada es la precipitación y evapotranspiración, la variable de salida es la producción hídrica, y ambos están relacionados por una serie de ecuaciones que representan con mayor o menor fidelidad.

El procedimiento a seguir para una modelación de un sistema hidrológico debe tomar en cuenta los siguientes parámetros generales: definición del problema a modelar, elección del tipo de modelo, calibración de los parámetros del modelo, validación de los parámetros, y simulación del modelo calibrado para la solución del problema planteado.

Calibración de los parámetros del modelo

Antes de la aplicación de una simulación del comportamiento hídrico, el modelo a aplicar debe ser ajustado a las condiciones meteorológicas, hidráulicas y morfológicas particulares de la zona a estudiar. Este procedimiento, necesario para realizar el proceso de ajuste donde uno o más parámetros que caracterizan el comportamiento del sistema cambian sus valores es conocido como la calibración.

Según Schwar, (2001) el objetivo de la calibración consiste en minimizar la diferencia entre las respuestas observadas del sistema y las respuestas simuladas por el modelo utilizado. En tanto, Llamas (1993) indica que la calibración es la etapa en la cual se calculan o se estiman los parámetros del modelo, con criterios deductivos o con ayuda de observaciones anteriores, considerando las demandas y las respuestas.

Los valores de los parámetros de los modelos son raramente conocidos en su totalidad, y en ocasiones son desconocidos por completo. Es necesario entonces proceder a su calibración. Esto significa elegir la combinación para la cual la correlación entre los valores de las variables de la salida generadas por el modelo y las medidas en el sistema real es coincidente.

Simulación del modelo

Una vez realizados los pasos de calibración y validación del modelo, se procede a dar los resultados deseados. Simular el comportamiento de una cuenca hidrológica con la ayuda de un modelo matemático cobra sentido cuando la información obtenida con el mismo resulta imprescindible para lograr un objetivo difícilmente alcanzable por otros medios menos costosos. Los modelos facilitan la manipulación de las variables que intervienen en el proceso de conservación de energía, balance de energía superficial o el balance hídrico, los cuales aportan información sobre la distribución espacial de la producción hídrica.

Modelo SEBAL

El modelo de Algoritmo para el Balance de Energía Superficial, conocido por sus siglas en inglés, SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) fue desarrollado en 1995 por Win. Bastiaansen, WaterWatch, Wageningen, en los países bajos, posteriormente modificado en USA-IDAHO con el nombre de METRIC (2000).

El modelo SEBAL resuelve el balance de energía pixel a pixel, a partir de imágenes de satélite e información meteorológica básica. Determinando los componentes del balance de energía superficial al combinar parametrizaciones físicas y relaciones empíricas con una mínima cantidad de información de campo. La información clave para aplicar este modelo

consiste en la radiancia espectral medida por los satélites en las regiones del visible, infrarrojo cercano e infrarrojo térmico del espectro electromagnético e información meteorológica de rutina como la velocidad del viento, temperatura del aire, radiación solar y humedad del aire.

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad \text{Ec. (6)}$$

Donde:

- R_n : Radiación neta, expresada en W/m^2 .
- G : Flujo de Calor en el Suelo, expresado en W/m^2 .
- H : Flujo de Calor Sensible, expresado en W/m^2 .
- λET : Flujo de Calor Latente, expresado en W/m^2 .

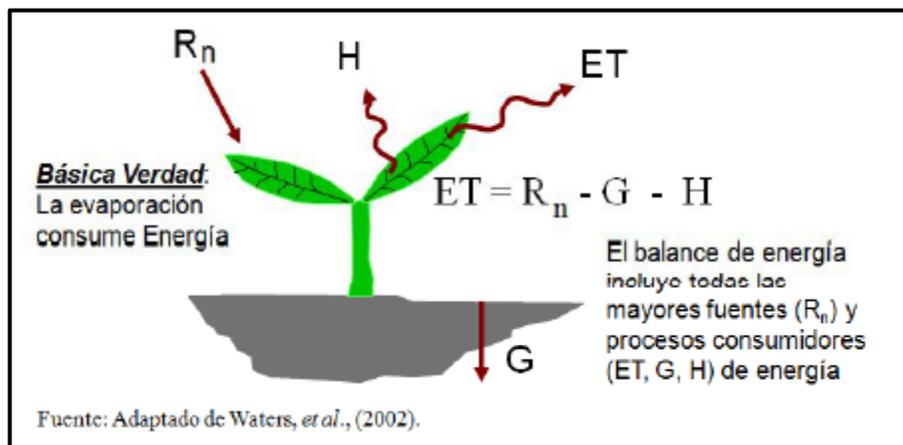


Figura 2 Balance de energía superficial.

Fuente: Manual SEBAL (2002)

En el modelo SEBAL, la radiación neta (R_n) es computada mediante la información de la radiancia espectral en las diferentes longitudes del espectro captada por los satélites de observación terrestre. Este modelo es aplicable sólo a imágenes de satélites que cuenten con una banda en la región del infrarrojo térmico, la cual servirá para estimar la temperatura de superficie. El Flujo de calor en el suelo (G) es estimado a través de la radiación neta, la temperatura de superficie y el cálculo de algunos

índices de vegetación. El flujo de calor sensible (H) se ajusta mediante la selección de dos píxeles anclas tomados de la imagen, que representan condiciones extremas, uno de aridez (flujo de calor latente cercano a cero) y el otro de humedad (flujo de calor sensible cercano a cero). Con estos tres componentes se procede a calcular el flujo de calor latente (ET), como un residual del balance de energía para el momento de paso del satélite. Para la conversión de los valores instantáneos del ET a valores diarios (24 horas) se usa la fracción de evaporación y la radiación neta diaria (R_{n24})

El modelo SEBAL mantiene algunas de las siguientes consideraciones conceptuales:

- SEBAL está basado en el principio de conservación de energía en el que la energía entrante es igual a la energía saliente.
- SEBAL requiere de imágenes de reflectancia y temperatura de superficie para su aplicación.
- Solo los flujos verticales son considerados.
- Los componentes menores de energía son ignorados.
- La Evapotranspiración (ET) es calculada como un residual del balance de energía.

Conversión de ND a Radiancia espectral

Esta conversión se realiza debido a que los datos contenidos en las imágenes satelitales (sean estas del satélite Landsat o cualquier otro) están representados por una serie cuantificada, calibrada y escalada de Niveles Digitales (DN), los cuales no representan ninguna variable biofísica por sí mismos, por lo que no es conveniente obtener ningún índice espectral mediante estos valores sin previo procesamiento. Uno de los métodos existentes para esto, recibe el nombre de “Método de escalamiento de la Radiancia espectral” y consiste en la aplicación de la siguiente fórmula:

$$L_{\lambda} = M_L * Q_{CAL} + A_L \quad \text{Ec. (7)}$$

donde:

- L_λ : Radiancia espectral, expresada en $W/(m^2*sr*\mu m)$.
- M_L : factor multiplicativo de escalado específico obtenido del archivo de metadatos (RADIANCE_MULT_BAND_x, donde x es el número de la banda).
- Q_{CAL} : Producto estándar cuantificado y calibrado por valores de pixel (DN). Este valor se refiere a cada una de las bandas de la imagen.
- A_L : factor aditivo de escalado específico obtenido del archivo de metadatos (RADIANCE_ADD_BAND_x, donde x es el número de la banda).

Conversión a Reflectancia en el tope de la atmósfera

Similar a la conversión a Radiancia espectral, la conversión a los valores de Reflectancia en el tope de la atmosfera (TOA) se realiza mediante el procesamiento de los Niveles Digitales (DN) y los coeficientes de Reflectancia re-escalados contenidos en el archivo de metadatos. Dicha conversión debe contener una corrección angular, ya que “la Reflectancia real de una cubierta captada por un sensor espacial está condicionado por el comportamiento de la atmósfera y del ángulo de observación” (Ariza, 2013). La Ecuación a utilizar para realizar este procedimiento es la siguiente:

$$\rho_\lambda = \frac{M_\rho * Q_{CAL} + A_\rho}{\cos(\theta_{SZ})} = \frac{M_\rho * Q_{CAL} + A_\rho}{\sin(\theta_{SE})} \quad \text{Ec. (8)}$$

donde:

- ρ_λ : Reflectancia en el tope de la atmosfera con corrección angular.
- M_ρ : factor multiplicativo de escalado específico por banda obtenido del archivo de metadatos (REFLECTANCE_MULT_BAND_x, donde x es el número de la banda).
- Q_{CAL} : Producto estándar cuantificado y calibrado para valores de pixel (DN). Este valor se refiere a cada una de las bandas de la imagen.
- A_ρ : factor aditivo de escalado específico por banda obtenido del archivo de metadatos (REFLECTANCE_ADD_BAND_x, donde x es el número de la banda).
- θ_{SE} : ángulo solar zenith local, complemento del ángulo de elevación solar.

- Θ_{SZ} : ángulo de elevación solar, contenido en el archivo de metadatos (SUN_ELEVATION).

Albedo en el tope de la atmosfera

El albedo en el tope de la atmosfera (TOA) es el albedo no ajustado para la trasmisividad atmosférica y se calcula mediante la siguiente Ecuación:

$$\alpha_{TOA} = \sum \omega_{\lambda} * \rho_{\lambda} \quad \text{Ec. (9)}$$

$$\omega_{\lambda} = \frac{ESUN_{\lambda}}{\sum ESUN_{\lambda}} \quad \text{Ec. (10)}$$

donde:

- α_{TOA} : albedo en el tope de la atmosfera.
- ω_{λ} : coeficiente ponderado para cada banda.
- ρ_{λ} : Reflectancia (Ecuación 2).
- $ESUN_{\lambda}$: Irradiancia solar exoatmosférica.

Para el caso de Irradiancia solar atmosférica ($ESUN_{\lambda}$), se presentan valores constantes para cada una de las bandas del satélite Landsat 7. Sin embargo, para el caso del satélite Landsat 8, el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS: U.S. Geological Survey, por sus siglas en inglés) no proporciona dichos valores, debido a que ya no son necesarios para la corrección atmosférica. Sin embargo, recomiendan el uso de la siguiente Ecuación para su estimación (ver anexo 3):

$$ESUN_{\lambda} = \pi * d^2 * \frac{RADIANCE_{MAXIMUM}}{REFLECTANCE_{MAXIMUM}} \quad \text{Ec. (11)}$$

donde:

- $ESUN_{\lambda}$: Irradiancia solar exoatmosférica para cada banda, expresada en $W/(m^2 * \mu m)$.
- d^2 : distancia relativa entre el sol y la tierra en unidades astronómicas (1 UA = $1,49598 \times 10^8$ km).
- RADIANCE_MAXIMUM: Radiancia máxima de cada banda obtenido del archivo de metadatos (RADIANCE_MAXIMUM_BAND_x, donde x es el número de banda).
- REFLECTANCE_MAXIMUM: Reflectancia máxima de la banda obtenida del archivo de metadatos (REFLECTANCE_MAXIMUM_BAND_x, donde x es el número de la banda).

Albedo superficial

El albedo superficial se calcula mediante la aplicación de la Ecuación:

$$\alpha = \frac{\alpha_{TOA} - \alpha_{PATH-RADIANCE}}{\tau_{SW}^2} \quad \text{Ec. (12)}$$

donde:

- α_{TOA} : Albedo en el tope de la atmósfera (Ecuación 3).
- $\alpha_{PATH-RADIANCE}$: porción de radiación solar entrante a través de las bandas que es difundida hacia los satélites antes de que ésta alcance la superficie terrestre. Su valor varía en un rango de 0,0025 y 0,04. Sin embargo, el valor recomendado para la aplicación del modelo SEBAL es de 0,03 (Bastiaassen, 2000)
- τ_{SW} : Transmisividad atmosférica. (Allen et al., 2006) propone la siguiente Ecuación para su cálculo:

$$\tau_{SW} = 0,75 + 2 * 10^{-5} * z \quad \text{Ec. (13)}$$

donde:

- z: elevación del área de interés sobre el nivel del mar (msnm). Esta elevación dese ser la correspondiente a la estación meteorológica.

Índices de Vegetación

De forma genérica, se podría definir un índice de vegetación como un parámetro calculado a partir de los valores de la reflectancia a distintas longitudes de onda y que pretende extraer de los mismos la información relacionada con la vegetación, minimizando la influencia de las perturbaciones como las debidas al suelo y a las condiciones atmosféricas (Gilabert et al, 1997). El término también hace referencia a combinaciones de bandas espectrales registradas por los satélites de Teledetección, cuyo objetivo es realzar la vegetación en función de su respuesta espectral, atenuando las respuestas de otros componentes como la iluminación, el suelo, etc.

Índices de Vegetación de Diferencias Normalizadas

Conocido por sus siglas en inglés, el Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas o NDVI, es un índice que arroja valores estimados de intensidad del verdor de la zona y da cuenta de la cantidad de vegetación presente en una superficie y su estado de salud o vigor vegetativo (Unasylyva, 2011). El NDVI proporciona valores adimensionales, los cuales varían dentro de un intervalo de (-1) y (1). De ellos, los valores negativos pertenecen a nubes, cuerpos de agua y zonas de suelo desnudo.

En condiciones normales, la vegetación sana tiene reflectancia baja en la porción del espectro electromagnético correspondiente al visible y alta en el espectro NIR, debido a que la mayor parte de la energía de ese tipo que llega a las plantas es absorbida, y una cantidad menor es reflejada. Por el contrario, cuando la vegetación se encuentra bajo estrés (falta de agua, falta de nutrientes, etc), tiende a absorber menos radiación solar en el espectro visible, aumentando sus valores de reflectancia, absorbiendo más en el NIR. Como consecuencia de esto, la diferencia de las reflectancias, $\rho_{\lambda_{NIR}} - \rho_{\lambda_R}$, decrecerá cuando la vegetación se vea afectada por alguno de los factores causantes de estrés.

Es importante resaltar que la interpretación del índice debe tomar en cuenta los ciclos fenológicos y de desarrollo anuales para poder diferenciar las oscilaciones naturales de la vegetación de los cambios en la distribución espacio-temporal causados por otros factores. Asimismo, se deben tomar en cuenta las siguientes premisas:

- El agua tiene reflectancia $\rho_{\lambda_R} - \rho_{\lambda_{NIR}}$ y, en consecuencia, valores negativos de NDVI.
- El suelo desnudo y con vegetación rala presenta valores positivos, aunque no muy elevados.
- La vegetación densa, húmeda y bien desarrollada presenta los mayores valores de NDVI.
- La atmosfera, en especial las nubes, influyen sobre las señales de ambas reflectancias en estudio, tendiendo a disminuir el valor real de NDVI.

El Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas, se calcula mediante la siguiente Ecuación:

$$NDVI = \frac{(\rho_{\lambda})_{NIR} - (\rho_{\lambda})_R}{(\rho_{\lambda})_{NIR} + (\rho_{\lambda})_R} \quad \text{Ec. (14)}$$

donde:

- $\rho_{\lambda_{NIR}}$: Reflectancia en la banda del infrarrojo cercano de la imagen satelital.
- ρ_{λ_R} : Reflectancia en la banda roja de la imagen satelital.

Índice de Vegetación Ajustado al Suelo

El Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI), se desarrolló debido a la necesidad de disminuir las alteraciones del valor arrojado por el Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI) al estudiarse en zonas áridas, ya que el mismo valor de NDVI puede corresponder a cubiertas vigorosas poco densas, o a cubiertas densas, pero con poca vitalidad. Este índice entonces está indicado para el trabajo en zonas semiáridas, donde la contribución del suelo es muy importante, minimizando el efecto de la reflectancia

del suelo mediante la introducción de un factor de ajuste. Huete (1988) propone la siguiente Ecuación para su estimación:

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_4 - \rho_3)}{L + \rho_4 + \rho_3} \quad \text{Ec. (15)}$$

donde:

- ρ_4 : Reflectancia en la banda 4 (Ecuación 2)
- ρ_3 : Reflectancia en la banda 3 (Ecuación 2)
- L: constante para ajustar la línea de vegetación - suelo al origen. Puede tomar valores entre 0 y 1, dependiendo de la densidad de la vegetación (valores más altos del índice, para densidades más bajas).
 - L=0: SAVI=NDVI
 - L=1: para muy bajas densidades de vegetación.
 - L=0,5: para densidades de vegetación intermedias.

No obstante, la Ecuación sólo ha sido calibrada para el suelo del sur de Idaho, Estados Unidos, por lo que no es de uso universal. Para dicha calibración, fue usado un valor de L igual a 0,1 debido a que la desviación estándar fue mínima para las cinco condiciones de suelo que fueron evaluadas en dicha región. Por lo tanto, el valor de L usado en esta investigación es de 0,1.

Índice de Área Foliar

Conocido por sus siglas en inglés, el Índice de Área Foliar (LAI) es un parámetro adimensional que está definido por la razón entre el área foliar de toda la vegetación por unidad de área utilizada por la vegetación. El LAI es un indicador de la biomasa de cada pixel de la imagen (SEBAL, 2002). El máximo valor que puede tomar es de 6,0 por lo que esto corresponde a valor de un SAVI de 0,687. Esto se debe a que más allá del valor mencionado, los valores de SAVI se “saturan” con el aumento del LAI y no cambian significativamente.

$$LAI = \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad \text{Ec. (16)}$$

donde:

- LAI: Índice de Área Foliar
- SAVI: Índice de Vegetación Ajustada al Suelo (ver Ecuación 15)

Emisividad

La emisividad, ϵ , hace referencia a la relación entre la energía térmica irradiada por la superficie a la energía térmica radiada por un cuerpo negro a la misma temperatura. Dentro del modelo SEBAL se utilizan dos tipos de emisividad; el primer tipo de emisividad, expresada como ϵ_{NB} , representa el comportamiento de la superficie de emisión térmica en la banda relativamente estrecha 6 del satélite Landsat (10,4 a 12,5 micras). Esta emisividad es usada para el cálculo de la Temperatura de superficie (T_s).

Por su parte, el segundo tipo hace referencia al comportamiento superficial de emisividad que representa para la emisión térmica en el amplio espectro térmico (6 a 14 micras), expresada como ϵ_0 . Esta emisividad es usada como base para el cálculo de la emisión total de radiación de onda larga de la superficie. Ambas emisividades se calcular usando las siguientes ecuaciones empíricas, donde el Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas, NDVI es mayor a cero (0):

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,003 * LAI \quad ; \text{ Para } LAI < 3 \quad \text{Ec. (17)}$$

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 * LAI \quad ; \text{ Para } LAI < 3 \quad \text{Ec. (18)}$$

$$\epsilon_{NB} = 0,98 \text{ y } \epsilon_0 = 0,98 \quad ; \text{ Para } LAI \geq 3 \quad \text{Ec. (19)}$$

donde:

- ϵ_{NB} : Emisividad que representa el comportamiento de la superficie de emisión térmica en la banda relativamente estrecha 6 del satélite Landsat.

- ϵ_0 : Emisividad que representa para la emisión térmica en el amplio espectro térmico
- LAI: Índice de Área Foliar, adimensional.

En el caso de agua y nieve, se usan los siguientes “filtros” para estimar el valor de las emisividades:

- Para el agua; $NDVI < 0$ y $\alpha < 0,47$: $\epsilon_{NB}= 0,99$ y $\epsilon_0=0,985$
- Para la nieve; $NDVI < 0$ y $\alpha \geq 0,47$: $\epsilon_{NB}=0,99$ y $\epsilon_0=0,985$

Radiancia térmica corregida

La Radiancia térmica corregida desde la superficie, R_C , es la radiancia emitida por ella. Es importante tomar en cuenta que entre el satélite y la superficie ocurren dos cosas: en primer lugar, ocurre que parte de la radiación emitida es interceptada por la atmósfera (emisividad). En segundo lugar, ocurre que parte de la radiación térmica es emitida por la atmósfera en la dirección del satélite; esto hace que el satélite suponga que se trata de la superficie y que esta radiación sea confundida como emitida desde ella. Para el cálculo de la Radiancia térmica corregida, Wukelic et al.(1989) propone la siguiente Ecuación:

$$R_C = \frac{L_6 - R_P}{\tau_{NB}} - (1 - \epsilon_{NB}) * R_{SKY} \quad \text{Ec. (20)}$$

donde:

- R_C : Radiancia térmica corregida, expresada en $W/m^2/sr/\mu m$.
- L_6 : Radiancia espectral de la banda 6, expresada en $W/m^2/sr/\mu m$.
- R_P : Radiancia ruta en la banda (10,4 - 12,5 μm), expresada en $W/m^2/sr/\mu m$.
- τ_{NB} : Trasmisividad del aire de la banda estrecha (10,4 - 12,5 μm).
- ϵ_{NB} : emisividad. (ver Ecuación 19)
- R_{SKY} : Radiación térmica de la banda estrecha para un cielo despejado, expresada en $W/m^2/sr/\mu m$.

Los valores de RP Y NB requieren el uso de un modelo de simulación de transferencia de radiación atmosférica (como, por ejemplo, MODTRAN) y de perfiles de radiosonda que representan la imagen y la fecha. Sin embargo, ante la falta de valores de estos términos, pueden ser ignorados estableciendo $R_P=0$ Y $\tau_{NB}=1$, así como R_{SKY} puede

ser también ignorado asignándole el valor cero (0). Todo esto, convierte a R_c en una Radiancia sin corregir.

Afortunadamente, los efectos de los tres parámetros antes descritos se auto-cancelan, dentro de la expresión de R_c . Se debe tener presente que el resultado de la no corrección a L_6 será una subestimación general de temperatura de la superficie (T_s) por hasta aproximadamente 5°C para los sectores más cálidos de la imagen. Sin embargo, debido a que el modelo SEBAL adapta una función en torno a los datos de T_s calculado para una imagen, el impacto de los valores finales sobre la Evapotranspiración es generalmente pequeño, especialmente para las áreas que poseen valores bajos y altos de ET. No obstante, los errores pueden ser más grandes para los valores de ET de gama media, pero generalmente estos no superan un pequeño porcentaje.

Temperatura de la superficie

La temperatura de la superficie, T_s , se define como la energía térmica de onda larga que es emitida desde la superficie terrestre (Valor y Caselles, 1996; Sobrino, 2000; Rivas y Caselles, 2004), y se calcula mediante la siguiente Ecuación modificada de Plank:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} * K_1}{R_c} + 1\right)} \quad \text{Ec. (21)}$$

donde:

- T_c : Temperatura de la superficie, expresada en $mW/cm^2/sr/\mu m$.
- R_c : Radiancia térmica corregida desde la superficie (ver Ecuación 14)
- ϵ_{NB} : emisividad (ver Ecuación 19)
- K_1, K_2 : constantes correspondientes a la banda 6 de las imágenes del satélite Landsat 5 y 7, expresadas en $mW/cm^2/sr/\mu m$.

Temperatura de brillo en el satélite

En el caso del satélite Landsat 8, no es posible calcularse la Temperatura en la superficie directamente, sino que primero es necesario calcular la Temperatura de brillo en el satélite, la cual se define como aquella vista por el satélite bajo el supuesto de emisividad uniforme, pudiendo ser calculada mediante la siguiente Ecuación, la cual es una simplificación de la Ecuación de Plank (Markham and Barker, 1986):

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad \text{Ec. (22)}$$

donde:

- T: Temperatura de brillo en el satélite, expresada en K.
- L_λ : Radiancia espectral, expresada en $W/(m^2*sr*\mu m)$.
- K_1 : constante de conversión térmica, obtenida del archivo de metadatos (K1_CONSTANT_BAND_x), donde x es el número de la banda térmica, 10 u 11.
- K_2 : constante de conversión térmica, obtenida del archivo de metadatos (K2_CONSTANT_BAND_x), donde x es el número de la banda térmica, 10 u 11.

Tabla 4.

Valores de constantes de conversión térmica pertenecientes al satélite Landsat8.

SATELITE	BANDA	K_1 (mW/cm ² /sr/μm)	K_2 (mW/cm ² /sr/μm)
Landsat 8	10	774,89	1321,08
	11	480,89	1201,14

La transformación de Temperatura de brillo a Temperatura de la superficie, se realiza mediante la siguiente Ecuación (Weng et al., 2003):

$$T_s = \frac{T}{1 + \left(\frac{\lambda * T}{p}\right) * \ln(e)} \quad \text{Ec. (23)}$$

$$p = h * \frac{c}{\sigma} \quad \text{Ec. (24)}$$

$$e = 0,004 * P_v + 0,986 \quad \text{Ec. (24)}$$

$$P_v = \left(\frac{NDVI - NDVI_{MIN}}{NDVI_{MAX} - NDVI_{MIN}} \right)^2 \quad \text{Ec. (25)}$$

donde:

- T_s : Temperatura de la superficie, expresada en K .
- T : Temperatura de brillo, expresada en K .
- λ : longitud de onda de radiación emitida, calculada como el promedio de los límites de la banda (Markham & Barker, 1985).
- e : emisividad (Sobrino et al., 2004)
- P_v : proporción de vegetación (grado de cobertura de vegetación)
- $NDVI$: Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (ver Ecuación 8)
- $NDVI_{MIN}$: Valor mínimo del rango, obtenido del mapa que resulta de la aplicación del modelo de $NDVI$.
- $NDVI_{MAX}$: Valor máximo del rango de $NDVI$, obtenido del mapa que resulta de la aplicación del modelo de $NDVI$.

Radiación de Onda Larga de Salida

La radiación de Onda Larga de Salida ($R_{L\uparrow}$), es el flujo de radiación térmica emitida por la superficie desde la tierra hacia la atmósfera, cuyos valores pueden variar desde 200 a 700 W/m^2 , dependiendo de la ubicación y la hora de la imagen. $R_{L\uparrow}$ se calcula mediante la Ecuación de Stefan-Boltzmann (SEBAL, 2002):

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_0 * \sigma * T_s^4 \quad \text{Ec. (26)}$$

donde:

- $R_{L\uparrow}$: Radiación de Onda Larga de Salida, expresada en W/m^2 .
- ϵ_0 : emisividad de la superficie “banda ancha” (adimensional).
- σ : constante de Stefan-Boltzmann, equivalente $5,67 \times 10^{-8} W/m^2/K^4$.
- T_S : Temperatura de la superficie, expresada en K . (ver Ecuación 22)

Radiación de Onda Larga Incidente

La radiación de onda larga entrante ($R_{L\downarrow}$) es el flujo de radiación térmica desde la atmósfera hacia la superficie. Su valor se estima a partir de una hoja de cálculo, mediante la aplicación de la Ecuación (22) de Stefan-Boltzmann (SEBAL, 2002):

$$R_{L\downarrow} = \epsilon_a * \sigma * T_{FRÍO}^4 \quad \text{Ec. (27)}$$

$$\epsilon_a = 0,85 * [-\ln(\tau_{SW})^{0,09}] \quad \text{Ec. (28)}$$

donde:

- $R_{L\downarrow}$: Radiación de onda larga incidente, expresada en W/m^2 .
- ϵ_a : emisividad atmosférica (adimensional).
- σ : constante de Stefan-Boltzmann, equivalente $5,67 \times 10^{-8} W/m^2/K^4$.
- $T_{FRÍO}$: Temperatura del píxel “frío”, expresada en K .
- τ_{SW} : Transmisividad atmosférica (ver Ecuación 13).

Píxeles Ancla

El proceso SEBAL utiliza dos píxeles “ancla” para fijar las condiciones de contorno para el balance energético. Estos son los denominados píxeles “frío” y “caliente”, localizados dentro del área de interés. El píxel “frío” se selecciona como una superficie de cultivo húmedo, bien regada, cuya cobertura del suelo esté lleno de vegetación. La

temperatura de la superficie y la temperatura del aire cerca de la superficie se suponen similares en este píxel.

Por su parte, el píxel “caliente” se selecciona como un campo agrícola en seco y desnudo, donde la ET es asumida como cero. Ambos píxeles “ancla” deben estar localizados en áreas grandes y homogéneas que contengan más de una banda de 6 píxeles (es decir 60m x 60m para Landsat 7 y 120m x 120m para Landsat 5). Es importante destacar que la selección de estos píxeles “ancla” requiere habilidad y práctica, ya que la calidad de los cálculos de la ET del modelo SEBAL depende de una cuidadosa selección de estos.

Radiación de Onda Corta Entrante ($R_{s\downarrow}$)

La Radiación de Onda Corta Entrante ($R_{s\downarrow}$) es el flujo de radiación solar directa y difusa que alcanza realmente la superficie de la tierra. Su valor se estima a partir de una hoja de cálculo, mediante la aplicación de la Ecuación (24) de Stefan-Boltzmann (SEBAL, 2002):

$$R_{s\downarrow} = G_{SC} * \cos\theta * d_r * \tau_{sw} \quad Ec. (29)$$

Donde:

- $R_{s\downarrow}$: Radiación de Onda Corta Entrante, expresada en W/m^2 .
- G_{SC} : constante solar cuyo valor es $1367 W/m^2$.
- θ : ángulo solar zenith local, complemento del ángulo de elevación solar.
- d_r : distancia relativa entre el sol y la tierra en unidades astronómicas (1 UA = $1,49598 \times 10^8 km$).
- τ_{sw} : Transmisividad atmosférica (ver Ecuación 13).

Radiación Neta (R_n)

Se entiende por radiación neta (R_n), el intercambio neto entre el total de radiación de onda corta y de onda larga que se recibe y que se emite o refleja en una superficie. Este, es el balance entre la energía absorbida, reflejada y emitida por la superficie terrestre, o bien, el balance entre la radiación neta entrante de onda corta y la radiación neta emitida de

onda larga, (Cristóbal et al., 2009). La Radiación neta representa un lugar importante dentro de la estimación de la evapotranspiración tanto real como potencial, ya que estas son variables de alta importancia dentro del estudio, por ejemplo, de las propiedades de los ecosistemas terrestres.

$$R_n = (1 - \alpha) * R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0) * R_{L\downarrow} \quad Ec. (30)$$

Flujo de Calor en el Suelo (G)

El Flujo de Calor en el Suelo (G) es la tasa de almacenamiento de calor en el suelo y la vegetación debido a la conducción. El modelo SEBAL calcula primero la relación G / Rn usando la siguiente Ecuación empírica desarrollada por Bastiaanssen (2000), la cual representa los valores cerca de mediodía:

$$\frac{G}{R_n} = \frac{T_s}{\alpha} * (0.0038 * \alpha + 0.0074 * \alpha^2) * (1 - 0.98 * NDVI^4) \quad Ec. (31)$$

donde:

- $\frac{G}{R_n}$: Relación Flujo de Calor en el Suelo/Radiación Neta.
- T_s : Temperatura de Superficie, expresada en K. (ver Ecuación 22)
- α : Albedo Superficial, adimensional. (ver Ecuación 12)
- NDVI: Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (ver Ecuación 14).

El Flujo de Calor en el Suelo es un término difícil de evaluar y se debe tener cuidado en su cálculo. Hay que entender el área de interés con el fin de evaluar la exactitud de la Ecuación (31). Los valores de G deben ser revisados contra pérdidas reales sobre el terreno. La clasificación de la tierra y el tipo de suelo afectar el valor de G, por lo que un mapa de uso del suelo es importante para la identificación de los distintos tipos de superficie. La Ecuación (31) predice valores de G para cultivos regados cerca de Kimberly, Idaho con muy buena precisión (M.Tasumi y R.Allen, 2002, com. comun.).

En las aplicaciones del modelo SEBAL en Idaho, los valores de G / R_n para el agua y la nieve se asignan de la siguiente manera, en representación de los valores cercanos a mediodía:

- Si $NDVI < 0$; se asume que la superficie es agua; $G / R_n = 0.5$
- Si $T_s < 4$ oC y $\alpha > 0,45$; se asume que la superficie es nieve; $G / R_n = 0.5$

Longitud de Rugosidad Superficial

Núñez (2009) expone que esta variable hace referencia a la altura de vegetación por sobre el plano desplazado definido como cero, que corresponde al plano donde la velocidad del viento es nula, cuando la cubierta vegetal termina. La longitud de rugosidad superficial es estimada para cada píxel y puede calcularse mediante dos métodos:

- **Mediante un mapa de uso del suelo:** Cuando se encuentra disponible un mapa de este tipo, los valores de esta variable para superficies no agrícolas como agua, bosque, desierto, hierba, nieve o estructuras hechas por el hombre, se pueden asignar utilizando valores predeterminados. Por su parte, los valores para áreas agrícolas, pueden ser calculados a través de la siguiente Ecuación:

$$z_{0m} = 0.018 * LAI \quad Ec. (32)$$

donde:

- Z_{0m} : Longitud de Rugosidad Superficial, adimensional.
- LAI: Índice de Área Foliar, adimensional.
- **Usando datos de albedo superficial y NDVI:** Cuando no se cuenta con mapa de usos de suelo, puede ser usado el segundo método para computar la longitud de rugosidad superficial, basado en datos de albedo superficial e Índice de Diferencia Normalizadas (NDVI), desarrollado por Bastiaanssen (2000) y modificado por Allen (2001). La Ecuación usada para la aplicación de este método es la siguiente:

$$z_{0m} = \exp \left[\left(a * \frac{NDVI}{\alpha} \right) + b \right] \quad Ec (33)$$

donde:

- Z_{0m} : Longitud de Rugosidad Superficial, adimensional
- NDVI: Índice de Diferencias Normalizadas, adimensional. (ver Ecuación #)
- α : Albedo superficial, adimensional. (ver Ecuación 12)
- $NDVI/\alpha$: Factor adimensional cuya función es distinguir tipos de vegetación altos y bajos que poseen valores de NDVI similares.
- a,b: Coeficientes de correlación. Para la determinación de estos, SEBAL se vale de dos píxeles “ancla”, denominados “píxel frío” y “píxel caliente”.

Flujo de Calor Sensible

Puede definirse el Flujo de Calor Sensible (H) como la tasa de transferencia hidrodinámica del calor del aire, por convección y conducción, entre la superficie del suelo y las capas de aire cercanas a ella. Dicha transferencia se lleva a cabo principalmente por la diferencia de temperatura entre la superficie y la atmósfera. Representa la variable más difícil de estimar dentro del modelo SEBAL, debido a que ésta depende de diversos factores y el desarrollo de un proceso iterativo cuyo propósito es determinar el valor de la resistencia aerodinámica a la transferencia de calor el cual considere los impactos de la inestabilidad atmosférica. El valor inicial de este parámetro es calculado mediante la aplicación de la siguiente Ecuación (Allen et al., 2002):

$$H = \frac{(\rho * c_p * dT)}{r_{ah}} \quad Ec. (34)$$

donde:

- H: Flujo de Calor Sensible, expresado en W/m^2 .
- ρ : densidad del aire, expresada en kg/m^3 .
- C_p : Capacidad de calor específico del aire, cuyo valor es constante y equivale a $1004 J/kg/K$.

- dT : Diferencia de temperaturas ($T_{z1} - T_{z2}$) entre dos alturas ($z_1 - z_2$).
- r_{ah} : Resistencia aerodinámica para el transporte de calor sensible entre la superficie y la altura de referencia, expresada en (s/m).

El modelo SEBAL repite el cálculo del Flujo de Calor Sensible H mediante un número de iteraciones, corrigiendo dentro de cada una los efectos de empuje, hasta que el valor de la resistencia aerodinámica al transporte de calor r_{ah} se estabilice, es decir su variación con respecto a su valor anterior sea de 0%. A continuación, se describen las fases que conforman el proceso iterativo, cuyo objetivo es calcular el Flujo de Calor Sensible H :

- **Velocidad de fricción u_* en la estación meteorológica.** Es necesario conocer la magnitud de esta variable, calculada bajo condiciones atmosféricas neutras (detalladas en el Anexo 6), mediante el uso de la siguiente Ecuación:

$$u_* = \frac{k * u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad Ec. (35)$$

donde:

- u_* : Velocidad de fricción en la estación meteorológica, expresada en m/s .
- k : constante de Von Karman, cuyo valor es constante y equivale a 0.41.
- u_x : Velocidad del viento a una altura z_x , expresada en m/s .
- z_x : Altura de la estación meteorológica, expresada en m .
- Z_{0m} : es una medida de la resistencia de forma y la fricción de la capa de aire que interactúa con la superficie cuyo valor se calcula mediante hoja de cálculo, adimensional. Esta es estimada de manera empírica a partir de la altura media de la vegetación alrededor de la estación meteorológica, mediante la siguiente Ecuación (Brutsaert, 1982):

$$Z_{0m} = 0,12 * h \quad Ec. (36)$$

donde:

- h : Altura de la vegetación, expresada en m . El valor propuesto para esta variable es de 0,3 el cual representa los alrededores de la estación meteorológica con

base en la cual fue desarrollado el modelo SEBAL, los cuales constan de una pequeña extensión de 50m de pasto con otros cultivos agrícolas más altos.

- **Velocidad del viento a una altura sobre la estación meteorológica.** La altura a la que se estima el valor de esta velocidad, es conocida como “velocidad de mezcla” y generalmente equivale a 200 metros, debido a que se asume ningún efecto de la rugosidad de la superficie en dicho nivel. Su cálculo se realiza a partir de datos meteorológicos correspondientes a la fecha de la imagen en estudio y la aplicación de la siguiente Ecuación, la cual surge del reordenamiento de la Ecuación (35):

$$u_{200} = u_{*EM} * \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)}{k} \quad Ec. (37)$$

donde:

- u_{200} : velocidad del viento en la estación meteorológica a una altura de 200m, expresada en m/s .
- u_{*EM} : Velocidad de fricción en la estación meteorológica, expresada en m/s .
- Z_{0m} : es una medida de la resistencia de forma y la fricción de la capa de aire que interactúa con la superficie cuyo valor se calcula mediante hoja de cálculo, adimensional. (ver Ecuación 36).

- **Velocidad de Fricción para cada píxel.** Este cálculo está representado por un modelo dentro del algoritmo SEBAL y está desarrollado de acuerdo con la siguiente Ecuación:

$$u_* = \frac{k * u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)} \quad Ec. (38)$$

donde:

- u_* : Velocidad de fricción, expresada en m/s .

- k : constante de Von Karma, cuyo valor es constante y equivale a 0.41.
 - u_{200} : velocidad del viento en la estación meteorológica a una altura de 200m, expresada en m/s .
 - Z_{0m} : Longitud de Rugosidad Superficial, adimensional. (ver ecuaciones 32 y 33).
- **Resistencia aerodinámica al transporte de calor.** El cálculo de esta variable está incluida en el modelo SEBAL. las iteraciones son necesarias para la determinación del valor de esta variable para analizar cada período que considere los impactos de inestabilidad sobre esta y el Flujo de Calor Sensible H . Inicialmente, es necesario estimar un valor inicial de r_{ah} en hoja de cálculo (ver anexo 6) mediante la Ecuación que se muestra a continuación (39), asumiendo condiciones atmosféricas neutrales. Basado en aplicaciones previas, se recomiendan valores de z_1 y z_2 de 0,1 y 2m respectivamente, para ser aplicados dentro del modelo cuya estructura se basa en la Ecuación:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* * k} \quad Ec. (39)$$

donde:

- r_{ah} : Resistencia aerodinámica para el transporte de calor sensible entre la superficie y la altura de referencia, expresada en (s/m).
- z_1, z_2 : Alturas sobre la superficie, expresadas en m. Bastiaanssen (1995) expone que sugiere que sean utilizados $z_1 = 0.1m$, como una altura próxima al suelo y $z_2 = 2.0 m$ como una altura estimada de la vegetación.
- u_* : Velocidad de fricción, expresada en m/s .
- k : constante de Von Karma, cuyo valor es constante y equivale a 0.41.

- **Diferencia de Temperatura Cerca de la Superficie.** Representa otra de las variables que necesitan ser definidas dentro del proceso iterativo. Su valor es calculado para cada píxel de la imagen y su Ecuación viene dada por:

$$dT = T_{z1} - T_{z2} \quad Ec (40)$$

Debido a que la temperatura del aire en cada píxel es desconocida, la Ecuación (40) no es aplicable. Sin embargo, debido a que el modelo SEBAL solo usa el gradiente de temperatura dT , se asume una relación lineal entre dicho gradiente de temperatura dT y la Temperatura de la Superficie T_s , (la cual es desarrollada en una de las etapas del modelo SEBAL). Esta relación lineal se desarrolla a partir de los píxeles “ancla” seleccionados para cada escena estudiada; uno completamente “caliente” donde no hay ET y otro completamente “frío” donde se espera un 100% de ET. Dicha relación presenta la siguiente forma:

$$dT = b + a * T_s \quad Ec. (41)$$

donde:

- dT : Diferencia de Temperatura de cada píxel, expresada en K
- T_s : Temperatura de la Superficie de cada píxel, expresada en K .
- a, b : Coeficientes de correlación. Para la determinación de estos, SEBAL se vale de dos píxeles “ancla” denominados “píxel frío” y “píxel caliente”, en los cuales pueda estimarse un valor fiable de Flujo de Calor Sensible H .

El Flujo de Calor Sensible para los píxeles “ancla” y los coeficientes de correlación son computados en hoja de cálculo (ver apéndice 6). El calor sensible en el píxel frío puede calcularse usando la Ecuación (34)

- **Temperatura del aire.** Se puede estimar un valor aproximado de esta variable para cada píxel, mediante la aplicación de la siguiente Ecuación:

$$T_a = T_s - dT \quad Ec. (42)$$

donde:

- T_a : Temperatura del aire, expresada en K .
- T_s : Temperatura de la superficie, expresada en K .
- dT : Diferencia de temperatura para cada píxel, expresada en K .

- **Densidad del aire.** La densidad del aire es calculada utilizando ecuaciones normales de presión atmosférica y la ley universal de los gases, mediante la siguiente Ecuación (Allen et al., 1998):

$$\rho_{aire} = \frac{1000 * P}{1,01 * (T_s - dT) * R} \quad Ec (43)$$

$$P = 101,3 * \left(\frac{293 - 0,0065 * z}{293} \right)^{5,26} \quad Ec. (44)$$

donde:

- ρ_{aire} : Densidad del aire, expresada en kg/m^2 .
 - P : media de la presión atmosférica para la elevación del píxel, calculada como una función exponencial (ASCE- EWRI, 2005).
 - $T_s - dT$: Corresponde a la temperatura del aire cerca de la superficie del píxel
 - R : Constante de gas específico, cuyo valor es $287 J kg^{-1} * K^{-1}$.
 - z : Altura de la estación meteorológica, expresada en m .
- **Longitud de Monin-Obukhov.** Esta longitud representa la altura a la que se igualan la fuerza de empuje y el mezclado del aire. La aplicación de esta teoría dentro del modelo SEBAL, tiene como objetivo definir las condiciones de estabilidad de la atmósfera dentro del proceso iterativo. La Ecuación para su cálculo es la siguiente (Allen et al, 2002) :

$$L = - \frac{\rho * C_p * u_* * T_s}{k * g * H} \quad Ec. (45)$$

donde:

- L: Longitud de Monin-Obukhov, expresada en
- ρ : densidad del aire, expresada en kg/m^3 .
- Cp: Capacidad de calor específico del aire, cuyo valor es constante y equivale a $1004 J/kg/K$.
- u^* : Velocidad de fricción, expresada en m/s .
- Ts: Temperatura de la superficie, expresada en K.
- k: constante de Von Karman, cuyo valor es constante y equivale a 0.41.
- g: constante gravitacional, cuyo valor equivale a $9.81 m/s^2$.
- H: Flujo de Calor Sensible, expresado en W/m^2 , el cual es estimado inicialmente suponiendo condiciones neutrales de la atmósfera mediante el uso de hoja de cálculo (ver anexo6).

Las condiciones de estabilidad de la atmosfera afectan de manera considerable la resistencia aerodinámica al transporte de calor r_{ah} , por lo que deben ser tomadas en cuenta dentro del cálculo del Flujo de Calor Sensible H .

En función de las condiciones atmosféricas, se deben realizar correcciones. Estas son conocidas como Corrección de Estabilidad Momentánea (Ψ_m) y Corrección de Estabilidad del Transporte de Calor (Ψ_h), las cuales se calculan mediante las ecuaciones propuestas por Paulson y Webb (1970). Con base en el valor de la Longitud de Monin-Obukhov, se considera que el límite más bajo de la atmósfera es inestable cuando $L < 0$. Por el contrario, se asume que dicho límite es estable cuando $L > 0$. Estas condiciones definen las ecuaciones a usar en el cálculo de los parámetros en cuestión, de la siguiente manera:

Cuando $L < 0$:

$$\psi_{m(200m)} = 2 * \ln \left(\frac{1+x(200m)}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x(200m)^2}{2} \right) - 2 * \tan^{-1}(x(200m)) + 0,5 * \pi \quad Ec. (46)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 * \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad Ec. (47)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = 2 * \ln\left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2}\right) \quad Ec. (48)$$

donde:

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 * \frac{200}{L}\right)^{0,25} \quad Ec. (49)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 * \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad Ec. (50)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 * \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad Ec. (51)$$

Cuando $L > 0$:

$$\psi_{m(200m)} = -5 * \left(\frac{200}{L}\right) \quad Ec. (52)$$

$$\psi_{h(2m)} = -5 * \left(\frac{2}{L}\right) \quad Ec. (53)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = -5 * \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad Ec. (54)$$

donde:

- $\Psi_m (200m)$: Corrección momentánea a la estabilidad de transporte a 200m. Corrección de estabilidad momentánea.
- $\Psi_h (2m)$, $\Psi_m (0,1 m)$: Corrección de Estabilidad del Transporte de Calor a los 2 metros y 0,1 metros, respectivamente.

La estimación de dichas estabilidades, sirve de base para el cálculo de la velocidad de fricción u^* , cuya magnitud cuantifica las fluctuaciones de velocidad turbulenta en el aire; esta variable debe ser calculada para cada iteración de manera sucesiva y se calcula mediante la aplicación de la siguiente Ecuación:

$$u_* = \frac{u_{200} * k}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right) - \Psi_{m(200m)}} \quad Ec (55)$$

donde:

- u^* : Velocidad de Fricción corregida, expresada en m/s .
- u_{200} : Velocidad del viento a una altura de 200 m, expresada en m/s .
- k : constante de Von Karma, cuyo valor es constante y equivale a 0.41.
- Z_{0m} : Longitud de Rugosidad Superficial, adimensional.
- $\Psi_{m(200m)}$: Corrección momentánea a la estabilidad de transporte a 200m.
Corrección de estabilidad momentánea.

Análogamente, se obtiene un valor corregido para la resistencia aerodinámica para el transporte de calor, rah , para cada iteración sucesiva, la cual es calculada a partir de la siguiente Ecuación:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* * k} \quad Ec. (56)$$

Donde:

- z_2 : Altura equivalente a 2m.
- z_1 : Altura equivalente a 0,1m.
- $\Psi_{h(z_2)}$: Corrección de estabilidad al transporte de calor, para una altura de 2m.
- $\Psi_{h(z_1)}$: Corrección de estabilidad al transporte de calor, para una altura de 0,1m.
- u^* : Velocidad de Fricción corregida, expresada en m/s .
- k : constante de Von Karma, cuyo valor es constante y equivale a 0,41.

Flujo de Calor Latente (λE), ET Instantánea y Fracción Evaporativa.

Puede definirse el Flujo de Calor Sensible λE como la cantidad de calor perdido por la superficie como consecuencia de la evapotranspiración. Este parámetro se calcula para cada píxel de la imagen satelital, como un residuo del balance de energía, siendo este un valor instantáneo para el momento de captura de la imagen satelital por parte del satélite y cuyo cálculo se rige por la Ecuación (6).

Por su parte, el Calor Latente de Vaporización λ , se define como la cantidad de energía necesaria para vaporizar una unidad de masa de agua y su estimación depende de la Temperatura Superficial, tal como lo indica la Ecuación para su cálculo:

$$\lambda = [2,501 - 0,00236 * (T_s - 273,15)] * 10^6 \quad Ec. (57)$$

donde:

- λ : Calor Latente de Vaporización, expresado en $J*kg^{-1}$.
- T_s : Temperatura Superficial, expresada en K . (ver Ecuación 22)

Para obtener la Evapotranspiración Instantánea en términos de altura de agua evaporada, se debe dividir el Flujo de Calor Latente λE entre el Calor Latente de Vaporización λ , tal como lo indica su Ecuación (Bastiaanssen et al., 2002):

$$ET_{INST} = 3600 * \frac{\lambda E}{\lambda} \quad Ec. (58)$$

Donde:

- ET_{INST} : Evapotranspiración Instantánea, expresada en mm/h .
- λE : Flujo de Calor Sensible, expresado en W/m^2 . (ver Ecuación 6)
- λ : Calor Latente de Vaporización, expresado en $J*kg^{-1}$. (ver Ecuación 57)

La fracción de la evapotranspiración es un término que equivale al coeficiente de cultivo, y se obtiene como la relación entre la evapotranspiración instantánea calculada y a la evapotranspiración de referencia, obtenida mediante datos meteorológicos obtenidos

para e momento de captura de la imagen satelital. El modelo SEBAL, utiliza un término denominado Fracción Evaporativa, el cual representa al coeficiente de cultivo o Evapotranspiración de referencia antes mencionados. La Ecuación para su estimación tiene la siguiente estructura:

$$FE = \frac{ET_{INST}}{R_n - G} \quad Ec. (59)$$

donde:

- FE: Fracción Evaporativa, adimensional.
- ET_{INST} : ET_{INST} : Evapotranspiración Instantánea, expresada en *mm/día*.
- R_n : Radiación neta, expresada en *mm/día*.
- G: Flujo de Calor en el Suelo, expresado en *mm/día*.

Evapotranspiración Diaria (ET_{24})

Los valores de evapotranspiración diaria son a menudo más útiles que los valores de evapotranspiración instantánea. El modelo SEBAL estima este parámetro asumiendo que la Fracción Evaporativa se mantiene constante durante las 24 horas del día, mediante la siguiente Ecuación:

$$ET_{24} = \frac{FE * R_{nd}}{\lambda} * 86400 \quad Ec. (60)$$

donde:

- ET_{24} : Evapotranspiración diaria, expresada en *mm/día*.
- FE: Fracción Evaporativa, adimensional.
- λ : Calor Latente de Vaporización, expresado en $J*kg^{-1}$. (ver Ecuación 57)
- R_{nd} : Radiación neta diaria, expresada en W/m^2 . El modelo SEBAL, contiene un modelo independiente para el cálculo de esta variable, mediante la siguiente expresión:

$$R_{nd} = [1 - (1, 1 * \alpha)] * K_{día} + L_{día} \quad Ec. (61)$$

donde:

- α : Albedo Superficial, adimensional. (ver Ecuación 12)
- $K_{\text{día}}$: Radiación de onda corta entrante media diaria, estimada mediante hoja de cálculo (ver anexo 6), expresada en W/m^2 .
- $L_{\text{día}}$: Radiación de onda larga entrante media diaria, estimada mediante hoja de cálculo (ver anexo 6), expresada en W/m^2 .

Modelo de Índice de Equilibrio de Energía Superficial (SEBI)

El modelo de Índice de Equilibrio de Energía Superficial, conocido por sus siglas en inglés, SEBI (Surface Energy Balance Index) fue desarrollado en 1983 por Menenti y Choudhury, basado en el índice de estrés hídrico de los cultivos (CWSI, Jackson 1981). En este se supone que el límite seco tiene un flujo de calor latente igual a 0 ($ET=0$) para un conjunto dado de límites característicos de la capa (temperatura potencial, velocidad del aire, Humedad, etc.). Así, el flujo de calor sensible es entonces igual a la superficie de energía disponible, con $T_{s,\text{máx}}$ (Temperatura máxima de superficie) invertida a partir de la ecuación de transferencia masiva expresada por (Ven Den Hurk 2001).

$$T_{s,\text{max}} = T_{pbl} + r_{a,\text{max}} \frac{H}{\rho C_p} \quad \text{Ec. (62)}$$

donde:

- $T_{s,\text{max}}$: Temperatura superficial máxima (K)
- $T_{s,\text{min}}$: Temperatura superficial mínima (K)
- $R_{a,\text{max}}$: Resistencia aerodinámica máxima a la transferencia de calor sensible s / m.
- T_{pbl} : Temperatura media de la capa límite planetaria (K)

La temperatura superficial mínima ($T_{s,\text{min}}$) puede evaluarse desde el límite húmedo, donde se considera que la superficie se evapora potencialmente y el evapotranspiración potencial se calcula a partir de la ecuación de Penman montieth con una resistencia interna cero. El $T_{s,\text{min}}$ se expresa como:

$$T_{s,min} = T_{pbl} + \frac{(Rn - G) \cdot r_{a,min} \cdot (VPD)}{\rho c p \cdot \gamma \left(1 + \frac{\Delta}{\gamma}\right)} \quad Ec. (63)$$

donde:

- $T_{s,max}$: Temperatura superficial máxima (K)
- $T_{s,min}$: Temperatura superficial mínima (K)
- $R_{a,min}$: Resistencia aerodinámica mínima s / m.
- VDP: Diferencia de presión de vapor kPa
- Δ : Pendiente de la presión de vapor saturada en función de T_a kPa / ° C
- γ : Constante psicrométrica kPa / ° C

La fracción de evaporación relativa puede calcularse interpolando la temperatura superficial observada con la temperatura superficial máxima y mínima en la forma siguiente (Van y Durk, 2001).

$$\frac{LE}{LEp} = 1 - \frac{r_{a,max}^{-1}(T_s - T_{pbl}) - r_{a,min}^{-1}(T_{s,min} - T_{pbl})}{r_{a,max}^{-1}(T_{s,max} - T_{pbl}) - r_{a,min}^{-1}(T_{s,min} - T_{pbl})} \quad Ec. (64)$$

La segunda parte del lado derecho de la ecuación (64) se denomina SEBI, que varía entre 0 (real = potencial ET) y 1 (no ET).

Modelo de Índice Simplificado de Equilibrio de Energía Superficial (S-SEBI)

El modelo de Índice Simplificado de Equilibrio de Energía Superficial, conocido por sus siglas en inglés, S-SEBI (The Simlified Surface Energy Balance Index) fue desarrollado en el 2000 por Roenrink, para derivar el balance energético de la superficie. La teoría principal de S-SEBI se basa en el contraste entre una temperatura superficial máxima dependiente de la reflectancia (albedo) para el límite seco y una dependencia de la reflectancia (albedo) Temperatura superficial mínima para el límite húmedo para dividir la energía disponible en

flujos de calor sensibles y latentes. Una explicación teórica a S-SEBI, radica en que cuando existe una amplia gama de características de superficie cambiando de suelo seco / oscuro a píxeles húmedos / brillantes, se puede dar:

- 1) A baja reflectancia (albedo), la temperatura superficial se mantiene casi inalterable debido a la suficiente de agua disponible bajo estas condiciones, tales como aguas abiertas o tierras irrigadas.
- 2) A mayor reflectancia (albedo), la temperatura de la superficie aumenta hasta cierto punto con los aumentos de reflectancia debido a la disminución de la evapotranspiración producto de la menor disponibilidad de agua, lo que se denomina "evaporación controlada".
- 3) Después de la inflexión, la temperatura de la superficie disminuirá con los aumentos de la reflectancia superficial (albedo), lo que se denomina radiación controlada. (véase la figura 4).

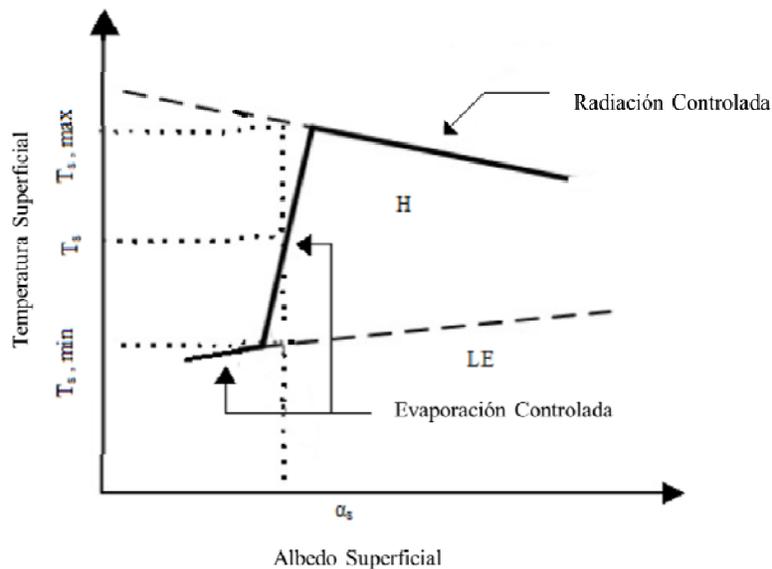


Figura 3 Relación teórica entre la temperatura superficial y el albedo en el modelo S-SEBI (Zhao-Liang Li, 2009).

En S-SEBI, la fracción evaporativa (EF) está limitada por los límites seco y húmedo y se formula interpolando la temperatura superficial dependiente de la reflectancia (albedo)

entre la temperatura superficial máxima dependiente de la reflectancia (albedo) y dependiente de la temperatura mínima superficial, que puede expresarse como

$$EF = \frac{(T_{s,max} - T_s)}{(T_{s,max} - T_{s,min})} \quad Ec. (65)$$

donde:

- $T_{s,max}$: flujo de calor latente mínimo ($LE_{dry} = 0$) y máximo flujo de calor sensible ($H_{dry} = R_n - G$) (la envoltura superior decreciente cuando T_s se representa contra la reflectancia superficial (albedo)) (K)
- $T_{s,min}$: flujo de calor latente máximo ($LE_{wet} = R_n - G$) y del flujo de calor sensible mínimo ($H_{wet} = 0$) (la envoltura de aumento inferior cuando T_s se representa frente a la reflectancia superficial) (K)

$T_{s,max}$ y $T_{s,min}$ son regresados a la reflectancia superficial α_s (albedo):

$$T_{s,max} = a_{max} + b_{max}\alpha_s \quad Ec. (66)$$

$$T_{s,min} = a_{min} + b_{min}\alpha_s \quad Ec. (67)$$

Donde a_{max} , b_{max} , a_{min} y b_{min} son coeficientes empíricos estimados a partir del diagrama de dispersión de T_s y α_s sobre el área de estudio. Después de calcular $T_{s,max}$ y $T_{s,min}$ se calcula la EF.

$$EF = \frac{a_{max} + b_{max}\alpha_s - T_s}{a_{min} + b_{min}\alpha_s} \quad Ec. (68)$$

Las principales ventajas de modelo S-SEBI son:

- Además de los parámetros de la temperatura superficial y la reflectancia (albedo) derivados de los datos de teledetección, no es necesaria ninguna medición adicional

en tierra para derivar la fracción evaporativa si los extremos de la superficie están presentes en las imágenes de percepción remota.

- Las temperaturas extremas en el S-SEBI para las condiciones húmedas y secas varían con los valores cambiantes de reflectancia del albedo, mientras que otros métodos como SEBAL tratan de determinar una temperatura fija para condiciones húmedas y secas. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que las correcciones atmosféricas para recuperar T_s y α_s de los datos de satélite y la determinación de las temperaturas extremas para las condiciones húmedas y secas son específicas de la ubicación cuando las condiciones atmosféricas sobre áreas más grandes no son constantes.

CAPÍTULO III

MARCO METODOLÓGICO

En este capítulo se realiza la descripción del tipo de investigación a desarrollar y se presenta de forma secuencial las estrategias metodológicas que permitieron el logro de cada uno de los objetivos planteados para la comparación de dos métodos de diferenciación de temperatura para estimar la evapotranspiración diaria sobre la cuenca del río Chirgua en el estado Carabobo usando imágenes satelitales

Tipo de investigación

La investigación es del tipo **descriptiva**, la cual es un tipo de investigación que está enmarcada en un modelo cuantitativo, por tanto, se examinan los datos de forma numérica. Consiste, fundamentalmente, en caracterizar un fenómeno o situación concreta indicando sus rasgos más peculiares o diferenciadores.

Según Hernández, Fernández y Baptista (2013), en su libro de Metodología de la Investigación, con la investigación descriptiva “Se busca especificar las propiedades, las características y los perfiles de personas, grupos, comunidades, procesos, objetos o cualquier otro fenómeno que se someta a un análisis. Es decir, únicamente pretenden medir o recoger información de manera independiente o conjunta sobre los conceptos o las variables a las que se refieren, esto es, su objetivo no es indicar cómo se relacionan éstas.” (p. 92)

Según Sabino (1986)

La investigación de tipo descriptiva trabaja sobre realidades de hechos, y su característica fundamental es la de presentar una interpretación correcta.

Para la investigación descriptiva, su preocupación primordial radica en descubrir algunas características fundamentales de conjuntos homogéneos de fenómenos, utilizando criterios sistemáticos que permitan poner de manifiesto su estructura o comportamiento. De esta forma se pueden obtener las notas que caracterizan a la realidad estudiada. (p. 51)

En esta investigación se describen las variables temperatura y evapotranspiración y se pretende distinguir el comportamiento de las mismas para luego analizar cómo influyen sobre la cuenca del Río Chirgua y su efecto en la producción y calidad de los cultivos.

Diseño de Investigación

(Hernández et al., 2013), afirma

La investigación no experimental se define como la investigación que se realiza sin manipular deliberadamente variables. Es decir, se trata de estudios en los que no hacemos variar en forma intencional las variables independientes para ver su efecto sobre otras variables. Lo que hacemos en la investigación no experimental es observar fenómenos tal como se dan en su contexto natural, para analizarlos. (p. 152)

De acuerdo a lo expuesto anteriormente la investigación se puede clasificar como una investigación **no experimental**, se observarán los fenómenos tal y como se dan en su contexto natural para después analizarlos. Los fenómenos que serán observados en esta investigación son: temperatura y evapotranspiración.

Población y muestra de estudio

(Hernández et al., 2013), afirma

La población o universo es el conjunto de todos los casos que concuerdan con determinadas especificaciones. Una vez que se ha definido cuál será la unidad de

muestreo/análisis, se procede a delimitar la población que va a ser estudiada y sobre la cual se pretende generalizar los resultados. Así, una población es el conjunto de todos los casos que concuerdan con una serie de especificaciones. (p. 174)

Con respecto a la muestra, (Hernández et al., 2013), asevera

...La muestra es, en esencia, un subgrupo de la población. Digamos que es un subconjunto de elementos que pertenecen a ese conjunto definido en sus características al que llamamos población. (p. 175)

Adicionalmente, (Hernández et al., 2013), asegura que

...Los diseños longitudinales son estudios que recaban datos en diferentes puntos del tiempo, para realizar inferencias acerca de la evolución del problema de investigación o fenómeno, sus causas y sus efectos. En conclusión, estos diseños recolectan datos en diferentes momentos o periodos para hacer inferencias respecto al cambio, sus determinantes y consecuencias. (p. 159)

Previo a lo anterior, se puede definir que la población estará enmarcada por el conjunto de imágenes satelitales y datos meteorológicos de la cuenca del río Chirgua en el estado Carabobo. Por otra parte, la muestra de estudio está representada por las imágenes satelitales y los datos meteorológicos de la región, que cumplan con los criterios requeridos para el estudio a realizar, para de esta manera determinar las variables físicas que influyen en la producción hídrica de la cuenca del río Chirgua.

Técnicas de Recolección de Información

Para el desarrollo de la investigación es indispensable contar con una técnica para la recolección de datos, que representa las distintas formas o maneras de obtener información. Los instrumentos, por su parte, son los medios materiales que se emplean para recoger y almacenar la información. Toda medición o instrumento de recolección de datos debe cumplir dos requisitos esenciales: confiabilidad y validez.

El objetivo general de la presente investigación, se basa en comparar dos métodos de diferenciación de temperatura para estimar la evapotranspiración diaria sobre la cuenca del río Chirgua en el estado Carabobo usando imágenes satelitales; para ello es necesario disponer de imágenes satelitales obtenidas de la página web *EarthExplorer USGS* (<http://earthexplorer.usgs.gov/>) y a su vez, la información básica meteorológica, fue recopilada de las bases de datos del *Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología* (INAMEH) y del *Servicio de Meteorología de la Aviación Militar Bolivariana*, ubicada en el estado Aragua.

Descripción de la metodología

La investigación perseguirá una metodología la cual permite fraccionar actividades por fases para convertir el problema en segmentos mucho más pequeños, logrando así una mejor percepción de cada aspecto de la investigación. Con la metodología empleada, es necesaria la ejecución de las siguientes fases de investigación:

- Fase de Recolección de Datos
- Fase de Procesamiento de Datos
- Fase de Obtención de Resultados

RECOLECCIÓN DE DATOS

Para el desarrollo de la investigación es imperioso disponer de información base. Dicha información, fue recopilada de diferentes fuentes públicas. Las imágenes satelitales de la cuenca del Río Chirgua, se adquirieron de la página web *EarthExplorer USGS*. Por su parte, la información de estaciones meteorológicas será recopilada de las bases de datos del *Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología* (INAMEH) y del *Servicio de Meteorología de la Aviación Militar Bolivariana*, ubicada en el estado Aragua.

Imágenes Satelitales

Satélite Landsat

Procedimiento para la obtención de las imágenes satelitales:

- Acceder a la dirección web: <http://earthexplorer.usgs.gov/>
- Iniciar sesión (o crear un usuario en caso de no poseer cuenta).

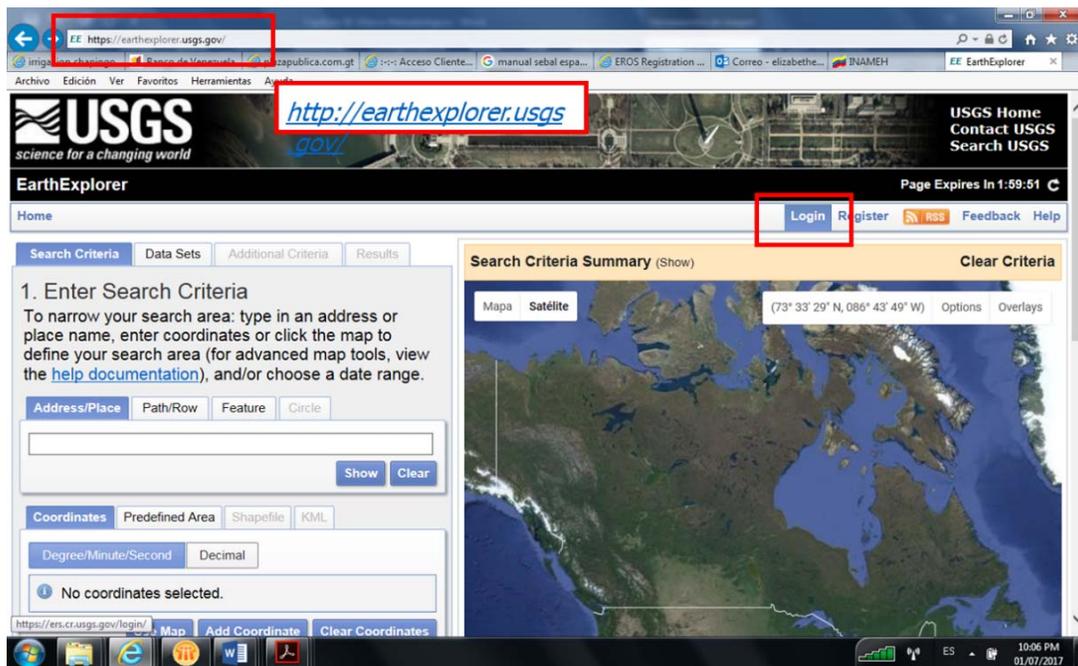


Figura 4. Procedimiento para obtención de imágenes satelitales

- Aproximarse al área de estudio y hacer *clic* con el mouse en algún punto dentro de ella. Al hacer esto, aparecerán reflejadas las coordenadas de dicho punto.

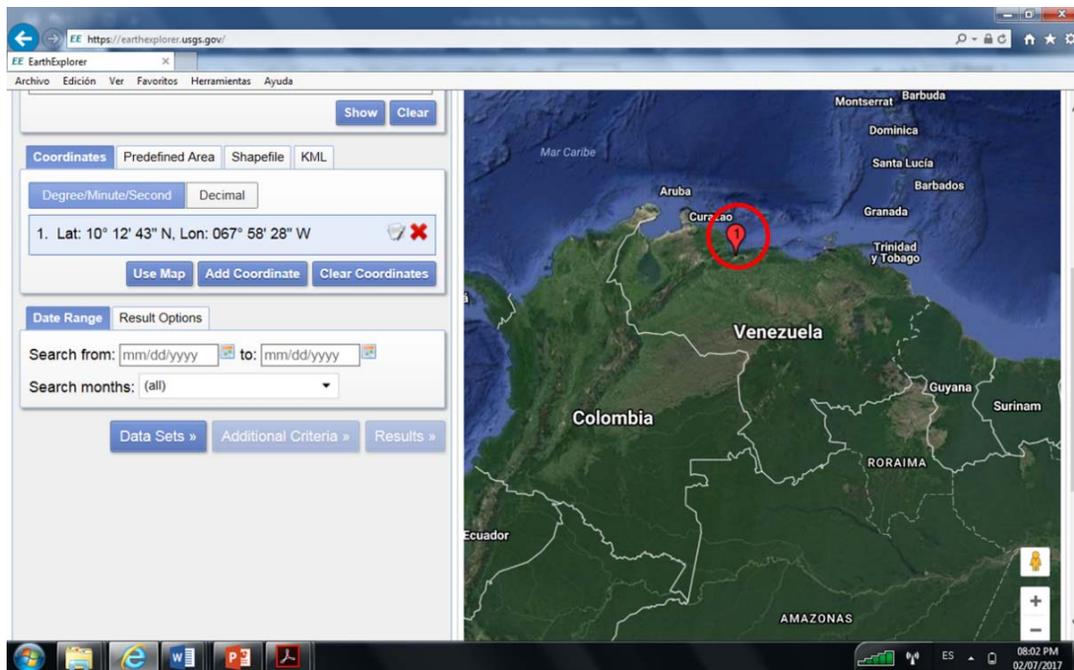


Figura 5. Procedimiento para obtención de imágenes satelitales

- Pulsar la pestaña DATA SETS para seleccionar el satélite a partir del cual de obtendrán las imágenes.

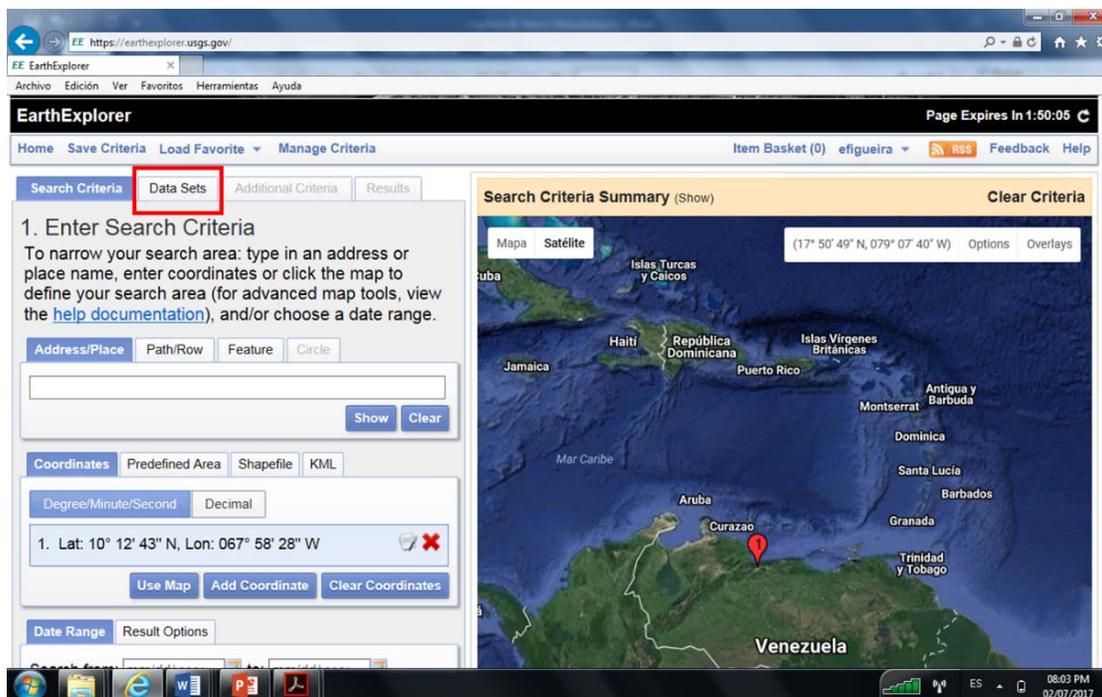


Figura 6. Procedimiento para obtención de imágenes satelitales

- Desplegar la pestaña LANDSAT ARCHIVE y seleccionar los siguientes satélites:
 - L7 + ETM (1999 – 2003)
 - L7 + ETM (2003 – PRESENT)
 - L8 OLI – TIRS
- Hacer *click* en la pestaña RESULTS. Luego, seleccionar de la lista desplegable el satélite del que se desea observar los resultados.

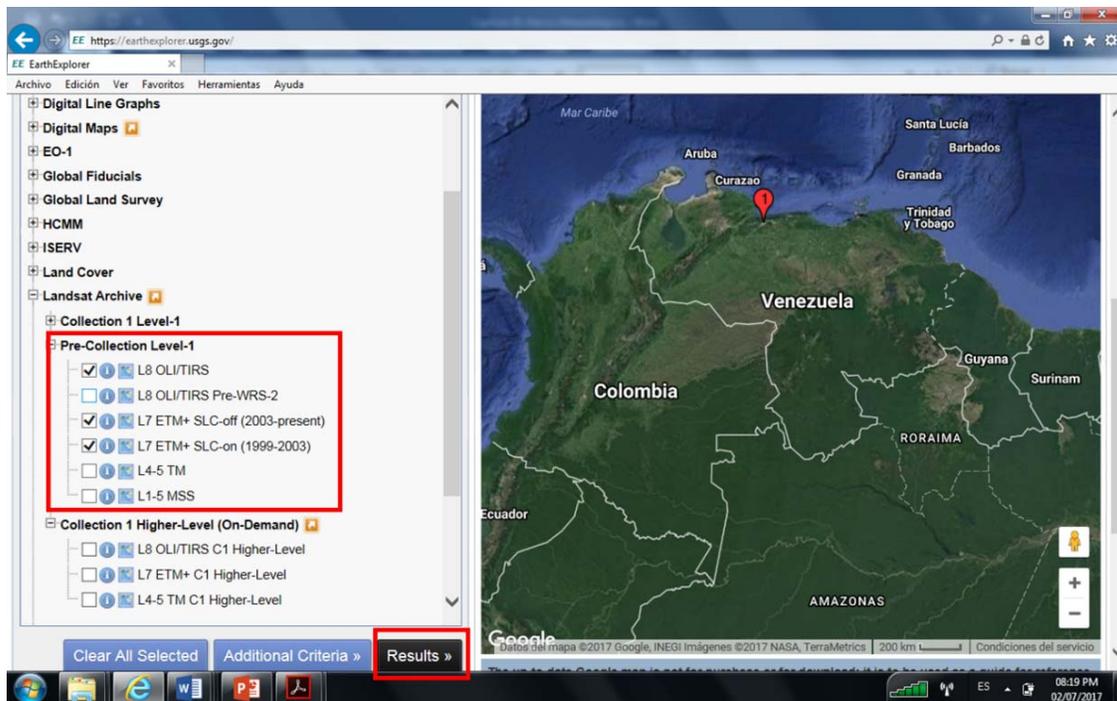


Figura 7. Procedimiento para obtención de imágenes satelitales

- Hacer *click* sobre las imágenes de interés para obtener una vista previa de ella y sus características, verificando que tenga la menor presencia de nubes posible, ya que estas son capaces de generar distorsión en los resultados del estudio.

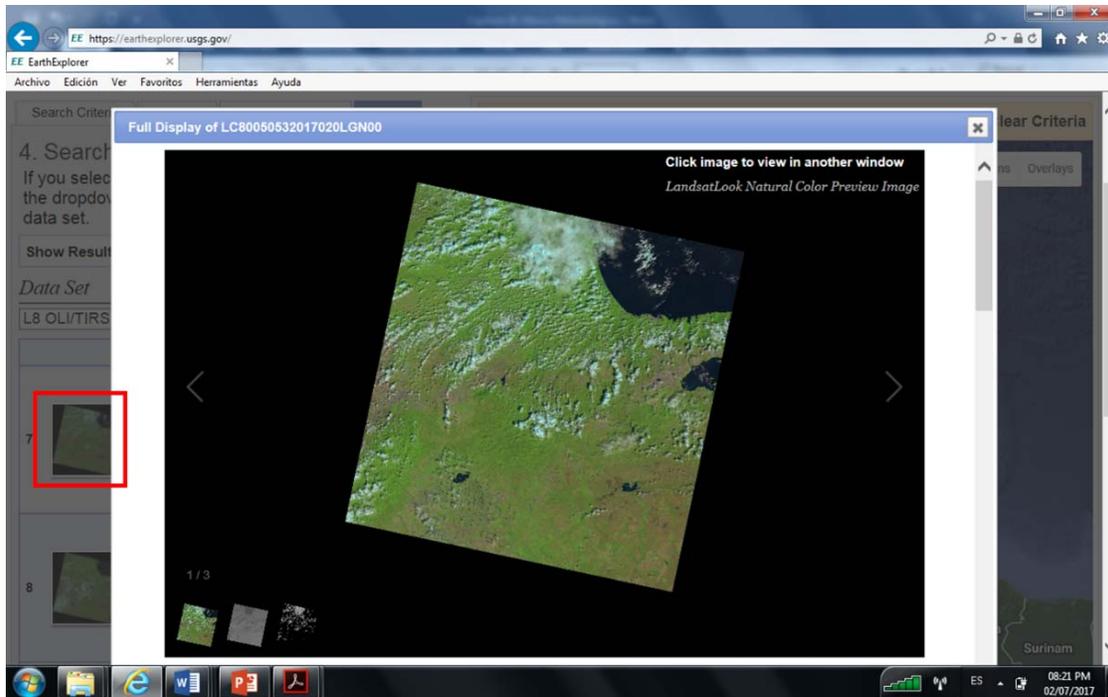


Figura 8. Procedimiento para obtención de imágenes satelitales

- Para descargar la imagen, hacer *clic* en el icono de descarga y seleccionar luego la opción LEVEL 1 PRODUCT.

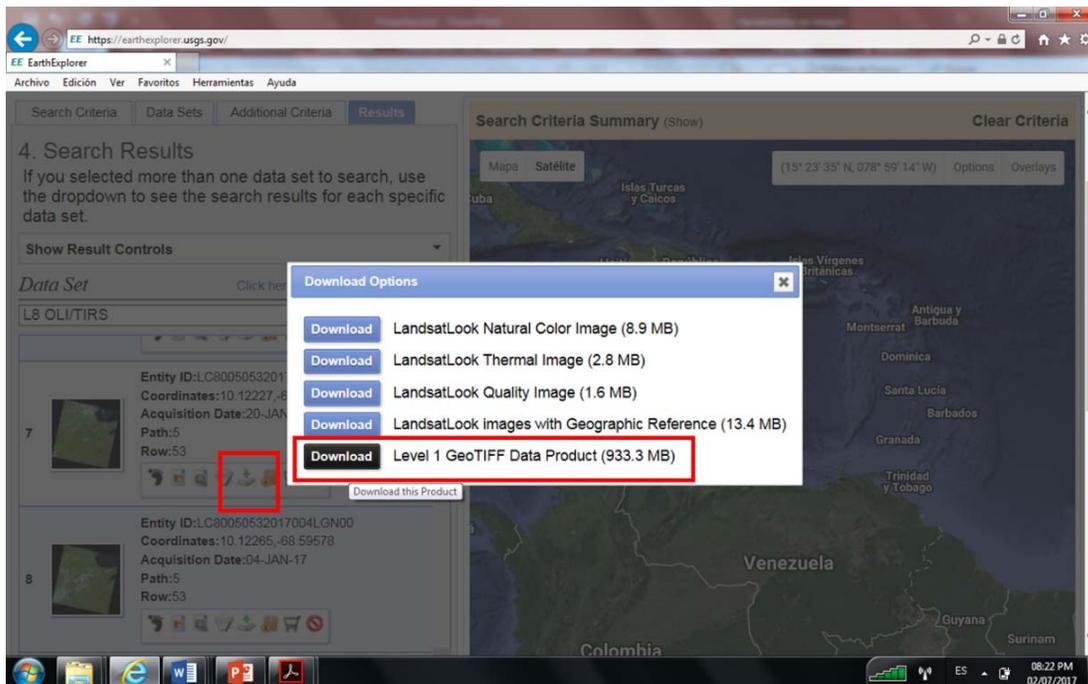


Figura 9. Procedimiento para obtención de imágenes satelitales

Satélite Miranda

- Acceder a la dirección web: <http://miranda.abae.gob.ve/>
- Iniciar sesión (o crear un usuario en caso de no poseer cuenta).

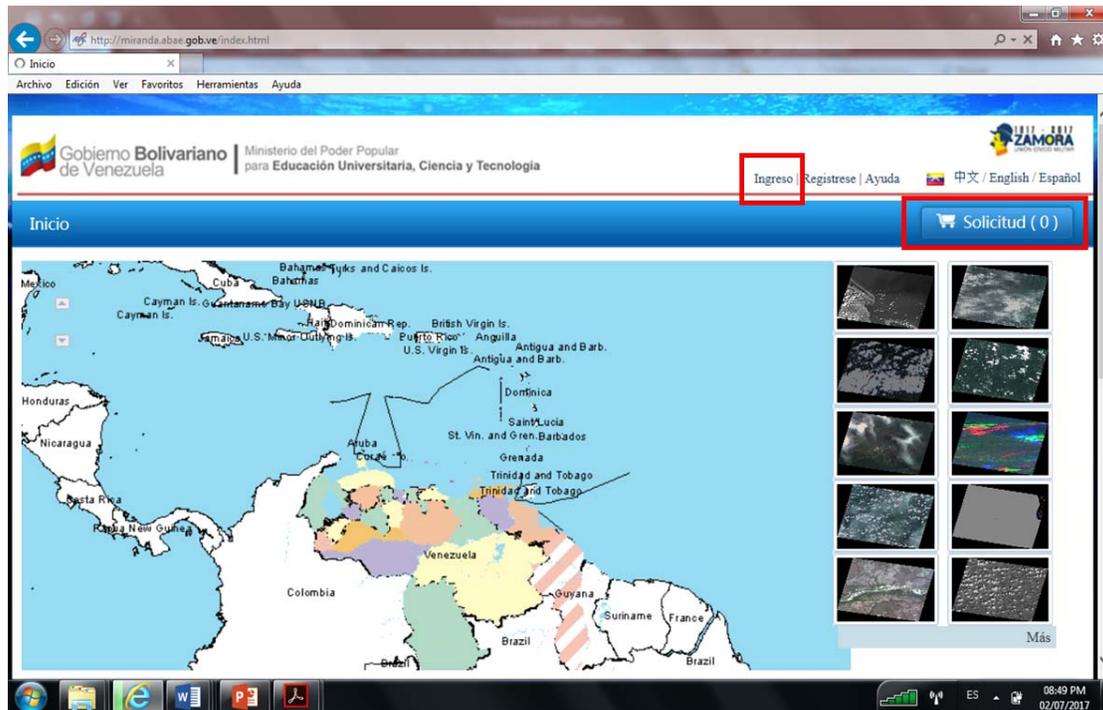


Figura 10. Procedimiento para obtención de imágenes satelitales

- Hacer *click* sobre las imágenes de interés para obtener una vista previa de ella y sus características, las mismas serán enviadas por la Agencia Bolivariana para Actividades Espaciales en forma física a la dirección de interés, para su posterior tratamiento.

Estaciones Meteorológicas

La información de las variables meteorológicas necesarias para la investigación, será extraída de las bases de datos del Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMEH) y del Servicio de Meteorología de la Aviación Militar Bolivariana, ubicada en

el estado Aragua. Entre los datos requeridos se tienen las variables Precipitación, Humedad, Temperatura, Velocidad del Viento, Evaporación y Radiación.

PROCESAMIENTO DE DATOS

Esta fase comprende la explicación del procedimiento necesario para la aplicación de los modelos de determinación de temperatura para la estimación de la evapotranspiración diaria mediante el uso del Software ArcGIS 10.0.

Para el desarrollo de la investigación se hará uso de herramientas de cálculo e imágenes de satélite contenidas en los programas de Sistemas de Información Geográfica y procesamiento de imágenes satelitales para la estimación de las variables físicas propias de la cuenca del río Chirgua mediante la aplicación de los métodos de diferenciación de temperatura para estimar la evapotranspiración diaria en función de los años.

RESULTADOS OBTENIDOS

Esta última fase muestra los resultados que se espera obtener con el fin de lograr cubrir los objetivos planteados, con la finalidad de comparar dos métodos de diferenciación de temperatura para estimar la evapotranspiración diaria sobre la cuenca del río Chirgua en el estado Carabobo usando imágenes satelitales.

Tabla 4

Resultados obtenidos del procesamiento de imágenes satelitales correspondientes a la cuenca del Río Chirgua, ubicada en el estado Carabobo, mediante la aplicación de modelos de diferenciación de temperatura y el software ArcGis- ArcMap 10.0.

OBJETIVO ESPECÍFICO	PRODUCTO OBTENIDO
Seleccionar las imágenes satelitales a ser usadas en el trabajo de investigación.	Grupo de imágenes satelitales que cuenten con menor nubosidad y mayor resolución
Realizar procesamiento preliminar de las imágenes satelitales.	Imágenes satelitales con correcciones geométricas, radiométricas, topográficas y atmosféricas bajo el uso de programas de sistemas de

	información geográfica
	Radiación Solar
	Temperatura del aire
	Humedad del aire
	Presión Atmosférica
	Velocidad del viento
	Temperatura Superficial
Estimar las variables físicas que influyen sobre dos métodos de diferenciación de temperatura.	Índices de vegetación (SAVI)
	Radiación neta instantánea
	Flujo de calor del suelo instantáneo
	Resistencias del dosel
	Longitud de rugosidad
	Parámetro K_B
	Relación de los valores instantáneos de la radiación neta
	Albedo Superficial
	Radiación neta instantánea
Estimar la evapotranspiración diaria utilizando dos métodos de diferenciación de temperatura.	Mapas de evapotranspiración diaria del río Chirgua del período 1986-2017 a través de programas de sistemas de información geográfica y procesamiento de imágenes satelitales
Comparar las estimaciones de temperatura y evapotranspiración diaria con las observaciones de campo.	Tabla comparativa de las estimaciones de temperatura y evapotranspiración diaria con las respectivas observaciones de campo

CAPÍTULO IV

ANÁLISIS DE RESULTADOS

En breve se presentan los resultados a fin de poder comparar los dos métodos de diferenciación de temperatura para la estimación de la evapotranspiración diaria sobre la cuenca del río Chirgua en el estado Carabobo usando imágenes satelitales.

Seleccionar las imágenes satelitales a ser usadas en el trabajo de investigación

El satélite Landsat 8 se encuentra orbitando a una distancia de entre 701 y 703 Km sobre la superficie terrestre y pasa por un mismo sitio del planeta cada 16 días. Los instrumentos principales de Landsat 8 son el OLI (Operational Land Imager) y el TIRS (Thermal Infrared Sensor). OLI recolecta imágenes en nueve bandas espectrales con resolución espacial de 30 m a excepción de la imagen pancromática con 15 metros. OLI arroja un error circular de 12 metros en la precisión cartográfica para un nivel de confianza del 90%. Las escenas capturadas por este sensor permiten distinguir áreas urbanas, cultivos, bosques, usos de suelo, entre otros. (Franco, 2017). Sin embargo, para que estas imágenes arrojen el mejor resultado posible y por consiguiente mayor porcentaje de confiabilidad deben tomarse en cuenta las condiciones atmosféricas y visibilidad de la imagen, es decir, presentar la menor nubosidad posible, ya que la presencia de las mismas trae como resultados valores de reflectividad errados, debido a que los sensores pasivos (como es el caso) no penetran nubosidades.

Con base en lo anteriormente expuesto se tomó como criterio de selección de imágenes para el estudio de la evapotranspiración diaria el período seco de los años 2016 y 2017, y que además se tuviesen imágenes de baja o escasa nubosidad con el fin de lograr datos más precisos y relevantes.

La temporada seca en Venezuela está comprendida entre los meses de noviembre a abril, sin embargo, las imágenes correspondientes a algunos de estos meses fueron descartadas por alta nubosidad.

Las Características de las imágenes satelitales de Landsat 8 OLI TIRS seleccionadas pueden observarse en la tabla 7.

Tabla 7. Características de las imágenes satelitales Landsat 8 OLI TIRS

N°	1	2	3	4	5	6
1	LC80050532014316 LGN01	2016/01/18	14:52:50.5774170Z	15.81	142.68492382	54.98539565
2	LC80050532015047 LGN01	2017/04/10	14:52:25.3403540Z	14.30	127.23837494	53.49663651

1: Código de identificación de la escena. 2: Fecha de adquisición. 3: tiempo al centro de la escena. 4: Cobertura de nubes (%). 5: Ángulo del azimuth solar. 6: Ángulo de elevación solar

Una composición satelital Landsat es una imagen compuesta por la combinación de tres bandas diferentes del sensor y dispuestas cada una en los tres canales de proyección en pantalla: Rojo (R), Verde (G), Azul (B). La escena RGB resulta en una imagen a color. La siguiente imagen resumen el uso típico de cada banda para el caso de Landsat 8.

Banda en Landsat 8	Aplicación principal / Descripción
Banda 1 Coastal	Para mapeo de costas y estudios de aerosol.
Banda 2 Azul	Útil para mapeo batimétrico, delimitar costas, diferenciar suelo de vegetación, diferenciar coníferas de latifoliadas, detección de rasgos urbanos, vías y construcciones.
Banda 3 Verde	Empleada para discriminar sedimentos en suspensión, evaluar vigor de las plantas por la alta reflectancia de la vegetación verde y sana, delinear aguas poco profundas, rasgos urbanos y de infraestructura.
Banda 4 Rojo	Permite un mayor contraste de áreas con y sin vegetación, discriminar gradientes de vegetación, delimitar áreas urbanas y áreas agrícolas.
Banda 5 NIR Infrarrojo cercano	Útil para el cálculo de biomasa de vegetación, delimitar costas, para diferenciación suelos-cultivos y suelos-agua, para geomorfología, suelos y geología.
Banda 6 SWIR 1	Se alcanzan a penetrar nubes delgadas. Es útil para discriminar contenido de humedad en los suelos y la vegetación, diferenciar entre nubes, nieve y hielo.
Banda 7 SWIR 2	Útil para discriminar tipos de rocas, para estudios de suelos y mejora la determinación de contenidos de humedad en suelos y vegetación.
Banda 9 Pancromática	Es una imagen sensible a todo el espectro visible y más afinada en tanto su resolución es de 15m
Banda 8 Cirrus	Ofrece una mejora en la detección de nubes cirrus.
Banda 10 TIRS 1 Térmica	Útil para mapeo termal y estimación de humedad del suelo.
Banda 11 TIRS 2 Térmica	Mapeo termal mejorado y estimación de humedad del suelo.

Figura 11. Aplicación según Banda Espectral para el Satélite Landsat 8. (Franco, 2017)

En el caso de las imágenes de estudio fueron creadas en una combinación de bandas RGB 543 de Infrarrojo Color, combinación que da como resultado una imagen similar a la tradicional fotografía aérea infrarrojo color y es útil para estudios de vegetación, patrones de suelo, crecimiento de cultivos y monitoreo de drenajes. Para este caso la vegetación saludable tiende a una apariencia de color rojo brillante.

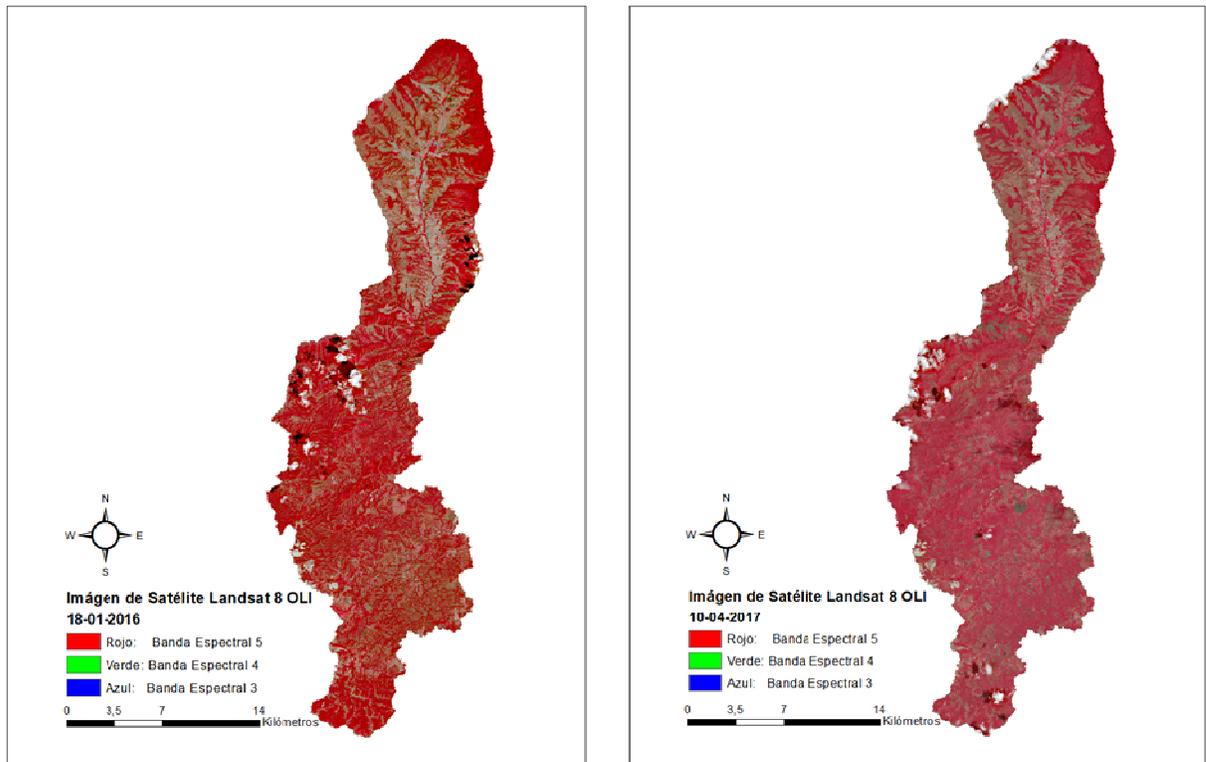


Figura 12. Imagen de Satelite Landsat 8 OLI de la Cuenca del Rio Chirgua Edo. Carabobo

Realizar procesamiento preliminar de las imágenes satelitales

Las imágenes satelitales seleccionadas para el estudio deben contar con un procesamiento preliminar basado en las correcciones topográficas, atmosféricas y radiométricas. En la Figura 13 se observa la reflectancia en porcentaje de la banda espectral 5 para las dos imágenes de estudio como parte de la muestra del procesamiento preliminar llevado a cabo. Se muestra la banda espectral 5 debido a que es la asociada al infrarrojo

cercano, como la zona de estudio es mayormente vegetada, se espera que la reflectancia en esta zona sea mayor.

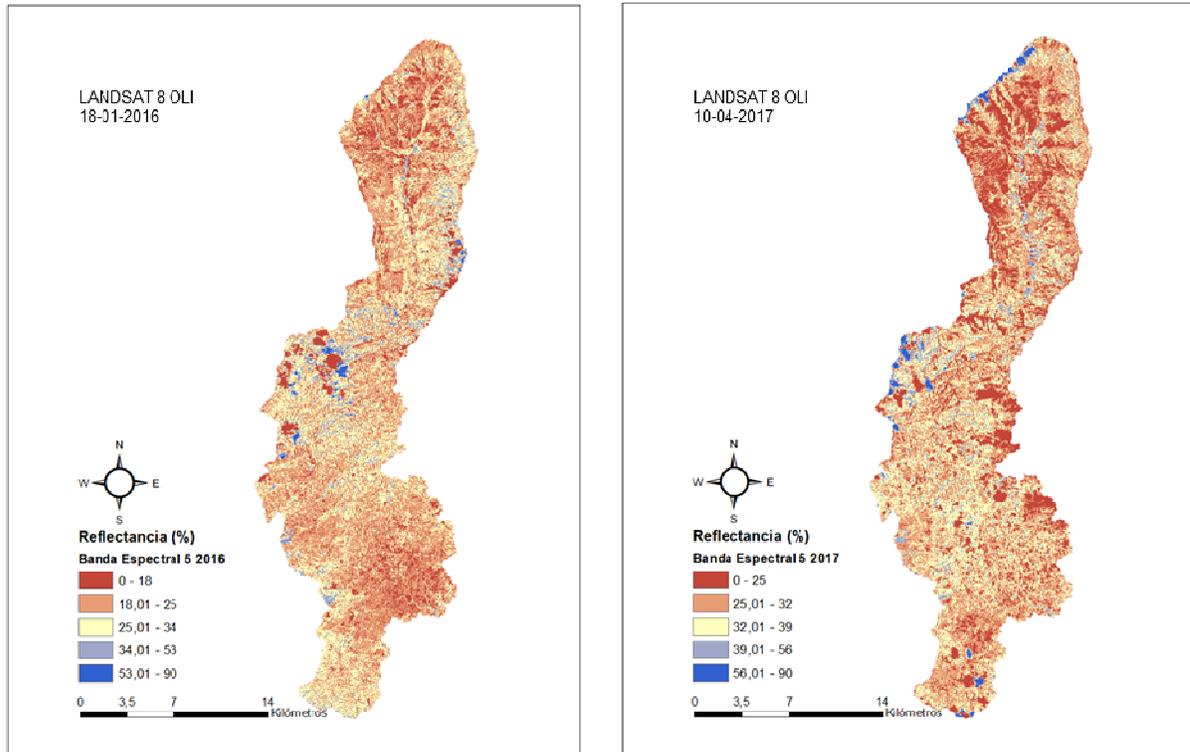


Figura 13. Imagen de Reflectancia en la Banda Espectral 5 de la Cuenca del Rio Chirgua Edo. Carabobo

Estimar las variables físicas que influyen sobre dos métodos de diferenciación de temperatura

La Evapotranspiración (ET) puede ser calculada a través de un balance de energía, la misma, depende de la radiación neta como fuente de energía y de los procesos consumidores como lo son el flujo de calor en el suelo y el flujo de calor sensible, a través del método SEBAL y el procesamiento de las imágenes se puede obtener cada uno de estos parámetros con el fin de lograr calcular la evapotranspiración diaria.

La Radiación Neta es una de las variables de alta importancia en el seguimiento y conocimiento de las propiedades de los ecosistemas terrestres y para el apoyo a la agricultura. Es el intercambio neto entre el total de radiación de onda corta y de onda larga que se recibe y que se emite o refleja en una superficie. En la Figura 14 se puede observar la radiación neta para las imágenes en estudio, para el año 2016 se observan valores de radiación neta entre 0 y 687 W/m², presentando en la zona agrícola valores medios entre 78,86 a 414,11 W/m² y para el resto de puntos de la cuenca valores altos de radiación neta superiores a 414 W/m², sin embargo, en la imagen del año en cuestión se observan valores negativos los cuales son el resultado errado de una interpolación en una zona de alta nubosidad. Para el año 2017 se observa una radiación neta mucho más elevada que el año anterior, con un rango de valores entre 740,56 a 909,34 W/m², observándose en la zona agrícola valores superiores a 740,56 e inferiores a 821,97 W/m², para este año la mayor radiación neta se reflejó mayormente al norte de la cuenca. La variabilidad se atribuye a que la radiación neta se ve afectada por la emisividad y el albedo de la superficie y estos a su vez por la cantidad de vegetación. Los máximos valores de Radiación Neta se presentan en la zona correspondiente mayormente a bosques y vegetación en la cuenca del Río Chirgua. Asimismo, los valores más bajos de esta variable se presentan en la parte alta de la cuenca en la que predomina la zona agrícola y zonas urbanas.

Tal como se define en el capítulo II, el Flujo de Calor Sensible H, es la transferencia hidrodinámica del calor del aire, sobre todo por convección, entre la superficie del suelo y las capas de aire cercano a ella. Esta transferencia ocurre fundamentalmente por la diferencia de temperatura entre la superficie y la atmósfera. De manera general, los valores obtenidos de los mapas generados, varían entre de 0 W/m² y 1278,15 W/m² entre los diferentes años de estudio.

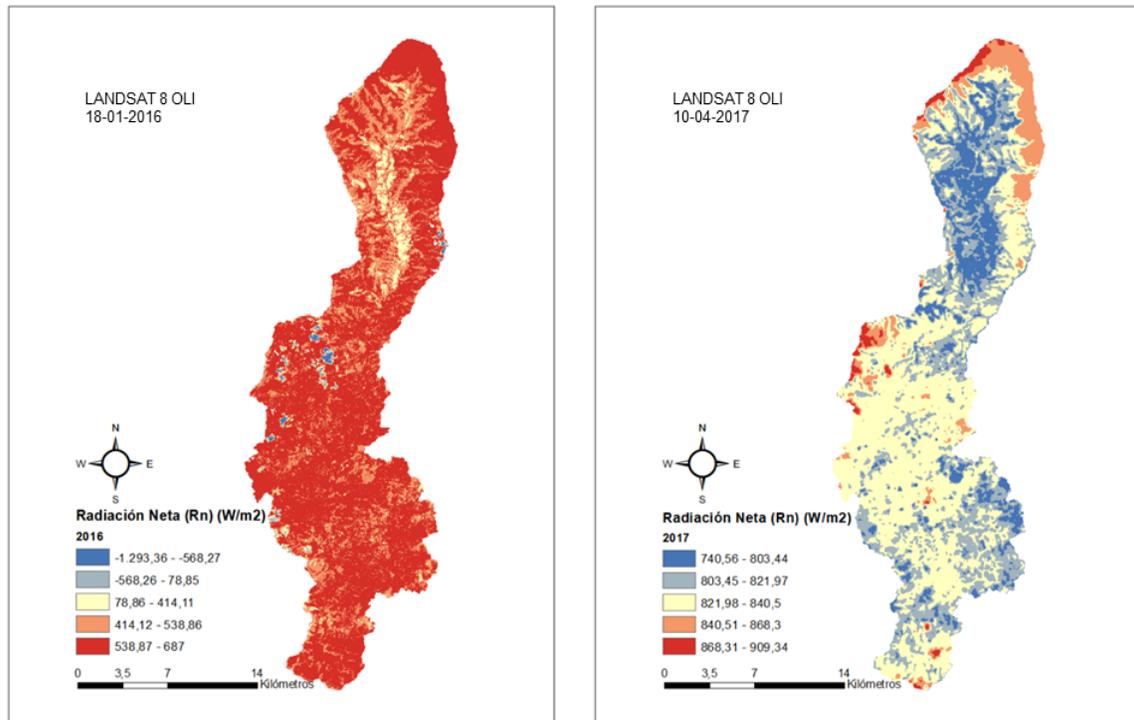


Figura 14. Radiación Neta sobre la Cuenca del Río Chirgua Edo. Carabobo

En el mapa de Flujo de Calor Sensible correspondiente al año 2016 se puede observar un comportamiento uniforme (ver Figura 15), se puede observar que la zona agrícola posee el rango más alto de calor sensible registrado (valores entre 110,89 W/m² y 329,46 W/m²). Por su parte, la cobertura vegetal (zona norte y sur de la cuenca) presenta valores aproximados de entre 0 W/m² y 53,44 W/m².

Mediante la Figura 15, se puede apreciar que para el año 2017 en la zona agrícola de la cuenca (zona norte) se generan los valores de Flujo de Calor Sensible más elevados, los cuales oscilan entre 194,94 W/m² y 1278,15 W/m². Además, se observa para la zona vegetada se encuentra representada de manera casi uniforme por valores de calor sensible entre 0 W/m² y 194,93 W/m².

En línea general, los valores más bajos de Flujo de Calor Sensible, se pueden observar la zona vegetada. Por el contrario, los valores más altos de esta variable, se presentaron en las zonas mayormente agrícolas.

Castañeda (2013) en su estudio sobre una región del río Yaqui ubicado en México, obtuvo los máximos valores de Flujo de Calor Sensible en los suelos desnudos y los valores más bajos de esta variable sobre las zonas con mayores índices de vegetación; esto mediante la aplicación de una variación del modelo SEBAL. Lo cual se corresponde con lo observado en este estudio.

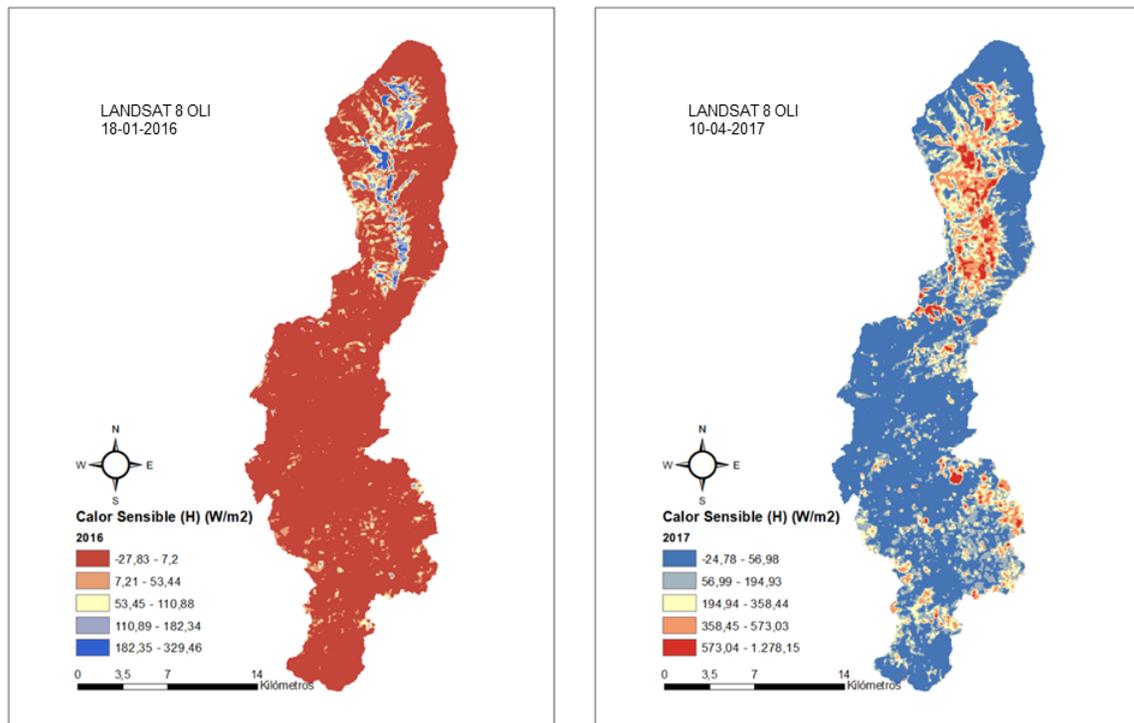


Figura 15. Flujo de Calor Sensible sobre la Cuenca del Río Chirgua Edo. Carabobo

El flujo de calor del suelo representa la tasa de calor almacenada en el suelo y la vegetación debido a la conducción. Para realizar su estimación los principales parámetros de entrada para la estimación son la Temperatura Superficial, el NDVI, el albedo superficial y la Radiación Neta. Con base en estos parámetros, se generan mapas de Flujo de Calor del Suelo G para cada una de las imágenes satelitales, teniendo en cuenta la relación G/R_n propuesta por Bastiaanssen (2000).

Para el año 2016, se presentan valores de Flujo de Calor en el Suelo bastante uniformes, dentro del rango de los 0 W/m^2 y 194 W/m^2 para la vegetación en general. Asimismo, en la zona agrícola se reflejan los valores máximos de calor en el suelo. (ver

Figura 16) . Los valores que se muestran en el mapa que se encuentran en rangos negativos, se deben a un error propio de la interpolación.

En el caso del año 2017 (ver Figura 16), la cuenca del Río Chirgua presenta valores de Flujo de Calor del Suelo que varían entre 1 W/m^2 y 272 W/m^2 , para el caso de la región de cuenca alta y agrícola los valores de esta variable se encuentran entre 88 W/m^2 y 116 W/m^2 . Además, se observa que el valor de G para la vegetación ubicada en los alrededores de la zona agrícola varía entre 0 W/m^2 y 88 W/m^2 . Sin embargo, en línea general, el valor predominante para las coberturas en general varía entre 1 W/m^2 y 116 W/m^2 .

En línea general, la cuenca del Río Chirgua, ubicada en el Estado Carabobo puede apreciarse en los mapas mostrados, es el hecho de que los mayores valores de Flujo de Calor del Suelo G son mayores en las zonas de suelo desnudo y/o vegetación baja.

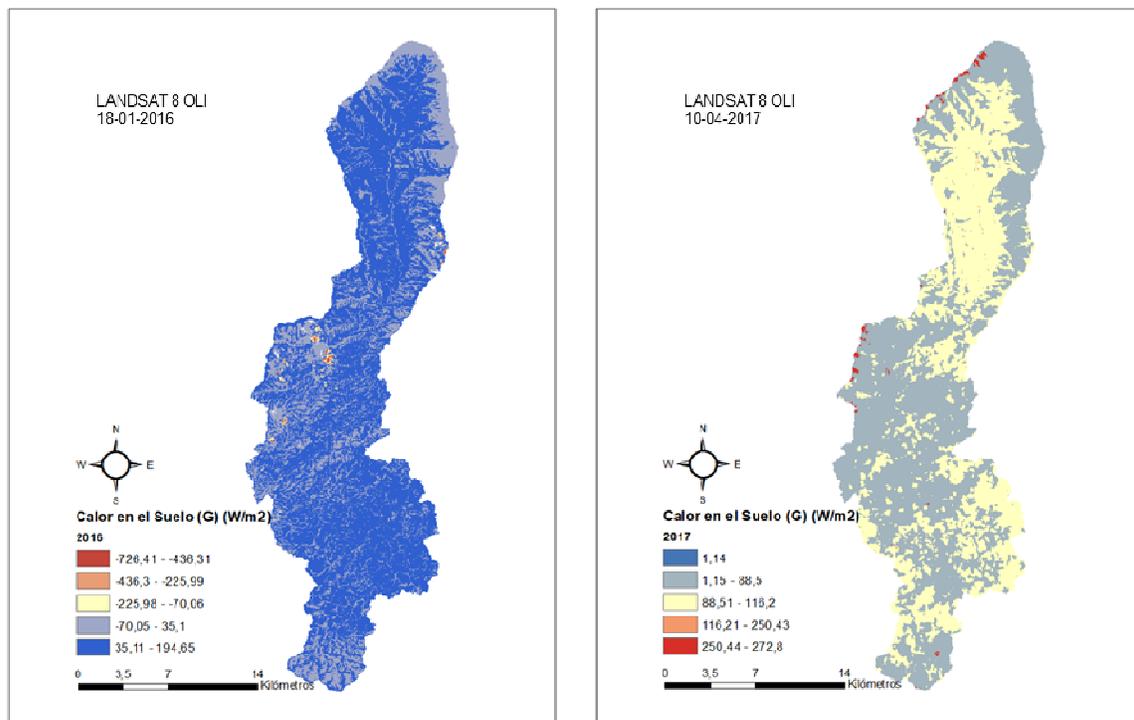


Figura 16. Flujo de Calor en el Suelo sobre la Cuenca del Río Chirgua Edo. Carabobo

Estimar la evapotranspiración diaria utilizando dos métodos de diferenciación de temperatura

Para el cálculo de la evapotranspiración diaria, se utilizaron dos métodos, el primero fue la estimación de la ET a través del modelo SEBAL y el segundo con la aplicación de un método geo estadístico y la información de la ET observada en las estaciones de monitoreo meteorológicas cercanas. Para el año 2016 en la cuenca del río Chirgua se observa una ET estimada de 0 mm/día a 5,38 mm/día, y específicamente para la zona agrícola la ET oscila entre 0 mm/día y 2,68 mm/día, teniendo en cuenta que para esta estimación se obtuvieron valores negativos que son propios de los errores de estimación y no caracterizan el comportamiento de la ET en la cuenca. Para el año 2017 se tiene que la ET estimada presenta un rango entre 0 mm/día y 6,3 mm/día, para el área agrícola este valor se encuentra en el rango de 0 mm/día a 3,24 mm/día lo cual es similar a lo reflejado en la imagen de estudio del año anterior (ver imagen 17).

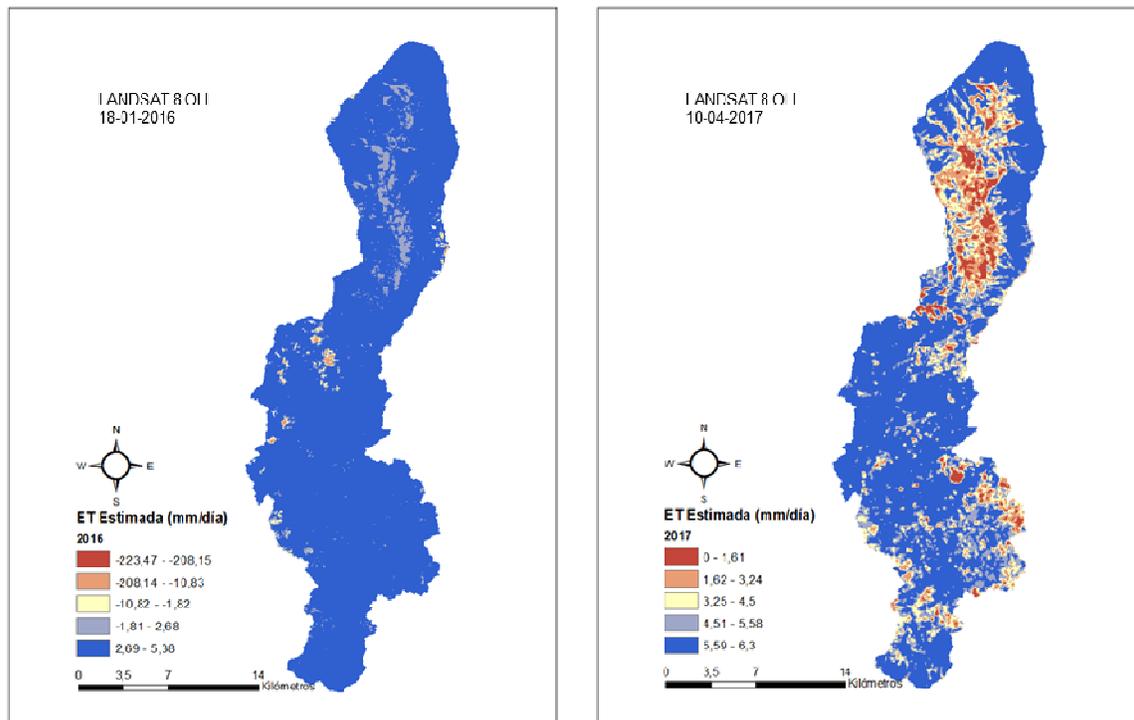


Figura 17. Evapotranspiración Diaria Estimada sobre la Cuenca del Río Chirgua Edo. Carabobo

En la figura 18 se puede observar gráficamente la ubicación de las estaciones de monitoreo meteorológicas usadas en el estudio en comparación a la ubicación de la cuenca del río Chirgua

En la figura 19 se puede observar la evapotranspiración calculada a través del método geo estadístico y las mediciones de las estaciones de monitoreo meteorológicas, en dichas imágenes se observa que para el año 2016 la evapotranspiración en la parte norte de la cuenca presenta valores entre 0 mm/día y 1,03 mm/día, en la parte sur de la cuenca se presentan valores entre 1,07 mm/día y 1,15 mm/día, específicamente para el área agrícola la evapotranspiración para el año mencionado se encuentra entre 1,01 mm/día y 1,06 mm/día y para la imagen de estudio del año 2017 se tiene que en la zona norte y sur de la cuenca se presentan valores de evapotranspiración entre 1,91 mm/día y 1,95 mm/día y en la zona central de la cuenca identificada como la zona agrícola la evapotranspiración va de 1,88 mm/día a 1,91 mm/día, es importante resaltar que para este método no se observa gran variación de los valores reportados de una año a otro lo cual puede considerarse un comportamiento estable.

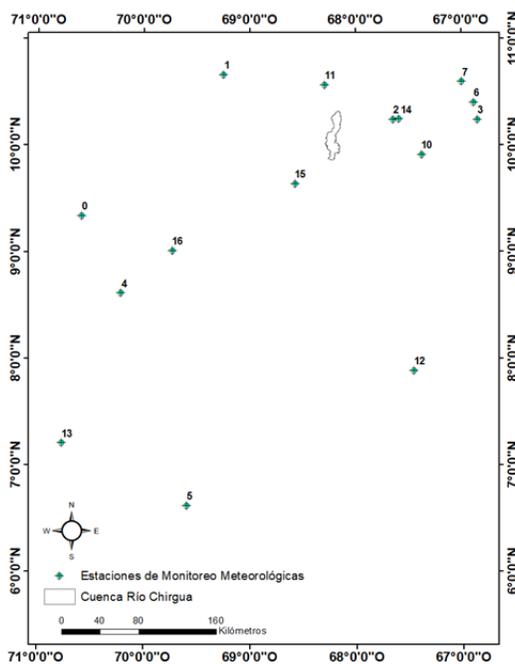


Figura 18. Representación Gráfica de la Cuenca del Río Chirgua y la ubicación de las Estaciones de Monitoreo Meteorológicas.

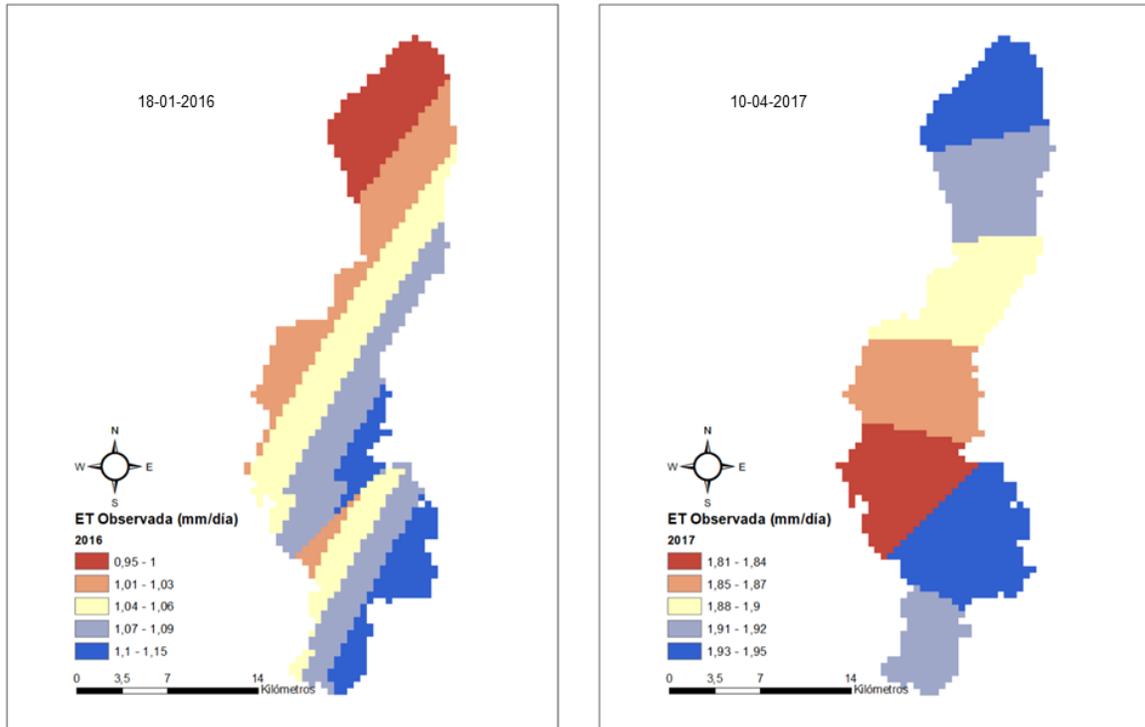


Figura 19. Evapotranspiración Diaria Observada sobre la Cuenca del Rio Chirgua Edo. Carabobo

Comparar las estimaciones de temperatura y evapotranspiración diaria con las observaciones de campo

En la Figura 20 se observa la evapotranspiración estimada en relación con la evapotranspiración observada por las estaciones de monitoreo meteorológicas, donde se observa que el coeficiente de la ecuación lineal es de 1.05, el cual es un índice de la diferencia entre la evapotranspiración estimada y la evapotranspiración observada, siendo una aproximación de buena a excelente. La evapotranspiración estimada corresponde a la derivada desde la Imagen Landsat 8 OLI de fecha 18-01-2016.

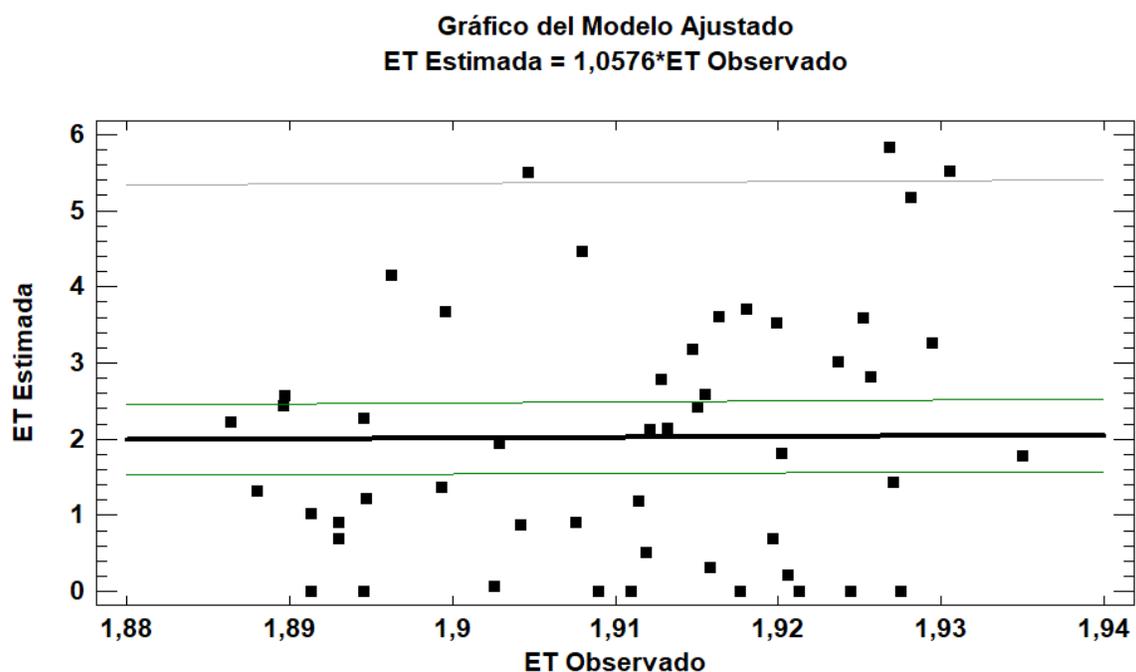


Figura 20. Gráfico del Modelo Ajustado para la representación de la Evapotranspiración estimada versus la observada para el año 2016

En la Figura 21 se observa la evapotranspiración estimada en relación con la evapotranspiración observada por las estaciones de monitoreo meteorológicas, donde se observa que el coeficiente de la ecuación lineal es de 3.22, el cual es un índice de la diferencia entre la evapotranspiración estimada y la evapotranspiración observada, siendo una aproximación de baja a moderadamente baja. La evapotranspiración estimada corresponde a la derivada desde la Imagen Landsat 8 OLI de fecha 10-04-2017. La falta de correlación se debe a que se encuentra en la temporada de invierno y la lluvia puede estar influyendo sobre la disminución de la evapotranspiración.

Gráfico del Modelo Ajustado
ET Estimada = 3,22413*ET Observada

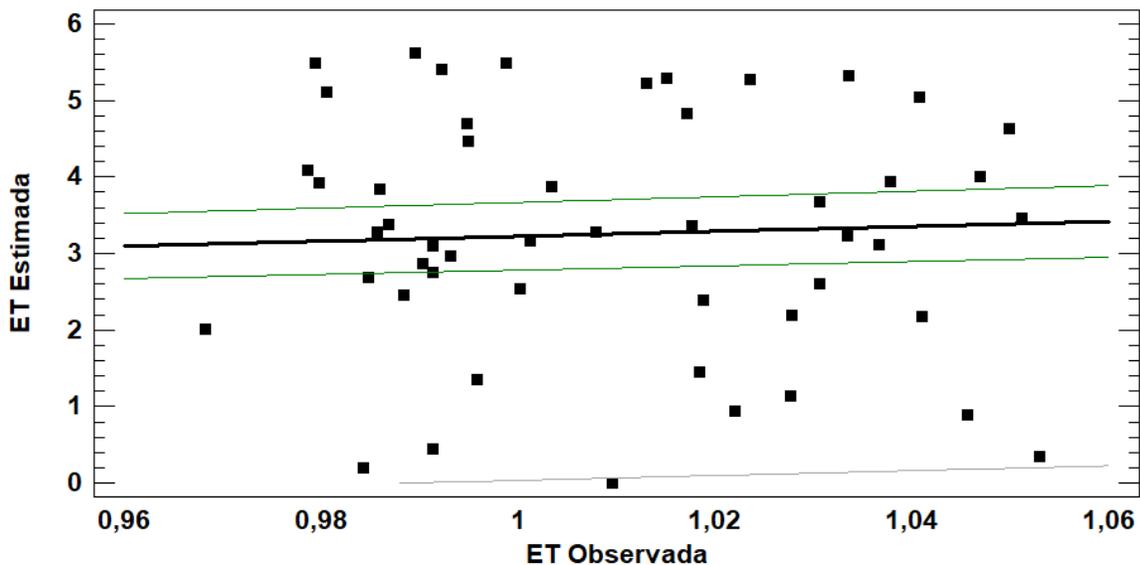


Figura 21. Gráfico del Modelo Ajustado para la representación de la Evapotranspiración estimada versus la observada para el año 2017

CONCLUSIONES

- La selección de imágenes del satélite Landsat 8 OLI corresponde a las imágenes disponibles en la base de datos durante la estación climática seca para la obtención de resultados precisos. Optando por las imágenes con menor porcentaje de nubosidad para los años 2016 y 2017.
- Los métodos de corrección de imágenes satelitales permiten la transformación de la variable de número digital a reflectancia la cual es la base para la modelación de la evapotranspiración.
- La radiación neta es la fuente principal del suministro de energía para conversión de las fases del agua de fase líquida a vapor en el proceso de evapotranspiración, la cual se ve disminuida por el impacto del flujo de calor en el suelo y flujo de calor sensible siendo esta última la de mayor impacto en la determinación de la evapotranspiración.
- La estimación de la evapotranspiración mediante el método SEBAL requiere la estimación de 23 variables físicas mientras que el método de estimación basado en el modelo geoestadístico de Krigging Ordinario se selecciona uno de los 11 modelos disponibles para el ajuste entre observaciones y estimaciones de la evapotranspiración.
- La estimación de la evapotranspiración a través del modelo SEBAL proporciona como resultado una estimación que puede variar de una a tres veces los valores observados en campo, lo cual se ve afectado directamente por la cercanía al cambio de estación climática.

RECOMENDACIONES

- Es necesario disponer de imágenes satelitales cuyas escenas contemplen la menor presencia posible de porcentaje de nubosidad, debido a que estas generan distorsión en la generación de resultados.
- Se requiere de información meteorológica que cubra todos los períodos a analizar ya que esto conlleva a valores más precisos de todas las variables físicas estimadas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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. Buenos Aires, Argentina.

Galleguillos, M., Jacob, F. Prevot, L. y Lagacherie, P. (2011): Comparison of two temperature differencing methods to estimate daily evapotranspiration over a Mediterranean vineyard watershed from ASTER data. Francia.

Bala. A., Karan, R. y Gayathri, V. (2013) Review on different Surface Energy Balance algorithms for Estimation of Evapotranspiration through Remote Sensing. International Journal of Emerging Technology and Advanced Engineering, volumen(3). Recuperado de: http://www.ijetae.com/files/Volume3Issue7/IJETAE_0713_97.pdf

Evapotranspiración de referencia. Extraído el 29 de junio de 2017 de: <http://www.fao.org/3/a-x0490s/x0490s01.pdf>

Allen, R., Pereira, L., Raes, D. y Smith, M. (2006) Evapotranspiración del Cultivo. Guías para la Determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. FAO, Italia.

Carlos A. Sabino (1986) El proceso de investigación. Buenos Aires, Argentina.

García E. Llellish M. (2012) Estimación Espacial de la ET Mediante Imágenes Satelitales y el Modelo SEBAL en el Humedad Paraíso Huacho. Lima, Perú.

Guerrero J. (2012). Determinación del Índice de Área Foliar (IAF) a partir de imágenes de satélite. Extraído el 26 de junio de 2017 de:

<https://joseguerreroa.wordpress.com/2012/03/27/determinacion-del-indice-de-area-foliar-iaf-a-partir-de-imagenes-de-satelite-con-grass-en-qgis/>

Hernández Sampieri, R., Fernández, C. y Baptista, M. (2016) Metodología de la Investigación Editorial Mc Graw Hill, México.

Humedad relativa. Extraído el 27 de junio de 2017 de:

<https://content.meteoblue.com/es/ayuda/parametros/humedad-relativa>

Radiación Solar. Extraído el 03 de julio de 2017 de:

https://www.ecured.cu/Radiaci%C3%B3n_solar

Investigación Correlacional. Extraído el 27 de junio de 2017 de:

http://www.ecured.cu/Investigaci%C3%B3n_Correlacional

Lopez, S. y Urbina L. (2016). Análisis de la Variación espacio-temporal de la Producción Hídrica de la Cuenca del Río Unare mediante el uso de imágenes satelitales. Universidad de Carabobo, Valencia, Venezuela.

Javier Sánchez San Román (2010). Evapotranspiración. Extraído el 01 de julio de 2017 de:

<http://hidrologia.usal.es/temas/Evapotransp.pdf>

Kelton, W; Law, A (1991): Simulation Modeling y Analisis. United States of America. McGRAW HILL.

Ley de Aguas (2007). Gaceta Oficial de la República Bolivariana de Venezuela, número 38.595. Enero 2, 2007

Llamas, J. (1993): Hidrología General. Principios y Aplicaciones. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco. Bilbao.

Ordoñez Gálvez, Juan Julio (2011). Cartilla Técnica: Balance Hídrico Superficial. Lima Perú. Extraído el 16 24 junio de 2017 de:

http://www.gwp.org/Global/GWP-SAm_Files/Publicaciones/Varios/Balance_Hidrico.pdf

Philip B. Bedient, Wayne Charles Huber (2002), Hydrology and Floodplain Analysis. Prentice Hall

Guevara, E. (2004) Libro de Hidrología. (Capítulo 10) Venezuela

Red Social Nacional. Radiación solar en el planeta tierra. Extraído el 27 de junio de 2017 de:

<http://www.rena.edu.ve/cuartaEtapa/cienciasTierra/Tema6.html>

Sistemas de Información Geográfica. Extraído el 02 de julio de 2017 de:

<https://langleruben.wordpress.com/%C2%BFque-es-un-sig/>

Surface Energy Balance Algorithms for Land. Advanced Training and Users Manual (August, 2000) Version 1.0

Velocidad del viento. Extraído el 01 de julio de 2017 de:

http://www.ecured.cu/Velocidad_del_viento

Worldwide Reference System. Extraído el 03 de julio de 2017 de:
<https://landsat.gsfc.nasa.gov/the-worldwide-reference-system/>
http://landsat.usgs.gov/worldwide_reference_system_WRS.php

Precipitación. Extraído el 01 de julio de 2017 de:

http://www.biblioteca.udep.edu.pe/bibvirudep/tesis/pdf/1_136_147_89_1257.pdf