

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
FACULTAD DE INGENIERIA AGRICOLA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERIA AGRICOLA



“ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN MEDIANTE MÉTODOS DE
PERCEPCIÓN REMOTA Y EMPIRICOS, EN LAS CUENCAS DE LA
REGION TACNA”

TESIS

PRESENTADO POR EL BACHILLER:

JAVIER MAXIMO QUISPE CABRERA

PARA OPTAR EL TITULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO AGRÍCOLA

PUNO - PERÚ

2015

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
FACULTAD DE INGENIERIA AGRICOLA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERIA AGRICOLA

“ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN MEDIANTE MÉTODOS DE PERCEPCIÓN REMOTA Y EMPIRICOS, EN LAS CUENCAS DE LA REGION TACNA”

TESIS






PRESENTADO POR EL BACHILLER:

JAVIER MAXIMO QUISPE CABRERA

PARA OPTAR EL TITULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO AGRÍCOLA

APROBADO POR EL JURADO REVISOR CONFORMADO POR:

PRESIDENTE	:	 M.Sc. Oscar Raúl, MAMANI LUQUE
PRIMER MIEMBRO	:	 M.Sc. Roberto, ALFARO ALEJO
SEGUNDO MIEMBRO	:	 M.Sc. Bernardo Pio, COLOMA PAXI
DIRECTOR DE TESIS.	:	 Ing. Percy Arturo, GINEZ CHOQUE
ASESOR DE TESIS	:	 Ing. Edgar, QUISPE CABRERA

PUNO - PERÚ

2015

ÁREA : Ingeniería y Tecnología
TEMA : Modelamiento hidrológico
LÍNEA: Recursos Hídricos

DEDICATORIA

A DIOS, por mostrarnos día a día que con humildad, paciencia y sabiduría todo es posible, por la vida y la inteligencia, que viene de él a mí .

A MI PADRE JUAN DE LA CRUZ (+) por la vida que desde el cielo guía mi camino, A MI QUERIDA MADRE NATIVIDAD CABRERA GONZALES, que ha sido padre y madre en mi formación profesional, por su comprensión, ayuda en momentos buenos y malos que me enseñó a encarar todo tipo de adversidades sin perder nunca la dignidad, Me ha dado todo lo que soy como persona, mis valores, mis principios, mi perseverancia y mi empeño.

A MI AMADA ESPOSA MAGALY OTILIA PERALTA SAICO,

Compañera incondicional, que me brinda todo su apoyo y comprensión

Día tras día para alcanzar nuevas metas, tanto profesionales como personales.

A MIS ADORADAS HIJAS KELLY, KIARA Y MARIA BELEN, seres maravillosos e impulsores de mis sueños principal motivo de superación profesional a quienes siempre cuidaré para verlos hechos personas capaces y que puedan valerse por sí mismas.

A MIS HERMANOS Y HERMANAS, por su apoyo incondicional en mi formación profesional, que me alentaron siempre a desarrollar con éxito mi carrera.

JAVIER MAXIMO QUISPE CABRERA

AGRADECIMIENTOS

- Nuestra gratitud a Dios por regalarnos un día más de vida y por brindarnos la felicidad de pertenecer a una familia tan linda.
- Quisiera agradecer a mi madre Natividad Cabrera Gonzales y a mis hermanos(as), en especial a mi hermano Edgar Quispe Cabrera, por la ayuda, la motivación, el gran esfuerzo que hay detrás de mí formación como persona, que hoy en día he llegado hacer.
- A la Universidad Nacional del Altiplano Puno Facultad de Ingeniería Agrícola, por haberme formado de manera integral, a lo largo de mi vida universitaria.
- Profunda gratitud, reconocimiento a los docentes de la Facultad de Ingeniería Agrícola, quienes supieron brindar, compartir sus conocimientos en el campus universitario.
- Mi gratitud al Ing. Percy Arturo Ginez Choque director de tesis por haber asumido la responsabilidad de guiarme en este proyecto de tesis por su presencia incondicional, sus apreciados y relevantes aportes, críticas, comentarios y sugerencias durante el desarrollo de esta investigación.
- A los señores Ingenieros miembros del jurado revisor al M.Sc. Oscar Raúl Mamani Luque, (presidente), M.Sc. Roberto Alfaro Alejo (primer miembro), M.Sc. Bernardo Pio Coloma Paxi (segundo miembro), por apoyarme, soportarme con paciencia demostrando su profesionalismo al momento de guiarme y pulir nuestro tema en discusión.

ÍNDICE

DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTO	iv
INDICE DE CUADROS	vii
RESUMEN	vii
ABSTRAC.....	viii
INTRODUCCION	ix
CAPÍTULO I	1
PROBLEMÁTICA DE INVESTIGACIÓN	1
1.1. DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA.....	1
1.2. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA.....	2
1.2.1. PROBLEMA GENERAL	2
1.2.2. PROBLEMAS ESPECÍFICAS.....	2
1.3. JUSTIFICACION DE LA INVESTIGACION.....	2
1.4. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACION	3
1.5. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACION	4
1.5.1. OBJETIVO GENERAL.....	4
1.5.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	4
1.6. HIPOTESIS DE LA INVESTIGACION	5
1.6.1. HIPOTESIS GENERAL	5
1.6.2. HIPOTESIS ESPECÍFICOS.....	5
CAPÍTULO II	6
BASES TEÓRICAS DE LA INVESTIGACIÓN.....	6
2.1 MARCO TEORICO.....	6
2.1.1 EVAPOTRANSPIRACION.....	6
2.1.2 PROCESO DE LA EVAPOTRANSPIRACION	6
2.1.3 EVAPORACION.....	6
2.1.4 TRANSPIRACION	7
2.1.5 METODOS DE DETERMINACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION.....	9
2.1.6 Modelo SEBAL	18
CAPÍTULO III	22
MATERIALES Y METODOLOGIA	22
3.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	22
3.2 MATERIALES Y METODOS.....	24

3.3.1.	MATERIALES	24
3.3.2.	METODOS.....	25
CAPÍTULO IV		37
PRESENTACIÓN Y ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS.....		37
4.1	DETERMINACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION MEDIANTE TELEDETECCION	37
4.1.1.	PREPROCESAMIENTO DE LA IMÁGENES landsat.....	37
4.1.2.	ESTIMACION DE PARAMETROS BIOFISICOS MODELO SEBAL.....	38
4.1.3.	DETERMINACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION POR EL METODO EMPIRICO	48
4.1.4.	COMPARACION DE LOS METODOS IMPIRICOS CON EL METODO SEBAL DE LA TELEDETECCION	49
CONCLUSIONES		51
RECOMENDACIONES		52
BIBLIOGRAFIA.....		53

INDICE DE CUADROS

<i>Cuadro 1: Ubicación del ámbito de estudio</i>	<i>22</i>
<i>Cuadro 2: Estaciones Meteorologicas en el ambito de la cuencas</i>	<i>25</i>
<i>Cuadro 3: Valores de factores de conversión a reflectancias y radiancias</i>	<i>26</i>
<i>Cuadro 4: Tabla de evapotranspiración por el método de Hargreaves</i>	<i>49</i>
<i>Cuadro 5: Comparación de Evapotranspiracion.....</i>	<i>49</i>

INDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1: Esquema de flujo de energía para la ecuación de balance</i>	<i>ix</i>
<i>Figura 2: Ciclo Hidrológico</i>	<i>8</i>
<i>Figura 3: Esquema del modelo SEBAL.....</i>	<i>19</i>
<i>Figura 4: Mapa de la cuencas</i>	<i>23</i>
<i>Figura 5: corrección radiométrica de la imagen Landsat 8</i>	<i>38</i>
<i>Figura 6: SAVI para el area de estudio</i>	<i>40</i>
<i>Figura 7: Radiación de onda corta incidente</i>	<i>42</i>
<i>Figura 8: Radiación de Onda Larga incidente.....</i>	<i>43</i>
<i>Figura 9: Radiación de Onda larga emitida</i>	<i>44</i>
<i>Figura 10: Radiación neta</i>	<i>45</i>
<i>Figura 11: Flujo de calor del suelo</i>	<i>46</i>
<i>Figura 12: Flujo de calor sensible</i>	<i>47</i>
<i>Figura 13: Evapotranspiracion diaria (mm/dia)</i>	<i>48</i>
<i>Figura 14: correlación de ambos métodos</i>	<i>50</i>

RESUMEN

El presente estudio de estimación de la evapotranspiración mediante métodos de percepción remota y empíricos se basa en la utilización de parámetros climáticos y utilizando las imágenes Landsat 8, cuyos objetivos planteados fueron: Estimar la evapotranspiración mediante métodos de teledetección, Estimar la evapotranspiración mediante métodos empíricos o analíticos, Realizar la comparación de los resultados obtenidos método de teledetección, con los valores calculados de métodos empíricos. La metodología se basó en la utilización del método del modelo SEBAL para el tratamiento de los imágenes satelitales, haciendo balance de energía electromagnética captado por los imágenes satelitales, para los métodos empíricos se basó en la utilización de los datos climáticos de lo cual se utilizó el método de Hargreaves, para la comparación de estos dos métodos se utilizó la comparación a través de las regresiones lineales. Los resultados obtenidos del método de percepción remota y los métodos de empíricos, para el 8 de Febrero del 2014 de la estación Humalso, con Hargreaves es 3.2mm mientras con el modelo SEBAL es 2.3 existiendo una de 0.9mm, en algunos caso la diferencia es poco, como en el caso de Susapaya es 2.1mm y SEBAL 2.2mm lo cual indica que en algunos casos la diferencia de evapotranspiración diaria es mínima. Al realizar la comparación de los dos modelos empíricos y SEBAL obtenemos que existe una correlación al 87% lo cual es aceptable, y se puede utilizar para los diferentes estudios en la región y del país.

Palabras Clave:

Evapotranspiración, Percepción Remota, flujo de calor sensible, flujo de calor latente, flujo de calor en el suelo, Teledetección.

ABSTRACT

The present study to estimate the evapotranspiration through methods of empirical and remote perception is based on the use of climatic parameters and using Landsat images 8, whose objectives were: to estimate the evapotranspiration using remote sensing methods, to estimate the evapotranspiration through empirical methods or analytical, perform the comparison of the results of remote sensing, method with the calculated values of empirical methods. The methodology was based on the use of the method of the SEBAL model for the treatment of the satellite images, taking stock of electromagnetic energy captured by the satellite images, to the empirical methods was based on the use of climate data for which it was used the method of Hargreaves, for the comparison of these two methods are used for comparison across the linear regressions. The results of the method of remote sensing and the empirical methods, for 8 February 2014 station Humalso, with Hargreaves is 3.2mm while with the SEBAL model is 2.3 exist one of 0.9mm, in some cases the difference is little, as in the case of Susapaya SEBAL is 2.1mm and 2.2mm which indicates that in some cases the difference in evapotranspiration daily is minimal. To make the comparison of the two empirical models and SEBAL we obtain that there is a correlation to 87% which is acceptable, and can be used for different studies in the region and the country.

Key Words

Evapotranspiration, perception remote, sensible heat flux, latent heat flux, heat flux in the soil, Remote Sensing

INTRODUCCION

El presente proyecto se realiza una estimación de la evapotranspiración potencial mediante dos métodos de percepción remota y una comparación con los calculados de métodos de las formulas empíricas. En donde la evapotranspiración es esencialmente igual a la evaporación, excepto que la superficie de la cual se escapan las moléculas de agua no es una superficie de agua, sino hojas de plantas.

De acuerdo a la ley de conservación de la energía, la radiación neta disponible sobre una superficie es empleada en distintos procesos, entre los que destacan el flujo de calor sensible (H), el flujo de calor latente (E) y el flujo de calor en el suelo (G) (Campbell y Norman, 1998). Lo anterior se indica en la Figura 01.

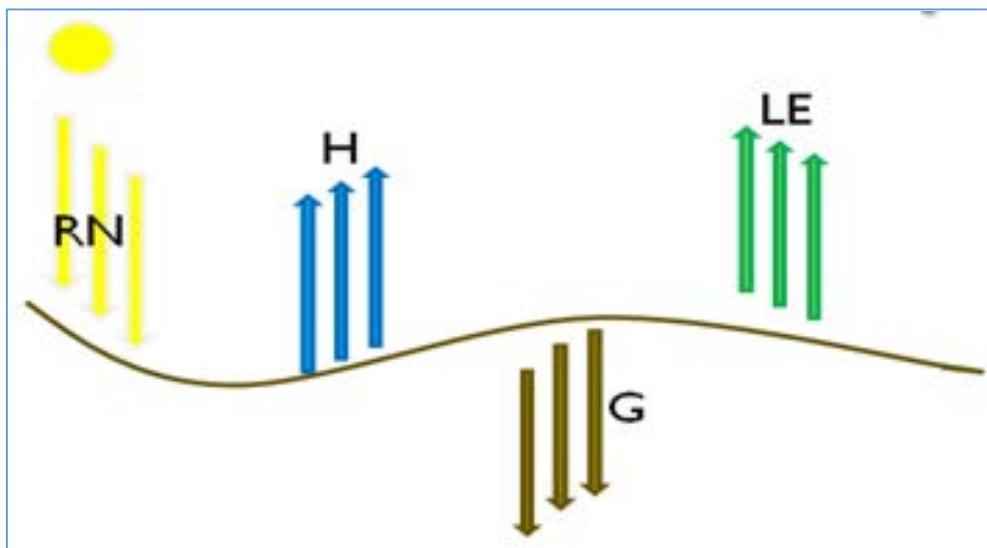


Figura 1: Esquema de flujo de energía para la ecuación de balance

Si se desprecia la acumulación de energía en el perfil, la ecuación de balance de energía sobre una superficie vegetal queda representada de la siguiente forma:

$$R_N = H + \lambda E + G$$

Cada uno de los anteriores parámetros del balance de energía, son de gran interés para científicos, principalmente del área de la agricultura y la hidrología.

La estimación del flujo de calor latente es de interés en hidrología, agronomía y meteorología, por su impacto en el ciclo hidrológico. Se han formulado varios modelos para la evapotranspiración y una importante cantidad de ellos continúa su desarrollo. Sin embargo, estos modelos tienen una fuerte componente empírica, lo que implica una restricción en su aplicación. Por otro lado, la búsqueda de métodos para validar dichos modelos, no está suficientemente desarrollada, y constituye un espacio abierto para que investigadores y nuevas tecnologías tengan importantes posibilidades de avance (Ponzoni, 2010).

En el marco anterior, se presenta la alternativa de teledetección o percepción remota, como una opción simple, y hasta el momento complementario, que puede mostrar resultados en una amplia zona geográfica, sin contar con mediciones in situ, agregando también la ventaja de observar fenómenos a escalas diversas. No obstante, los modelos de detección remota básicos, basados en temperatura superficial captada por el satélite, son poco recomendables en terrenos abruptos, exigen precisión en la detección de la temperatura, que no se logra fácilmente y requiere observaciones de variables meteorológicas de varias estaciones y otras informaciones anexas a la detección remota, que complica el proceso.

Se propone entonces, el estudio y aplicación del modelo avanzado de teledetección para estimar las distribuciones espaciales de evapotranspiración (ET); SEBAL, basado en la relación entre espectro visible e infrarrojo térmico, en superficies con gran contraste hidrológico.

SEBAL es un modelo para calcular las necesidades de agua de los cultivos o evapotranspiración en áreas extensas, utilizando las variables de temperatura superficial, reflectancia e índice normalizado de vegetación, obtenidas desde una imagen satelital. Los valores de ET obtenidos a través de algoritmos de teledetección permitirán en un futuro reemplazar las metodologías actuales, que requieren mediciones locales y coeficientes de cultivo. Las aplicaciones de SEBAL muestran eficiencia y exactitud para predecir la evapotranspiración real en áreas bajo riego, lagos en condiciones semi-áridas, terrenos montañosos y en la elaboración de modelos del comportamiento del agua subterránea.

El flujo de calor del suelo (G), si bien es una magnitud de menor escala que las otras componentes de la ecuación de balance de energía, agrega mayor exactitud al balance, e incluye mayor información de las propiedades del suelo, determinando la radiación neta disponible al incidir en los flujos de energía hacia el interior del perfil. Esta influencia termina por definir las características específicas de la capa límite y también determinar el perfil de temperatura que muestra el suelo en profundidad (Hillel, 1998).

En particular, es frecuente que las mediciones del flujo de calor del suelo sean costosas, complejas y engorrosas, o que muchas veces estas mediciones sean inexistentes, es por esto que diferentes autores han propuesto una serie de aproximaciones para éste. Estas aproximaciones se presentan como una serie de modelos teóricos y empíricos que representan variadas alternativas al cálculo del flujo de calor del suelo (G). Sin embargo al comparar las mediciones del flujo de calor del suelo, con estas aproximaciones, no se encuentra mayor correlación, y más aún, dichos modelos poseen supuestos a veces lejanos a la realidad, que dificultan la claridad y exactitud de la solución.

LISTA DE ABREVIATURAS

U.N.A.: Universidad Nacional del Altiplano.

SEBAL: Surface energy balance algorithm for land.

SENAMHI: Servicio Nacional de Meteorología e hidrología.

NDVI: Índice normalizado de vegetación.

SAVI: Índice de vegetación ajustada del suelo.

CAPÍTULO I

PROBLEMÁTICA DE INVESTIGACIÓN

1.1. DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA

El recurso hídrico es uno de los principales elementos de la corteza terrestre su utilización es muy importante, pero actualmente es deficiente el manejo racional de este recurso.

En el Perú existen muchas cuencas hidrográficas cada uno de ellos de diferentes vertientes, en muchas de las cuencas hidrográficas viene siendo mal utilizado este recurso.

En la región Tacna en donde se encuentran las cuencas de estudio el recurso hídrico es muy importante para el desarrollo de las actividades agrícolas. La pérdida de agua es a través de la evapotranspiración por lo tanto existen estudios que nos permiten determinar la evapotranspiración mediante varios métodos.

Que al no haber muchos estudios utilizando la teledetección en las zonas donde no existen estaciones meteorológicas, Es uno de los problemas que se ha intuido realizar en el presente trabajo de investigación.

Estas mediciones determinan la evapotranspiración real de un cultivo (Eta) y proporcionan resultados buenos en comparación con las estimaciones, pero es difícil extrapolar sus resultados a zonas con climas o geografía diferentes. Usualmente sirven para calibrar coeficientes de los modelos climatológicos o de simulación para estimar la evapotranspiración. Los métodos de mediciones directas por otro lado, requieren tanto de la identificación, adquisición e instalación del instrumento necesario, como de su seguimiento y mantención para obtener los resultados esperados.

En la zona de estudio no encontramos estudios utilizados con teledetección lo que nos implica realizar un estudio en donde no tenga alcance las estaciones meteorológicas.

1.2. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

1.2.1. PROBLEMA GENERAL

¿Cómo estimar la evapotranspiración mediante métodos de percepción remota y empíricos, en las cuencas de la región Tacna?

1.2.2. PROBLEMAS ESPECÍFICAS

- ¿Cómo estimar la evapotranspiración mediante métodos de teledetección?
- ¿Cómo estimar la evapotranspiración mediante métodos empíricos?
- ¿Cómo realizar la comparación de los dos métodos, con los valores calculados de métodos empíricos?

1.3. JUSTIFICACION DE LA INVESTIGACION

En el presente trabajo se plantea la estimación de la evapotranspiración porque es uno de los elementos de la pérdida de agua de las plantas, lo cual es importante para el diseño de sistemas de riego.

El estudio de cálculo de estimación de la Evapotranspiración tiene diferentes aplicaciones en escala Global y Regional, y es utilización para la planificación de recursos en extensión muy grandes, lo que nos permitirá dar utilidad en los diferentes estudios.

Con el uso de Percepción remota se puede determinar en grandes áreas, en escalas temporales diarias, según la resolución radiométrica y espacial de las imágenes de satélite. Para este estudio se utilizara las imágenes modis, estos imágenes toman diario por lo tanto se pueden utilizar en los días actuales

En los estudios de del comportamiento de la atmosfera se ha determinado que los cambios climáticos existentes son de primordial importancia en el desarrollo de la naturaleza del suelo y de la planta

La pérdida de agua de la planta es muy importante para abastecer el crecimiento y de así tener en cuenta el abastecimiento de agua.

1.4. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACION

BASTIONASEN, (1995) .La estimación de la evapotranspiración es esencial en los sistemas de riego, en el cálculo de pérdidas de agua en embalses, en la estimación de balances hídricos, en las predicciones de escorrentía, así como en estudios climatológicos y meteorológicos. Las nuevas técnicas denominadas teledetección y sistemas de información geográfica (SIG) permiten el cálculo de la distribución espacial de este parámetro. Un nuevo modelo racional, SEBAL (Surface energy balance algorithm for land). Algoritmo balance de energía superficial de la tierra.

CABANILLAS, E. et al. (1991).Es evidente que con las técnicas de teledetección se puede abordar la estimación de superficies de regadío, y en muchos casos la identificación de algunos tipos de cultivo, pero el origen del aguase debe asignar integrando otro tipo de información, delimitando las zonas y parcelas regadas con agua subterránea o superficial.

SIAR (1996) “estimación de la evapotranspiración real diaria de un cultivo de tomates usando la ecuación de penman-monteith1”.en el Servicio Integrado de Agro climatología y Riego del Departamento de Producción Agrícola de la Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad de Talca-Chile.

SILVA P.(2011) “implementación del modelo sebal para estimativa de evapotranspiración en la micro región en el sur de Goiano”, en la Universidad de Rio de Janeiro, en donde hicieron el estudio utilizando las imágenes modis con la Aplicación de método SEBAL(Surface energy balance algorithm for land), en donde determinaron la evapotranspiración real de la zona de sur de

Goiano, utilizando los datos de imágenes modis, datos de temperatura del aire, velocidad del viento, y algunos coeficientes según la metodología del SEBAL.

GORDILLO (2013) Utilizo la herramienta del modelo metric que es una herramienta para determinar la evapotranspiración los cual ha estimado 0.21 mm por dia. En los métodos directos, para las mediciones de ET en áreas más grandes, se deben recurrir a métodos como balances de energía y balances de agua, a través de los cuales se obtiene el parámetro en rodales, cuencas y hasta regiones.

CASTAÑEDA, C. (2013) Mediante el uso de índice de vegetación determino estimaciones de coeficientes de cultivos, los cuales permitieron la determinación de la distribución espacial y temporal de evapotranspiración.

1.5. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACION

1.5.1. OBJETIVO GENERAL

- Realizar el análisis comparativo de la estimación de la evapotranspiración mediante métodos de percepción remota y empíricos en las cuencas Caplina, Sama, Locumba.

1.5.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Estimar la evapotranspiración mediante métodos de teledetección.
- Estimar la evapotranspiración mediante métodos empíricos o analíticos.
- Realizar la comparación de los resultados obtenidos método de teledetección, con los valores calculados de métodos empíricos.

1.6. HIPOTESIS DE LA INVESTIGACION

1.6.1. HIPOTESIS GENERAL

- La estimación de la evapotranspiración nos permite cuantificar las pérdidas de agua en las cuencas Caplina, Sama, Locumba.

1.6.2. HIPOTESIS ESPECÍFICOS

- Los métodos de teledetección nos permite cuantificar a través de imágenes satelitales la evapotranspiración.
- La estimación de evapotranspiración por métodos empíricos nos da el valor de la perdida de agua en las cuencas mencionadas.
- La comparación de métodos a través de estadísticas nos permite dar el valor de utilización de ambos métodos.

CAPÍTULO II

BASES TEÓRICAS DE LA INVESTIGACIÓN

2.1 MARCO TEORICO

2.1.1 EVAPOTRANSPIRACION

THORNTHWAITE. (1948). 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.

Se conoce como evapotranspiración (ET) 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.

2.1.2 PROCESO DE LA EVAPOTRANSPIRACION

En este acápite definiremos dos procesos de la combinación de evaporación y transpiración de la planta.

2.1.3 EVAPORACION

PENMAN (1948) La 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.

ALLEN et al., (1998).La evaporación es el proceso físico por el cual el agua que se encuentra en estado líquido pasa al estado gaseoso. Para que el

cambio de estado se produzca, se necesita de un calor de aproximadamente 600 calorías por cada gramo de agua evaporada. 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. La fuerza impulsora para retirar el vapor de agua de una superficie evaporante es la diferencia entre la presión del vapor de agua en la superficie evaporante y la presión de vapor de agua de la atmósfera circundante. A medida que ocurre la evaporación, el aire circundante se satura gradualmente y el proceso se vuelve cada vez más lento hasta detenerse completamente si el aire mojado circundante no se transfiere a la atmósfera o en otras palabras no se retira de alrededor de la hoja. El reemplazo del aire saturado por un aire más seco depende grandemente de la velocidad del viento. Por lo tanto, la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento son parámetros climatológicos a considerar al evaluar el proceso de la evaporación.

2.1.4 TRANSPIRACION

GOEHRING H. (1989). Es el proceso por el cual el agua, absorbida desde el suelo, por la vegetación pasa a la atmosfera en forma de vapor. Las diferencias de concentración entre la savia de las células de la raíz de una planta y el agua en el suelo, causan una presión osmótica capaz de mover el agua del suelo a través de la membrana de la raíz hacia las células de ésta. El agua es transportada a través de la planta al espacio intercelular dentro de las hojas. El aire entra a la hoja a través de las estomas, y los cloroplastos en el interior de la hoja usan el dióxido de carbono del aire y una pequeña porción del agua disponible para producir los carbohidratos necesarios para el crecimiento de la planta (fotosíntesis). Al entrar el aire a la hoja, parte del agua escapa a través de las estomas abiertos. Este es el proceso de transpiración.

La transpiración es básicamente un proceso mediante el cual el agua se evapora de los espacios aéreos en las hojas de la planta. Por lo tanto, está

controlada fundamentalmente por los mismos factores que dominan la evaporación, es decir, la radiación solar, temperatura, velocidad del viento, y los gradientes de presión de vapor. Además, la transpiración se ve afectada en alguna medida por el tipo de planta y su densidad.

WILSON, (1990). Cuando el contenido de humedad del suelo se reduce hasta el punto de marchitez (etapa en la que las plantas se marchitan y no se recuperan en un ambiente húmedo), también afecta a la transpiración. Los efectos de la disminución de la humedad del suelo por encima del punto de marchitez no están claramente establecidos. Sin embargo, parece que mientras la humedad del suelo se encuentra entre los límites del punto de marchitez y la capacidad de campo (Contenido de humedad que alcanza el suelo cuando no puede absorber más agua de forma natural de la lluvia), la transpiración no es materialmente afectada. La transpiración ocurre casi en su totalidad en el día bajo la radiación solar. Por la noche, los poros o estomas de las plantas se cierran y un porcentaje muy pequeño de humedad se libera desde la superficie de la planta

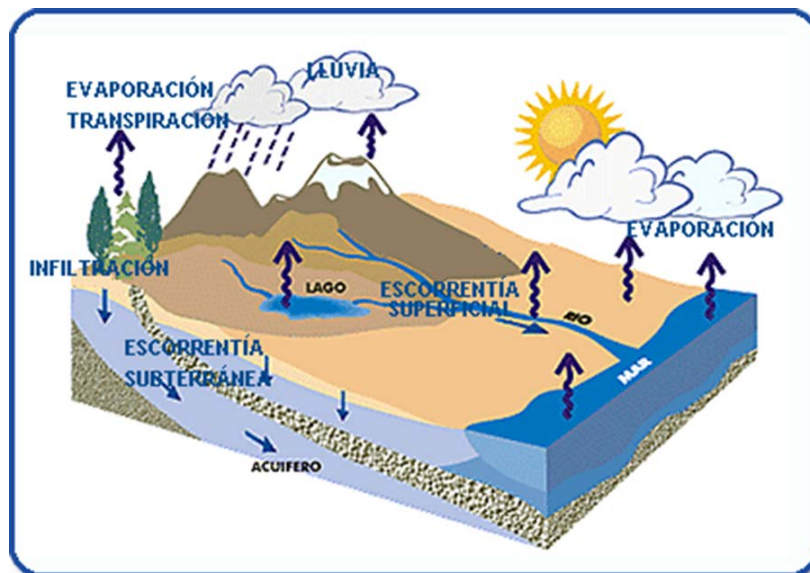


Figura 2: Ciclo Hidrológico

2.1.5 METODOS DE DETERMINACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION

2.1.5.1 Mediciones Indirectas

Seoáñez (2002) Estas mediciones calculan la evapotranspiración real de un cultivo (E_t), y se basan en el cálculo o la estimación de las componentes que actúan en la ecuación del balance de energía, o bien en la medición de los flujos convectivos sobre cubiertas vegetales.

Corresponden a modelos basados en la física del microclima, con una resolución de tiempo de máximo 30 minutos, por lo cual corresponden a modelos de pequeñas escalas y específicos temporalmente.

Entre las mediciones indirectas se pueden encontrar:

Control de flujos turbulentos

Describen los flujos turbulentos de calor, vapor de agua, y de momento, que existen sobre las copas, bajo condiciones de estabilidad. Estos métodos asumen que el largo característico de los remolinos que predominan en una región, es inferior a la distancia sobre la cual los gradientes comienzan a cambiar. La teoría que suponen estos modelos, tiene varios cuestionamientos para su aplicación en regiones de vegetación dispersa y variada, ya que su supuesto más importante, no siempre se cumple en dichas condiciones.

Los métodos de correlación de remolinos, o eddy correlación, corresponden a métodos de estimación de la evapotranspiración a través de mediciones de fluctuaciones de velocidad del viento y vapor de agua en periodos cortos (Sociedad Española de Ciencias Forestales, 2005). La correlación de remolinos, se puede aplicar a rodales o cuencas, con resoluciones temporales de minutos, horas días o meses.

Uso de Fórmulas Empíricas

Las fórmulas siguientes calculan tanto la E_t , E_{To} , y E_{Tp} . Entre las más conocidas se encuentran las siguientes:

- **Thornthwaite**

Este método, sólo requiere el uso de una variable meteorológica, la temperatura (Ortiz, 1987 y Torres, 1995). La expresión para calcular la evapotranspiración potencial es la siguiente:

$$ETP = 16 \left(\frac{10T_m}{I} \right)^a \text{ mm/año}$$

Donde, E_{Tp} corresponde a la evapotranspiración potencial, T_m a la temperatura media del aire en el período considerado índice térmico anual, al coeficiente en función del índice térmico anual y insolación

El índice térmico anual se expresa como sigue la ecuación.

$$I = \sum_1^{12} \left(\frac{T_j}{5} \right)^{1.514} \quad (^\circ C)$$

Donde T_j corresponde a la temperatura media mensual.

El coeficiente $a(I)$, se expresa como indica la ecuación

$$a(I) = 6.75 \times 10^{-7} * I^3 - 7.71 * 10^{-5} + 1.79 * 10^{-2} * I + 0.49$$

Blaney Criddle

Esta fórmula estima la evapotranspiración potencial del día, utilizando las horas de sol del día y la temperatura promedio, de la siguiente manera.

$$ETp = (100 \cdot D / 24) \cdot (0,46T + 8,13) \text{ (mm/día)}$$

Donde ETPc corresponde a la evapotranspiración potencial, D es la duración del día en horas, y T la temperatura promedio diaria.

Este método se utiliza en el procedimiento racional que usa la curva de Hansen, para obtener la curva de los consumos acumulados y frecuencias de los riegos en los cultivos, aplicación interesante para analizar distintos tipos de cultivos.

Turc

Este modelo propone una ecuación simple en base al estudio de 254 cuencas en diferentes ubicaciones. La ecuación que representa la evapotranspiración real, se lee como sigue.

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \text{ (mm/año)}$$

Donde Etr corresponde a la evapotranspiración real, P (mm/año) a la precipitación, y T (°C) a la temperatura media anual

Existe sin embargo, un modelo más complejo, propuesto por el mismo autor, que puede calcular la evapotranspiración para periodos de tiempo más reducidos e incluye el efecto de humedad del suelo.

Penman

Este modelo combina factores que provienen de la existencia de una fuente de energía, con efectos de la acción del vapor de agua. Calcula la evapotranspiración de referencia o de bandeja, ETo

La ecuación que define al modelo es la siguiente:

$$ETo = \frac{\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (RN - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} 6,43 \cdot (1 + 0,53 \cdot u_2) (es - ed)}{\lambda} \text{ (mm/día)}$$

Donde E_{to} corresponde a la evapotranspiración de referencia, R_n a la radiación neta (MJ/m/día), G al flujo de calor del suelo (MJ/m/día), λ al calor latente de vaporización, u_2 (m/s) a la velocidad del viento a 2 metros sobre el nivel de la superficie, $e_s - e_d$ al déficit de presión de vapor, Δ (kPa/°C) a la pendiente de la curva de vapor saturado (kPa/°C) a la constante psicrométrica.

El flujo de calor del suelo se puede estimar, de acuerdo a los principios de transferencia de calor, dependiendo de la diferencia de temperaturas entre dos intervalos de tiempo, de la siguiente forma.

$$G = 4,2 \cdot (T_{t+1} - T_{t-1}) / \Delta t \text{ (W/m}^2\text{)},$$

La presión se puede calcular a partir de la siguiente ecuación, que depende de la altura sobre el nivel del mar en metros.

$$P = 1013 - 0.01055 \cdot h$$

La constante psicrométrica, se calcula a través de la siguiente expresión que depende el calor específico del aire (C_p), de la presión (P) y del calor latente de vaporización obtenido de forma empírica.

$$\gamma = C_p \cdot P / (0,622 \cdot \lambda) \text{ (Kpa/}^\circ\text{C)},$$

La pendiente de la curva temperatura/presión, se calcula a partir de la temperatura media:

$$\Delta = 0,2 \cdot (0,00738 \cdot T + 0,80172)^7 - 0,000116 \text{ (Kpa/}^\circ\text{C)},$$

La ecuación para el déficit de presión de vapor, utiliza valores de presiones de vapor para temperaturas máximas, mínimas y ambiente.

Penman-Monteith

El modelo de Penman-Monteith, incluye, al modelo de Penman, propiedades de resistencia de la cubierta vegetal para el transporte de vapor, y para el movimiento del viento. La ecuación que define el modelo es la siguiente:

$$E_{rc} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma^*} (R_n - H_s) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma^*} \frac{900}{T + 275} U_2 \overline{D}$$

Donde E_{rc} corresponde a la evapotranspiración de referencia, R_n a la radiación neta (MJ/m/día), G al flujo de calor del suelo (MJ/m/día), T (°C) a la temperatura media, u_2 (m/s) a la velocidad del viento a 2 metros sobre el nivel de la superficie, $e_s - e_d$ al déficit de presión de vapor, (kPa/°C) a la pendiente de la curva de vapor saturado, y γ (kPa/°C) a la constante psicrométrica.

La radiación neta, se calcula desde la ecuación siguiente:

$$RN = R_{ns} - R_{nl} \text{ (MJ/m}^2\text{/día),}$$

Donde cada una de sus componentes se indican y explican a continuación.

$$R_a = 0.77 * \left(0.25 + 0.5 * \frac{n}{N} \right) * R_c$$

Donde R_a [MJ/m²/día] corresponde a la radiación solar extra terrestre,

$$T_{K,\max} \text{ (K)}$$

la temperatura máxima, $T_{K,\min}$ (K) la temperatura mínima, y n / N

$$\gamma = 0.000665 P \text{ (Kpa/°C),}$$

Donde P corresponde a la presión, y está medida en kPa.

Finalmente, la pendiente de la curva se expresa como indica la ecuación

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e_a}{(T + 237.3)^2} \quad (\text{Kpa}/^{\circ}\text{C}),$$

Modelos de Simulación

Los modelos de simulación, a diferencia de las mediciones indirectas o modelos de microclima, trabajan a escalas mayores, con una resolución de tiempo menor, pudiendo aplicarse a grandes extensiones de terreno, con menor exactitud temporal. Estos modelos no se presentan en este trabajo, ya que la tecnología de teledetección permite calcular ET en forma instantánea, y al integrar esta información para compararla con periodos de meses o años, se comete un error significativo.

Existen diversos modelos de simulación como son por ejemplo el modelo de Ritchie y Johnson, el modelo de Shuttleworth y Wallace, Van Bavel, Lascano, y Camilo y Gurney entre otros autores (Seoáñez Calvo 2002).

Flujo de calor del suelo

Los procesos físicos que gobiernan la transferencia de flujo de calor G (W/m^2) en el perfil de suelo (W/m^2) son conocidos. De hecho, es posible representar este proceso haciendo uso de la ley de Fourier para el transporte de calor. Si k representa la conductividad térmica del suelo (W/mK), para el caso del flujo en una dimensión (z), y donde T es temperatura esta ley señala que:

$$G = -k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (\text{W}/\text{m}^2),$$

Por lo tanto, si se conocen las propiedades físicas del suelo (determinadas por la composición relativa de arena, limo, arcilla, materia orgánica y agua) y

además se conoce la distribución de la temperatura en profundidad, sería posible obtener una función que permita conocer el flujo de calor del suelo al diferenciar esta expresión.

La ecuación de continuidad para el calor en el suelo nos indica que la variación de temperatura en el tiempo es fruto de la suma de ingresos y egresos de energía. En términos generales esta ecuación queda representada por (Kondo y Saigusa, 1994):

$$\rho_s c_s \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial G}{\partial z} - \lambda E_s$$

donde, ρ_s es la densidad aparente del suelo (kg/m^3) c_s es el calor específico del suelo (J/gK) y E_s corresponde a la evaporación desde el suelo. Normalmente se asume que este último componente es despreciable o bien que es mucho menor a la transpiración vegetal, por lo que la combinación de las ecuaciones nos entrega:

En suelos relativamente homogéneos es posible suponer que la conductividad

Térmica no varía en el perfil. Si se define como la difusividad termal tenemos que:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

Para resolver la ecuación diferencial 1.26, se presentan a continuación las opciones existentes que aproximan soluciones para la temperatura, y con ello para el flujo de calor del suelo.

Modelos semi-teóricos

Dado que rara vez se puede contar con mediciones de temperatura en la

superficie y/o en el perfil del suelo (por ejemplo ver el estudio de Ogeé et al., 2001), se han desarrollado algunos modelos simples que representan la variación de la temperatura en función del tiempo y de la profundidad. Uno de los más comunes corresponde a la ecuación propuesta por van Wijk (Campbell y Norman, 1998) en que la variación de la temperatura del suelo en términos diarios se representa mediante una función sinusoidal que contempla un tiempo de rezago (o ángulo de desfase) y una modificación que depende de la profundidad.

Aquí, T_m corresponde a la temperatura media del suelo en superficie, $A(0)$ es la amplitud termal (equivalente a la mitad de la diferencia entre la temperatura máxima y mínima en superficie), ω es la frecuencia angular de un ciclo de 24 horas, t es el tiempo y t_0 corresponde al tiempo de desfase. D es denominado "damping depth" y se define como:

$$D = \sqrt{\frac{2K}{\omega}} \text{ (m)}$$

De acuerdo a este desarrollo, puede conocerse el flujo de calor en el suelo si se determinan las propiedades térmicas del suelo (conductividad y difusividad), se conoce al menos el rango de variación de la temperatura en superficie (máxima y mínima) y se asume una forma de variación temporal de carácter sinusoidal. Aparte de los problemas que representan el obtener estas mediciones, el último punto probablemente sea el más cuestionable, puesto que no siempre se observa una variación de la temperatura (ni del flujo de calor en el suelo) que exhiba este comportamiento sinusoidal. A favor de este procedimiento aparece el hecho que nos permite obtener métodos simples de corregir las mediciones de flujo de calor en el suelo tomadas en profundidad ($G(z)$) y llevarlas a los flujos de calor en superficie (G) que interviene en el balance de energía (Ochsner et al., 2006).

El desarrollo teórico a partir de estas ecuaciones es lo suficientemente robusto tal que se pueden obtener valores del flujo de calor en el suelo si se realizan mediciones de propiedades físicas del suelo en momentos específicos del día, como es el caso del método desarrollado por Kimbal y Jackson (1975) denominado "the null alignment method" o en base a mediciones simples de

temperatura en profundidad (Holmes et al., 2008).

Modelos empíricos

Debido a la escasez de mediciones directas ya sea de flujo de calor en el suelo o bien de perfiles de temperatura, varios autores han desarrollado métodos alternativos de carácter empírico que permiten estimar el flujo de calor en el suelo, especialmente para su uso en la determinación de la evapotranspiración mediante el método de Penman Monteith (Allen et al., 1998).

Flujo de calor en el suelo como parte de la radiación neta

Entre las formulaciones más simples se encuentran los modelos que asumen que el flujo de calor en el suelo es una fracción de la radiación neta (French et al., 2000; Liebethal y Foken, 2007). Este valor puede ser constante a lo largo de día, o bien tomar valores distintos según nos encontremos en una situación diurna o nocturna, como es el caso del método propuesto por FAO (Allen et al., 1998). En algunos casos, se ha optado por ajustar una función continua que represente tanto suelos descubiertos, en cuyo caso los valores de esta fracción son tomados de Kustas y Daughtry (1989), como suelos con vegetación, para lo cual se emplean los valores reportados por Monteith (1973). Ejemplos de este procedimiento se encuentran en Su (2002) y Su et al. (2001).

La literatura muestra algunas experiencias en que los autores han preferido modificar ligeramente esta aproximación empírica, para poder representar desfases entre el flujo máximo de radiación neta y el flujo de calor en el suelo (Guaraglia et al., 2001; Chodhury y Monteith, 1998; Kustas y Daughtry; 1986). Este método ha sido usado especialmente para estimar flujos de energía en base a imágenes satelitales (Daughtry et al., 1990; Clothier et al., 1986; Ma et al., 2002).

Dentro de estos métodos también se encuentra el propuesto por Santanello y Friedl (2003). Estos autores proponen que el flujo de calor en el suelo puede calcularse en base a una función que ellos denominan como “función universal de la radiación neta”. Los coeficientes que integran esta función son estimados en base a la amplitud termal del suelo en superficie.

Flujo de calor en el suelo como parte del flujo de calor sensible

Siguiendo una aproximación similar a la descrita anteriormente, algunos autores han reportado métodos de estimación que relacionan al flujo de calor en el suelo como una fracción del flujo de calor sensible (H). Ejemplos de este procedimiento aparecen descritos en Cellier et al. (1996) y Berkowicz y Prahm (1982). Aparentemente este método produce mejores resultados en situaciones de suelos descubiertos con muy bajos contenidos de humedad, por lo que la radiación neta se reparte entre los flujos de calor al suelo y a la atmósfera como flujo de calor sensible. El trabajo de Novak y Black (1983) es un ejemplo de ello, definiendo la forma de reparto de los flujos de calor en función de las admitancias termales del suelo y la atmósfera.

2.1.6 Modelo SEBAL

Descripción general

El modelo SEBAL (Ilustración 3.1), utiliza datos de entrada que se obtienen de modelos de elevación digital, (DEM , 'Digital Elevation Model'), y datos recogidos en una imagen satelital Landsat u otro satélite. Con estos antecedentes se calcula la radiancia y reflectancia de cada píxel de la imagen, y se establece el balance de radiación en la superficie, y con ello se obtiene la radiación neta, (RN), primera variable que ingresa en la ecuación del balance de energía.

A partir de la imagen satelital, se obtienen las variables de índice normalizado de vegetación (NDVI), la temperatura superficial (T_o), y la altura de aspereza superficial (zom). Posteriormente con NDVI y RN, se obtiene una aproximación del flujo de calor del suelo (G_o), indicada como la segunda variable que ingresa al balance de energía.

Finalmente, utilizando las variables T_o y zom, junto con la velocidad del viento, medida cerca de la superficie en la zona de estudio (u_x), y la identificación de puntos con evaporaciones máximas y mínimas, se obtiene la tercera variable para el balance de energía superficial; el flujo de calor sensible (H).

Estas tres variables, ingresan a la ecuación de balance de energía, y de

ella se obtiene la evapotranspiración por diferencia para cada píxel.

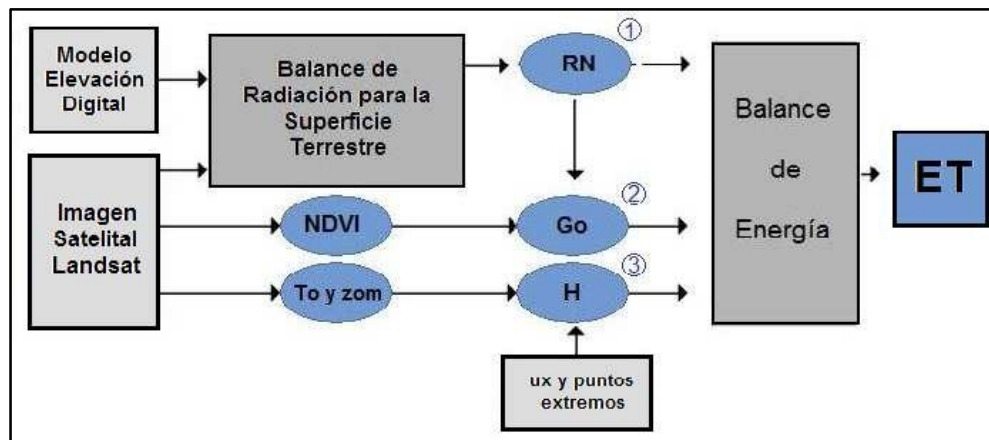


Figura 3: Esquema del modelo SEBAL

En consecuencia, el flujo de calor latente λE , queda en función de las variables analizadas; RN, Go y H y de los parámetros que las influyen. De esta forma, se puede presentar el flujo de calor latente como indica la ecuación

$$\lambda E = f \left\{ \alpha_0, K_{in}, e_{TOA}, e_0, T_0, G_0, Z_{om}, u_*, L, dT \right\}$$

Donde los términos presentados anteriormente corresponden a λE ; flujo de calor latente, α_0 ; reflectancia superficial o albedo superficial, K_{in} ; radiación solar entrante [Wm⁻²].

e_{TOA} ; emisividad infrarroja térmica de la atmósfera, e_0 ; emisividad infrarroja térmica.

La superficie T_0 ; temperatura radiométrica superficial

G_0 ; flujo de calor del suelo; longitud de la aspereza superficial para el transporte de momentum [m],

Vertical de temperatura del aire cercana a la superficie [K].

Todos los parámetros varían de un pixel a otro, dependiendo de las condiciones de la zona, sin embargo la emisividad de la atmósfera se supone constante para toda la imagen.

La radiación neta se obtiene mediante valores de reflectancias superficiales, a partir de los cuales se calculan el albedo superficial y el NDVI, y de radiancia, para obtener los valores de temperatura superficial observada. Estas variables dan origen a RN, junto con el ángulo de incidencia solar y la emisividad de la superficie, compuesta por las respectivas radiaciones de onda larga de entrada y salida, y la radiación de onda corta de entrada.

El flujo de calor del suelo, se calcula mediante una ecuación empírica, en función de RN, y de las reflectancias observadas, que dan origen al NDVI.

Para el cálculo del flujo de calor sensible se requiere realizar cinco iteraciones para calcular los valores finales de u^* (velocidad de frotamiento), la resistencia aerodinámica para el transporte de calor, r_{ah} y el flujo de calor sensible. En las anteriores ecuaciones anteriores influyen Z_{om} , L y δT_a .

La longitud de aspereza superficial se estima mediante una aproximación lineal de una función exponencial del NDVI.

LITERATURA REVISADA

ALLEN (1998) El cálculo de la ETc exige del conocimiento de varios parámetros climáticos y propios de la superficie evaporante. Sin embargo, estos parámetros de la cubierta vegetal varían de un cultivo a otro y dentro del mismo cultivo, los cuales dependen de las etapas fenológicas y de las condiciones en que se desarrolla de acuerdo a la siguiente expresión:

$$ET_c = K_c * ET_o$$

En donde la ET_o es la evapotranspiración de referencia, expresada en mm, y K_c es el coeficiente de cultivo, adimensional.

Los valores de un índice de vegetación se pueden asociar al estado del desarrollo vegetativo de los cultivos o bien de las condiciones de uso del suelo. Estos índices se obtienen mediante el contraste entre la reflectancia de diferentes bandas, o su equivalente, la brillantez que se expresa como un valor numérico.

Específicamente en el caso de la vegetación, suele utilizarse el índice NDVI que contrasta la gran diferencia que existe entre la banda roja y la banda del infrarrojo cercano, gran absorción de la energía electromagnética en el rojo por la vegetación verde y su gran reflectancia del infrarrojo cercano.

El índice NDVI se calcula con las bandas del satélite Landsat 5, aprovechando las características únicas de reflejo de la vegetación verde, la ecuación que expresa esta condición es la siguiente:

$$NDVI = (IR-TR) / (IR+R)$$

Dónde:

NIR es la reflectancia en el infrarrojo cercano (0.75-1.5 μm) y R es la reflectividad en el Rojo (0.6-0.7 μm). (Rouse, 1974).

CAPÍTULO III

MATERIALES Y METODOLOGIA

3.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA ZONA DE ESTUDIO

3.1.1. UBICACIÓN DEL AMBITO DE ESTUDIO

✓ *Localización política*

- Departamento : Tacna
- Provincia : Tacna
- Distrito : Tacna

✓ *Vías de acceso*

La vía de acceso que parte desde diferentes vías para el lugar de estudio por una carretera asfaltada, ahorrando tiempo y un viaje seguro.

Cuadro 1: Ubicación del ámbito de estudio

Desde Tacna hasta	Distancia (Km)	Tiempo (horas)	Tipo de Vía
Candarave (Prov.candarave)	170	4	Asfaltado – trocha carrozable
Locumba (Prov. Jorge Basadre)	93	1	Asfaltado
Tarata Prov.Tarata	88	1	Asfaltado

Fuente: Elaboración propia

✓ **Ubicación geográfica**

La región Tacna ésta ubicada en la parte sureste de la Republica del Peru, aproximadamente entre las coordenadas geográficas 17° de latitud sur y 71° de longitud oeste, altitud 500 msnm.

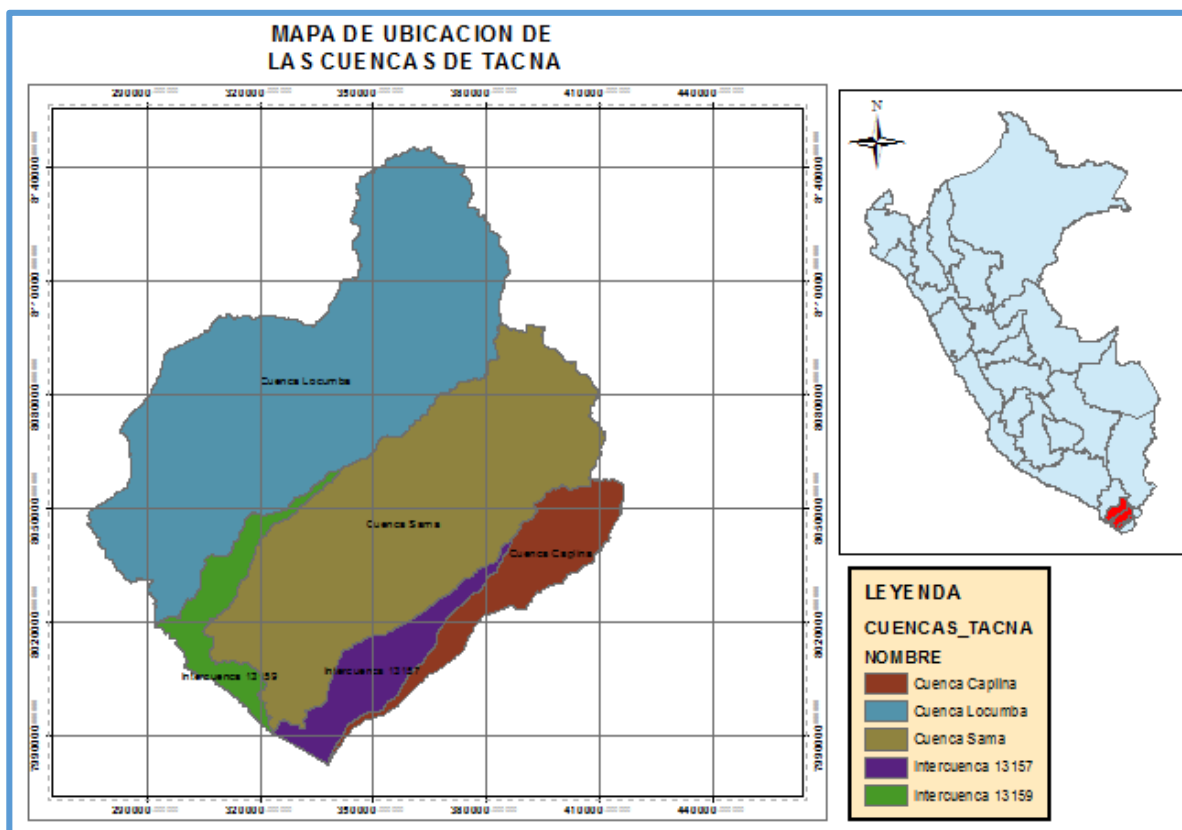


Figura 4: Mapa de la cuencas

CLIMA

Es una región que tiene variada microclimas, podemos mencionar que su clima es variado, porque existe una zona que pertenece a la costa Peruana y otra zona que pertenece a la sierra.

AREA DE ESTUDIO

La cuenca en estudio políticamente se encuentra ubicada en el Departamento de Tacna, en la república del Perú. Las cuencas comprende un área total de

12603 Km², siendo una de la cuencas de la república del Perú, perteneciente a la vertiente del Pacífico.

3.2 MATERIALES Y METODOS

3.3.1. MATERIALES

3.3.1.1. SOFTWARE

- ERDAS versión 9.3, este software se utilizara para la manipulación y procesamiento de imágenes con el METODO SEBAL,
- ARCGIS versión 10.1, este software se utilizara para el procesamiento y manipulación de datos de imágenes satelitales y presentación de mapas finales
- Office 2010, para los gráficos y los textos

3.3.1.2. INFORMACION GEOGRAFICA Y CARTOGRAFICA

La información geográfica y cartográfica es obtenida de Autoridad Nacional de aguas de Perú, que nos proporcionó en formato “.SHP”, que son la delimitación de cuencas hidrográficas, uso de suelos y cobertura vegetal.

3.3.1.3. IMÁGENES SATELITALES

Se utilizan las imágenes satelitales procedentes del sensor Modis del año 2012 se obtuvieron de la Página de la NASA, <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html> eligiendo una imagen con menor nubosidad en un día de cada mes.

También se utilizaran las imágenes Landsat 8, para la clasificación de suelos y otros. <http://landsat.usgs.gov/landsat8.php>

3.3.1.4. INFORMACION METEOROLOGICA

La información meteorológica es proporcionada del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI-Peru), los datos obtenidos fueron, temperatura máxima, temperatura mínima, temperatura del aire, velocidad del viento, de las estaciones meteorológicas distribuida en el área de estudio de la cuenca del Caplina, Sama, Locumba.

Cuadro 2: Estaciones Meteorologicas en el ambito de la cuencas

Estacion	Tipo	Latitud	Longitud	Altitud
Humalso	CO	16° 52' 0"	70° 25' 4.8"	4609
Chuapalca	CO	17° 18' 8"	69° 38' 37"	4177
Cairani	CO	17° 17' 7"	70° 20' 20"	3920
Susapaya	CO	17° 21' 3"	70° 7' 58"	3420
Tarata	CO	17° 28' 7"	70° 2' 2"	3050
Paucarani	CO	17° 31' 0"	69° 46' 46"	4556
Talabaya	CO	17° 33' 3"	69° 59' 59"	3420
Ite	CO	17° 51' 0"	70° 57' 57"	154
locumba	CO	17° 36'35"	70° 45' 44"	641
Sama	CO	17° 47'2.2"	70° 29'17.5"	534
Jorge Basadre	CO	18° 1' 36.84"	70° 15'3.24"	545
Calana	CO	17° 56' 56"	70° 11' 10"	871
Palca	CO	17° 56' 56"	70° 11' 10"	872

Fuente: SENAMHI- PERU (2015)

3.3.2. METODOS

En el presente estudio se utilizara dos métodos de balance de energía una de ellas es el SEBS y la otra es el SEBAL, para luego compararlos con los algoritmos utilizados en los diferentes estudios en la cuencas del Rio Locumba, Caplina y Sama.

3.3.2.1. Model SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)

- Desarrollado por Dr. Wim Bastiaanssen, Water Watch, Wageningen, Los Países Bajos en 1995
- Posteriormente modificado en USA-IDAHO con el nombre de METRIC
- Calcula los intercambios de energía entre el suelo y la atmosfera usando la teledetección.

PREPROCESAMIENTO PARA EL METODO SEBAL

La información satelital necesita calibración espacial y radiométrica, para esto se utilizó ciertos procedimientos que a continuación mencionaremos:

a) CORRECCION GEOMETRICA

Para la corrección geométrica se utilizó el software ARCGIS Utilizando las opciones de georeferenciación para las imágenes no georreferenciadas.

b) CORRECCION RADIOMETRICA

Para la corrección radiométrica se utiliza la misma metodología empleada en el método ILWIS, empleando la misma fórmula, esa la que mejor se adapta a las imágenes Landsat, tanto como para las radianzas y a las reflectancias. Los valores de Factor de reescalamiento de la ganancia específica del sensor y los valores de factor de reescalamiento de pérdida específica del sensor de cada banda, son obtenidos utilizando el Software HDFview, en donde muestra los valores (Watts/m²/micrometer/steradian) para ser utilizado en la fórmula anterior.

Cuadro 3: Valores de factores de conversión a reflectancias y radiancias

$$\text{RADIANCE_MAXIMUM_BAND_1} = 769.73859$$

$$\text{RADIANCE_MINIMUM_BAND_1} = -63.56527$$

$$\text{RADIANCE_MAXIMUM_BAND_2} = 788.22174$$

$$\text{RADIANCE_MINIMUM_BAND_2} = -65.09161$$

RADIANCE_MAXIMUM_BAND_3 = 726.33960
RADIANCE_MINIMUM_BAND_3 = -59.98136
RADIANCE_MAXIMUM_BAND_4 = 612.49048
RADIANCE_MINIMUM_BAND_4 = -50.57966
RADIANCE_MAXIMUM_BAND_5 = 374.81363
RADIANCE_MINIMUM_BAND_5 = -30.95223
RADIANCE_MAXIMUM_BAND_6 = 93.21274
RADIANCE_MINIMUM_BAND_6 = -7.69754
RADIANCE_MAXIMUM_BAND_7 = 31.41768
RADIANCE_MINIMUM_BAND_7 = -2.59448
RADIANCE_MAXIMUM_BAND_8 = 693.17065
RADIANCE_MINIMUM_BAND_8 = -57.24226
RADIANCE_MAXIMUM_BAND_9 = 146.48566
RADIANCE_MINIMUM_BAND_9 = -12.09683
RADIANCE_MAXIMUM_BAND_10 = 22.00180
RADIANCE_MINIMUM_BAND_10 = 0.10033
RADIANCE_MAXIMUM_BAND_11 = 22.00180
RADIANCE_MINIMUM_BAND_11 = 0.10033
END_GROUP = MIN_MAX_RADIANCE
GROUP = MIN_MAX_REFLECTANCE
REFLECTANCE_MAXIMUM_BAND_1 = 1.210700
REFLECTANCE_MINIMUM_BAND_1 = -0.099980
REFLECTANCE_MAXIMUM_BAND_2 = 1.210700
REFLECTANCE_MINIMUM_BAND_2 = -0.099980

REFLECTANCE_MAXIMUM_BAND_3 = 1.210700
REFLECTANCE_MINIMUM_BAND_3 = -0.099980
REFLECTANCE_MAXIMUM_BAND_4 = 1.210700
REFLECTANCE_MINIMUM_BAND_4 = -0.099980
REFLECTANCE_MAXIMUM_BAND_5 = 1.210700
REFLECTANCE_MINIMUM_BAND_5 = -0.099980
REFLECTANCE_MAXIMUM_BAND_6 = 1.210700
REFLECTANCE_MINIMUM_BAND_6 = -0.099980
REFLECTANCE_MAXIMUM_BAND_7 = 1.210700
REFLECTANCE_MINIMUM_BAND_7 = -0.099980
REFLECTANCE_MAXIMUM_BAND_8 = 1.210700
REFLECTANCE_MINIMUM_BAND_8 = -0.099980
REFLECTANCE_MAXIMUM_BAND_9 = 1.210700
REFLECTANCE_MINIMUM_BAND_9 = -0.099980

Fuente: Landsat (2014)

3.3.2.1.1. PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION

En el procesamiento de la información para el método SEBAL, se hicieron diversos procedimientos según la metodología elaborado por Bastiansenem 1995, que a continuación describiremos los procedimientos:

ESTIMACION DE PARAMETROS BIOFISICOS – MODELO SEBAL

RADIACION NETA

La Radiación Neta , depende de varios parámetros dentro del balance de ecuación de la radiación solar, como es el del balance de radiación solar incidente y la radiación térmica de onda Larga, dada por la siguiente ecuación:

$$Rn = R_{S\downarrow}(1 - \alpha) - R_{L\uparrow} + \varepsilon_0 * R_{L\downarrow}$$

Dónde:

Rn : Radiacion neta (W.m2)

α : Es el albedo

$R_{S\downarrow}$: Radiacion solar incidente (W.M2)

ε_0 : Emisividad de la superficie

Índices de vegetación (NDVI, SAVI y IAF)

- a) El cálculo de Índice de vegetación normalizada (NDVI) , será realizado a través de una operación algebraica de bandas de rojo e infrarrojo cercano, dada por la siguiente relación:

$$NDVI = \frac{b2 - b1}{b2 + b1}$$

- b) El cálculo de índice de vegetación ajustada del suelo (SAVI) , también fue admitido por la ecuación de las banda 01 y 02 del Modis, identidad con lo realizado del NDVI, por un factor de ajuste del suelo, dada por la siguiente ecuación:

$$SAVI = \frac{(1 + l)(b2 - b1)}{(L + b2 + b1)}$$

Donde los valores de L varían de:

L = 1 (para bajas densidades de vegetación)

L = 0,5 (para medias densidades de vegetación)

L = 0,25 (para altas densidades de vegetación)

De acuerdo con los autores capacitados, en general factor $L = 0,5$ é más comunmente

Utilizado, una vez que engloba una mayor variación de condiciones de vegetación. Asi mismo, (Ponzoni, Shimabukuro, 2009).

- c) **Calculo de índice de área foliar (IAF)**, IAF en un indicador de biomasa de cada pixel de la imagen calculada, según la ecuación empírica propuesta por Allen et al. (2002):

$$IAF = -\ln \frac{(0.69 - SAVI)}{0.59} / 0.91$$

0.69, coeficiente de correlacion multiple

0.91 es la tasa de coeficiente de determinación alto del NDVI

0.59 coeficiente de extinción

ALBEDO

El albedo instantáneo de superficie fue calculado por medio de la ecuación elaborada por Andrade (2008).

$$\alpha = 0.160b1 + 0.29b2 + 0.243b3 + 0.116b4 + 0.112b5 + 0.081b7 - 0.0015$$

Dónde : $b1, b2, b3, b4, b5, b7$ son las bandas de reflectancia del producto Modis.

Esmisividades (Enb, Eo)

La Temperatura superficial se obtiene de la radianza de la Banda 31 y la banda 32, que son las emisividades, utilizando la emisividad de cada

pixel, la cual depende del NDVI, calculado en los pasos anteriores, pueden ser obtenidas de las siguientes ecuaciones:

$$\varepsilon_{NB} = 0.97 + 0.00331 * IAF \text{ para } IAF < 3$$

$$\varepsilon_0 = 0.95 + 0.01 * IAF \text{ para } IAF < 3$$

Y $\varepsilon_{NB} = 0.98$ y $\varepsilon_0 = 0.98$ cuando $IAF \geq 3$

Dónde:

ε_{NB} = emisividad térmica

ε_0 = Emisividad de superficie de la Banda ancha

Temperatura superficial

SEBAL utiliza una adaptación de la ecuación de Plank que describe la radiación entrante de onda larga, modificando sus coeficientes, según la banda termica del Landsat utilizada (en este caso Modis). De dicha modificación se obtiene una expresión para la temperatura de un cuerpo negro, que se muestra en la ecuación.

Primero lo que se realiza es calcular la temperatura de brillo dada por la siguiente ecuación:

$$T_c = \frac{C_2}{\lambda_c \log \left(\frac{C_1 \varepsilon}{\lambda_c^5 \pi L} + 1 \right)}$$

Dónde: T_c = brillo de temperatura, desde el centro de la longitud de onda

La T_s fue calculada a partir de la temperatura de brillo de la banda 31 y 32 utilizando algoritmo Split Window desarrollado por Coll et al. (2005). Este es un método de absorción diferencial que utiliza dos canales dentro de una misma ventana atmosférica ubicada entre 10 y 12,5 μm , obteniendo similares procesos de absorción y emisión atmosférica. Por tanto, consigue una buena correlación entre la corrección atmosférica

en un canal y la absorción diferencial entre las dos bandas. Entonces, a partir de la diferencia de temperaturas obtenidas en los dos canales sobre un mismo píxel es posible determinar la T_s de superficie por medio de la siguiente ecuación:

$$T_s = Tb_{31} + 1.02 + 1.79 * (Tb_{31} - Tb_{32}) + 1.2 * (Tb_{31} - Tb_{32})^2$$

Dónde: Tb_{31} y Tb_{32} son las temperaturas de brillo

1.02, 1.79, 1.2 coeficientes adquiridas a través de una simulación según Coll et al. (2005).

Radiación de onda larga emitida

La radiación es emitida de la tierra hacia la atmósfera. Es calculado por la ecuación de Stefan-Boltzmann se muestra:

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

Donde ε_0 es la emisividad de cada píxel; σ constante de Stefan-Boltzmann $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ y T_s es temperatura de la superficie.

Radiación de Onda larga Incidente

Esta estará calculada con respecto a la emisividad del aire, temperatura del aire además interviene la constante de Stefan-Boltzmann.

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

Donde ε_a es la emisividad del aire o atmosférica, σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$), y T_a es la temperatura del aire (K)

La emisividad del aire está dado por la siguiente ecuación:

$$\varepsilon_a = 0.85 * (-\ln \tau_{sw})^{-9}$$

Donde; τ_{sw} es la transmisividad atmosférica.

Radiación de onda corta Incidente

Corresponde al flujo de radiación solar directa y difusa que distingue una superficie terrestre estimada en condiciones de un cielo claro conforme Allen et al (2002)

$$R_{S\downarrow} = G_{sc} * \cos\theta_z * d_t * \tau_{sw}$$

Donde; G_{sc} corresponde a la constante de valor 1367 W.m^{-2} , θ_z es el ángulo cenital solar obtenido por medio de la banda 9, d es una distancia relativa Tierra-sol en unidades atmosféricas, obtenido por la siguiente ecuación:

$$d_r = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 = 1.000110 + 0.03422\cos\Gamma + 0.0012\text{sen}\Gamma + 0.000719\cos 2\Gamma \\ + 0.000077\text{sen} 2\Gamma$$

Donde; $\Gamma = 360 \left(DJ - \frac{1}{365} \right)$, medidos en gaus

FLUJO DE CALOR DEL SUELO (G)

Los valores de flujo instantáneo de calor del suelo (G) medido en W.m^{-2} , fueron obtenidos por la aplicación representada por Bastiansen (2000):

$$G = (T_s/\alpha(0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2))(1 - 0.98NDVI)^4$$

Donde; T_s es la temperatura de superficie ($^{\circ}\text{C}$), α es el albedo superficial, y NDVI es la índice normalizado de vegetación.

FLUJO DE CALOR SENSIBLE (H)

Los valores de flujo de calor sensible instantáneo (H) medidos en W.m^{-2} fueron conforme a la aplicación de Allen et al (2002)

$$H = \frac{\rho c_p dT}{r_{ah}}$$

Donde; ρ es la densidad del aire húmedo, c_p es el calor específico del aire a presión constante ($1004 \text{ J.kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), dT es la diferencia de temperatura (K) entre dos alturas, r_{ah} es la resistencia aerodinámica del aire medido en s.m^{-1} . Los valores de H pueden ser corregidos por medio del proceso que asocia la teoría de Monin-Obukhov para evaluar las condiciones estables de la atmósfera.

EVAPOTRANSPIRACION REAL DE SUPERFICIE

Después de haber obtenido los parámetros principales de radiación neta, flujo de calor del suelo y flujo de calor sensible, se realiza la evapotranspiración real del día, empleando la siguiente ecuación:

$$ET_r = R_n - G - H$$

METODO DE FORMULAS EMPIRICAS

La estimación de evapotranspiración diaria con los algoritmos empíricos desarrollados por Penman y Hargreaves, estos serán determinados para cada estación meteorológica en la cuenca en estudio, posteriormente interpolados con método kriging utilizando el Software ArcGis. Estas fórmulas a continuación mencionamos:

Metodo de Hargreaves

En este método se analizaron dos casos, en base a la radiación y a la temperatura.

a) En base a la radiación

a.1) En base a los datos registrados de radiación solar, la ecuación es la siguiente:

$$E_{tp} = 0.004 * TMF * R_s$$

Dónde:

E_{tp} = Evapotranspiración potencial (mm/día)

TMF= temperatura media, mensual (°F)

R_s = Radiación solar media mensual (cal/cm²/día)

a.2) en base a los datos de radiación solar equivalente

$$E_{tp} = 0.0075 R_{sM} * TMF$$

$$R_{sM} = 0.075 R_{MM} * S^{1/2}$$

Dónde:

E_{tp} = Evapotranspiración potencial en mm/seg

R_{sM} = Radiación solar equivalente en mm de evaporación mensual (mm/mes)

R_a = Radiación extraterrestre en mm/día

DM = Número de días del mes

S = Porcentaje de horas de insolación

$$S = n/N * 100$$

b) En base a la temperatura

La ecuación es la siguiente:

$$E_{tp} = MF * TMF * CH * CE$$

E_{tp} = mm/mes

MF = Factor mensual de latitud

TMF = Temperatura media mensual

CH = Factor de corrección para la humedad relativa

CE = Factor de corrección para la altura o elevación del lugar

$$CH = 0.166(100 - HR)^{1/2}$$

Dónde:

HR = Humedad relativa media mensual (%)

La fórmula anterior se emplea para valores de HR mayores de 64% para:

$$HR < 64\% \quad CH = 1$$

$$CE = 1 + 0.04 E / 2000$$

E = altitud o elevación del lugar (m.s.n.m)

3.3.2.2. COMPARACION DE RESULTADOS

Para la comparación de resultados se obtendrá por los métodos antes mencionados ya sea por métodos de la teledetección, estos finalmente serán revalidados estadísticamente.

CAPÍTULO IV

PRESENTACIÓN Y ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

4.1 DETERMINACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION MEDIANTE

TELEDETECCION

Según la metodología propuesta para la estimación de la Evapotranspiración de la cuenca del Rio Caplina, Sama y Locumba. Los modelos propuestos tales como el SEBAL utilizando el software ArcGIS las imágenes utilizadas fueron los Landsat 8, escogiendo un día con menor nubosidad posible de un mes durante todo el año 2014. También se utilizó datos de las estaciones meteorológicas tales como la temperatura del aire, velocidad del viento, presión atmosférica, presión del aire. Por otro lado se determinó la evapotranspiración por los método analíticos tales como HARGREAVES, que este método son empleados en los diferentes estudios en la zona de estudio por su adaptabilidad y de fácil obtención de datos meteorológicos.

En los siguientes párrafos se ira describiendo los resultados, realizados en el ERDAS y el ARCGIS.

4.1.1. PREPROCESAMIENTO DE LA IMÁGENES landsat

Los datos Landsat fueron obtenidos de las páginas de internet con radianza calibradas, , estos imágenes se hicieron un preprocesamiento tales como correcciones geométrica y radiométricas; Las imágenes Landsat están en formato swath (basados en la órbita del satélite), por lo cual se hizo conversión a proyecciones estándares y compatibles con un software SIG. Posteriormente se realizó la corrección radiométrica utilizando el Arcgis, donde este nos permite navegar en los archivos de tipo Tif, para la obtención de los coeficientes de corrección radiométrica y reflectancias de cada una de la bandas, también corrigiendo los efectos atmosféricos de cada una de los imágenes Landsat.

4.1.2. ESTIMACION DE PARAMETROS BIOFISICOS MODELO SEBAL

Para el desarrollo del modelo SEBAL, según la metodología apropiada está en función de la Radiación neta (R_n), el flujo de calor del suelo (G) y flujo de calor sensible (H), para obtener dicho parámetros, lo que fue es calcular los parámetros Biofísicos, como a continuación mencionamos:

4.1.2.1. CORRECCION RADIOMETRICA

La corrección radiométrica se hizo en función de los parámetros atmosféricos que viene junto en la base de datos de cada imagen de landsat, se trabajó en función de todo el cuadrante de la imagen que nos muestra en la siguiente figura.

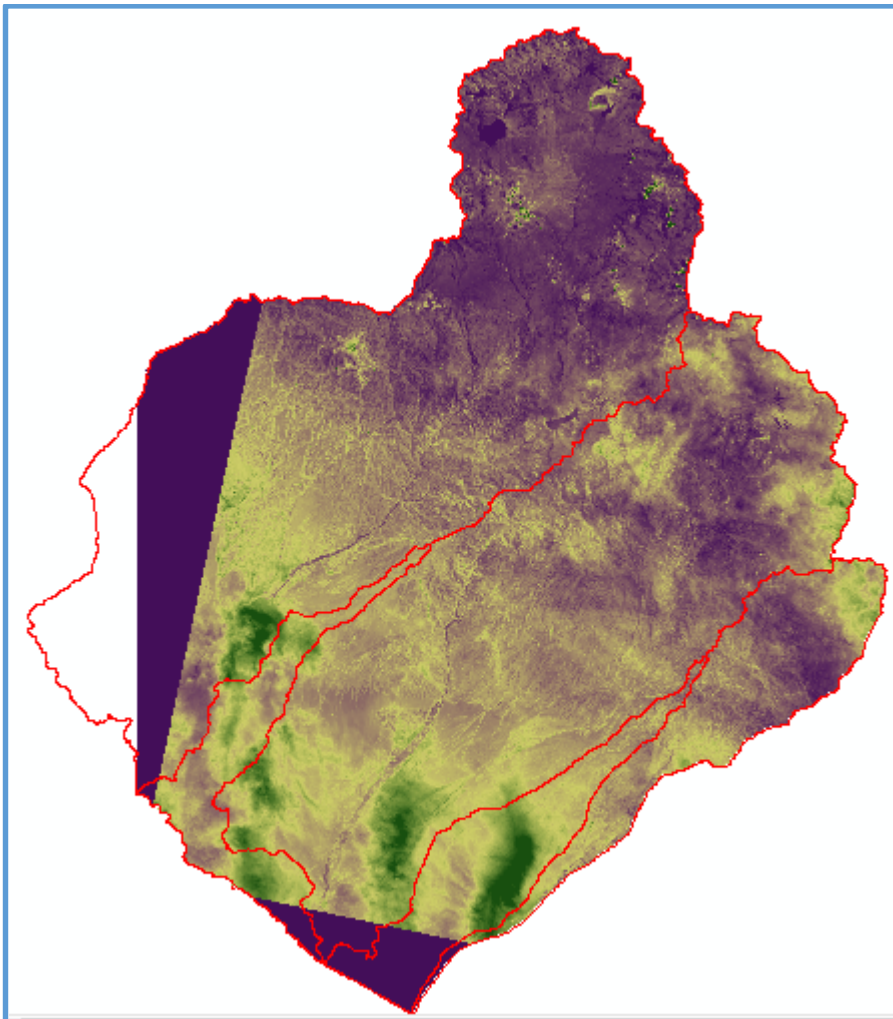


Figura 5: corrección radiométrica de la imagen Landsat 8

4.1.2.2. NDVI

Para determinar el índice de vegetación diferencial normalizado se determinó a partir de las banda de rojo y el infrarrojo cerca que seria las banda 1 y 2 del Landsat, lo cual nos permite determinar el área de fraccion de vegetación existente en la cuenca del rio Locumba, Sama y Caplina mostramos la variación de NDVI de toda la cuencas desde -0.23 hasta 0.63, los valores negativos de color lila oscuro muestran algunas presencias de cuerpos de agua, y los valores de positivos de color verde oscuro muestran la existencia de mucha vegetación ya sea bosques tropicales esto mayormente se encuentran en los valle de la zona baja de la determinada cuenca.

4.1.2.3. SAVI

En esta sección se calculó el índice de vegetación ajustado del suelo, en la Figura adjunta muestra que existe una buena contribución del suelo a la vegetación, para se ajustado se incorporó el factor L, Huete (1988) sugiere un valor de L igual a 1 para áreas con poca vegetación, un valor de L igual a 0.5 para áreas intermedias, y un valor de L igual a 0.25 para áreas con vegetación densa. SAVI reporta información similar al NDVI al respecto de los parámetros biofísico con los que se relaciona, en la cuenca en estudio vemos de variación de valores de -0.16 a 1.58, por lo tanto se escogió $L=0.5$, prácticamente sigue la misma secuencia del NDVI.

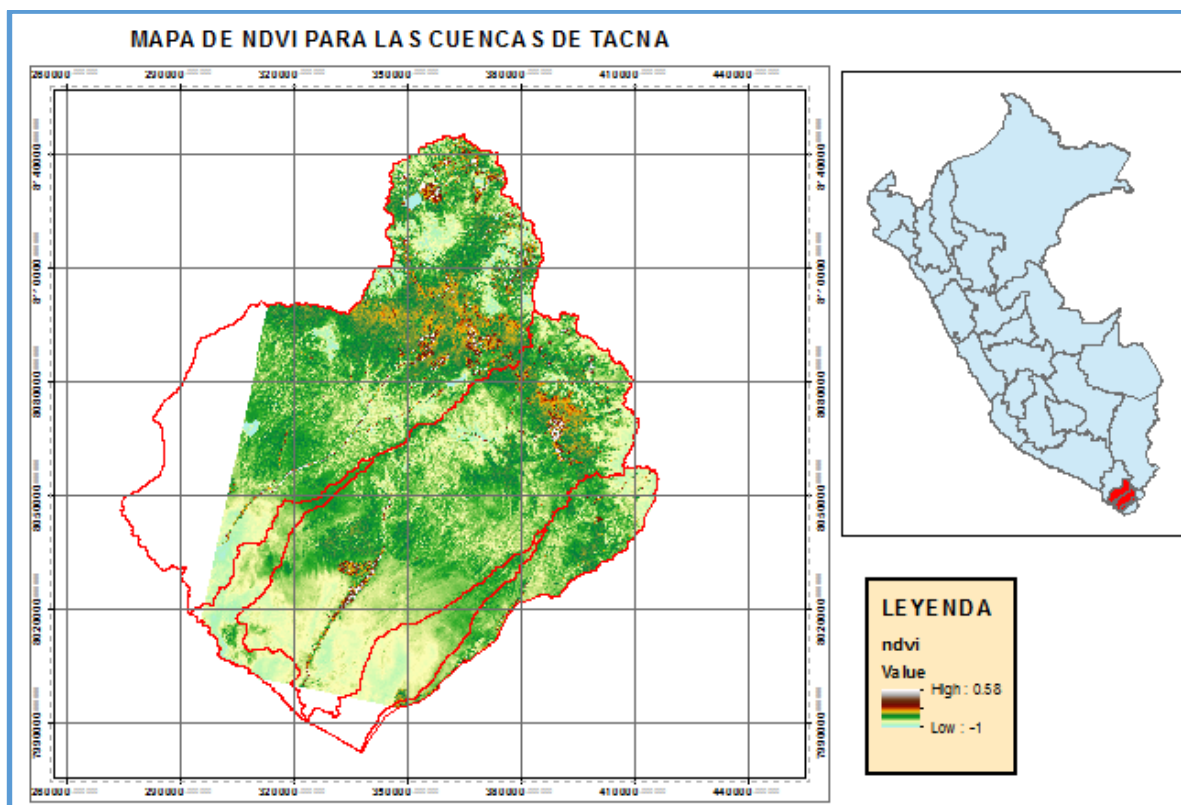


Figura 6: SAVI para el area de estudio

4.1.2.4. ALBEDO DE SUPERFICIE

El albedo es importante en parte por las propiedades de la superficie (uso de tierra, tipo de cubierta vegetal, extensión de nieve y hielo), presencia de nubes (cobertura nubosa y propiedades radiativas de las nubes) y de la presencia de aerosoles en la atmósfera. El albedo varía con el tipo de cubierta terrestre, la cual presenta una característica espectral y una reflectividad bidireccional propias. El albedo de un suelo varía con el color, la humedad, el contenido de material mineral y orgánico, y el estado de la superficie. Disminuye a medida que aumenta su contenido de humedad, materia orgánica, y rugosidad de la superficie. Los suelos con tonalidades claras poseen un albedo mayor que los oscuros, por tanto, los suelos arenosos poseen un albedo mayor que los arcillosos. En la valores mínimos de 0. de color azul y los máximos valores de 0.85 de color plomo claro, los valore de 0.3 a 0.4 reflejan que existen una vegetación densa, y los valores de 0.7 a 0.9 son lugares de vegetación profundamente densa con cielos claros, y loa valores menores a 0.3, muestran cuerpos de agua.

4.1.2.5. EMISIVIDAD

Para estimar los valores de emisividad se determinó a partir de IAF, en la que los valores máximos de emisividad son 0.01 son los lugares que son como cuerpos de agua, cubiertas de hielo o y las nubes que también pueden tener mayor reflectividad, lo la vegetación densa muestra colores amarillos, los que tienen poca vegetación muestran colores rojo.

4.1.2.6. TEMPERATURA DE SUPERFICIE

Para la estimación de la temperatura se obtuvieron estos valores de las bandas 10 y 11 de las imágenes Landsat 8, estas se realizó una corrección radiométrica de los píxeles de cada banda. Teniendo en cuenta los coeficientes de calibración de cada banda que fueron utilizados en la parte metodológica de este estudio. En la observamos que la temperatura de superficie varía de 273 a 328 °K, los valores máximos de 328 °K son los que se encuentran en la parte costa de las cuencas, y con una vegetación regular y los valores mínimos de 273 a menos son zonas que en este caso tienen nubosidad o son cuerpos de agua o nevados. Los que son de parte o zona baja tienen mayor temperatura de superficie y en las zonas altas o de cordilleras.

4.1.2.7. RADIACION DE ONDA CORTA INCIDENTE

La radiación solar directa se determinó utilizando la fórmula de Allen et al (2002, teniendo en cuenta el ángulo zenital, la transmitancia atmosférica, y la distancia relativa de tierra a sol. Se consideró día juliano N° 18, el Angulo zenital de 52. En la *Figura 7*, podemos observar que varía de 538 a 640 W/m², la zonas de mayor altitud presentan mayor radiación de onda corte incidente, esta en función de la altitud.

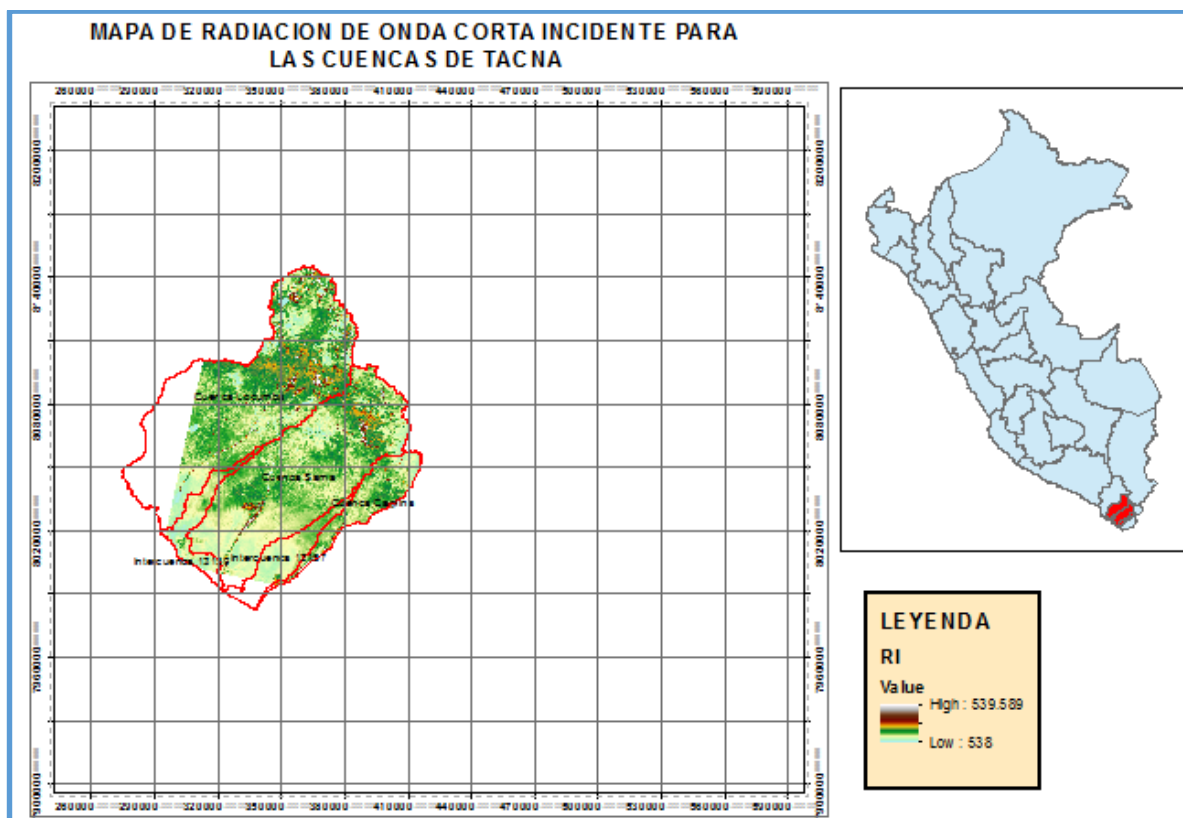


Figura 7: Radiación de onda corta incidente

4.1.2.8. RADIACION DE ONDA LARGA INCIDENTE

Es un parámetro para determina la radiación neta, podemos ver que la variación de radiación las zonas de menor altitud presentan mayor incidencia de radiación de onda larga, en la cuencas varían de 230 a 420 W/m².

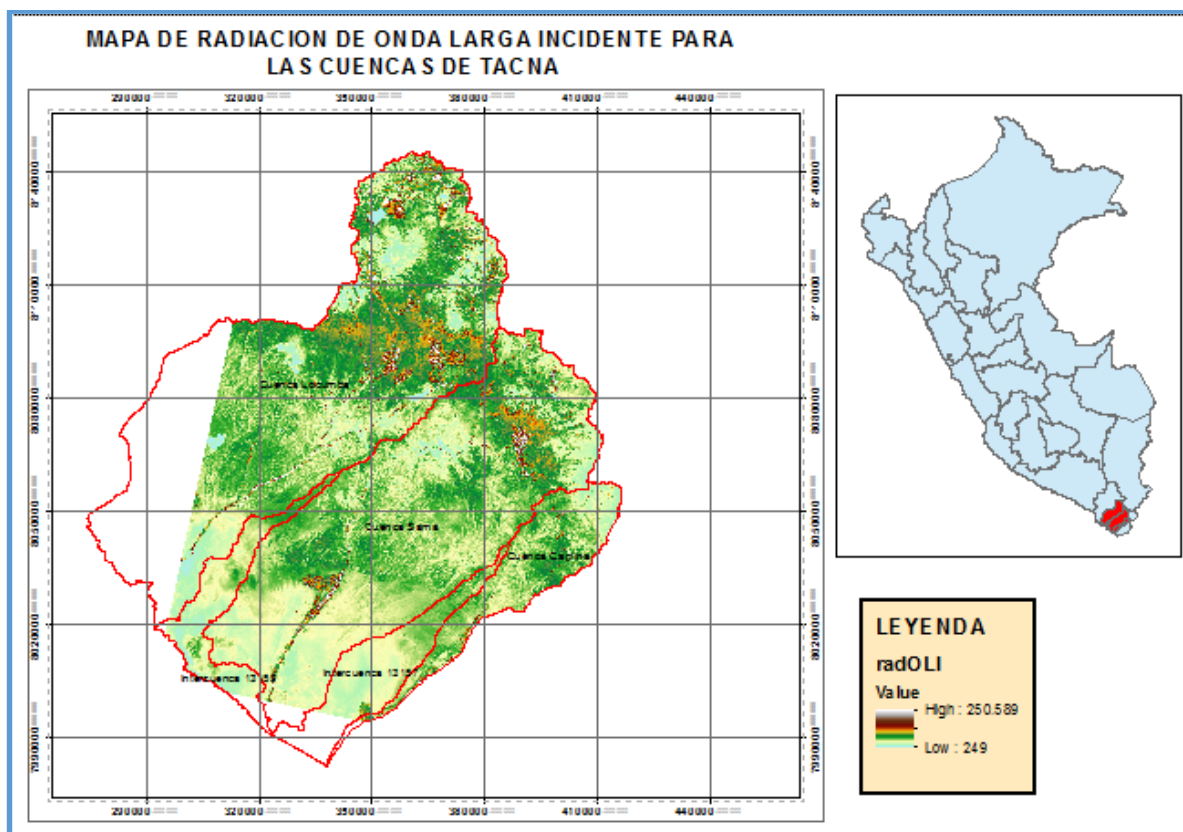


Figura 8: Radiación de Onda Larga incidente

4.1.2.9. RADIACION DE ONDA LARGA EMITIDA

En este acápite mostraremos la radiación emitida por el suelo, en la que mostramos la fracción de radiación de onda larga en la cuenca en estudio, aquí existe la influencia de la nubosidad que existe en la atmosfera, los valores máximos de 620 W/m^2 , son los que tienen mayor presencia de vegetación, mientras que tienen valores de menores de 198 W/m^2 son presencia de nubosidad o son cuerpos de agua o nevado.

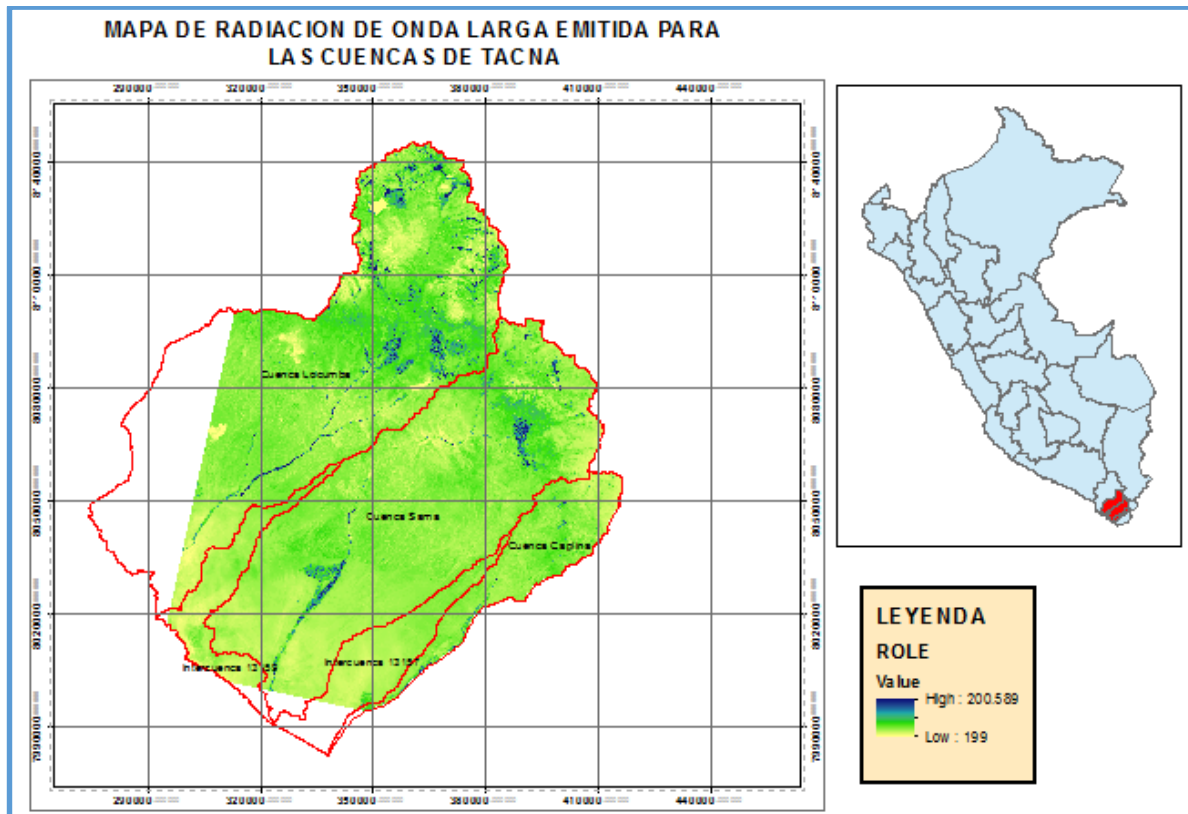


Figura 9: Radiación de Onda larga emitida

4.1.2.10. RADIACION NETA

Para la determinación de la radiación neta se calculó de acuerdo a los parámetros líneas arriba mencionados tales como el albedo superficial, NDVI, radiación de onda corta incidente, radiación de onda larga incidente, radiación de onda larga emitida. En la que mostramos el comportamiento de onda larga de día juliano DJ=08, los valores varían de 180 a 423 W/m², los valores más altos se muestran en las zonas vegetadas y los valores más bajos se muestran en las zonas de menor vegetación.

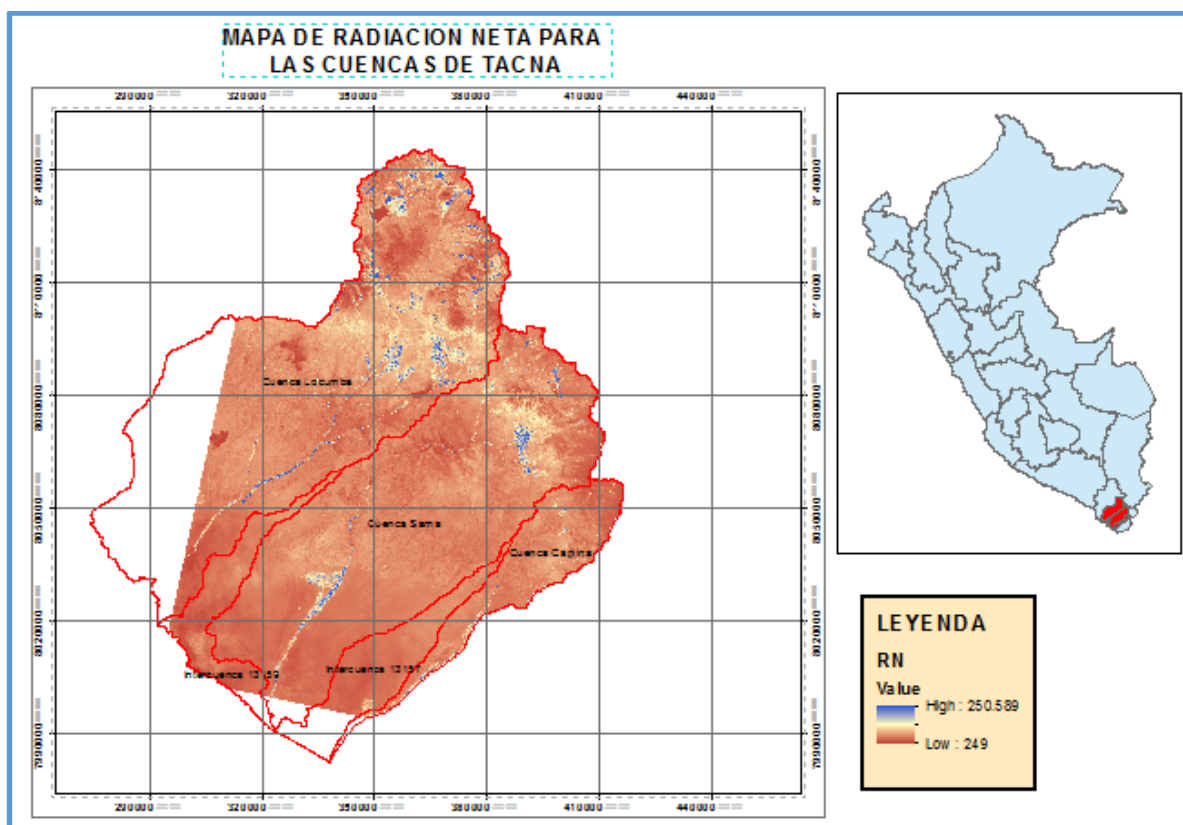


Figura 10: Radiación neta

4.1.2.11. FLUJO DE CALOR DEL SUELO (G)

En la que mostramos el mapa de flujo de calor del suelo, en donde los valores varían mucho pero esto dependiendo del tipo de cobertura, en las cuencas los valores varía de 63 a 615 W/m², no existe parámetros de determinación de flujo de calor del suelo.

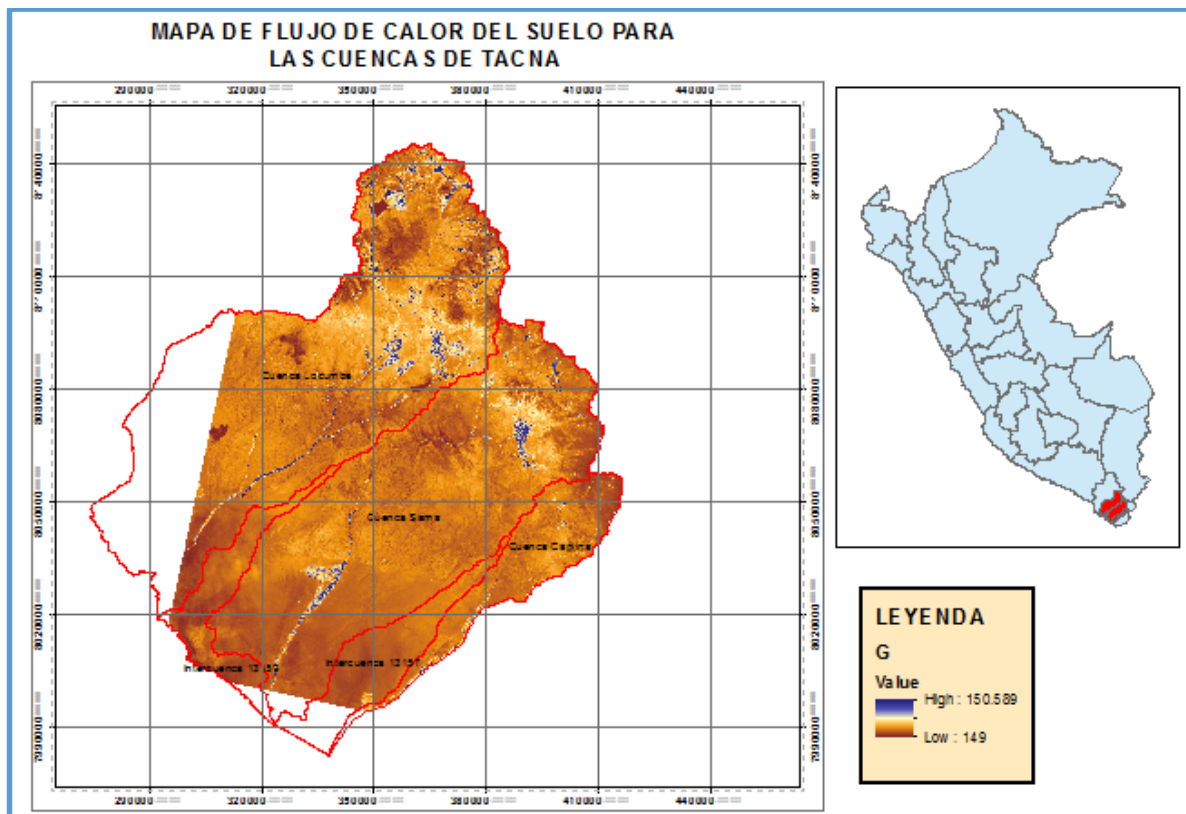


Figura 11: Flujo de calor del suelo

4.1.2.12. FLUJO DE CALOR SENSIBLE (H)

En la *¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.*, mostramos el flujo de calor sensible, en donde obtenemos valores negativos esto ocurrió en donde los valores de temperatura del aire son mayores a la del suelo, esto quiere decir que son zonas de nubosidad y zona montañosas con nieve, y los valores máximos ocurren en las zonas que tiene alta temperatura superficial.

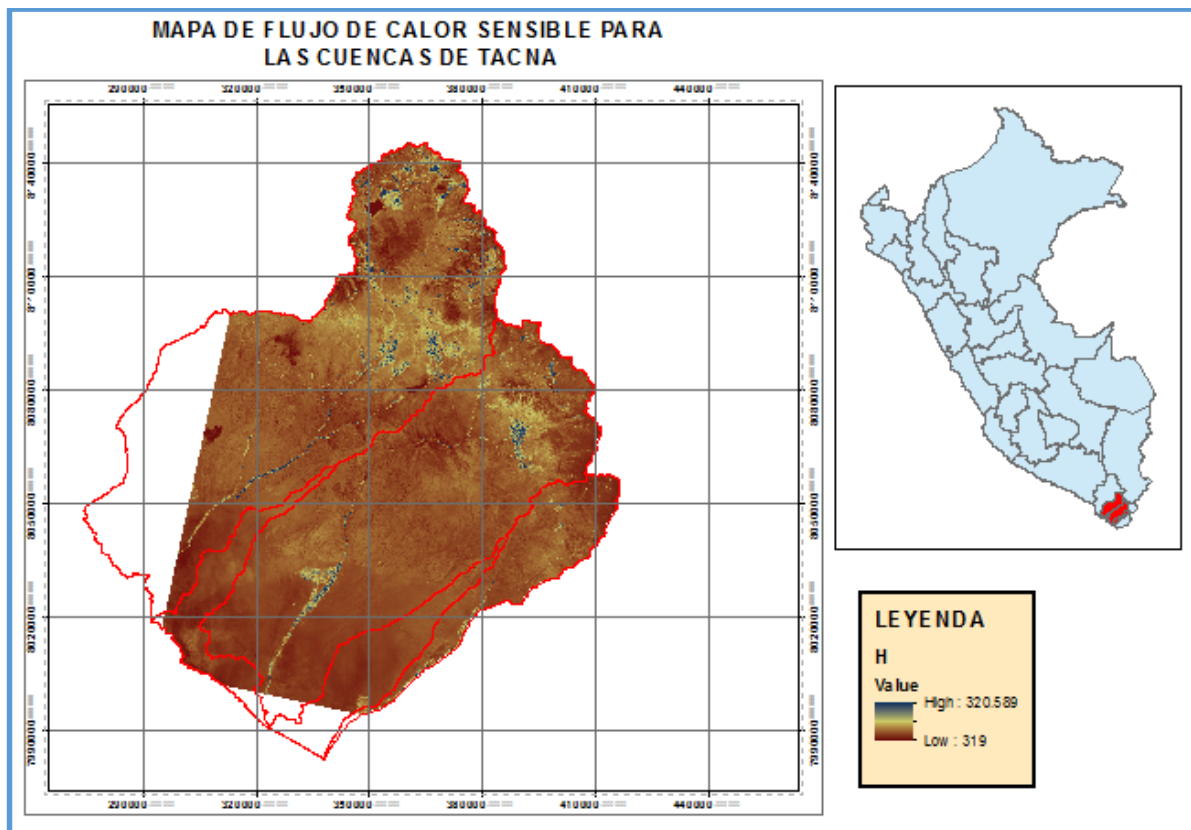


Figura 12: Flujo de calor sensible

4.1.2.13. EVAPOTRANSPIRACION DIARIA

En la *¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.*, después de haber calculado los tres parámetros del modelo SEBAL, lo que observamos en dicha figura es que la evapotranspiración varía de 0.99mm a 6.9mm, los valores más altos corresponden a los que tienen alta vegetación en la zona y los valores más bajos corresponden a una poca o escasa vegetación en la zona.

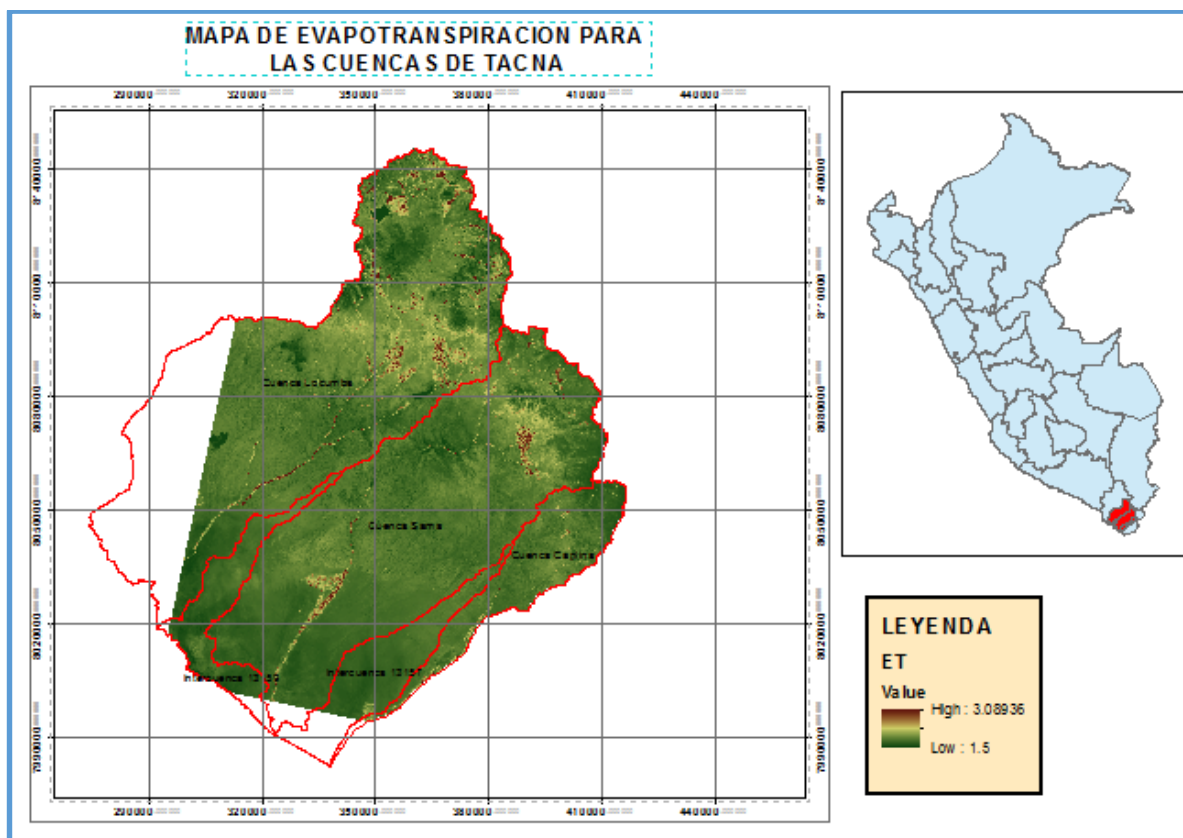


Figura 13: Evapotranspiración diaria (mm/día)

4.1.3. DETERMINACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION POR EL METODO EMPIRICO

Los métodos empíricos son muy empleado para determinar la evapotranspiración, estos métodos son de suma importancia porque permite cuantificar la perdida de agua.

En presente proyecto se utilizó el método de HARGREAVES, los cuales utilizan los datos meteorológicos tales como temperatura, humedad relativa, velocidad del viento.

Los resultados obtenidos varían de 1.7 – 5.7 mm/día tal como se muestra en el cuadro N° 4.

Cuadro 4: Tabla de evapotranspiración por el método de Hargreaves

Estacion	Evapotranspiracion (mm/dia)		
	8 de febrero del 2014	12 de Marzo del 2014	13 de Abril 2014
Humalso	3.2	3.2	2.6
Chuapalca	3.5	3.5	2.6
Cairani	4.4	4.4	3.4
Susapaya	2.1	1.9	1.6
Tarata	4.3	4.4	3.6
Paucarani	1.9	1.9	1.7
Talabaya	4.3	4.2	3.4
Ite	5.8	5.8	4.5
locumba	5.8	5.6	4.3
Sama	5.6	5.7	4.5
Jorge Basadre	5.7	5.9	4.5
Calana	5.4	5.5	4.3
Palca	4.4	4.8	4.0

FUENTE: Elaboración Propia

4.1.4. COMPARACION DE LOS METODOS IMPIRICOS CON EL METODO SEBAL DE LA TELEDETECCION

Al determinar la evapotranspiración con los métodos empíricos y el método SEBAL de la teledetección se produjo obtener que los valores calculados del método SEBAL son menores en mayoría de los casos, tal como se muestra en la siguiente tabla.

Cuadro 5: Comparación de Evapotranspiracion

Fuente: elaboración Propia

Estacion	8 FEBRERO 2014		12 MARZO 2014		13 ABRIL 2014	
	Hargreaves	SEBAL	Hargreaves	SEBAL	Hargreaves	SEBAL
Humalso	3.2	2.3	3.2	2.4	2.6	2
Chuapalca	3.5	3.0	3.5	2.0	2.6	2.1
Cairani	4.4	3.5	4.4	3.7	3.4	2.4
Susapaya	2.1	2.2	1.9	3.0	1.6	2.5
Tarata	4.3	3.7	4.4	3.2	3.6	4
Paucarani	1.9	2.1	1.9	2.4	1.7	2.3
Talabaya	4.3	3.5	4.2	3.5	3.4	2.5
Ite	5.8	4.6	5.8	4.5	4.5	4.4
Locumba	5.8	4.0	5.6	4.6	4.3	2.5
Sama	5.6	4.8	5.7	3.8	4.5	5
Jorge Basadre	5.7	4.3	5.9	5.4	4.5	4.7

En	Calana	5.4	3.4	5.5	4.3	4.3	3.5	la
	Palca	4.4	3.5	4.8	2.3	4.0	4.9	

figura 14, se puede observar la correlación para el 8 de febrero es al 85% es decir que es aceptable utilizar el método sebal para diferentes tipos de estudios de evapotranspiración.

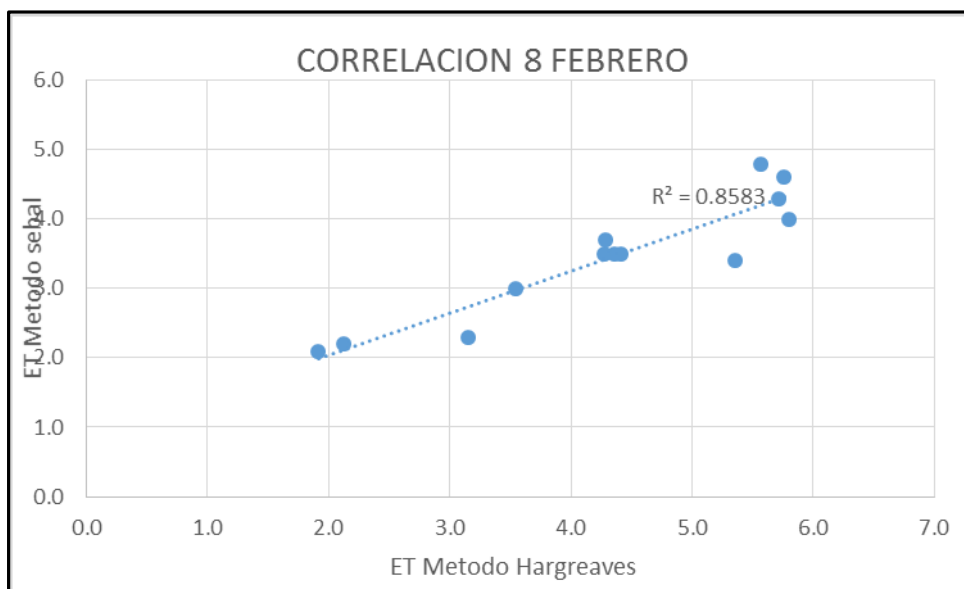


Figura 14: correlación de ambos métodos

CONCLUSIONES

- La estimación de la evapotranspiración se realizó por dos Métodos uno basado en el trabajo de Bastianssen (1998) y que viene a ser el SEBAL, de lo cual se concluye en lo siguiente:
- En el Método SEBAL, siendo un método incluido a la teledetección, el procesamiento es rápido, los valores de evapotranspiración diaria en los 8 de Febrero, 12 de Marzo y 13 de abril del 2014 que son los días con menor nubosidad posible en sus respectivos meses, la variación de la evapotranspiración podría presentar errores con respecto por su alta nubosidad.
- Los métodos empíricos tales como HARGREAVES están basado en datos climatológicos cada uno con cierta complejidad, siendo el más utilizado en la región, estos métodos también nos sirvió como base de la determinación de la evapotranspiración.
- Según la comparación hecha para el caso de la fecha de 8 de febrero tiene una correlación de 87% esto nos significa que los dos métodos es probable utilizar, para diferentes aplicaciones

RECOMENDACIONES

- Es necesario realizar más estudios con utilización de imágenes satelitales porque permite la especialización de la evapotranspiración.
- Realizar estudios con otras imágenes diferentes a los de Landsat, para determinar la demanda de agua en la zona.

BIBLIOGRAFIA

1. ALLEN et al.,(1998). Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO -Food and Agriculture Organization of the United.
2. CASTAÑEDA, C. (2013) Estimación de la evapotranspiración mediante un balance de energía utilizando sensores remotos. Montecillo. Mexico
3. CHEN, H. (1985) Space Remote Sensing Systems: An Introduction. Academic Press.
4. CHUVIECO (2003), Fundamentos de teledetección espacial.
5. ESRI. (1990). Understanding GIS. The ARC/INFO Method. Esri. New York.
6. FAO(1990) Estudio FAO Riego y Drenaje - 56.. Evaporación del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos.
7. GOEHRING H. (1989). El Fenómeno de la Evapotranspiración en la cuenca del Bío Bío. Concepción: Universidad de Concepción. Tesis de Pregrado.
8. GOMEZ G. (2006), "Guía básica de conceptos de radiometría y fotogrametría" Departamento de Física Aplicada III. Universidad de Sevilla– España.
9. GAXIOLA, (1996). Percepción remota del color del océano. Ciencia y Desarrollo 130.
10. GÓMEZ, et.al. (1998). La hidroacústica, una moderna herramienta para el estudio de la biología y la ecología del ecosistema pelágico marino. Ciencia 49 (2):11-22.
11. Gonzales Alonso, F. (1997) Aplicaciones forestales a la teledetección espacial en España. Revista Montes n°48.
12. GORDILLO, V. (2013) Estimación de la evapotranspiración en un cultivo de vida con apoyo de imagen satelital y validación utilizando Eddy covariance . Montecillo. Mexico.

13. GURNEY, et.al (1993). Atlas of Satellite Observations related to Global Change. Cambridge Press.
14. HUETE, A. (1988). "A Soil Adjusted Vegetation Index (SAVI)". Remote Sensing of Environment, 25: 295-309.
15. Hufty, (1984) Introducción a la climatología, Barcelona, Ariel.
16. ILWIS 1.4 User Manual (1993). The Integrated Land and Water Information System. ITC. Enschede, Holanda.
17. IDRISI manual. Introduction to Remote Sensing and Image Processing.
18. IGNACIO B. (2011) "Generación de mapas de temperatura radiactiva de superficie utilizando datos de baja resolución espacial mediante técnicas de re muestreo" Instituto de Hidrología Córdoba-Argentina.
19. INIA. (1982) Los satélites de recursos naturales y sus aplicaciones en el campo forestal. Ministerio de agricultura, pesca y alimentación. Madrid.
20. LIANG S., (2001), Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms. Remote Sensing of Environment
21. LARA (1991) El color del océano y el cambio global. Ciencia 42: 35-37.
22. LILLESAND, et.al.(1994). Remote Sensing and Image Interpretation. John Wiley and Sons.
23. LIRA,(1997). La Percepción Remota, Colección la ciencia para todos. Fondo de Cultura Económica, México.
24. MANUAL ERDAS,Tour Guide y Field Guide.
25. PENMAN, 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. Londres, A193, 120-146.
26. PONZONI et.al.(2010), Sensoriamento Remoto no Estudo da Vegetação. São José dos Campos: Parêntese.
27. POSADA,(2004) ,Elena. Conceptos Básicos de Procesamiento Digital de Imágenes Satelitales. Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Bogotá. Notas de Clase. 2004-2006

28. REES, W. (1990). Physical Principles of Remote Sensing. Cambridge Press.
29. ROUSE J.W. (1974). Monitoring the vernal advancement and retrogradation of natural vegetation. NASA/GSFC, Type III, Final Report, Greenbelt, MD, pp.1-371
30. THURMAN, Harold V. Satellite Oceanography in: Introductory Oceanography.