

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA  
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO  
MAESTRÍA EN RECURSOS HÍDRICOS**



**“ESTIMACIÓN ESPACIAL DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL  
USANDO IMÁGENES DE SATÉLITE MEDIANTE EL ALGORITMO  
SEBAL CASO: IRRIGACIÓN MAJES I - AREQUIPA”**

**Presentada por:**

**HECTOR ALFREDO HUAMAN GUTIERREZ**

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE MAGISTER SCIENTIAE  
EN RECURSOS HÍDRICOS**

**Lima – Perú**

**2015**

## RESUMEN

El presente estudio tiene como objetivo la estimación espacial de la evapotranspiración real usando imágenes de satélite y el modelo SEBAL en la irrigación Majes I – Arequipa. SEBAL es un algoritmo semi-empírico de balance de energía. Los resultados obtenidos mediante SEBAL para los días sin nubosidad, se encuentran en el rango de 0.0 a 8.1 mm.día<sup>-1</sup>, con un valor promedio de 4.13 mm.día<sup>-1</sup>. Se dispone de mediciones de la evapotranspiración con lisímetro para los diversos cultivos como la Alfalfa variedad California, la Papa variedad, Haba Baby, los valores de evapotranspiración obtenidos con SEBAL se encuentran dentro de los rangos de variación para los diversos cultivos en la irrigación Majes I. Para la validación de la evapotranspiración obtenida con SEBAL, se utiliza mediciones con lisímetros para el cultivo Haba Baby, en las fechas con información en común. Los resultados muestran que SEBAL subestima la evapotranspiración en las fases del periodo vegetativo inicial - desarrollo con un Error relativo porcentual (Erp) de 31.9%, en la fase del periodo vegetativo mediados de temporada presentan los mejores ajuste con un Erp de 4.8%, y en la fase del periodo vegetativo finales de temporada presentan una sobreestimación con un Erp de 13.9%. Para mejorar el ajuste en las fases del periodo vegetativo inicial - desarrollo y final de temporada, se efectuó una calibración local en función a la fracción de evapotranspiración de referencia ( $ET_{rF}$ ) del pixel frío, los resultados muestran mejoras significativas, así en la fase del periodo vegetativo inicial - desarrollo se tiene un Erp de 16.7% y en la fase del periodo vegetativo finales de temporada un Erp de 1.7%. Los estadísticos de ajuste para el modelo calibrado presentan valores muy buenos, con un RMSE igual a 0.52, R<sup>2</sup> igual a 0.94 y un Nash- Sutcliffe de 0.90.

**Palabras Clave:** Evapotranspiración, imágenes satelitales, algoritmo SEBAL.

## ABSTRACT

This study aims to estimate the spatial actual evapotranspiration using satellite imagery and SEBAL model in the irrigation Majes I – Arequipa. SEBAL is a semi-empirical energy balance algorithm. The Results obtained by the SEBAL model to the cloudless day, they are in the range of 0.0 to 8.1 mm.day<sup>-1</sup>, with an average value of 4.13 mm.day<sup>-1</sup>. The PEMS – AUTODEMA Special project, has measurements of the evapotranspiration with lysimeters for various crops such as alfalfa California, Potato variety Unica, Baby bean, evapotranspiration values obtained with the SEBAL model are within the ranges of variation for various crops in the Majes I irrigation. For validation of evapotranspiration obtained with SEBAL, measurements with lysimeter are used for the Baby Haba crop with information in dates in common. The results show that SEBAL underestimates the evapotranspiration in the initial– development vegetative period phase with a relative error percentage (Erp) of 31.9%, in the mid season vegetative period phase presents the best fit with Erp of 4.8%, and at the final stage of the growing season presents an overestimation with Erp of 13.9%. To improve the fit in the initial stages of the growing season - development and end season, a local calibration is made according to the fraction of reference evapotranspiration ( $ET_r F$ ) of the cold pixel, the results show significant improvements, so in the initial– development vegetative period phase has a Erp of 16.7% and at the stage of the growing end season an Erp of 1.7%. Statistical adjustment for model calibration has very good values, a RMSE equal to 0.52, R2 equal to 0.94 and Nash Sutcliffe 0.90.

**Keywords:** Evapotranspiration, satellite images, SEBAL algorithm.

# ÍNDICE GENERAL

RESUMEN

ABSTRACT

	Pág.
<b>I. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
<b>II. REVISIÓN DE LITERATURA .....</b>	<b>3</b>
2.1 Evapotranspiración .....	3
2.2 Factores que afectan la evapotranspiración .....	3
2.2.1 Variables climáticas .....	4
2.2.2 Factores de cultivo .....	4
2.2.3 Manejo y condiciones ambientales .....	4
2.3 Conceptos de evapotranspiración .....	4
2.3.1 Evapotranspiración de referencia del cultivo (ET <sub>o</sub> o ET <sub>r</sub> ) .....	5
2.3.2 Coeficiente de cultivo K <sub>c</sub> .....	5
2.4 Balance de energía .....	9
2.5 Modelo SEBAL .....	10
2.5.1 Flujo de radiación neta ( <b>R<sub>n</sub></b> ) .....	11
2.5.2 Flujo de calor latente ( <b>λET</b> ) .....	12
2.5.3 Flujo de calor sensible ( <b>H</b> ) .....	12
2.5.4 Flujo de calor hacia el suelo ( <b>G</b> ) .....	13
2.6 Percepción remota .....	13
2.6.1 El espectro electromagnético .....	13
2.6.1.1 Sensores de radiación solar reflejada .....	14
2.6.1.2 Sensores infrarrojos termales .....	15
2.6.1.3 Sensores de imágenes de radar .....	15
2.6.2 Reflectancia espectral .....	15
2.6.3 Firmas espectrales .....	16
2.6.4 Resolución .....	17
2.6.4.1 Resolución espectral .....	17
2.6.4.2 Resolución espacial .....	18

2.6.4.3 Resolución radiométrica .....	19
2.6.4.4 Resolución temporal .....	20
2.7 El programa LANDSAT.....	20
2.7.1 Características del LANDSAT 5 .....	21
2.7.2 Características del LANDSAT 7 .....	21
2.7.3 Características del LANDSAT 8 .....	22
<b>III. MATERIALES Y MÉTODOS .....</b>	<b>25</b>
3.1 Descripción del ámbito de estudio .....	25
3.1.1 Ubicación del área de estudio.....	25
3.1.2 Descripción del sistema hidráulico .....	25
3.1.3 Clima del área de estudio.....	27
3.1.4 Características del suelo .....	27
3.1.5 Localización de la parcela con Lisímetro .....	27
3.2 Materiales .....	28
3.2.1 Información meteorológica.....	28
3.2.2 Información de imágenes satelitales.....	29
3.2.3 Modelos de elevación digital.....	29
3.3 Metodología de estimación de la evapotranspiración mediante SEBAL .....	30
3.3.1 Flujo de radiación neta superficial ( <b><i>R<sub>n</sub></i></b> ).....	30
3.3.1.1 Albedo de superficie ( <b><i>α</i></b> ).....	31
3.3.1.2 Radiación de onda larga saliente ( <b><i>RL</i></b> ↑).....	34
3.3.1.3 Radiación de onda corta entrante ( <b><i>Rs</i></b> ↓).....	36
3.3.1.4 Radiación de onda larga entrante ( <b><i>RL</i></b> ↓) .....	37
3.3.2 Flujo de calor de suelo ( <b><i>G</i></b> ).....	37
3.3.3 Flujo de calor sensible ( <b><i>H</i></b> ) .....	38
3.3.4 Flujo de calor latente ( <b><i>λET</i></b> ) .....	45
3.4 Evapotranspiración real diaria ( <b><i>ET<sub>24</sub></i></b> ) .....	45
3.5 Análisis de sensibilidad de la temperatura en los píxeles anclas.....	46
3.6 Validación de resultados de evapotranspiración .....	47
3.6.1 Criterios de validación de los resultados .....	47
3.6.1.1 La raíz del error medio cuadrático (RMSE) .....	48
3.6.1.2 Coeficiente de determinación ( <b><i>R<sup>2</sup></i></b> ).....	48

3.6.1.3 La eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) .....	48
<b>IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....</b>	<b>49</b>
4.1 Radiación neta en la superficie .....	49
4.1.1 Albedo de superficie ( $\alpha$ ).....	50
4.1.2 Radiación de onda larga saliente ( $RL \uparrow$ ).....	51
4.1.3 Radiación de onda corta entrante ( $RS \downarrow$ ).....	52
4.1.4 Radiación de onda larga entrante ( $RL \downarrow$ ).....	54
4.1.5 Radiación Neta ( $Rn$ ) .....	55
4.2 Flujo de calor del suelo ( $G$ ).....	57
4.3 Flujo de calor sensible ( $H$ ).....	58
4.4 Flujo de calor latente ( $\lambda ET$ ).....	61
4.4 Evapotranspiración real diaria ( $ET_{24}$ ) .....	62
4.6 Análisis de sensibilidad en la elección de la temperatura .....	68
4.7 Validación de los resultados de evapotranspiración.....	69
<b>V. CONCLUSIONES .....</b>	<b>73</b>
<b>VI. RECOMENDACIONES.....</b>	<b>75</b>
<b>VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>76</b>
<b>VIII. ANEXOS .....</b>	<b>81</b>

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Misiones de satélites LANDSAT .....	21
Tabla 2: Características del LANDSAT 5 .....	23
Tabla 3: Características del LANDSAT 7 .....	24
Tabla 4: Características del LANDSAT 8 .....	24
Tabla 5: Descripción de estación Climáticas .....	28
Tabla 6: Imágenes satelitales LANDSAT utilizadas .....	29
Tabla 7: $L_{MIN}$ y $L_{MAX}$ valores para LANDSAT 5 TM .....	31
Tabla 8: $L_{MIN}$ y $L_{MAX}$ valores para LANDSAT 7 ETM+ .....	32
Tabla 9: Valores de $ESUN_{\lambda}$ para LANDSAT 5 y LANDSAT 7 ( $Wm^2/\mu m$ ) .....	33
Tabla 10: Coeficientes de ponderación, $\omega_{\lambda}$ .....	33
Tabla 11: Valores típicos de Albedo .....	34
Tabla 12: Constantes $K_1$ y $K_2$ para LANDSAT 5, 7 y 8 .....	36
Tabla 13: Estimación de $G/Rn$ para varias superficies .....	38
Tabla 14: Estadísticos de resultados del albedo de superficie ( $w.m^{-2}$ ) .....	51
Tabla 15: Estadísticos de los resultados de la $RL \uparrow$ ( $w.m^{-2}$ ) .....	52
Tabla 16: Estadísticos de los resultados de la $RS \downarrow$ ( $w.m^{-2}$ ) .....	53
Tabla 17: Estadísticos de los resultados de la $RL \downarrow$ ( $w.m^{-2}$ ) .....	55
Tabla 18: Estadísticos de los resultados de la $Rn$ ( $w.m^{-2}$ ) .....	56
Tabla 19: Estadísticos de los resultados del $G$ ( $w.m^{-2}$ ) .....	58
Tabla 20: Resultados de las componentes energéticas $H$ y $\lambda ET$ , en los pixeles anclas ....	59
Tabla 21: Estadísticos de los resultados del $H$ ( $w.m^{-2}$ ) .....	60
Tabla 22: Estadísticos de los resultados del $\lambda ET$ ( $w.m^{-2}$ ) .....	62
Tabla 23: Estadísticas de los resultados de la $ET_{24}$ ( $mm.dia^{-1}$ ) .....	63
Tabla 24: Análisis de sensibilidad de la $T_s$ en píxel caliente .....	68
Tabla 25: Valores de $ET_{24}$ observados y estimados, en fechas con información en común .....	70
Tabla 26: Resultados de los estadísticos para evaluar la $ET_{24}$ observada y estimada .....	71
Tabla 27: Valores de $ET_{24}$ observados y estimados con calibración, en las fechas con información en común .....	72
Tabla 28: Resultados de los estadísticos de la $ET_{24}$ observada y estimada con calibración .....	72

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Balance de energía superficial .....	11
Figura 2: Balance de la radiación superficial .....	12
Figura 3: Energía electromagnética emitida por diferentes longitudes de onda.....	14
Figura 4: Firmas espectrales de algunos materiales .....	17
Figura 5: Ancho de banda para los sensores OLI y TIRS en LANDSAT 8 y TM Y ETM+ en LANDSAT 5 y 7.....	23
Figura 6:(A) Ubicación de la región Arequipa, (B) Ubicación de la provincia Caylloma y distrito de Majes, (C) Ubicación de la Irrigación Majes I. ....	25
Figura 7: Esquema hidráulico para la Irrigación Majes -Sigvas .....	26
Figura 8: Ubicación de la parcela con lisímetro .....	28
Figura 9: Diagrama de flujo para el cálculo de la radiación neta .....	30
Figura 10: Diagrama de flujo del proceso de iteración para el cálculo de $H$ .....	39
Figura 11: Resistencia aerodinámica entre dos altitudes.....	40
Figura 12: Gráfico de la relación $dT$ vs $T_s$ .....	42
Figura 13: Gráfico de $ET$ y $ETrF$ en el tiempo diario (Observaciones del Dr. Jim Wright, Kimberly Idaho). ....	46
Figura 14: Imágenes LANDSAT descargadas para el proceso SEBAL, proyectadas en falso color (combinación 4, 3, 2).....	49
Figura 15: Mapa de albedo superficial, en las fechas de análisis .....	50
Figura 16: Mapa de radiación de onda larga, en las fechas de análisis .....	52
Figura 17: Mapa de radiación de onda corta, en las fechas de análisis .....	53
Figura 18: Mapa de radiación larga entrante, en las fechas de análisis.....	54
Figura 19: Mapa de la radiación neta, en las fechas de análisis .....	56
Figura 20: Mapas de flujo de calor hacia el suelo, en las fechas de análisis.....	57
Figura 21: Mapa de flujo de calor sensible, en las fechas de análisis .....	60
Figura 22: Mapa del flujo de calor sensible, en las fechas de análisis .....	61
Figura 23: Mapa de la $ET_{24}$ en la irrigación Majes (14/08/13).....	64
Figura 24: Histograma de frecuencias de la $ET_{24}$ (14/08/13) .....	64
Figura 25: Mapa de la $ET_{24}$ en la irrigación Majes (02/11/13).....	65
Figura 26: Histograma de frecuencias de la $ET_{24}$ (02/11/13) .....	65
Figura 27: Mapa de la $ET_{24}$ en la irrigación Majes (22/02/14).....	66

Figura 28: Histograma de frecuencias de la <i>ET</i> 24 (22/02/14) .....	66
Figura 29: Mapa de la <i>ET</i> 24 en la irrigación Majes (13/05/14) .....	67
Figura 30: Histograma de frecuencias de la <i>ET</i> 24 (13/05/14) .....	67
Figura 31: Relaciones lineales $dT$ vs $T_s$ , para variación de la $T_s$ del píxel caliente .....	69
Figura 32: Valores de <i>ET</i> 24 observados y estimados .....	70
Figura 33: Valores de <i>ET</i> 24 observados y estimados con calibración.....	72

## ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Registro de variables climáticas para las fechas de análisis en la estación, automática “EMA Pampa de Majes” – SENAMHI.....	81
Anexo 2: Proceso iterativo, coeficientes a y b, <i>rah</i> y la dT en los pixeles anclas .....	83
Anexo 3: Datos de ETo de estación Agroclimática Automática en el Centro de Reconversión Agroganadera – CRA. ....	84
Anexo 4: Datos de evapotranspiración real del cultivo Haba Baby mediante Lisímetros, en el Centro de Reconversión Agroganadera CRA del Proyecto Especial Majes - SiguanAUTODEMA. ....	87
Anexo 5: Proceso de cálculo de Etr mediante software RET-ET.....	92
Anexo 6: Valores críticos del coeficiente $r_t$ de Pearson.....	95
Anexo 7: Imágenes de la mediación de evapotranspiración con Lisímetro .....	96

## I. INTRODUCCIÓN

En la actualidad en nuestro país y en el mundo la disponibilidad del recurso hídrico es cada vez más escasa, debido al calentamiento global y efectos del cambio climático ocasionados por el hombre o por procesos naturales. La población crece y esto se traduce en un incremento de la demanda del recurso hídrico. Por ello el uso eficiente de los recursos hídricos empieza a ser crucial en todos los sectores productivos. En el Perú la actividad agrícola es el sector de mayor consumo hídrico con un 89% de la demanda consuntiva, según el Plan Nacional de los Recursos Hídricos (2013).

En la actividad agrícola la evapotranspiración es uno de los procesos fundamentales, que requiere ser conocido con mayor precisión. Para la medición y estimación de la evapotranspiración existen diversos métodos, las cuales se clasifican en directos e indirectos, entre los directos se tiene el lisímetro, Torres de flujo y entre los indirectos podemos encontrar muchas metodologías como el ASCE Penman-Monteith Standardized, FAO 56 Penman – Monteith, Priestley Taylor (1972), Hargreaves (1985) entre los más utilizados; dichas mediciones y estimaciones son válidas para áreas homogéneas y puntuales; cuando se requiere conocer la variabilidad espacial de la evapotranspiración a escala regional o sobre grandes áreas y con una gran diversidad de especies vegetales, el uso de esas técnicas son prácticamente inaplicables o muy poco exactas. Para superar las limitaciones provistas en mediciones puntuales, actualmente existen métodos basados en el principio fundamental de balance de energía e imágenes satelitales de percepción remota; siendo uno de los pioneros y de mayor uso el algoritmo SEBAL, propuesto por Bastiaanssen et al. (1998), este algoritmo está siendo validado y utilizado para la planificación de los recursos hídricos, en diversos países del mundo así como: Idaho (Bastiaanssen et al. 2000), Turquía (Bastiaanssen et al. 2000), Egipto (Droogers et al. 2009), al este de Africa (Kiptala et al. 2013), entre otros.

La importancia de validar el modelo SEBAL en el Perú, en zonas costeras desérticas, es fundamental, ya que en los últimos treinta años se están desarrollando importantes proyectos de irrigación como la irrigación Majes I.

El ámbito de estudio Irrigación Majes I, está ubicado en el distrito de Majes de la región Arequipa, fue desarrollada con el objetivo de ampliar nuevas tierras para el desarrollo de la agricultura, tiene aproximadamente 15,000 hectáreas bajo riego, con cultivos como la alfalfa, alcachofa, ají páprika, cebada, fríjol, kiwicha, maíz amiláceo, maíz morado, maíz forrajero, papa, quinua, tomate, trigo, zapallo y el palto; de estos la alfalfa y maíz amiláceo son los

cultivos predominantes con el 70.8% y 12.1% del área total cultivada, son requeridos para la alimentación ganadera, estos cultivos requieren volúmenes de agua de 20,000 y 14,000 m<sup>3</sup> por año, aproximadamente, PEMS-AUTODEMA (2015).

En los últimos años la irrigación Majes, está sufriendo un déficit hídrico, debido a la ausencia de lluvias que abastecen a las represas en las cuencas de los ríos Colca y Siguan, por ejemplo según reportes del PEMS-AUTODEMA y el ANA a la fecha 15/01/2015 las precipitaciones acumuladas de las estaciones meteorológicas automáticas en las cuencas Quilca y Chili, se observa un déficit de precipitaciones, en la EMA Imata de 26% del valor normal, en la EMA Patahuasi de 14% del valor normal, en la EMA Pillones de 26% del valor normal, en la EMA San Jose Usuña de 7% del valor normal. Por dichas variaciones que se vienen presentando, para la gestión de recursos hídricos, se requiere de instrumentos o herramientas validadas como el modelo SEBAL, que permitan elaborar un plan de aprovechamiento hídrico eficiente en la irrigación Majes I.

Los resultados obtenidos en el presente estudio tienen como finalidad contribuir al planeamiento y operación de recursos hídricos de las áreas de riego de la irrigación Majes I, en cumplimiento de la normativa de la Ley de recursos hídricos, artículo 101 “Plan de adecuación para el aprovechamiento eficiente de recursos hídricos”, donde indica que los usuarios y operadores de infraestructura hidráulica que no cumplan los parámetros de eficiencia establecidos por la Autoridad Nacional deben presentar un plan de adecuación para el aprovechamiento eficiente de recursos hídricos a fin de reducir sus consumos anuales hasta cumplir, en un período no mayor de cinco años, con los parámetros de eficiencia.

### **Objetivo principal**

- Estimar espacialmente la evapotranspiración real de cultivo, usando imágenes de satélite LANDSAT y el algoritmo SEBAL, en la irrigación Majes I –Arequipa.

### **Objetivos específicos**

- Implementar el algoritmo SEBAL en software ERDAS 2014, para estimar las componentes del balance de energía como la radiación neta ( $R_n$ ), flujo de calor hacia el suelo ( $G$ ), flujo de calor sensible ( $H$ ) y el flujo de calor latente ( $\lambda ET$ ).
- Extrapolar valores de evapotranspiración instantánea a valores diarios ( $ET_{24}$ ).
- Análisis de sensibilidad en la elección de la temperatura de los píxeles anclas y validación de los resultados del algoritmo SEBAL, con datos medidos en lisímetro.

## II. REVISIÓN DE LITERATURA

### 2.1 Evapotranspiración

La evapotranspiración según el estudio de la FAO 56, elaborado por Allen R., Pereira L., Raes D. Smith M. (1998), 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. La evaporación y la transpiración ocurren simultáneamente y no hay una manera sencilla de distinguir entre estos dos procesos. Aparte de la disponibilidad de agua en los horizontes superficiales, la evaporación de un suelo cultivado es determinada principalmente por la fracción de radiación solar que llega a la superficie del suelo. Esta fracción disminuye a lo largo del ciclo del cultivo a medida que el dosel del cultivo proyecta más y más sombra sobre el suelo. En las primeras etapas del cultivo, el agua se pierde principalmente por evaporación directa del suelo, pero con el desarrollo del cultivo y finalmente cuando este cubre totalmente el suelo, la transpiración se convierte en el proceso principal.

La evapotranspiración se expresa normalmente en milímetros (mm) por unidad de tiempo. Esta unidad expresa la cantidad de agua perdida de una superficie cultivada en unidades de altura de agua. También puede ser expresada en términos de la energía recibida por unidad de área. Esto último se refiere a la energía o al calor requerido para vaporizar el agua. Esta energía, conocida como el calor latente de vaporización ( $\lambda$ ), es una función de la temperatura del agua. Por ejemplo a 20°C, 1 milímetro de agua es equivalente a 2,45 MJ m<sup>-2</sup>.dia<sup>-1</sup>

El concepto de necesidad hídrica está íntimamente conectado con la evapotranspiración del cultivo debido a que ambos se refieren a la misma cantidad de agua; sin embargo existe algunas diferencias entre ellos, la evapotranspiración representa la pérdida de agua que se produce en un determinado área de cultivo y la necesidad de agua, representa la cantidad de agua que debe ser suministrada al cultivo para contrarrestar estas pérdidas, en forma de lluvia o riego para alcanzar el rendimiento máximo.

### 2.2 Factores que afectan la evapotranspiración

De acuerdo al estudio de la FAO 56, Los factores que afectan la evapotranspiración son: el clima, las características del cultivo, el manejo y el medio de desarrollo, los que se describen a continuación.

### **2.2.1 Variables climáticas**

Los principales parámetros climáticos que afectan la evapotranspiración son la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento. Se han desarrollado varios procedimientos para determinar la evaporación a partir de estos parámetros. La fuerza evaporativa de la atmósfera puede ser expresada por la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET<sub>o</sub>). La evapotranspiración del cultivo de referencia (ET<sub>o</sub>) representa la pérdida de agua de una superficie cultivada estándar.

### **2.2.2 Factores de cultivo**

El tipo de cultivo, la variedad y la etapa de desarrollo deben ser considerados cuando se evalúa la evapotranspiración de cultivos que se desarrollan en áreas grandes y bien manejadas. Las diferencias en resistencia a la transpiración, la altura del cultivo, la rugosidad del cultivo, el reflejo, la cobertura del suelo y las características radicales del cultivo dan lugar a diferentes niveles de ET en diversos tipos de cultivos aunque se encuentren bajo condiciones ambientales idénticas.

### **2.2.3 Manejo y condiciones ambientales**

Los factores tales como salinidad o baja fertilidad del suelo, uso limitado de fertilizantes, presencia de horizontes duros o impenetrables en el suelo, ausencia de control de enfermedades y de parásitos y el mal manejo del suelo pueden limitar el desarrollo del cultivo y reducir la evapotranspiración. Otros factores que se deben considerar al evaluar la evapotranspiración son la cubierta del suelo, la densidad del cultivo y el contenido de agua del suelo.

## **2.3 Conceptos de evapotranspiración**

Según Allen R. (1998), el concepto de evapotranspiración incluye tres diferentes definiciones: evapotranspiración del cultivo de referencia (ET<sub>o</sub>), evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET<sub>c</sub>), y evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ET<sub>caj</sub>). ET<sub>o</sub> es un parámetro relacionado con el clima que expresa el poder evaporante de la atmósfera. ET<sub>c</sub> se refiere a la evapotranspiración en condiciones óptimas presentes en parcelas con un excelente manejo y adecuado aporte de agua y que logra la máxima producción de acuerdo a las condiciones climáticas. ET<sub>c</sub> requiere generalmente una corrección, cuando no existe un manejo óptimo y se presentan limitantes ambientales que afectan el crecimiento del cultivo y que restringen la evapotranspiración, es decir, bajo condiciones no estándar de cultivo.

Según Chavari (2009), en la práctica los cultivos se desarrollan en condiciones de humedad muy lejanas de las óptimas. Por este motivo para calcular por ejemplo la demanda de riego se basa en la evapotranspiración real ( $ET_R$ ), la cual toma en consideración al agua disponible en el suelo y las condiciones ambientales en las cuales se desarrolla un cultivo determinado.

La  $ET_R$  es la tasa de transferencia de agua a la atmósfera que tiene el cultivo en un momento determinado. Para conocer su valor son necesarios una serie de conceptos de gran importancia que a continuación se exponen.

### **2.3.1 Evapotranspiración de referencia del cultivo ( $ET_o$ o $ET_r$ )**

La evapotranspiración de referencia se refiere a la que tiene una superficie en óptimas condiciones de crecimiento y bajo un adecuado suministro de agua. La superficie de referencia es un cultivo herbáceo ideal, pudiendo ser una pradera de gramíneas, como el grass ( $ET_o$ ) o una pradera de alfalfa ( $ET_r$ ).

Al considerar un buen suministro de agua en el suelo, las características del suelo y el agua disponible en él no afectan al ritmo de evapotranspiración. Este concepto se introduce para estudiar la demanda evaporativa de la atmósfera independientemente del tipo de cultivo, de su estado de desarrollo y de su manejo. Dada su definición, los factores que afectan a la evapotranspiración de referencia son los factores climáticos, pudiendo ser calculada con parámetros climatológicos como la temperatura, humedad relativa, velocidad del viento, entre otros.

La evapotranspiración de referencia que utiliza una pradera de gramíneas, como cultivo de referencia ( $ET_o$ ) es recomendada por el manual FAO 56, es la más utilizada en el Perú. La ecuación que permite su cálculo es la denominada FAO Penman-Monteith (Allen R., 1998). Sin embargo, en Estados Unidos se utiliza frecuentemente la alfalfa como cultivo de referencia para el cálculo de la evapotranspiración de referencia ( $ET_r$ ), empleando la ecuación ASCE Penman-Monteith. La ecuación de Penman-Monteith es válida tanto para el cálculo de  $ET_o$  como  $ET_r$ , para intervalos diarios como horarios.

### **2.3.2 Coeficiente de cultivo $K_c$**

El coeficiente de cultivo se define como el cociente entre la evapotranspiración del cultivo en condiciones estándar y la evapotranspiración de referencia:

$$K_c = \frac{ET_c}{ET_o} \dots \dots \dots (1)$$

Este coeficiente refleja las diferencias entre el cultivo y la superficie de referencia (grass o alfalfa), como las características de un cultivo cambian con las distintas fases de crecimiento, los valores del coeficiente de cultivo describen una curva a lo largo del ciclo del cultivo cuya forma refleja los cambios en la vegetación y en la cobertura vegetal debidos al crecimiento y maduración en el ciclo de crecimiento del cultivo. Conociendo el coeficiente de cultivo en un determinado instante se puede obtener la evapotranspiración real del cultivo, utilizando la evapotranspiración de referencia, calculada anteriormente con parámetros climáticos.

Para tener en cuenta de forma independiente la evaporación del suelo desnudo y la transpiración de la vegetación, el coeficiente de cultivo se puede dividir en dos términos: el coeficiente de cultivo basal  $K_{cb}$ , para la transpiración, y la fracción correspondiente a la evaporación desde el suelo,  $K_e$ , según el criterio del Manual FAO 56 (Allen R., 1998):

$$K_c = K_{cb} + K_e \dots \dots (2)$$

El coeficiente de cultivo basal se define como el cociente entre la transpiración del cultivo y  $E_{To}$ , cuando el contenido de agua en la zona radicular es el adecuado para que la transpiración se produzca sin ninguna limitación, de tal forma que el crecimiento del cultivo sea el máximo. El coeficiente de evaporación del suelo  $K_e$  expresa la componente de evaporación desde la superficie del suelo. El valor de  $K_e$  puede ser alto tras un episodio de lluvia o riego con un cultivo con baja cobertura del suelo, pero conforme la capa más externa del suelo se seca, su valor disminuye y tiende a cero. La estimación de este coeficiente requiere un balance de agua diario que estime el contenido en agua de la capa superficial (Allen R., 1998).

### **2.3.3 Medida de la evapotranspiración**

Durante los últimos 50 años se han desarrollado una gran cantidad de métodos más o menos empíricos por numerosos científicos y especialistas en todo el mundo, con el fin de estimar la evapotranspiración a partir de diferentes variables climáticas. A menudo las ecuaciones estaban sujetas a rigurosas calibraciones locales pero demostraron tener limitada validez global. Por otra parte, probar la exactitud de los métodos bajo nuevas condiciones es laborioso y necesita mucho tiempo y dinero. A pesar de ello, los datos de evapotranspiración son necesarios con antelación al planeamiento de proyectos o para programar calendarios de riego. Para cubrir esta necesidad, algunas guías fueron desarrolladas y publicadas en el Documento N° 24 de la Serie FAO Riego y Drenaje “Necesidades de agua de los cultivos”. En este documento, y con el fin de adecuarse a las necesidades de usuarios con diversa

disponibilidad de datos, se presentaron cuatro métodos para calcular la evapotranspiración del cultivo de referencia ( $ET_0$ ): Blaney- Criddle, radiación, Penman modificado y el método del tanque de evaporación. El método de Penman modificado se consideró que ofrecía los mejores resultados con el mínimo error posible con relación a un cultivo de referencia (grass). También se esperaba que el método del tanque de evaporación ofreciese estimaciones aceptables, en función de la localización del tanque. El método de la radiación fue sugerido para las áreas donde los datos climáticos disponibles incluían la medición de las horas de insolación, la nubosidad o la radiación, pero no la velocidad del viento ni la humedad atmosférica. Finalmente, la publicación propuso el uso del método de Blaney-Criddle para las áreas donde los datos climáticos disponibles incluían solamente datos de temperatura del aire.

Los métodos climáticos citados, fueron calibrados para obtener valores mensuales o decadiarios y no así para cálculos diarios u horarios de  $ET_0$ . Por ejemplo, el método de Blaney-Criddle fue recomendado para períodos de un mes o mayores. El método del tanque de evaporación fue sugerido para ser aplicado a períodos de diez días o más. Lamentablemente, los usuarios no siempre han respetado estas condiciones y con frecuencia los cálculos se han hecho para periodos diarios de tiempo.

Por otra parte, los avances en la investigación y la valoración más precisa del uso de agua del cultivo han revelado debilidades en las metodologías propuestas. Numerosos investigadores analizaron el funcionamiento de los cuatro métodos para diversas localidades. Aunque los resultados de tales análisis podrían haber sido influenciados por el sitio, las condiciones de medida o por el sesgo en la recopilación de los datos climáticos, llegó a ser evidente que los métodos propuestos no se comportan de la misma manera en diversas zonas del mundo. Frecuentemente se encontraron desviaciones entre los valores calculados y los observados sobrepasando los rangos indicados por la FAO. Se encontró que el método de Penman modificado con frecuencia sobrestimaba la  $ET_0$ , por niveles de hasta 20 por ciento para condiciones evaporativas bajas. Las otras ecuaciones recomendadas mostraron una correlación variable con la evapotranspiración del cultivo estándar de referencia (grass).

Para evaluar la validez de éstos y de otros procedimientos de estimación bajo diversas condiciones climáticas, se emprendió un importante estudio bajo auspicio del comité de requerimientos de agua para riego de la Sociedad Estadounidense de Ingenieros Civiles (ASCE). El estudio de ASCE analizaba el comportamiento de 20 diversos métodos, usando procedimientos detallados para determinar la validez de los resultados de estos métodos

comparados con una base de datos cuidadosamente obtenida de lisímetros en 11 localidades, bajo condiciones climáticas variables. El estudio probó y demostró claramente la amplia variabilidad de resultados de los métodos aplicados bajo diversas condiciones climáticas. En un estudio paralelo solicitado por la Comunidad Europea, un consorcio de instituto de investigación europeos evaluó el funcionamiento de los varios métodos de cálculo de evapotranspiración con datos de diversos estudios lisimétricos en Europa.

Los estudios confirmaron la sobrestimación de la  $ET_0$  por parte del método de Penman modificado presentado en el estudio N° 24 de la Serie FAO Riego y Drenaje y resultados variables de los diversos métodos dependiendo de su adaptación a las condiciones locales.

Los resultados de los estudios comparativos pueden ser resumidos como sigue:

- Los métodos basados en la ecuación de Penman podrían requerir una calibración local de la función del viento para obtener resultados satisfactorios.
- Los métodos de la radiación demostraron buenos resultados en climas húmedos donde el término aerodinámico es relativamente pequeño, pero su funcionamiento en condiciones áridas fue errático y con tendencia a subestimar la evapotranspiración.
- Los métodos basados en la temperatura del aire al ser empíricos, requieren cuidadosas calibraciones locales para alcanzar resultados satisfactorios. Una excepción posible es el método de Hargreaves (1985) que ha producido resultados razonables de  $ET_0$  con cierta validez global.
- Los métodos basados en la evaporación del tanque reflejan las limitaciones de estimar la evapotranspiración del cultivo basándose en datos de evaporación libre del agua. Estos métodos son susceptibles a las condiciones microclimáticas bajo las cuales los tanques están funcionando y al rigor de mantenimiento de la estación. Muchas veces su funcionamiento se ha presentado errático.
- La fórmula de Penman-Monteith ha sido reportada por ambos equipos de investigación (ASCE y Europeo) como aquella que produce resultados relativamente exactos y consistentes tanto en climas áridos como en húmedos.

El análisis del funcionamiento y la dispersión de resultados obtenidos por varios métodos de cálculo revelan la necesidad de formular un único método estándar para el cómputo de la  $ET_0$ . Dado el mejor comportamiento y consistencia del método FAO Penman-Monteith en el ámbito global, este es el único que se recomienda como método estándar de cálculo. Esto se debe a que existe una elevada probabilidad de que este método prediga correctamente los valores de  $ET_0$  en una amplia gama geográfica y climática y cuenta con previsiones para su

uso en situaciones de falta de datos. En este sentido, no se aconseja el uso de las antiguas ecuaciones de FAO o de otra ecuación para el cálculo de  $ET_o$ .

En 1948, Penman combinó el balance energético con el método de la transferencia de masa y derivó una ecuación para calcular la evaporación de una superficie abierta de agua a partir de datos climáticos estándar como horas sol, temperatura, humedad atmosférica y velocidad de viento. Este método conocido como combinado fue desarrollado posteriormente por muchos investigadores y ampliado a las superficies cultivadas por medio de la introducción de factores de resistencia.

La nomenclatura sobre resistencia distingue entre la resistencia aerodinámica y la resistencia superficial. Los parámetros de la resistencia superficial se combinan a menudo en un solo valor, el de la resistencia superficial total que se combina en serie con la resistencia aerodinámica. La resistencia superficial ( $r_s$ ), describe la resistencia al flujo de vapor a través de los estomas, del área total de la hoja y de la superficie del suelo. La resistencia aerodinámica ( $r_a$ ), describe la resistencia en la parte inmediatamente superior a la vegetación e incluye a la fricción que sufre el aire al fluir sobre superficies vegetativas. Aunque el proceso del intercambio en la vegetación es demasiado complejo para ser descrito completamente por los dos factores de resistencia mencionados, con esta estimación se obtienen buenas correlaciones entre los valores medidos y calculados de evapotranspiración, especialmente en el caso de una superficie de pasto uniforme (referencia).

La ecuación combinada de Penman-Monteith es:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \dots \dots \dots (3)$$

Donde  $R_n$  es la radiación neta,  $G$  es el flujo del calor en el suelo,  $(e_s - e_a)$  representa el déficit de presión de vapor del aire,  $\rho_a$  es la densidad media del aire a presión constante,  $c_p$  es el calor específico del aire,  $\Delta$  representa la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación,  $\gamma$  es la constante psicrométrica, y  $r_s$  y  $r_a$  son las resistencias superficial (total) y aerodinámica.

## 2.4 Balance de energía

En la troposfera terrestre existen muchos procesos y fenómenos meteorológicos que tienen como principal fuente de energía al sol. La energía proveniente del sol en forma de radiación se puede dividir en dos tipos: radiación de onda corta y la radiación de onda larga cuyas longitudes de onda varían de  $0.3 - 4.0 \mu\text{m}$  y  $5.0 - 50.0 \mu\text{m}$  respectivamente. A la radiación

solar se le conoce como radiación de onda corta debido a que su pico de energía se encuentra cerca de la longitud  $0.5 \mu\text{m}$ . Según la ley de Boltzmann, cada cuerpo emite una cantidad de energía de acuerdo a su temperatura. La tierra debido a la energía que recibe del sol empieza a ganar energía y como consecuencia aumenta su temperatura. La temperatura de la tierra es de 288 K en promedio, mientras que la temperatura del sol es de 6000 K, esta diferencia de temperatura es la razón por la cual la tierra solo puede liberar radiación de onda larga a diferencia del sol que puede liberar radiación de onda corta.

Además, parte de la radiación solar entrante es reflejada por la superficie terrestre o por la atmósfera. La fracción de la radiación solar que es reflejada por la superficie se le conoce como albedo. Superficies de color blanco (nieve) son cuerpos que reflejan más radiación mientras superficies más oscuras (suelos húmedos y/o con materia orgánica) absorben más la energía solar (Liou 2002, Arya 2001).

## **2.5 Modelo SEBAL**

El modelo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), es un algoritmo semi-empírico que promueve la parametrización del flujo de balance de energía y flujos de superficie basados en algunos datos locales y mediciones espectrales de satélites (Weligepolage, 2005).

El algoritmo SEBAL fue desarrollado en 1995 por Bastiaanssen y validada en varios ecosistemas mundiales como: Egipto, España, Portugal, Francia, Italia, Argentina, China, India, Estados Unidos, entre otros. (Tasumi, 2003). Es necesario que las bandas visibles, infrarrojo próximo e infrarrojo termal sean tomados como datos de entrada para el proceso (Meireles, 2007).

De acuerdo con Bastiaanssen (2000), a pesar que el algoritmo SEBAL se fundamenta en formulaciones semi-empíricas, los resultados de validación del mismo en experimentos de campo vienen mostrando que el error relativo en fracción evaporativa fue de 20%, 10% y 1% para escalas de 1, 5 y 100 km respectivamente. El autor espera que el modelo SEBAL presente mejores resultados en escalas regionales como también en superficies heterogéneas.

El modelo SEBAL, calcula la evapotranspiración a partir de imágenes satelitales y datos de estaciones climáticas usando el balance de energía superficial como se ilustra en la Figura 1. La imagen satelital proporciona información solo para el instante de tiempo del sobre vuelo, SEBAL calcula un flujo de evapotranspiración instantánea para el tiempo de la imagen. El flujo de evapotranspiración es calculada para cada pixel de la imagen como un residuo de la

ecuación del balance de energía superficial (Allen R., Tasmi M., Trezza R., Bastiaanssen W. 2002).

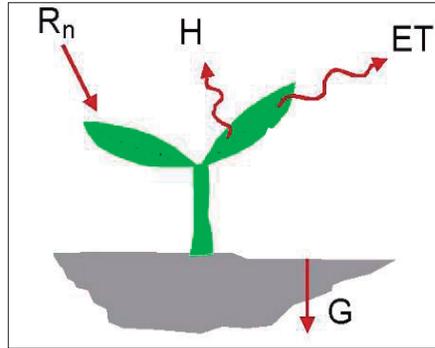


Figura 1: Balance de energía superficial

$$\lambda ET = R_n - G - H \dots \dots \dots (4)$$

La ecuación es el balance de energía superficial donde:  $\lambda ET$  es el flujo de calor latente ( $W/m^2$ ),  $R_n$  es el flujo de radiación neta en la superficie ( $W/m^2$ ),  $G$  es el flujo de calor hacia el suelo ( $W/m^2$ ), y  $H$  es el flujo de calor sensible hacia el aire ( $W/m^2$ ).

### 2.5.1 Flujo de radiación neta ( $R_n$ )

La radiación neta, es la diferencia entre la radiación entrante y saliente de longitudes de onda cortas y largas. Es el equilibrio entre la energía absorbida, reflejada y emitida por la superficie terrestre o la diferencia de la radiación neta de onda corta entrante ( $R_{S\downarrow}$ ) y la radiación neta de onda larga saliente ( $R_{L\uparrow}$ ).  $R_n$  es normalmente positiva durante el día y negativa durante la noche. El valor diario total para  $R_n$  es casi siempre positivo para 24 horas, excepto en condiciones extremas de latitudes elevadas. (Richard G. Allen R., 1998).

La  $R_n$  en la superficie representan la energía de radiación disponible en la superficie. Este es calculado mediante la diferencia entre los flujos de radiación saliente y los flujos de radiación entrantes según la ecuación 5. El balance de radiación en la superficie se aprecia en la figura 2.

$$R_n = (1 - \alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0)R_{L\downarrow} \dots \dots \dots (5)$$

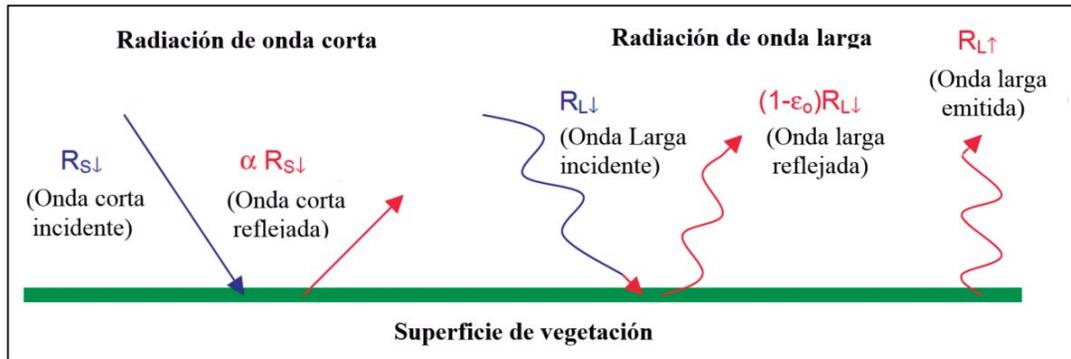


Figura 2: Balance de la radiación superficial

### 2.5.2 Flujo de calor latente ( $\lambda ET$ )

El calor latente es la cantidad de energía que necesita un cuerpo para cambiar de fase. Por ejemplo, para convertir un gramo de agua de estado líquido a gaseoso es necesario una energía de 2.27 J. A este valor se le conoce como calor latente de vaporización del agua y al igual que el calor específico depende del material.

En la superficie terrestre el flujo de calor latente es debido a la evaporación de cuerpos de agua (lagos, lagunas, ríos), de suelos húmedos, por la transpiración de la planta o por la condensación. A la combinación de la evaporación y la transpiración de las plantas se le conoce como evapotranspiración. Este proceso se debe a que el aire por encima de la superficie está más seco que la sección próxima a la superficie, creando de esta manera un gradiente de vapor de agua que hace que el flujo de calor latente vaya de la zona más húmeda (superficie terrestre) a las más secas (aire sobre la superficie terrestre). Estas condiciones se dan en las horas diurnas debido a la gran cantidad de energía que produce un aumento de la gradiente entre el suelo y el aire. En las noches en cambio, el proceso de condensación es el dominante (formación de neblinas).

### 2.5.3 Flujo de calor sensible ( $H$ )

El calor sensible es la cantidad de energía necesaria para cambiar la temperatura de un cuerpo. Por ejemplo, para elevar la temperatura de un gramo de agua en un grado centígrado es necesaria una energía de 4.187 J. A este último valor se le conoce como calor específico y depende de cada material. En los ecosistemas existe un  $H$  de la superficie hacia la atmósfera y viceversa. Este flujo es producido por las diferencias de temperatura que existen entre la atmósfera y la superficie terrestre, lo que crea un gradiente de temperatura. Por lo

general, en el día existe una salida de flujo de calor sensible hacia la atmósfera. Esto se debe a que durante el día la radiación es más fuerte, y la superficie terrestre se calienta más rápido que el aire, creando una gradiente positiva de temperatura entre la superficie y la atmósfera; lo que genera una salida de H. Por las noches el proceso es contrario ya que la tierra se enfría de forma más rápida creando una gradiente negativa a comparación del día; por lo tanto hay una entrada de H hacia la superficie terrestre (Arya 2001).

#### **2.5.4 Flujo de calor hacia el suelo (G)**

El flujo de calor hacia el suelo está dominado por la energía recibida en la superficie terrestre, la capacidad y conductividad térmica del suelo. Por lo general, el suelo guarda calor en el día, de esta manera hay un almacenamiento de energía y a la vez hay un flujo de calor hacia capas más profundas del suelo. En la noche el proceso se invierte, es decir el suelo libera la energía almacenada hacia la atmosfera, y por una gradiente de calor existe un flujo de energía proveniente de las capas profundas del suelo (Arya 2001).

### **2.6 Percepción remota**

La percepción remota es la ciencia de obtener e interpretar información desde la distancia, usando sensores que no tienen contacto físico con el objeto que está siendo observado. Esta ciencia en su sentido más amplio, incluye las observaciones aéreas, satélites y de naves espaciales de las superficies y atmosferas de los planetas en nuestro sistema solar, aunque la tierra es obviamente el objetivo de estudio más frecuente. El termino se restringe por costumbre a los métodos que detectan y mide la energía electromagnética, incluyendo la luz visible, que ha interactuado con la superficie de los materiales y la atmosfera. (Espinoza R. 2008).

#### **2.6.1 El espectro electromagnético**

El campo de la percepción remota comenzó con las fotografías aéreas, usando luz visible del sol como fuente de energética. Pero la luz visible comprende solo una pequeña parte del espectro electromagnético, un continuo que se extiende desde alta energía, (longitudes de onda corta de rayos gamma), a baja energía (longitudes ondas largas de radio). En la Figura 3, se ilustra la porción del espectro electromagnético que es útil en la percepción remota de la superficie terrestre.

La Tierra es naturalmente iluminada por la radiación electromagnética proveniente del sol. El máximo de la energía solar se produce en el rango de longitud de onda del visible (entre 0.4 y 0.7  $\mu\text{m}$ ). No es sorpresa que los sistemas visuales de la mayoría de los animales sean

sensibles a estas longitudes de onda. Aunque la luz visible incluye el rango entero de colores visto en un arco iris, una subdivisión más cruda en longitudes de onda del azul, verde y rojo es suficiente en varios estudios de percepción remota (Smith 2001).

Otras fracciones sustanciales de energía solar entrante son en la forma de radiación ultravioleta invisible e infrarroja. Sólo pequeñas cantidades de radiación solar se extienden dentro de la región de las microondas en el espectro. Sistemas de imágenes de radar usados en percepción remota generan y transmiten microondas, y de ahí miden la porción de la señal que ha retornado al sensor desde la superficie terrestre.

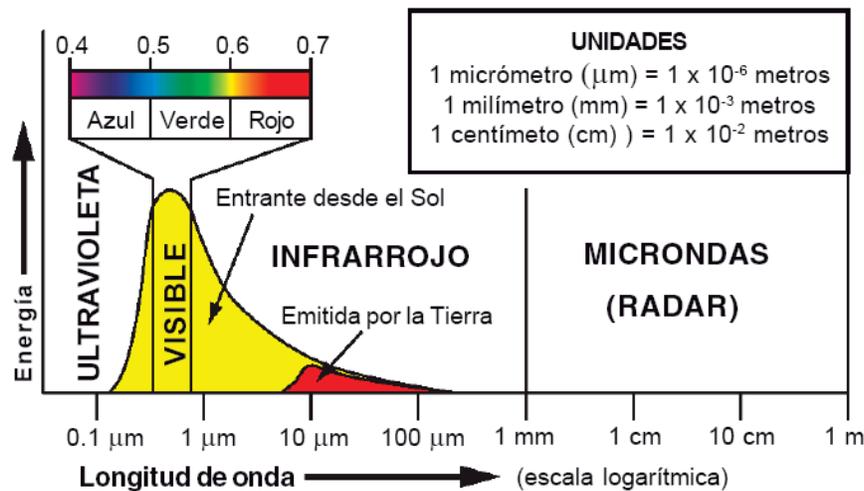


Figura 3: Energía electromagnética emitida por diferentes longitudes de onda

Todos los sistemas de percepción remota diseñados para monitorear la superficie de la tierra dependen de la energía que es tanto reflejada difusamente o emitida por las características de la superficie. Los sistemas de percepción remota actuales caen dentro de tres categorías sobre las bases de la fuente de la radiación electromagnética y las interacciones relevantes de esa energía con la superficie. Según Smith (2001) hace una clasificación de los sensores remotos.

### 2.6.1.1 Sensores de radiación solar reflejada

Estos sensores detectan la radiación solar que ha sido difusamente reflejada (dispersada) hacia arriba de las características de la superficie. Los rangos de longitud de onda que proveen información útil incluyen los rangos del ultravioleta, visible, infrarrojo cercano y medio. Los sistemas de percepción de energía solar reflejada discriminan materiales que tienen patrones diferentes de longitudes de onda específicas de absorción, las cuales se

relacionan con las composiciones químicas y estructuras físicas del material. Debido a que ellas dependen de la luz solar como fuente, estos sistemas pueden sólo proveer imágenes útiles durante las horas del día, y las condiciones atmosféricas cambiantes y cambios de iluminación durante el día y estación pueden plantear problemas de interpretación.

Los sistemas de percepción remota de energía solar reflejada son los tipos más comunes para monitorear las superficies terrestres.

#### **2.6.1.2 Sensores infrarrojos termal**

Los sensores pueden detectar la radiación infrarroja termal emitida por las características de la superficie las cuales pueden revelar información sobre las propiedades termal de estos materiales. Así como los sensores de energía solar reflejada, estos sistemas pasivos dependen de la radiación solar como fuente energética fundamental. Debido a que la temperatura de los elementos sobre la superficie cambia durante el día, los sistemas de percepción remota infrarrojo termal son sensibles a la hora del día en las cuales las imágenes son adquiridas.

#### **2.6.1.3 Sensores de imágenes de radar**

Más que depender de una fuente natural, estos sistemas “activos” “iluminan” la superficie con la emisión de radiación de microondas, entonces miden la energía que es difusamente reflejada de regreso al sensor. La energía retornada provee información acerca de la rugosidad de la superficie y el contenido de agua de los materiales superficiales y la forma de la superficie terrestre. Las microondas de longitud de onda larga sufren pequeñas dispersiones en la atmósfera, aun penetrando coberturas de nubes densas. La imagen radar es por lo tanto particularmente útil en regiones tropicales con prominentes coberturas nubosas.

#### **2.6.2 Reflectancia espectral**

En espectroscopía de luz reflejada, la propiedad fundamental que queremos obtener es la reflectancia espectral: la razón de la energía reflejada sobre la energía incidente como una función de la longitud de onda. La reflectancia varía con la longitud de onda para la mayoría de los materiales ya que la energía en ciertas longitudes de onda es dispersada o absorbida en diferentes grados. Estas variaciones de reflectancia son evidentes cuando comparamos las curvas de reflectancia espectral (gráficos de reflectancia versus longitud de onda) para diferentes materiales. Las desviaciones pronunciadas hacia abajo de las curvas espectrales marcan los rangos de longitud de onda en los cuales los materiales selectivamente absorben la energía incidente. Estas características son comúnmente llamadas bandas de absorción (no

confundir con la separación de bandas de imágenes en una imagen multiespectral o hiperespectral). La forma general de una curva espectral y la posición y fuerza de las bandas de absorción en muchos casos puede ser usada para identificar y discriminar materiales diferentes. Por ejemplo, la vegetación tiene reflectancias más altas en el rango del infrarrojo cercano y más baja reflectancia en la luz roja que los suelos. (Smith 2001b).

### **2.6.3 Firmas espectrales**

Las firmas espectrales producidas por longitudes de onda dependientes de la absorción proveen la llave para discriminar diferentes materiales en imágenes de energía solar reflejada. La propiedad usada para cuantificar estas firmas espectrales es llamada reflectancia espectral: la razón de la energía reflejada y la energía incidente como una función de la longitud de onda. La reflectancia espectral de diferentes materiales puede ser medida en el laboratorio o en el campo, proveyendo datos referenciales que pueden ser usados para interpretar imágenes. Como ejemplo, la Figura 4 se muestra curvas de reflectancia espectral contrastantes para tres materiales naturales muy comunes: suelo seco, vegetación verde, y agua.

La reflectancia de suelo seco se eleva uniformemente a través de las longitudes de onda del visible e infrarrojo cercano, con un máximo en el rango del infrarrojo medio. Sólo muestra menores depresiones en el rango del infrarrojo medio debido a la absorción de minerales de arcilla. La vegetación verde tiene un espectro muy diferente. La reflectancia es relativamente baja en el rango del visible, pero es más alta para la luz verde que para el rojo o el azul, produciendo el color verde que vemos. El patrón de reflectancia de la vegetación verde en las longitudes de onda del visible es debido a la absorción selectiva de la clorofila, el pigmento fotosintético primario en las plantas verdes. La característica más notoria del espectro vegetacional es el dramático aumento en reflectancia a través de la frontera del visible-infrarrojo cercano, y la alta reflectancia del infrarrojo cercano. La radiación infrarroja penetra las hojas de las plantas, y es intensamente dispersada por la compleja estructura interna de las hojas, resultando en una alta reflectancia. Las depresiones en la porción espectral del infrarrojo medio son debidas a la absorción por el agua. Cuerpos de aguas claras y profundas absorben efectivamente todas las longitudes de onda más largas que el rango visible, lo cual resulta en una reflectividad muy baja de la radiación infrarroja.

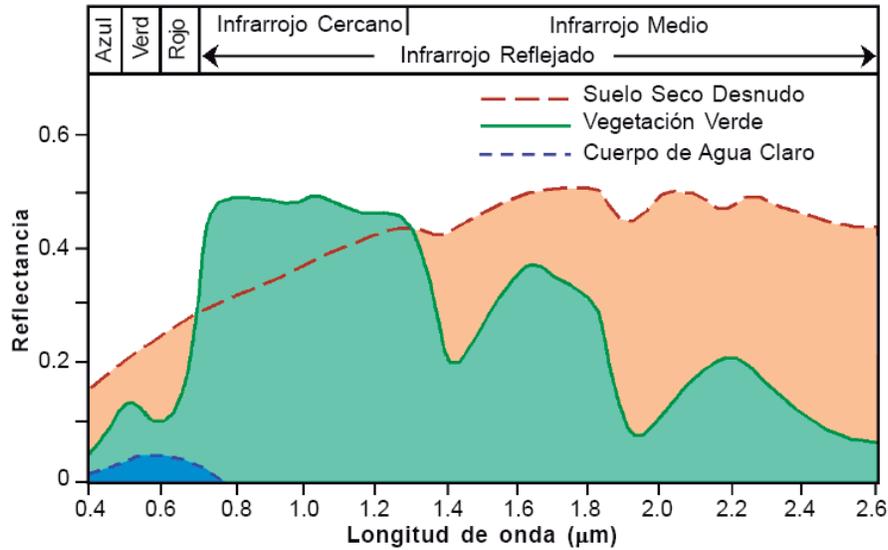


Figura 4: Firmas espectrales de algunos materiales

#### 2.6.4 Resolución

Los componentes espaciales, espectrales y temporales de una imagen o set de imágenes, todos proveen información que podemos usar para formar interpretaciones acerca de los materiales de superficie y de sus condiciones. Para cada una de estas propiedades podemos definir la resolución de las imágenes producidas por el sistema sensor. Estos factores de resolución de la imagen colocan límites sobre qué información podemos derivar desde imágenes remotamente detectadas según Smith 2001, clasifica la resolución como sigue:

##### 2.6.4.1 Resolución espectral

La resolución espectral de un sistema de percepción remota puede ser descrita como su habilidad para distinguir diferentes partes del rango medido de longitudes de onda. En esencia, esto equivale al número de intervalos de longitudes de onda (“bandas”) que son medidas, y cuán estrecho es cada intervalo. Una “imagen” producida por un sistema de sensoramiento puede consistir de una longitud de onda de banda ancha, unas pocas bandas anchas, o varias longitudes de onda de bandas estrechas. Los nombres usualmente usados para estas tres categorías de imágenes son pancromática, multiespectral, e hiperespectral, respectivamente.

Fotografías aéreas tomadas usando películas en blanco y negro registran en promedio el rango completo de las longitudes de onda del visible (azul, verde y rojo). Debido a que esta película es sensible a todos los colores visibles, es llamada película pancromática. Una imagen pancromática revela variaciones espaciales en el grueso de las propiedades visuales

de los materiales de superficie, pero no permite discriminación espectral. Algunos sistemas satelitales de percepción remota registran una única banda muy amplia para proveer una visión sinóptica de la escena, comúnmente a una resolución espacial más alta que otros sensores a bordo. Pese a los rangos variables de longitudes de onda, tales bandas son comúnmente referidas como bandas pancromáticas. Por ejemplo, los sensores de los primeros tres satélites SPOT incluían una banda pancromática con un rango espectral de 0.51 a 0.73 micrómetros (rangos de longitud de onda verde y rojo). Esta banda tiene una resolución espacial de 10 metros, en contraste a los 20 metros de resolución de las bandas multispectrales del sensor. La banda pancromática del ETM+ a bordo del satélite NASA LANDSAT 7 cubre un rango espectral más amplio de 0.52 a 0.90 micrómetros (verde, rojo, e infrarrojo cercano), con una resolución espacial de 15 metros (versus los 30 metros de las bandas multispectrales del sensor).

#### **2.6.4.2 Resolución espacial**

La resolución espacial es una medida del detalle espacial de una imagen, la cual es una función del diseño del sensor y su altitud operativa sobre la superficie. Cada uno de los detectores en un sensor remoto mide energía recibida desde una parcela limitada de la superficie terrestre. A medida que estas parcelas son más pequeñas, más detallada será la información espacial que podamos interpretar desde estas imágenes. Para imágenes digitales, la resolución espacial es más comúnmente expresada como las dimensiones terrestres de una celda de imagen. La forma es un factor visual que podemos usar para reconocer e identificar objetos en una imagen. La forma es usualmente apreciable sólo si las dimensiones del objeto son varias veces más grandes que las dimensiones de la celda. Por otro lado, objetos más pequeños que el tamaño de la celda de la imagen pueden ser detectados en una imagen. Si tal objeto es suficientemente más luminoso o más oscuro que sus vecinos, dominará la luminosidad promediada de la celda de la imagen que caiga dentro, y esa celda contrastará en brillo con las celdas adyacentes. No podríamos ser capaces de identificar qué objeto es, pero podemos ver que es algo presente que es diferente de sus alrededores, especialmente si el área de fondo es relativamente homogénea. El contexto espacial también podría permitirnos reconocer rasgos lineales que son más angostos que las dimensiones de la celda, tales como caminos o puentes sobre agua. Evidentemente no existen claras fronteras dimensionales entre detectabilidad y reconocimiento en imágenes digitales.

### **2.6.4.3 Resolución radiométrica**

Para registrar digitalmente la energía recibida por un detector individual en un sensor, los rangos continuos de la energía entrante deben ser discretizados, o subdivididos dentro de un número de niveles discretos que son registrados como valores enteros. Muchos sistemas satelitales actuales cuantifican datos dentro de 256 niveles (8 bits de datos en sistema binario de codificación). Las bandas termales infrarrojas del sensor ASTER son cuantificadas dentro de 4096 niveles (12 bits). A mayor número de niveles que pueden ser registrados, mayor es la resolución radiométrica del sistema sensor.

Una alta resolución radiométrica es una ventaja cuando se usa un computador para procesar y analizar los valores numéricos en las bandas de la imagen multiespectral. (Varios de los procedimientos de análisis más comúnmente usados, división de banda y clasificación espectral serán descritos posteriormente). El análisis visual de las imágenes multiespectrales también es beneficiado por altas resoluciones radiométricas ya que una selección de bandas de longitudes de onda puede ser combinada para formar un despliegue en color o una impresión. Una banda es asignada a cada uno de los tres canales usados por el monitor del computador: rojo, verde y azul. Usando el modelo aditivo del color, diferentes niveles de estos colores primarios se combinan para formar millones de colores sutilmente diferentes. Para cada celda en una imagen multiespectral, los valores de brillo en las bandas seleccionadas determinan los valores del rojo, verde y azul usados para crear el color desplegado. Usando 256 niveles para cada canal de color, un despliegue computacional puede crear sobre 16 millones de colores. Los experimentos indican que el sistema visual humano puede distinguir cerca de 7 millones de colores, y también está altamente en sintonía con relaciones espaciales. Así, a pesar del poder de los análisis computacionales, el análisis visual de los colores desplegados en una imagen multiespectral puede ser aún una herramienta efectiva en su interpretación.

Existe un balance entre la resolución espacial y la radiometría porque la cantidad de energía que detecta el sensor depende de los dos factores: energía que llega al sensor y la sensibilidad de cada sensor. Cuando la resolución espacial es alta, poca energía llega al sensor porque el área que difunde la luz es menor, lo mismo cuando la resolución radiométrica es alta. Como la sensibilidad de cada sensor no es infinita se tiene que escoger entre las dos resoluciones, con el tiempo, la tecnología permite aumentar el nivel de sensibilidad y así aumentar juntas las dos resoluciones.

#### **2.6.4.4 Resolución temporal**

El ambiente de superficie de la Tierra es dinámico, con cambios que ocurren en escalas de tiempo que van desde segundos hasta décadas o más. El ciclo estacional del crecimiento de las plantas que afecta tanto a los ecosistemas naturales y cultivos es un ejemplo importante. Imágenes repetitivas de la misma área a través de la estación de crecimiento añaden a nuestra habilidad de reconocer y distinguir tipos de plantas o cultivos. Las imágenes de series de tiempo pueden también ser usadas para monitorear cambios en rasgos de superficie debido a otros procesos naturales y actividades humanas. Tales series de imágenes sucesivas en intervalos de tiempo separados pueden ser consideradas para definir la resolución temporal de la secuencia de imágenes.

La mayoría de los satélites de monitoreo de superficie tienen órbitas terrestres bajas (entre 650 a 850 kilómetros sobre la superficie) las cuales pasan cerca de los polos terrestres. Los satélites completan muchas órbitas en un día a medida que la Tierra rota bajo ellos, y los parámetros orbitales y el ancho de barrido determina el intervalo de tiempo entre pasos repetitivos sobre el mismo punto de la superficie. Por ejemplo, el intervalo de repetición de una imagen individual del satélite LANDSAT es de 16 días.

Colocar satélites duplicados en órbitas offset (tal como en las series SPOT) es una estrategia para reducir el intervalo de repetición. Los satélites tales como el SPOT y el IKONOS también tienen sensores que pueden ser orientados fuera del trazado orbital, así pueden capturar imágenes de las mismas áreas dentro de pocos días, muy por debajo del intervalo de repetición orbital. Tales frecuencias de repetición podrían permitir a los granjeros utilizar las imágenes semanalmente para proveer información sobre las condiciones de sus cultivos durante la estación de crecimiento.

#### **2.7 El programa LANDSAT**

El primer satélite LANDSAT 1, fue lanzado el 23 de julio de 1972, originalmente llamado ERTS-1 (Earth Resources Technological Satellite), por la NASA (National Aeronautics and Space Administration). El objetivo principal del programa LANDSAT fue la adquisición de datos espaciales y temporales de la superficie de la Tierra, de forma global, continua y repetitiva, para el monitoreo de la vegetación, para aplicaciones geológicas y para el estudio de los recursos naturales. El sistema LANDSAT está compuesto de una serie de 7 satélites lanzados en intervalos de 3 a 4 años. La tabla 1 presenta un resumen de la historia del

Programa LANDSAT, disponible en la página web del Servicio Geológico de los Estados Unidos USGS. ([http://LANDSAT.usgs.gov/about\\_mission\\_history.php](http://LANDSAT.usgs.gov/about_mission_history.php)).

Tabla 1: Misiones de satélites LANDSAT

SATÉLITE	SENSOR	FECHA DE LANZAMIENTO	TERMINO DE OPERACIÓN
LANDSAT 1	MSS y RBV	23-jul-72	05-ene-78
LANDSAT 2	MSS y RBV	22-ene-75	27-jul-83
LANDSAT 3	MSS y RBV	05-mar-78	07-sep-93
LANDSAT 4	TM y MSS	16-jul-82	01-sep-83
LANDSAT 5	TM y MSS	01-mar-84	En actividad
LANDSAT 6	ETM	03-oct-93	Fracaso
LANDSAT 7	ETM+	15-abr-99	En actividad
LANDSAT 8	OLI y TIRS	11-feb-13	En actividad

Fuente: National Spaceand Space Administration (NASA).

Actualmente sólo se encuentran activos el LANDSAT 5, 7 y 8 que son administrados por la NASA (National Spaceand Space Administration), en tanto que la producción y comercialización de las imágenes de pende del USGS.

### 2.7.1 Características del LANDSAT 5

Este satélite fue lanzado como el sensor TM siendo un sensor avanzado que el MSS de barrido multiespectral, concebido para proporcionar una mayor resoluciones parcial, mejor discriminación espectral éntrelos objetos de la superficie terrestre, mayor fidelidad geométrica y mayor precisión radiométrica en relación a su antecesor el sensor MSS.

Opera simultáneamente en siete bandas espectrales, siendo tres en el visible, una en el infrarrojo cercano, dos en el infrarrojo medio y una en el infrarrojo termal. El ancho de la faja barrida por la imagen es de 185 km x 185 km con una resolución espacial de las regiones visibles e infrarrojo reflejado de 30 m x 30 m y la región termal es de 120 m x 120 m. En la tabla 2, se presenta un resumen de las características del LANSAT 5.

### 2.7.2 Características del LANDSAT 7

El satélite LANDSAT 7, fue lanzado en abril de 1999 con un nuevo sensor denominado ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus). Una imagen LANDSAT 7 ETM+, está compuesta por 8 bandas espectrales que pueden ser combinadas de distintas formas para obtener variadas composiciones de color u opciones de procesamiento. Entre las principales mejoras técnicas respecto de su antecesor el satélite LANDSAT 5, se destaca la adición de una banda espectral (Banda Pancromática) con resolución de 15 metros. También, cuenta

con mejoras en las características geométricas y radiométricas y una mayor resolución espacial de la banda térmica para 60 m. Estos avances tecnológicos permiten calificar al LANDSAT 7 como el satélite más interesante para la generación de imágenes con aplicaciones directas hasta una escala de 1:25000, principalmente en áreas rurales o territorios de grandes extensiones. Además el LANDSAT 7 posee una capacidad de almacenamiento de 378 gigabytes, equivalente alrededor a 100 imágenes. En la tabla 3, se presenta un resumen de las características del LANDSAT 7.

### **2.7.3 Características del LANDSAT 8**

El satélite LANDSAT 8 incorpora dos instrumentos de barrido: Operational Land Imager (OLI), y un sensor térmico infrarrojo llamado Thermal Infrared Sensor (TIRS).

Las bandas espectrales del sensor OLI, similares al sensor LANDSAT 7 ETM+, proporcionan una mejora de los instrumentos de las misiones LANDSAT anteriores, debido a la incorporación de dos nuevas bandas espectrales: un canal profundo en el azul visible (banda 1), diseñado específicamente para los recursos hídricos e investigación en zonas costeras, y un nuevo canal infrarrojo (banda 9) para la detección de nubes cirrus. Adicionalmente una nueva banda de control de calidad se incluye con cada producto de datos generado. Esto proporciona información más detallada sobre la presencia de características tales como las nubes, agua y nieve. Por otra parte el sensor TIRS recoge dos bandas espectrales en longitudes de onda incluidas por la misma banda en los anteriores sensores TM y ETM+ (Figura 5).

La calidad de los datos (relación de la señal en función del ruido) y la resolución radiométrica (12 bits) del OLI y TIRS es más alta que los anteriores instrumentos LANDSAT (8 bits para TM y ETM+), proporcionando una mejora significativa en la capacidad de detectar cambios en la superficie terrestre. Aproximadamente se recogen 400 escenas al día, las cuales son cargadas en el servidor de USGS con el fin de que se encuentren disponibles para su descarga 24 horas después de la adquisición.

Los datos de productos LANDSAT 8 son totalmente compatibles con todos los datos de los productos estándar a nivel 1 (ortorectificado) creados usando LANDSAT 1 al LANDSAT 7. Las imágenes LANDSAT 8 obtenidas por el sensor OLI y TIRS constan de nueve bandas espectrales con una resolución espacial de 30 metros para las bandas de 1 a 7 y 9. La nueva banda 1 (azul-profundo) es útil para estudios costeros y aerosoles. La nueva banda 9 es útil para la detección de cirrus. La resolución para la banda 8 (pancromática) es de 15 metros.

Dos bandas térmicas 10 y 11 son útiles para proporcionar temperaturas más precisas de la superficie y se toman a 100 metros de resolución. El tamaño aproximado de la escena es de 170 km de norte-sur por 183 kilómetros de este a oeste (106 km por 114 km). En la tabla 4, se describen las características del LANDSAT 8. (LANDSAT- USGS, 2015).

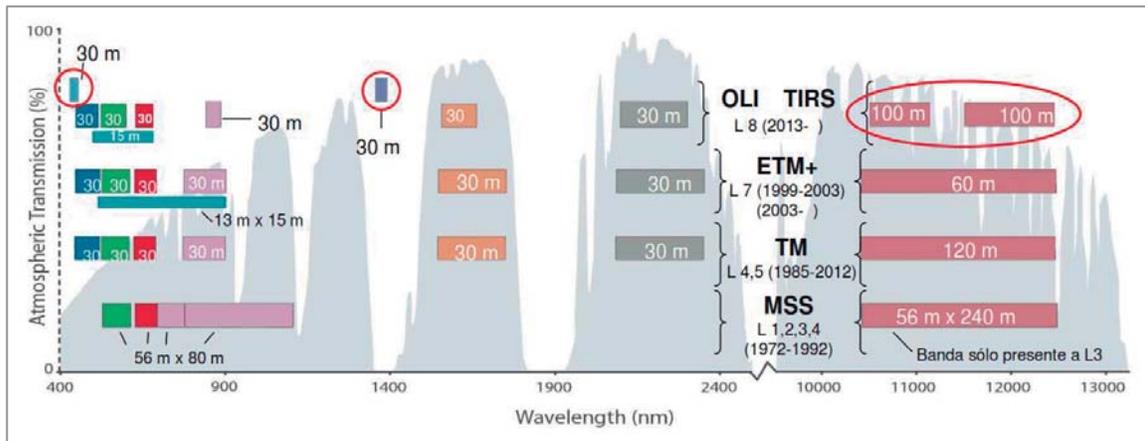


Figura 5: Ancho de banda para los sensores OLI y TIRS en LANDSAT 8 y TM Y ETM+ en LANDSAT 5 y 7.

Tabla 2: Características del LANDSAT 5

MODO ESPECTRAL	ESPACIAL (Metros)	ESPECTRAL (Micras)		RADIOMÉTRICA	TEMPORAL
Multiespectral	30	Banda 1 azul:	0.45 - 0.52	8 BITS	16 Días
		Banda 2 verde:	0.52 - 0.60		
		Banda 3 roja:	0.63 - 0.69		
		Banda 4 Infrarrojo cercano:	0.76 - 0.90		
		Banda 5 Infrarrojo medio:	1.55 - 1.75		
Termal	120	Banda 6 Infrarrojo Térmico:	10.4 - 12.5		

Fuente: [http://landsat.usgs.gov/band\\_designations\\_landsat\\_satellites.php](http://landsat.usgs.gov/band_designations_landsat_satellites.php)

Tabla 3: Características del LANDSAT 7

MODO ESPECTRAL	ESPACIAL (Metros)	ZONA ESPECTRAL (Micras)		RADIOMÉTRICA	TEMPORAL
Multiespectral	30	Banda 1 azul:	0.45 - 0.52	8 BITS	16 Días
		Banda 2 verde:	0.53 - 0.61		
		Banda 3 roja:	0.63 - 0.69		
		Banda 4 Infrarrojo cercano:	0.78 - 0.90		
		Banda 5 Infrarrojo medio:	1.55 - 1.75		
		Banda 7 Térmico lejano:	2.09 - 2.35		
Termal	60	Banda 6 Infrarrojo Térmico:	10.4 - 12.5		
Pancromática	15	Banda 8 Pancromática:	0.52 - 0.90		

Fuente: [http://landsat.usgs.gov/band\\_designations\\_landsat\\_satellites.php](http://landsat.usgs.gov/band_designations_landsat_satellites.php)

Tabla 4: Características del LANDSAT 8

MODO ESPECTRAL	ESPACIAL (Metros)	ZONA ESPECTRAL (Micras)		RADIOMÉTRICA	TEMPORAL
Multiespectral	30	Banda 1 aerosol costero:	0.43 - 0.45	12 BITS	16 Días
		Banda 2 azul:	0.45 - 0.51		
		Banda 3 verde:	0.53 - 0.59		
		Banda 4 roja:	0.64 - 0.67		
		Banda 5 Infrarrojo cercano (NIR):	0.85 - 0.88		
		Banda 6 SWIR 1:	1.57 - 1.65		
		Banda 7 SWIR 2:	2.11 - 2.29		
Pancromática	15	Banda 8 pancromático:	0.50 - 0.68		
Multiespectral	30	Banda 9 cirrus:	1.36 - 1.38		
Termal	100	*Banda 10 Infrarrojo térmico (TIRS) 1.	0.60 - 11.19		
		*Banda 11 Infrarrojo térmico (TIRS) 2.	1.50 - 12.51		

Fuente: [http://landsat.usgs.gov/band\\_designations\\_landsat\\_satellites.php](http://landsat.usgs.gov/band_designations_landsat_satellites.php)

### III. MATERIALES Y MÉTODOS

#### 3.1 Descripción del ámbito de estudio

##### 3.1.1 Ubicación del área de estudio

El área de estudio “Irrigación Majes” se encuentra ubicado en la parte sur del país, en la región de Arequipa, provincia Caylloma, distrito Majes, a 100 Km al oeste de la ciudad de Arequipa, con coordenadas geográficas de latitud sur  $16^{\circ} 15' 30''$  a  $16^{\circ} 26' 42''$  y longitud oeste  $72^{\circ} 18' 35''$  a  $72^{\circ} 07' 59.5''$ , altitudinal mente se encuentra situado en promedio a los 1400 m.s.n.m. (Figura 6).

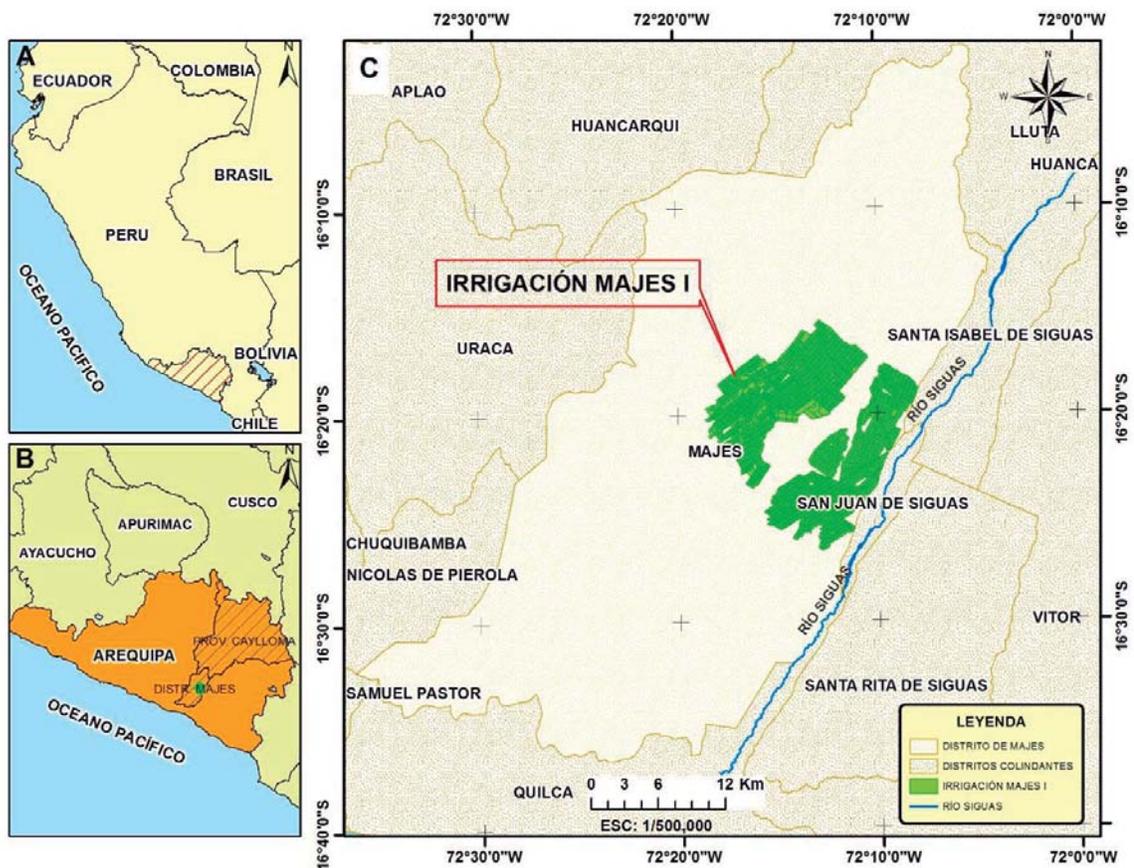


Figura 6:(A) Ubicación de la región Arequipa, (B) Ubicación de la provincia Caylloma y distrito de Majes, (C) Ubicación de la Irrigación Majes I.

##### 3.1.2 Descripción del sistema hidráulico

La irrigación Majes I, es parte del sistema hidráulico del Proyecto Majes-Siguas, se inicia en el embalse de Condorama ubicado en la parte alta de la cuenca del Rio Colca, cerca al pueblo de Chichas, tiene un volumen total de 285 MMC y un volumen útil de 259 MMC.

El agua embalsada es regulada y entregada al río Colca, discurre hasta ser captada en la bocatoma de Tuti, muy próximo al pueblo del mismo nombre.

En la bocatoma de Tuti el agua es derivada hacia el canal de Aducción Tuti - Túnel Terminal (con capacidad de  $34 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), que se desarrolla por margen izquierdo del río Colca, hasta las inmediaciones del pueblo de Huambo; a partir de este lugar el agua es trasvasada, mediante el Túnel Terminal, a la subcuenca de Sigwas quebrada de Husamayo, cerca del pueblo de Querque. El agua es conducida por la quebrada Huasamayo hasta la confluencia con el río Sigwas. Luego el agua es captada en la bocatoma de Pitay y entregada a la derivación Pitay-Majes, internándose en la pampa de Majes I (figura 7).

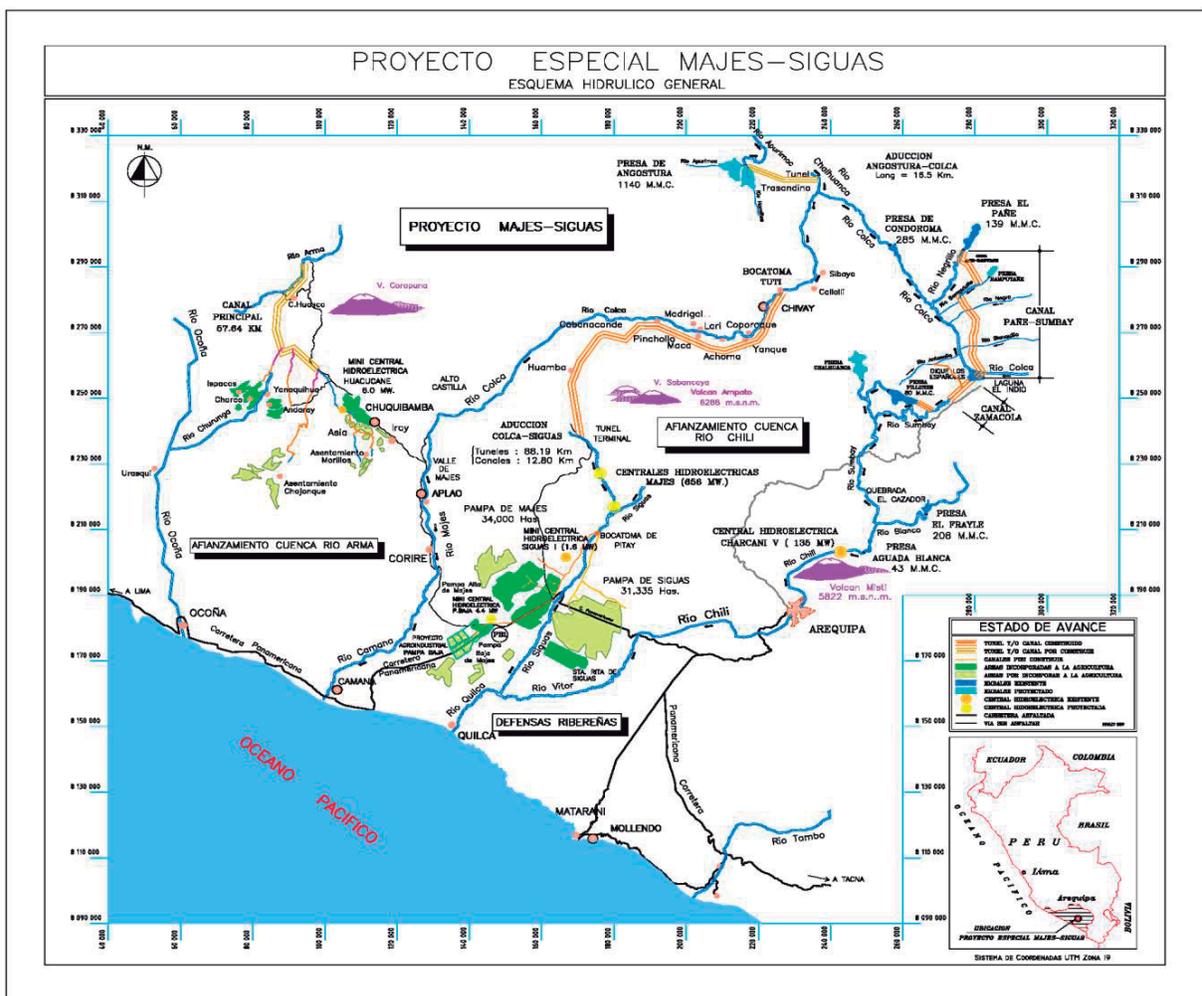


Figura 7: Esquema hidráulico para la Irrigación Majes -Sigwas

### **3.1.3 Clima del área de estudio**

El clima de la Irrigación Majes es desértico, está considerado como uno de los más áridos del mundo, en función a la altitud desde el sub-tropical al templado. Las lluvias son escasas con un promedio mensual acumulado de 0.6 mm. La temperatura máxima es de 30 °C y la mínima 7 °C, con una media anual de 19 °C. La humedad relativa es baja con una influencia del mar bastante débil, su promedio anual es de 52 % aumentando durante ciertos meses del año, por la presencia de bancos de neblinas. Finalmente la velocidad de viento promedio varía desde 2.4 hasta 3.0 m.seg<sup>-1</sup>.

### **3.1.4 Características del suelo**

Topográficamente se considera una llanura o planicie costera ubicada sobre el tablero continental con 45 Km aproximadamente de ancho. El relieve es plano a ligeramente ondulado, con pendientes suaves e inclinación que varía de 2.5 a 3 % con orientación de Este a Oeste.

Los suelos generalmente están formados por materiales aluviales, volcánicos y sedimentados de textura gruesa (arena a arena franca), con contenidos variables de piedras y grava en el perfil del suelo, escaso limo y ausencia casi total de arcilla. El contenido de Materia Orgánica, nitrógeno y la actividad microbiana es muy limitada, con escaso contenido de fósforo y alto de potasio; especialmente en los suelos no disturbados.

La capacidad de intercambio catiónico (C.I.C) es baja y el potencial en hidrogeno (Ph) oscila de ligeramente a medianamente alcalino, la fertilidad natural varia de baja a muy baja.

La fertilidad natural de los suelos varía de baja a muy baja. De acuerdo a su capacidad de uso mayor se clasifica coma aptos para cultivos en limpios, cultivos permanentes y pastos cultivados. Sin embargo el uso actual de la tierra se estima que alrededor del 70 % del área se encuentra cubierta por cultivos forrajeros (alfalfa y maíz forrajero) y el 30 % está ocupado por cultivos de pan llevar.

### **3.1.5 Localización de la parcela con Lisímetro**

Para la validación de los resultados de evapotranspiración, se tiene mediciones efectuadas con lisímetro, pertenecientes al Centro de Reconversión Agroganadera de PEMS – AUTODEMA, esta se encuentra ubicado en la comisión de regantes 3R-B6 de irrigación Majes “Zona Especializada”, con coordenadas de 797262.41 Este y 8193172.87 Sur (figura 8).

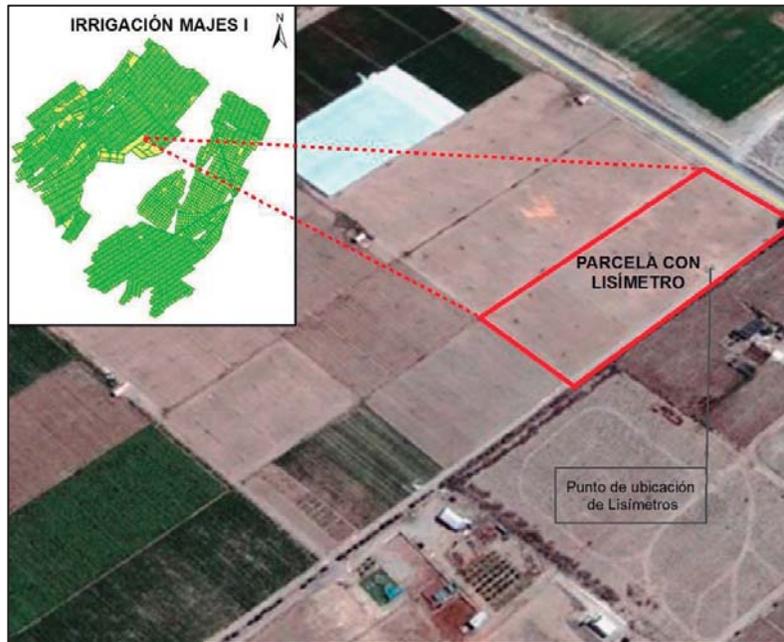


Figura 8: Ubicación de la parcela con lisímetro

### 3.2 Materiales

#### 3.2.1 Información meteorológica

La información meteorológica utilizada fue proporcionada por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI). Se dispone de registros en la estación meteorológica automática “EMA Pampa de Majes”, para el periodo 29/11/2011 – 31/12/2014 toda las variables climáticas a paso de tiempo horario.

Las informaciones climáticas requeridas en la implementación del algoritmo SEBAL son la velocidad del viento ( $m.s^{-2}$ ), precipitación (mm), la radiación solar ( $w.m^{-2}$ ), temperatura de aire máximo y mínimo, humedad atmosférica máximos y mínimos. En la tabla 5, se presenta la descripción de la estación climática y en el anexo 1 se presenta los registros históricos de las fechas de análisis.

Tabla 5: Descripción de estación Climáticas

ID	TIPO	CODIGO	ESTACIÓN	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD (m.s.n.m)	ESCALA DE TIEMPO (min)	DATOS DISPONIBLES
1	Automatica	4729E39A	EMA Pampa de Majes	72 12' 38"	16 19' 39"	1434	60	Temperatura Max y Min, Humedad Relativa Max y Min, Radiación solar y velocidad de viento

Fuente: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, SENAMHI.

### 3.2.2 Información de imágenes satelitales

Se utilizaron imágenes satelitales del programa LANDSAT 5, 7 y 8, administrados por la National Space and Space Administration (NASA) y la producción - distribución de las imágenes depende de United States Geological Survey (USGS). Las imágenes LANDSAT 8 han sido seleccionadas de modo que puedan representar las cuatro estaciones invierno, primavera, verano y otoño (imágenes N° 1 al 4 de la tabla 6). Para el proceso de validación de la evapotranspiración, se utiliza todas las imágenes LANDSAT disponibles (sin nubosidad u otros errores) en el periodo de medición con lisímetro 03/04/11 a 27/07/11, encontrándose las imágenes N° 5 al 11 de la tabla 6.

Las imágenes satelitales, fueron obtenidas de la página web (<http://glovis.usgs.gov/>), en la tabla 6 se presenta el total de las imágenes satelitales utilizadas.

Tabla 6: Imágenes satelitales LANDSAT utilizadas.

N°	SATELITE	ID DE LA IMAGEN	PATH/ROW	DIA JULIANO	FECHA
1	LANDSAT 8	LC80040712013226LGN00	04/71	226	14/08/2013
2	LANDSAT 8	LC80040712013322LGN00	04/71	322	18/11/2013
3	LANDSAT 8	LC80040712014053LGN00	04/71	53	22/02/2014
4	LANDSAT 8	LC80040712014133LGN00	04/71	133	13/05/2014
5	LANDSAT 5	LT50040712011205CUB00	04/71	125	05/05/2011
6	LANDSAT 5	LT50040712011173CUB00	04/71	173	22/06/2011
7	LANDSAT 5	LT50040712011205CUB00	04/71	205	24/07/2011
8	LANDSAT 7	LE70040712011133ASN00	04/71	133	13/05/2011
9	LANDSAT 7	LE70040712011165COA00	04/71	165	14/06/2011
10	LANDSAT 7	LE70040712011181COA00	04/71	181	30/06/2011
11	LANDSAT 7	LE70040712011197COA00	04/71	197	16/07/2011

### 3.2.3 Modelos de elevación digital

El mapa de elevación digital de la irrigación Majes I, provienen de los productos ASTER GDEM (Aster Global Digital Elevation Model), mapa topográfico diseñado por la NASA y el Ministerio de Economía, Comercio e Industria del Japón-METI (1999), se encuentran en formato GeoTIFF, con resolución espacial de 30 metros y hace referencia al geoide WGS84. Se encuentra disponible en la página web [http://geoservidor.minam.gob.pe/geoservidor/download\\_raster.aspx](http://geoservidor.minam.gob.pe/geoservidor/download_raster.aspx).

### 3.3 Metodología de estimación de la evapotranspiración mediante SEBAL

La estimación de la evapotranspiración mediante el modelo SEBAL, consiste en estimar las componentes del balance de energía como la  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$ ,  $\lambda ET$ , de forma distribuida para el área de estudio, para ello se utiliza el software ERDAS 2014.

#### 3.3.1 Flujo de radiación neta superficial ( $R_n$ )

El primer paso en el proceso SEBAL, es el cálculo del flujo de radiación neta superficial ( $R_n$ ) usando la ecuación 5 del balance de radiación superficial. En la figura 9, se muestra el diagrama de flujo para el cálculo de la  $R_n$ , las etapas son descritos en los siguientes ítems.

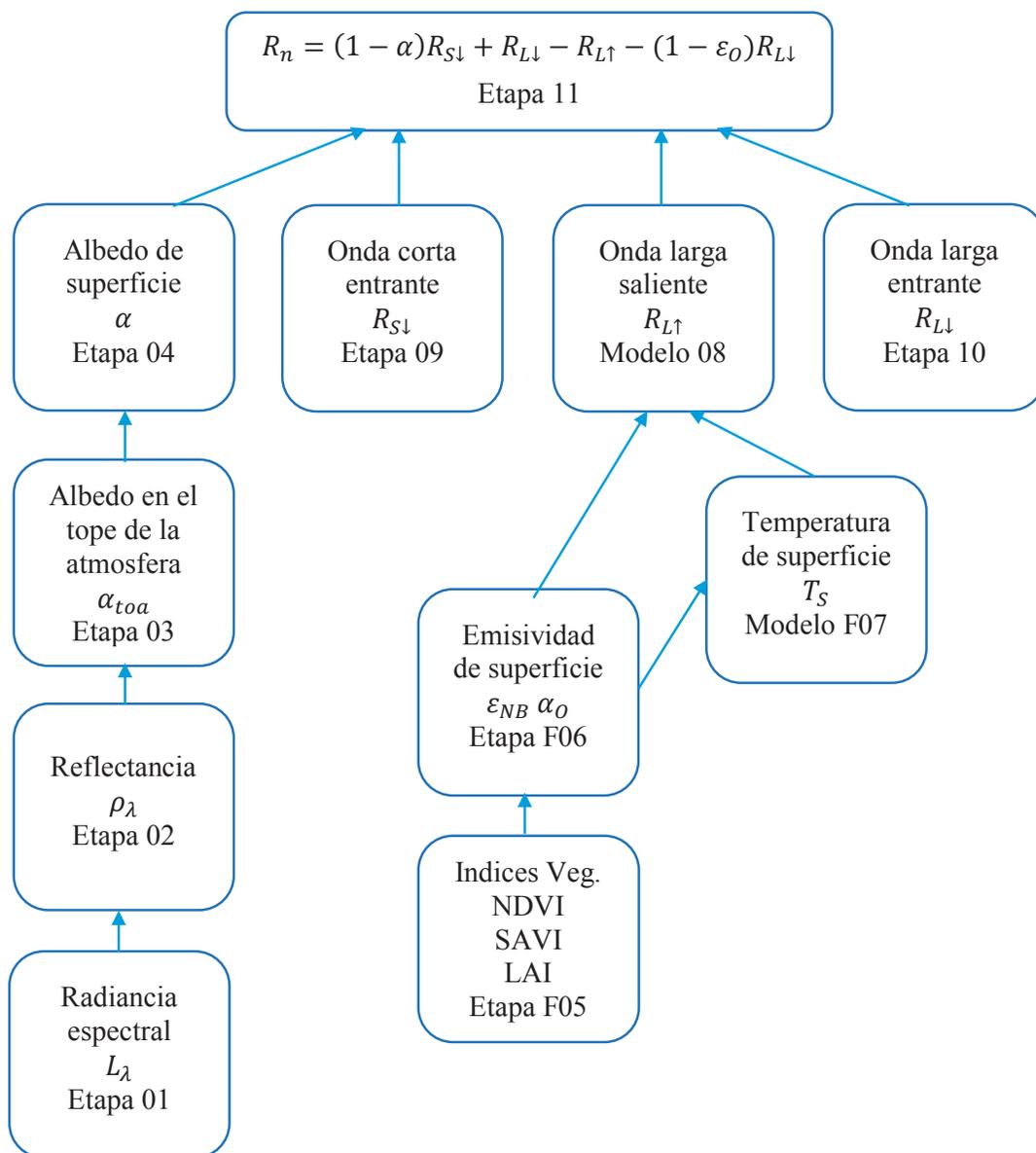


Figura 9: Diagrama de flujo para el cálculo de la radiación neta

### 3.3.1.1 Albedo de superficie ( $\alpha$ )

El albedo superficial es definido como la fracción de radiación reflejada de la radiación de onda corta entrante. Según la figura 9, es necesario previamente calcular las etapas del 1 al 4.

#### a. La radiancia espectral ( $L_\lambda$ ) – Etapa 1

La radiancia espectral para cada banda es la energía de la radiación saliente de las bandas observadas en el tope de la atmosfera mediante un satélite, este es calculado mediante la ecuación adaptada para LANDSAT 5 y 7. Las unidades de  $L_\lambda$  son  $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ .

$$L_\lambda = \left[ \frac{L_{MAX} - L_{MIN}}{255} \right] DN + L_{MIN} \dots \dots \dots (6)$$

Dónde: DN es el numero digital de cada pixel (numero entero entre 0 y 255),  $L_{MAX}$  y  $L_{MIN}$  son las constantes de calibración. En las tablas 7 y 8 se presentan los valores para  $L_{MAX}$  y  $L_{MIN}$ , para LANDSAT 5 y 7.

Para LANDSAT 7 en los archivos de metadatos, si se dispone de información de Gains y Bias, la ecuación 6 se simplifica para el cálculo de  $L_\lambda$  a la ecuación 7.

$$L_\lambda = Gain * DN + Bias \dots \dots \dots (7)$$

Dónde: Gain y Bias relacionan a los valores dados en el archivo metadato.

Para LANDSAT 8, es posible calcular la radiancia espectral, pero no necesario porque la reflexividad puede ser calculada directamente.

Tabla 7:  $L_{MIN}$  y  $L_{MAX}$  valores para LANDSAT 5 TM

N° BANDA	2011-06-22	
	$L_{MIN}$	$L_{MAX}$
1	-1.520	193.000
2	-2.840	365.000
3	-1.170	264.000
4	-1.510	221.000
5	-0.370	30.200
6	1.238	15.303
7	-0.150	16.500

Fuente: Metadato de imagen LANDSAT 5 22/06/11

Tabla 8:  $L_{MIN}$  y  $L_{MAX}$  valores para LANDSAT 7 ETM+

N° BANDA	2011-05-13	
	$L_{MIN}$	$L_{MAX}$
1	-6.200	191.600
2	-6.400	196.500
3	-5.000	152.900
4	-5.100	241.100
5	-1.000	31.060
6.1	0.000	17.040
6.2	3.200	12.650
7	-0.350	10.800

Fuente: Metadato de imagen LANDSAT 7 13/05/11

### b. La reflectividad para cada banda ( $\rho_\lambda$ ) – Etapa 2

La reflectividad de una superficie está definida como el cociente del flujo de radiación reflejada y el flujo de radiación entrante, es calculada usando la siguiente ecuación dado para las imágenes LANDSAT 5 y 7.

$$\rho_\lambda = \frac{\pi * L_\lambda}{ESUN_\lambda * \cos \theta * d_r} \dots \dots \dots (8)$$

Donde:  $L_\lambda$  es la radiancia espectral de cada banda,  $ESUN_\lambda$  es la irradiación media para cada banda ( $W m^{-2} \mu m^{-1}$ ),  $\cos \theta$  es el coseno del ángulo de incidencia solar, y  $d_r$  es la inversa de la distancia tierra – sol al cuadrado. Valores para  $ESUN_\lambda$  son dados en la tabla 9. Coseno  $\theta$  es calculado usando los archivos metadato sobre el ángulo de elevación solar ( $\beta$ ), donde  $\theta = (90^\circ - \beta)$ . El término  $d_r$  es definido como  $1/d_{t-s}^2$  donde  $d_{t-s}$  es la distancia relativa entre la tierra y el sol en unidades astronómica (AU) es igual a  $1.496 * 10^8$  km.  $d_r$  es calculado mediante la ecuación propuesto por Duffie y Beckman (1980), también descrito en la guía de FAO 56 Evapotranspiración del cultivo.

$$d_r = 1 + 0.033 \cos \left( DOY \frac{2\pi}{365} \right) \dots \dots \dots (9)$$

Dónde: DOY es el día secuencia del año, y el ángulo ( $DOY \times 2\pi/365$ ) está en radianes. Los valores para  $d_r$  se encuentran en el rango 0.97 a 1.03 y son adimensionales.

Para el LANDAST 8, la reflectividad o reflectancia planetaria en el tope de la atmosfera ( $\rho'_\lambda$ ) es calculada a partir de la ecuación 10.

$$\rho'_\lambda = M\rho * Qcal + A\rho \dots \dots \dots (10)$$

Donde:  $\rho'_\lambda$  no presenta corrección para el ángulo solar,  $M\rho$  corresponde al factor multiplicativo de re-escalamiento para cada banda y  $A\rho$  corresponde al factor aditivo de re-escalamiento para cada banda ( $M\rho$  y  $A\rho$  disponible en los meta datos de la imagen). Para corregir la

reflectancia en función al ángulo solar y de la distancia astronómica tierra-sol, usamos la ecuación 11.

$$\rho_{\lambda} = \frac{\rho'_{\lambda}}{\cos \theta * d_r} \dots \dots \dots (11)$$

Tabla 9: Valores de  $ESUN_{\lambda}$  para LANDSAT 5 y LANDSAT 7 ( $Wm^2/\mu m$ )

SATÉLITE	BANDA 1	BANDA 2	BANDA 3	BANDA 4	BANDA 5	BANDA 6	BANDA 7
LANDSAT 5	1957	1829	1557	1047	219.3	-	74.52
LANDSAT 7	1969	1840	1551	1044	225.7	-	82.07
LANDSAT 8	1982	1827	1540	942	234	-	79

Fuente: Markham y Barker, 1986; LANDSAT 7 Science User Data Handbook Chap.11.

**c. El albedo en el tope de la atmosfera ( $\alpha_{toa}$ ) – Etapa 3**

Este es el albedo no ajustado para la transmisividad atmosférica, el cálculo se efectúa a través de la combinación lineal de la reflexividades ( $\rho_{\lambda}$ ) y los coeficientes ponderación.

$$\alpha_{toa} = \sum(\omega_{\lambda} * \rho_{\lambda}) \dots \dots \dots (12)$$

Donde:  $\rho_{\lambda}$  es la reflexividad calculada (etapa – 2) y  $\omega_{\lambda}$  es un coeficiente de ponderación para cada banda. Los valores para los coeficientes de ponderación  $\omega_{\lambda}$  se presentan en la tabla 10.

Tabla 10: Coeficientes de ponderación,  $\omega_{\lambda}$

SATÉLITE	BANDA 1	BANDA 2	BANDA 3	BANDA 4	BANDA 5	BANDA 6	BANDA 7
LANDSAT 5	0.293	0.274	0.233	0.157	0.033	-	0.011
LANDSAT 7	0.293	0.274	0.231	0.156	0.034	-	0.012
LANDSAT 8	0.3	0.276	0.233	0.143	0.035	-	0.012

Fuente: Markham y Barker, 1986; LANDSAT 7 Science User Data Handbook Chap.11.

**d. Albedo de superficie ( $\alpha$ ) – Etapa 4**

El albedo de superficie es calculado mediante la corrección del  $\alpha_{toa}$  para la transmisividad atmosférica.

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \dots \dots \dots (13)$$

Donde:  $\alpha_p$  es la radiación solar reflejada por la atmósfera y  $\tau_{sw}$  es la transmisividad atmosférica.

Los valores para  $\alpha_p$  se encuentran en el rango 0.025 y 0.04, el valor recomendado por Bastiaanssen et al., (2000) para SEBAL es de 0.03, la transmisividad atmosférica es definido

como una fracción de la radiación entrante que es transmitida por la atmosfera y esto representa los efectos de absorción y reflexión ocurridos dentro de la atmosfera. Estos efectos ocurren para la radiación entrante y para la radiación saliente por lo tanto se eleva al cuadrado en la ecuación 13,  $\tau_{sw}$  incluye transmisividades de la radiación de los rayos solares directa y la radiación difusa en la superficie. Se calcula  $\tau_{sw}$  asumiendo un cielo claro y condiciones relativamente secas, usando una relación basada en la elevación, descrita en la guía de la FAO 56.

$$\tau_{sw} = 0.75 + 2 * 10^{-5} * z \dots \dots (14)$$

Dónde: z es la elevación sobre el nivel del mar (m). Esta elevación debe representar mejor el área de interés, como la elevación de la estación climática relevante.

Según Horiguchi, Ikuo, (1992) (Agricultural meteorology, Buneidou, Tkyo, japan) citado por Allen R. (2002) los valores típicos del albedo superficial para algunos tipos de superficie son:

Tabla 11: Valores típicos de Albedo

Nieve fresca	0.80 - 0.85
Nieve vieja y congelada	0.30 - 0.70
Suelos oscuro	0.08 - 0.14
Arcilla	0.16 - 0.23
Arena blanco - amarillo	0.34 - 0.40
Arena gris - blanco	0.18 - 0.23
Gras o pasto	0.15 - 0.25
Campos de maíz	0.14 - 0.22
Campos de arroz	0.17 - 0.22
Bosque de coníferas	0.10 - 0.15
Bosques antiguos	0.15 - 0.20
Agua	0.025 - 0.348

Fuente: Horiguchi, Ikuo, citado por Allen R. (2002).

### 3.3.1.2 Radiación de onda larga saliente ( $R_{LT}$ )

La radiación onda larga saliente, es el flujo de radiación termal emitida a partir de la superficie terrestre hacia la atmosfera ( $Wm^{-2}$ ). El cálculo se efectúa en las etapas del 5 al 8.

#### a. Índices de vegetación: NDVI, SAVI, IAF – Etapa 5

El índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) es obtenido a través de la razón entre la diferencia de las reflectividades del infrarrojo próximo ( $\rho_4$ ) y el rojo ( $\rho_3$ ) por la suma de las mismas:

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \dots \dots \dots (15)$$

El NDVI es un indicador sensible de la cantidad y la condición de la vegetación verde. Sus valores varían de -1 a +1 y para superficies con alguna vegetación el NDVI varia de 0 a 1, para el agua y nubes el NDVI generalmente es menor que cero.

El índice de vegetación ajustado para los efectos del suelo (SAVI), es un índice que busca "restar" los efectos de fondo del suelo del NDVI por lo que los impactos de la humedad del suelo se reducen en este índice.

$$SAVI = (1 + L) \frac{\rho_4 - \rho_3}{L + \rho_4 + \rho_3} \dots \dots \dots (16)$$

Dónde: L es constante para SAVI.

El índice de área foliar (LAI) está definido como el cociente 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 píxel de la imagen.

$$LAI = - \frac{\ln\left(\frac{0.69 - SAVI}{0.59}\right)}{0.91} \dots \dots \dots (17)$$

**b. Emisividades superficiales ( $\epsilon_{NB}$   $\epsilon_o$ ) – Etapa 6**

Las emisividades de un cuerpo son definidas como la razón entre la energía térmica radiada por la superficie y la energía térmica radiada por un cuerpo negro a la misma temperatura. Dos emisividades superficiales son usados en SEBAL, el primero es una emisividad representando comportamientos de superficies para la emisión termal en la banda 6 relativamente estrecha del LANDSAT (10.4 a 12.5  $\mu\text{m}$ ) expresada como  $\epsilon_{NB}$ . El segundo es una emisividad representando comportamientos de superficie para la emisión termal en el ancho del espectro termal (6 a 14  $\mu\text{m}$ ), expresado como  $\epsilon_o$ .  $\epsilon_{NB}$  es usado en cálculos de la temperatura de superficie  $T_s$  y  $\epsilon_o$  es usado posteriormente en el cálculo total de la radiación de onda larga emitida desde la superficie.

$$\epsilon_{NB} = 0.97 + 0.0033 * LAI \text{ para } LAI < 3 \dots \dots \dots (18)$$

$$\epsilon_o = 0.95 + 0.01 * LAI \text{ para } LAI < 3 \dots \dots \dots (19)$$

Además  $\epsilon_{NB}=0.98$  y  $\epsilon_o=0.98$  cuando  $LAI \geq 3$ .

Para el agua y nieve usamos filtros en el modelo para un conjunto de valores de  $\epsilon_{NB}$  y  $\epsilon_o$ :

- Para cuerpos de agua;  $NDVI < 0$  y  $\alpha < 0.47$ ,  $\epsilon_{NB}=0.99$  y  $\epsilon_o = 0.985$

- Para cuerpos de nieve; NDVI < 0 y  $\alpha < 0.47$ ,  $\epsilon_{NB} = 0.99$  y  $\epsilon_o = 0.985$

### c. Temperatura de superficie ( $T_s$ ) – Etapa 7

La temperatura superficial es calculada usando la siguiente ecuación modificada de Plank.

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} * K_1}{L_{\lambda,i}} + 1\right)} \dots \dots \dots (20)$$

Donde:  $L_{\lambda,i}$  la radiancia espectral de la banda termal 6 para LANDSAT 5 y 7;  $L_{\lambda,i}$  la radiancia espectral promedio de las bandas termales 10 y 11 para el LANDSAT 8.  $K_1$  y  $K_2$  son constantes para las imágenes LANDSAT (Tabla 12).

$$L_{\lambda,6} = 0.056322ND + 0.1238 \dots \dots \dots (21)$$

Tabla 12: Constantes  $K_1$  y  $K_2$  para LANDSAT 5, 7 y 8.

SATÉLITE	K1	K2
LANDSAT5 TM Band6	607.76	1260.56
LANDSAT7 ETM+ Band6	666.09	1282.71
LANDSAT 8 TIRS Band10	774.89	1321.08
LANDSAT 8 TIRS Band11	480.89	1201.14

Fuente: Manual SEBAL (2002) y meta datos de LANDSAT 8.

### d. Radiación de onda larga saliente ( $R_{L\uparrow}$ ) – Etapa 8

La radiación de onda larga saliente, se obtiene mediante la ecuación de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_o * \sigma * T_s^4 \dots \dots \dots (22)$$

Donde:  $\epsilon_o$  es la emisividad de cada píxel,  $\sigma$  es una constante de Stefan-Boltzman ( $\sigma = 5.67 * 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ) y  $T_s$  es la temperatura de la superficie en grados kelvin.

#### 3.3.1.3 Radiación de onda corta entrante ( $R_{s\downarrow}$ )

La radiación onda corta entrante (Etapa 9), es el flujo de radiación solar directa y difusa que actualmente alcanza la superficie de la tierra ( $\text{Wm}^{-2}$ ). Es calculado asumiendo condiciones de cielo claro, como constante para el tiempo de la imagen a usar.

$$R_{s\downarrow} = G_{sc} * \cos\theta * d_r * \tau_{sw} \dots \dots \dots (23)$$

Donde:  $G_{sc}$  es la constante solar ( $1367 \text{ Wm}^{-2}$ ),  $\cos\theta$  es el coseno del ángulo de incidencia solar,  $d_r$  es el inverso al cuadrado de la distancia relativa Tierra-Sol y  $\tau_{sw}$  es la transmisividad atmosférica.  $R_{s\downarrow}$  se considera constante en toda el área de estudio, cuando la transmisividad es calculada para una altitud promedio.

### 3.3.1.4 Radiación de onda larga entrante ( $R_{L\downarrow}$ )

La radiación de onda larga entrante (Etapa 10), es el descenso de la radiación termal de la atmosfera hacia superficie ( $\text{Wm}^{-2}$ ). Es calculado usando la ecuación de Stefan – Boltzmann.

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a * \sigma * T_a^4 \dots \dots \dots (24)$$

Donde:  $\varepsilon_a$  es la emisividad atmosférica (adimensional),  $\sigma$  es la constante de Stefan – Boltzmann ( $5.67*10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ) y  $T_a$  es la temperatura del aire superficial en Kelvin.

$$\varepsilon_a = 0.85 * (-\ln \tau_{sw})^{0.09} \dots \dots \dots (25)$$

Donde:  $\tau_{sw}$  es la transmisividad atmosférica calculada con la ecuación 14, los coeficientes dados por Bastiaanssen et al. (1995) derivados para el occidente de Egipto, fueron  $\varepsilon_a = 1.08 * (-\ln \tau_{sw})^{0.265}$ . Sustituyendo la ecuación 25 en la ecuación 24, resulta la ecuación 26, donde  $T_a$  es la temperatura del aire en grados Kelvin y puede ser igual a la temperatura superficial de la celda más fría  $T_{frio}$ .

$$R_{L\downarrow} = 0.85 * (-\ln \tau_{sw})^{0.09} * \sigma * T_a^4 \dots \dots \dots (26)$$

Finalmente la radiación neta en la superficie (Etapa 11) es calculado utilizando la ecuación 5 de balance de radiación en la superficie ( $R_n = (1 - \alpha)R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o)R_{L\downarrow}$ ) Donde:  $\alpha$  es el albedo de superficie para radiación de onda corta entrante,  $R_{s\downarrow}$  radiación de onda corta entrante,  $R_{L\downarrow}$  radiación de onda larga saliente de la superficie (termal),  $R_{L\uparrow}$  radiación de onda larga saliente de la atmósfera,  $\varepsilon_o$  emisividad termal de la superficie.

### 3.3.2 Flujo de calor de suelo ( $G$ )

El flujo de calor hacia el suelo es la porción de almacenamiento de calor en el suelo y vegetación debido a la conducción. SEBAL primero calcula la proporción  $G/R_n$  usando la siguiente ecuación empírica desarrollado por Bastiaanssen et al. (2000).

$$G/R_n = T_s \alpha^{-1} (0.0038\alpha - 0.0074\alpha^2) (1 - 0.98NDVI^4) \dots \dots \dots (27)$$

Donde:  $T_s$  es la temperatura superficial ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $\alpha$  es el albedo superficial, y NDVI es el índice de vegetación diferencia normalizada.

El flujo de calor hacia el suelo es un término difícil de evaluar y se debe tener cuidado en el cálculo, para ello se debe de entender el área de interés con el fin de evaluar la exactitud de la ecuación 27. Los valores de  $G$  podrán ser comprobados con las mediciones actuales en el terreno, la ecuación 27 predice  $G$  promedios para cultivo irrigados cerca Kimberly, Idaho con bastante precisión (M. Tasumi y R. Allen, 2002).

En las aplicaciones de SEBAL, valores de  $G/R_n$  para agua y nieve, se usan las siguientes asunciones. En la Tabla 13, se presentan estimaciones de varios tipos de superficie.

Si  $NDVI < 0$ ; asumir que la superficie es agua;  $G/R_n = 0.5$

SI  $T_s < 4 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $\alpha > 0.45$ ; asumir que la superficie es nieve;  $G/R_n = 0.5$

Tabla 13: Estimación de  $G/R_n$  para varias superficies

TIPO DE SUPERFICIE	$G/R_n$
Agua clara y profunda	0.5
Nieve	0.5
Desierto	0.2 - 0.4
Agricultura	0.05 – 0.15
Suelo desnudo	0.2 – 0.4
Cobertura total de alfalfa	0.04
Roca	0.2 – 0.6

### 3.3.3 Flujo de calor sensible ( $H$ )

El flujo de calor sensible es la proporción del calor perdido hacia el aire mediante la convección y conducción, debido a la diferencia de temperatura, es calculado usando la ecuación para transporte calor:

$$H = \frac{(\rho * C_p * dT)}{r_{ah}} \dots \dots \dots (28)$$

Dónde:  $\rho$  es la densidad del aire ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $C_p$  es la capacidad del calor específico del aire ( $1004 \text{ J.Kg}^{-1} .\text{K}^{-1}$ ),  $dT$  (K) es la diferencia de temperatura ( $T_1 - T_2$ ) entre dos alturas ( $Z_1$  y  $Z_2$ ), y  $r_{ah}$  es la resistencia aerodinámica para el transporte de calor en  $\text{s.m}^{-1}$  (figura 10).

El flujo de calor sensible ( $H$ ) es una función de la gradiente de temperatura, rugosidad superficial y la velocidad de viento, la ecuación 28 es difícil de resolver porque  $r_{ah}$  y  $dT$  son dos variables desconocidas. Para facilitar este cálculo, se utiliza dos pixeles anchas (donde valores fiables para  $H$  puede ser previsto y un  $dT$  estimado) y la velocidad de viento a una altura dada.

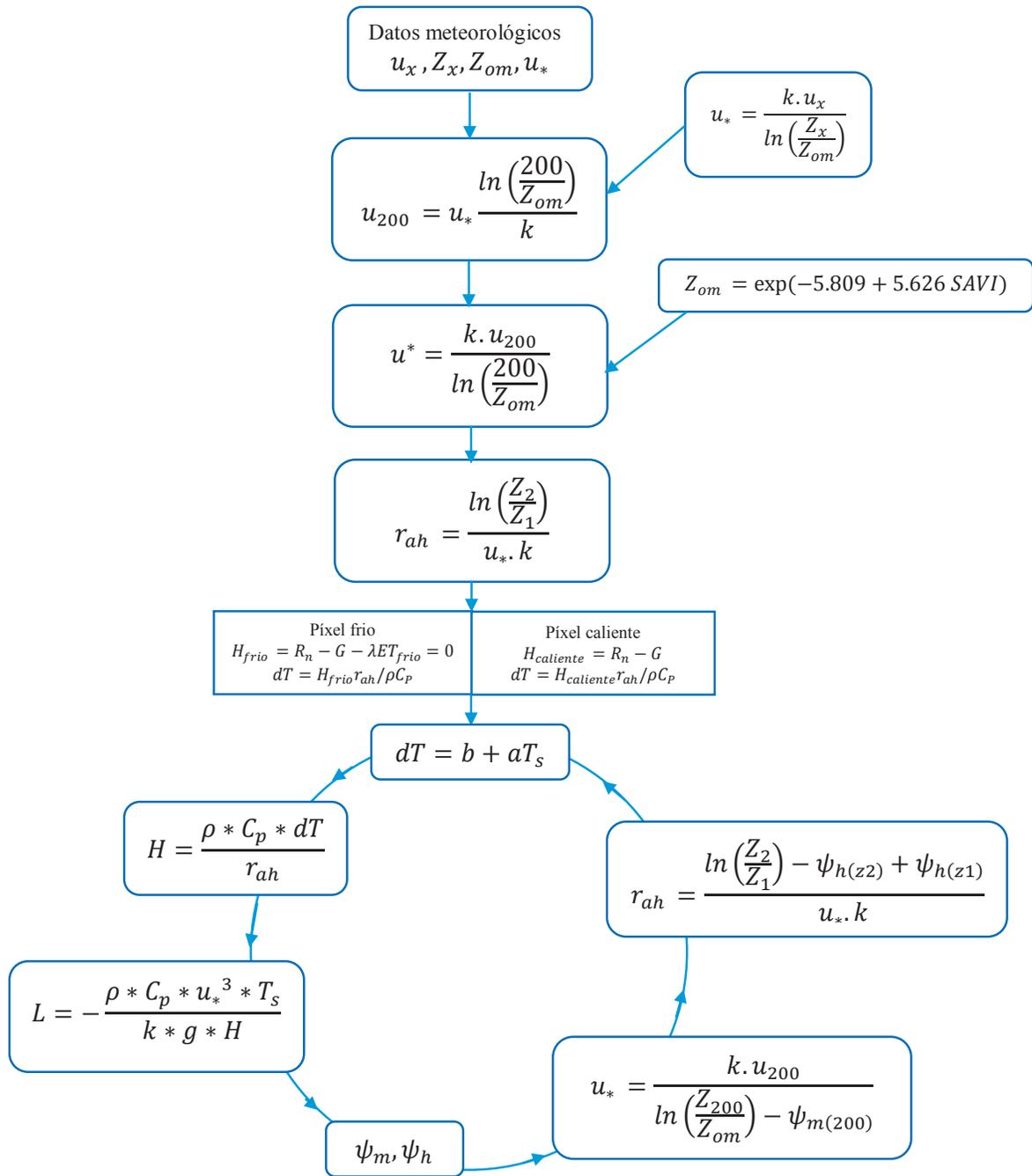


Figura 10: Diagrama de flujo del proceso de iteración para el cálculo de  $H$

La resistencia aerodinámica para el transporte de calor  $r_{ah}$  es calculado para una estabilidad neutral como:

$$r_{ah} = \frac{\ln\frac{Z_2}{Z_1}}{u_* \cdot k} \dots \dots (29)$$

Dónde:  $Z_1$  y  $Z_2$  son alturas en metros sobre el plano cero de desplazamiento (d) de la vegetación,  $u_*$  es la velocidad de fricción ( $m.s^{-1}$ ) que cuantifica las fluctuaciones de velocidad turbulenta en el aire, y  $k$  es la constante de Von Karman's igual a 0.41. La velocidad de fricción  $u_*$  es calculada usando ley del viento logarítmica para condiciones atmosféricas neutrales.

$$u_* = \frac{k \cdot u_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{om}}\right)} \dots \dots \dots (30)$$

Dónde:  $K$  es la constante de Von Karman's,  $u_x$  es la velocidad de viento ( $ms^{-1}$ ) a una altura  $Z_x$  y  $Z_{om}$  son los coeficientes de rugosidad (m),  $Z_{om}$  es una medida de resistencia de la forma y fricción de la superficie vegetal, con la capa de aire que interactúa sobre dicha superficie.

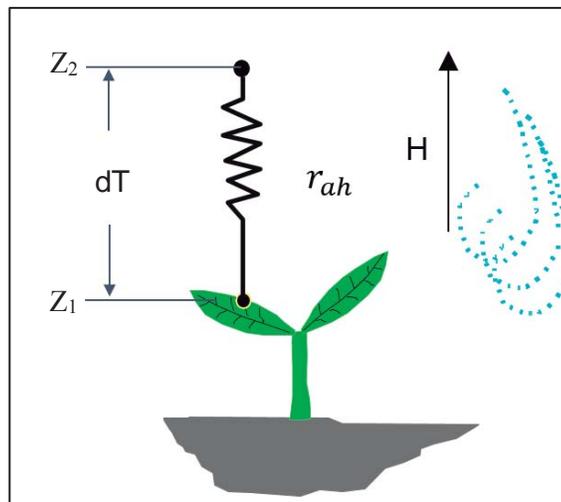


Figura 11: Resistencia aerodinámica entre dos altitudes

A continuación se describe los pasos seguidos para el cálculo del flujo de calor sensible según el diagrama de flujo de la figura 10.

1. La velocidad de fricción ( $u_*$ ) en la estación climática es calculada para una condición atmosférica neutra usado la ecuación 30. El cálculo de  $u_*$  requiere la medición de la velocidad de viento  $u_x$  a una altura conocida  $Z_x$  para el tiempo de la imagen satelital. La longitud de rugosidades que gobierna la transferencia del momentum ( $Z_{om}$ ) es una estimación empírica, a partir del cambio de altura de la vegetación alrededor de la estación climática.

$$Z_{om} = 0.12h \dots \dots \dots (31)$$

Dónde:  $h$  es la altura de la vegetación en la estación climática (m).

2. La velocidad de viento ( $u_{200}$ ) a una altura por encima de la estación climática, donde uno puede asumir que no hay ningún efecto de la rugosidad superficial, es calculado mediante la ecuación 32, esta altura es conocida como la “altura de mezcla”, SEBAL usa 200 metros.

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right)}{k} \dots \dots \dots (32)$$

Dónde:  $u_*$  es la velocidad de fricción en la estación climática.

3. La velocidad de fricción  $u^*$  a 200 metros es calculado para cada pixel, en ERDAS 2014.  $u_{200}$  puede ser asumido como constante en todos los pixeles de la imagen, ya que ocurre a una “altura de mezcla” no afectado por las características de la superficie.

$$u^* = \frac{k \cdot u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right)} \dots \dots \dots (33)$$

En esta etapa, es necesario el cálculo del coeficiente de rugosidad ( $Z_{om}$ ), para cada uno de los pixeles, en función a SAVI mediante la ecuación 34.

$$Z_{om} = \exp(-5.809 + 5.62SAVI) \dots \dots \dots (34)$$

4. La resistencia aerodinámica para el transporte de calor ( $r_{ah}$ ) es calculado según la ecuación 29 y  $u_*$  según la ecuación 33. Una serie de iteraciones es requerido para determinar el valor de  $r_{ah}$  para cada periodo que considere el impacto de inestabilidad (es decir flotabilidad) en  $r_{ah}$  y H. Asumiendo condiciones atmosféricas neutrales, un valor inicial  $r_{ah}$  es calculado usando la ecuación 29.  $Z_1$  es la altura justos por encima del plano cero de emplazamiento ( $d \cong 0.67 \cdot \text{altura de vegetación}$ ) de la superficie vegetal,  $Z_2$  está a cierta altura por encima del plano cero de desplazamiento, pero por debajo de la altura de la capa límite de superficie. Basado en análisis de experiencias de Bastiaanssen et al. (2002), valores de 0.1 m para  $Z_1$  y 2.0 m para  $Z_2$  son usualmente asignados.

5. Para el cálculo del flujo de calor sensible (H) a partir de la ecuación 28, la diferencia de temperatura cerca de la superficie ( $dT$ ) para cada pixel necesita ser definida, esto seda como  $dT = T_{z1} - T_{z2}$ . La temperatura en cada pixel no es conocido, con valores explícitos para  $T_{z1}$  y  $T_{z2}$ . Sin embargo solo la diferencia  $dT$  es usada. SEBAL calcula  $dT$  para cada pixel mediante la asunción de una relación lineal entre  $dT$  y  $T_s$ .

$$dT = b + aT_s \dots \dots \dots (35)$$

Dónde: b y a son los coeficientes de correlación, para definir estos coeficientes, SEBAL usa dos pixeles anclas donde los valores para H se puede estimar de forma fiable.

Valores para H y dT en los píxeles anclas pueden ser calculados en hojas de excel. La función linealidad de dT y  $T_s$  es la mayor asunción de SEBAL. Sin embargo investigaciones hechas por Bastiaanssen y otros autores en la universidad de Idaho at Kimberly, indican que esta asunción parece adaptarse a una amplia gama de condiciones.

En el píxel “frío” se define el flujo de calor sensible a partir de la ecuación 4 como  $H_{frío} = R_n - G - \lambda ET_{frío}$ . Experiencias en Idaho muestran que los campos agrícolas más “frías”(húmedos) tienen una tasa de ET alrededor del 5% mayor que el de referencia ( $ET_r$ ). Por lo tanto,  $ET_{frío}$  es asumido como  $1.05 \times ET_r$ .  $H_{frío}$  puede ser calculado como  $H_{frío} = R_n - G - 1.05\lambda ET_r$  y  $dT_{frío}$  es calculado usando la ecuación 28 despejada.

$$dT_{cold} = \frac{H_{frío} * r_{ah_{frío}}}{\rho_{frío} * C_p} \dots \dots (36)$$

En el píxel “caliente” es calculado como  $H_{cal} = R_n - G - \lambda ET_{cal}$ , donde  $ET_{cal}$  se asume que es cero para un campo agrícola “caliente” (seco) sin vegetación verde y con una capa superficial del suelo seco. Los datos meteorológicos deben ser evaluados para ver si esta suposición es correcta. Si hubiera alguna precipitación 1-4 días antes de la fecha de la imagen, entonces  $ET_{cal}$  debe estimarse usando un modelo de balance de agua y el seguimiento de la humedad del suelo en el píxel “caliente”.  $H_{cal}$  se calcula en la hoja de excel y  $dT_{cal}$  calcula a partir de la ecuación 36.

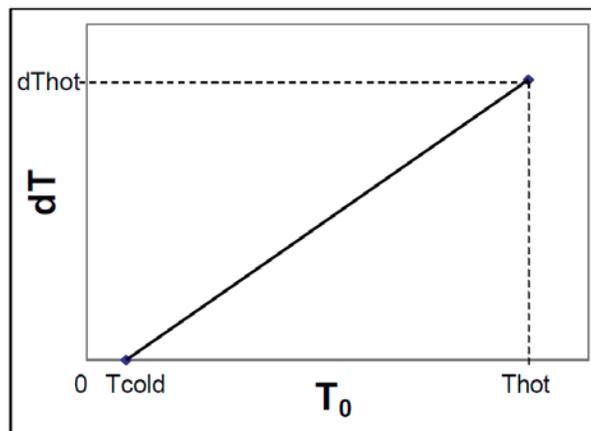


Figura 12: Gráfico de la relación dT vs  $T_s$

Los coeficientes de correlación b y a son calculadas, para obtener la relación lineal  $dT=b+aT_s$  (figura 12). La diferencial de temperatura (dT) para cada píxel puede ahora ser calculada usando los coeficientes b, a y la temperatura superficial ( $T_s$ ). La determinación de dT en los píxeles anclas y los coeficientes b y a, se realizan en la hoja de cálculo. La figura 10, muestra el diagrama de flujo de los procesos.

6. Una aproximación para la temperatura del aire ( $T_a$ ) para cada pixel es calculado con la ecuación 37 y una aproximación para la densidad del aire ( $\rho$ ) se calcula con la ecuación 38.

$$T_a = T_s - dT \dots \dots \dots (37)$$

$$\rho = 349.467 \frac{\left(\frac{T_a - 0.0065 \cdot Z}{T_a}\right)^{5.26}}{T_a} \dots \dots \dots (38)$$

7. El flujo de calor sensible (H) para cada pixel es calculado en SEBAL usando la ecuación 28. Este es la primera estimación de H asumiendo condiciones atmosféricas neutras.

8. Para tener en cuenta los efectos generados de la flotabilidad por el calentamiento superficial. SEBAL aplica la teoría de Monin-Obukhov en el proceso de iteración (Figura 10). Las condiciones atmosféricas de estabilidad tienen un gran efecto en la resistencia aerodinámica ( $r_{ah}$ ) y debe ser considerado en el cálculo de flujo de calor sensible (H), especialmente para condiciones secas. SEBAL repite el cálculo de H a través de un número de iteraciones, cada uno corrigiendo los efectos de flotabilidad, hasta estabilizar el valor  $r_{ah}$ .

La longitud de Monin-Obukhov (L) es usado para definir las condiciones de estabilidad de la atmosfera en un proceso iterativo. Está en función del calor y flujos de momento y es calculado mediante la siguiente ecuación.

$$L = -\frac{\rho C_p u_*^3 T_s}{kgH} \dots \dots \dots (39)$$

Dónde:  $\rho$  es la densidad del aire ( $\text{kg.m}^{-2}$ ),  $C_p$  es el calor específico del aire ( $1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ).  $u_*$  es la velocidad de fricción ( $\text{m.s}^{-1}$ ),  $T_s$  es la temperatura de superficie (K), g es la constante gravitacional ( $9.81 \text{ m.s}^{-2}$ ) y H es el flujo de calor sensible ( $\text{W.m}^{-2}$ ). Los valores de L definen las condiciones de estabilidad de la atmosfera. Si  $L < 0$ , la atmósfera es considerada no estable; si  $L > 0$ , las condición atmosférica es considerada estable; si  $L = 0$ , la condición atmosférica es considerada neutra.

Dependiendo de las condiciones atmosféricas, los valores de las correcciones para el transporte de momentun ( $\Psi_m$ ) y calor ( $\Psi_h$ ) debe ser considerado usando las formulaciones dadas por Pulson (1970) y Webb (1970).

Si  $L < 0$  (condición de inestabilidad):

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln \left( \frac{1+X_{200m}}{2} \right) + \ln \left( \frac{1+X_{200m}^2}{2} \right) - 2 \text{ArcTan}(X_{200m}) + 0.5\pi \dots \dots (40)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln \left( \frac{1+X_{2m}^2}{2} \right) \dots \dots \dots (41)$$

$$\Psi_{h(0.1m)} = 2 \ln \left( \frac{1 + X_{0.1m}^2}{2} \right) \dots \dots \dots (42)$$

Dónde:

$$\Psi_{(100m)} = \left( 1 - 16 \frac{100}{L} \right)^{0.25} \dots \dots \dots (43)$$

$$\Psi_{(2m)} = \left( 1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0.25} \dots \dots \dots (44)$$

$$\Psi_{(0.1m)} = \left( 1 - 16 \frac{0.1}{L} \right)^{0.25} \dots \dots \dots (45)$$

Si  $L > 0$  (condición de estabilidad):

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \left( \frac{200}{L} \right) \dots \dots \dots (46)$$

$$\Psi_{h(2m)} = -5 \left( \frac{2}{L} \right) \dots \dots \dots (47)$$

$$\Psi_{h(0.1m)} = -5 \left( \frac{0.1}{L} \right) \dots \dots \dots (48)$$

Si  $L = 0$  (condición de neutralidad):  $\Psi_m = 0$  y  $\Psi_h = 0$

9. Un valor corregido para la velocidad de fricción ( $u_*$ ) es ahora calculado para cada iteración sucesiva como:

$$u_* = \frac{u_{200} k}{\ln \left( \frac{200}{Z_{om}} \right) - \Psi_{m(200m)}} \dots \dots \dots (49)$$

Dónde:  $u_{200}$  es la velocidad de viento a 200 metros ( $m \cdot s^{-1}$ ),  $k$  es la constante de Von Karman's (0.41),  $Z_{om}$  es el coeficiente de rugosidades de cada pixel (m), y  $\Psi_{m(200m)}$  es la corrección de estabilidad para el transporte de momentum a 200 m.

10. Un valor corregido para la resistencia aerodinámica en el transporte de calor  $r_{ah}$  es nuevamente calculado durante cada iteración como:

$$r_{ah} = \frac{\ln \left( \frac{Z_2}{Z_1} \right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k} \dots \dots \dots (50)$$

Donde:  $Z_2 = 2.0$  metros,  $Z_1 = 0.1$  metros,  $\Psi_{h(z_2)}$  y  $\Psi_{h(z_1)}$  son las correcciones de estabilidad para el transporte de calor a 2 y 0.1 metros.

11. Para el proceso de iteración, se debe retornar al paso 5 y los cálculos en hoja de excel para un nuevo cálculo de  $dT$  en los pixeles "frío" y "caliente" usando el  $r_{ah}$  corregido. Nuevos

valores de b y a son también calculados y luego dT para cada pixel es revisado como  $dT=b+aT_s$ .

12. El paso 6 se repite para un valor revisado, en la temperatura del aire ( $T_a$ ) y la densidad del aire ( $\rho$ ).

13. El paso 7 se repite para calcular un valor corregido para H.

14. El paso 8 se repite para calcular una nueva corrección de estabilidad.

15. Este proceso iterativo se repite hasta que los valores sucesivos para  $dT_{cal}$  y  $r_{ah}$  en el pixel "caliente" tenga estabilidad.

16. Finalmente, se calcula el valor corregido para el flujo de calor sensible (H) en cada píxel, que será utilizado en el cálculo de la evapotranspiración instantánea.

### 3.3.4 Flujo de calor latente ( $\lambda ET$ )

EL flujo de calor latente es la tasa de pérdida de calor latente desde la superficie gracias a la evapotranspiración, este es calculado para cada pixel.

$$\lambda ET = R_n - G - H \dots \dots \dots (51)$$

Dónde:  $\lambda ET$  es un valor instantáneo para el tiempo de paso del satélite en  $W.m^2$ .

### 3.4 Evapotranspiración real diaria ( $ET_{24}$ )

Para la obtención de la evapotranspiración diaria, inicialmente obtenemos la evapotranspiración instantánea, que es igual al cociente entre el flujo de calor latente y el calor latente de vaporización ( $ET_{inst} = \lambda ET / \lambda$ ), si este valor multiplicamos por los 3600 segundos de una hora obtenemos la evapotranspiración horaria ( $ET_H$ ).

$$ET_H = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda} \dots \dots \dots (52)$$

Dónde:  $\lambda ET$  es el flujo de calor latente ( $W.m^2$ ),  $\lambda$  es el calor latente de evapotranspiración del agua, que está en función de la temperatura del agua, por ejemplo a  $20^\circ C$ ,  $\lambda$  tiene un valor de cerca de  $2.45 MJ.Kg^{-1}$ , el  $\lambda$  puede ser estimado mediante la siguiente ecuación.

$$\lambda = 2.501 - 0.00236 * (T_o) * 10^6 \dots \dots \dots (53)$$

La fracción de evapotranspiración de referencia horaria ( $ET_r F$ ), es definida como el cociente de la  $ET_H$  y la evapotranspiración referencial horaria  $ET_r$ . Según Allen R. (2002), es aproximadamente constante durante todo el día y puede ser obtenido mediante la siguiente ecuación.

$$ET_r F = \frac{ET_H}{ET_r} \dots \dots \dots (54)$$

Dónde:  $ET_H$  es la evapotranspiración horario ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ) y  $ET_r$  la evapotranspiración de referencia horaria, calculada a partir de los datos climáticos mediante el Software REF-ET ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ). La  $ET_r F$  es similar al conocido coeficiente de cultivo  $K_c$  y es usado para extrapolar la evapotranspiración horaria a periodos mayores como el diario.

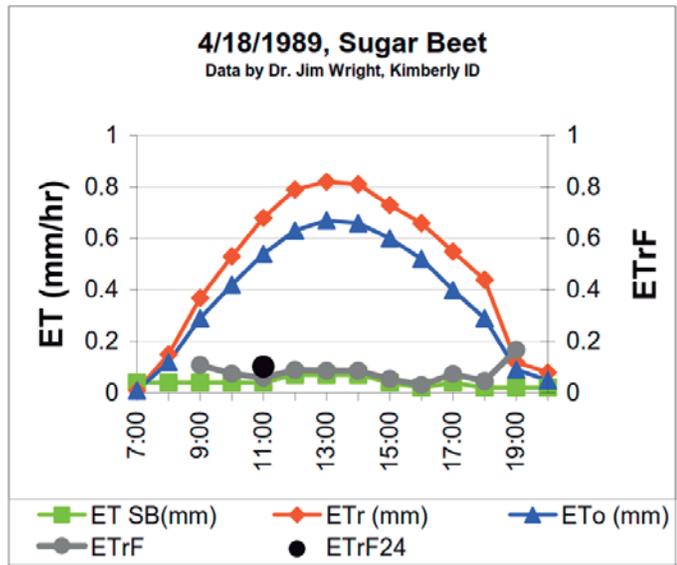


Figura 13: Gráfico de ET y ETrF en el tiempo diario (Observaciones del Dr. Jim Wright, Kimberly Idaho).

SEBAL calcula la  $ET_{24}$  asumiendo que la  $ET_r F$  es el mismo que el promedio para 24 horas. La figura 13 muestra un gráfico de ET y  $ET_r F$  en función del tiempo, este gráfico muestra cómo ET varía a lo largo del día, mientras que  $ET_r F$  es relativamente constante. Finalmente, el  $ET_{24}$  puede calcularse en  $\text{mm}\cdot\text{día}^{-1}$ .

$$ET_{24} = ET_r F * ET_{r,24} \dots \dots \dots (55)$$

Dónde:  $ET_r F$  es la fracción de evapotranspiración de referencia horaria y  $ET_{r,24}$  es la evapotranspiración de referencia en 24 horas.

### 3.5 Análisis de sensibilidad de la temperatura en los pixeles anclas

El algoritmo SEBAL utiliza dos pixeles anclas para fijar las condiciones límites para el balance de energía. Estos píxeles denominados “fríos” y “caliente”, son localizados en el área de estudio. El pixel frio es seleccionado en superficie de cultivo bien irrigada y cobertura de suelo lleno de vegetación. La temperatura de superficie y la temperatura del aire cerca de

la superficie son asumidas como similares en este pixel. El pixel caliente se selecciona en un campo agrícola seco y desnudo, donde la evapotranspiración es igual a cero.

La selección de estos pixeles “anclas” requiere habilidad y práctica, La calidad de los cálculos de la evapotranspiración en SEBAL depende de una cuidadosa selección de estos dos pixeles Allen R. (2002) y Bastiaanssen et al. (2002).

Tomando en cuenta que la elección de los pixeles anclas tiene una gran influencia en la estimación del flujo de calor sensible (H) y por ende en la evapotranspiración, se efectúa el análisis de sensibilidad que permite conocer de qué manera varían los resultados, ante una variación de la temperatura superficial en los pixeles anclas.

### **3.6 Validación de resultados de evapotranspiración**

Para la validación de la evapotranspiración estimada con el algoritmo SEBAL, se realiza una comparación con mediciones efectuadas con Lisímetro. Los datos de evapotranspiración con lisímetros han sido proporcionados por el proyecto especial PEMS-AUTODEMA, tesis de investigación titulada “La determinación de la necesidad de agua de cultivo Haba Baby” por Machaca L. (2011), se dispone de datos de evapotranspiración diarias en las fechas del 03/04/2011 al 27/07/2011, presentados en el anexo 4. La validación se efectúa para todas las imágenes satelitales LANDSAT disponible en periodo de medición con lisímetro.

Los resultados inicialmente encontrados, son calibrados en función a la  $ET_{r,F}$  del pixel frío, el valor inicial recomendado por Bastiaanssen et al. (2002) es de 1.05 ( $ET_{24}$  es mayor en 5%  $ET_r$ ), dichos valores serán ajustado de tal forma que la diferencia entre los valores observados y estimados sea el mínimo.

#### **3.6.1 Criterios de validación de los resultados**

Para evaluar la valides de los resultados obtenidos con SEBAL, se utiliza el error relativo porcentual ( $E_{rp}$ ), definido por el cociente entre el error absoluto y el valor real.

$$E_{rp} = \frac{(X_i - Y_i)}{Y_i} * 100 \dots \dots \dots (56)$$

Donde  $X_i$  es la evapotranspiración estimada con SEBAL,  $Y_i$  es la evapotranspiración medida con lisímetro.

Una prueba de asociación de dos variables cuantitativas continuas distribuidas normalmente, puede ser verificada mediante el coeficiente de correlación de Pearson, cuyos valores varía entre -1 hasta +1, valores cercanos a +1 indican asociación directa, valores cercanos a -1

indican asociación indirecta y valores cercanos a 0 indican ausencia de asociación. Para verificar la asociatividad se compara entre el coeficiente de correlación ( $r_c$ ) y el valor crítico de coeficiente de Pearson ( $r_t$ ) (ver anexo 6), para un nivel de significancia ( $\alpha$ ). En caso que el  $r_c > r_t$ , se verifica la asociatividad entre los valores observados en lisímetro y estimados con SEBAL.

Otros criterios estadísticos usados para la validación de SEBAL, se describen a continuación.

### 3.6.1.1 La raíz del error medio cuadrático (RMSE)

RMSE es un índice que nos ayuda a cuantificar la performance del modelo con respecto a lo observado. Un valor de RMSE igual a cero (0) indica un perfecto ajuste, mientras valores mayores indican baja performance. Para calcular el RMSE se debe aplicar la siguiente ecuación.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{n}} \dots \dots \dots (57)$$

Donde  $X_i$  es la evapotranspiración estimada por SEBAL,  $Y_i$  es la evapotranspiración medida con lisímetro y  $n$  es el número de valores analizados

### 3.6.1.2 Coeficiente de determinación ( $R^2$ )

El coeficiente de determinación ( $R^2$ ), es una medida descriptiva que sirve para evaluar la bondad de ajuste del modelo a los datos observados, ya que mide la capacidad predictiva del modelo ajustado. Se define como el cociente entre la variabilidad explicada por la regresión y la variabilidad total.

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{Y})^2} \dots \dots \dots (58)$$

### 3.6.1.3 La eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE)

El número de Nash-Sutcliffe (NSE) es un estadístico normalizado que determina la magnitud relativa de la varianza residual, comparada con la varianza de la data observada.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \dots \dots \dots (59)$$

La clasificación de los niveles de desempeño del modelo, es clasificado como muy buenos en el intervalo de 0.75 a 1.0; bueno en el intervalo de 0.65 a 0.75; satisfactorio en el intervalo de 0.50 a 0.65; insatisfactorio para valores menores a 0.50.

## IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 4.1 Radiación neta en la superficie

La  $R_n$  se calcula mediante la ecuación 5, las componentes de la  $R_n$  como la  $R_{S\downarrow}$ ,  $\alpha$ ,  $R_{L\downarrow}$  y  $R_{L\uparrow}$ , son obtenidos a partir de la imagen satelital para las cuatro fechas de análisis considerados (14/08/13, 02/11/13, 22/02/14, 13/05/14), las imágenes usadas en el estudio se presentan en la figura 14, proyectados en falso color donde las áreas con cobertura vegetal presentan tonos rojizos. Los resultados de la  $R_n$  y sus componente del balance energético superficial, son analizadas, en los siguientes ítems.

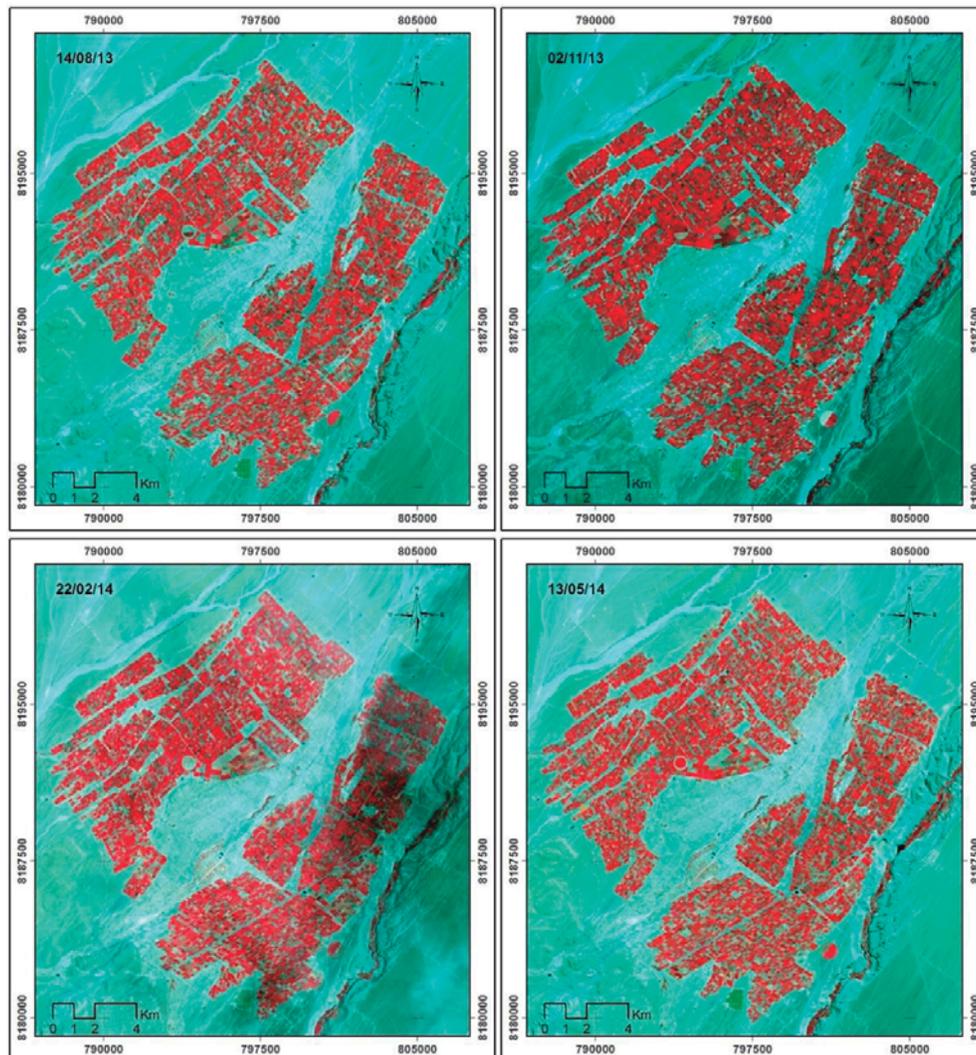


Figura 14: Imágenes LANDSAT descargadas para el proceso SEBAL, proyectadas en falso color (combinación 4, 3, 2).

#### 4.1.1 Albedo de superficie ( $\alpha$ )

El cálculo de  $\alpha$  se efectúa mediante la ecuación 13, los resultados de las fechas de análisis se presenta y en la Figura 15; donde los valores de  $\alpha$  para las áreas agrícolas irrigadas se encuentran en el intervalo de 0.09 - 0.25, estos valores son concordantes con los valores típicos de la tabla 11, donde se indica que los cultivos como la alfalfa tienen valores de  $\alpha$  entre 0.15 - 0.25 y maíz con valores entre 0.14 - 0.22; en las zonas urbanas de Majes y zonas desérticas sin cultivo, se aprecia los mayores valores de  $\alpha$  entre 0.30 a 0.63; los reservorios ubicados dentro del área agrícola presentan los mínimos valores de  $\alpha$  entre 0.03 a 0.1.

Según la FAO 56 (2006), una cubierta verde de vegetación tiene un albedo de entre 0.20 a 0.25; de los análisis estadísticos (tabla 14), tanto la media de 0.21 y el valor más frecuente la moda 0.19 se asemejan a dichos valores.

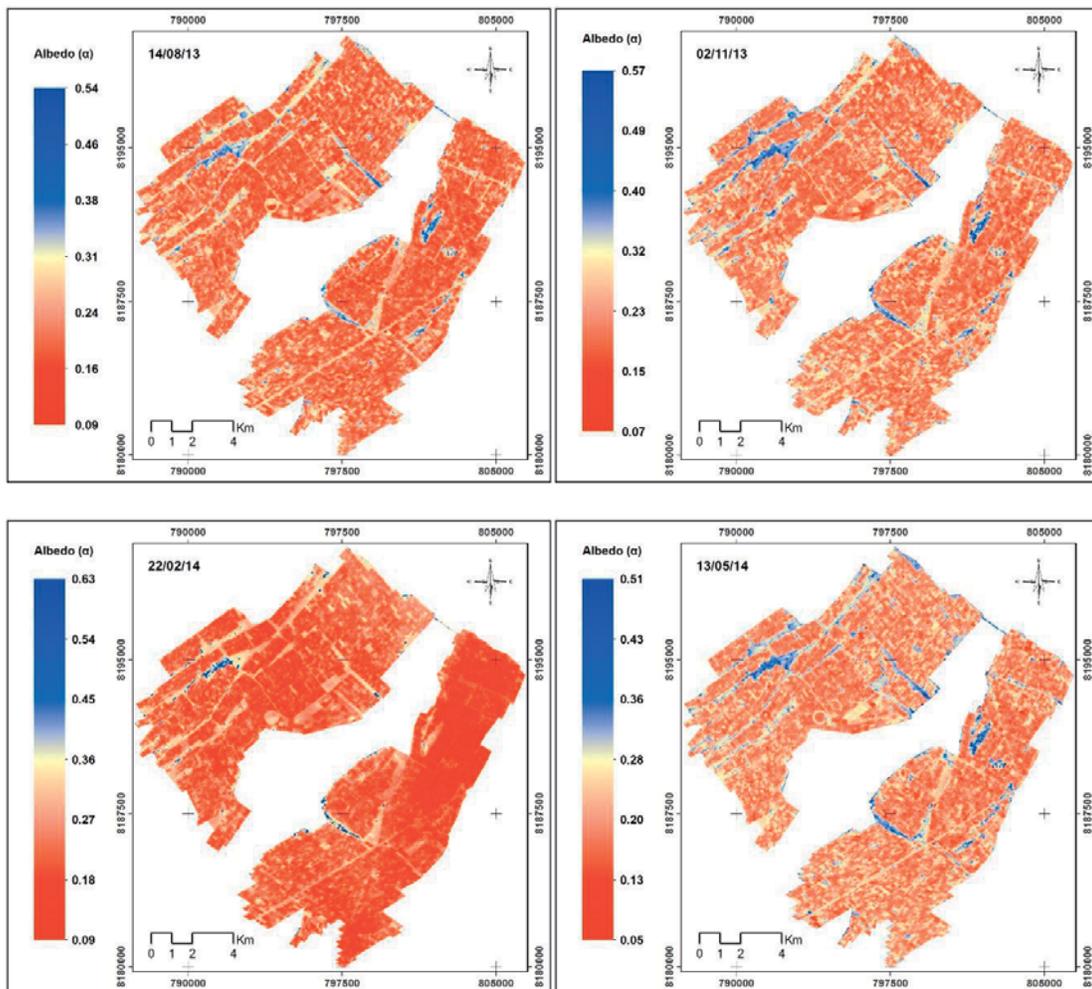


Figura 15: Mapa de albedo superficial, en las fechas de análisis

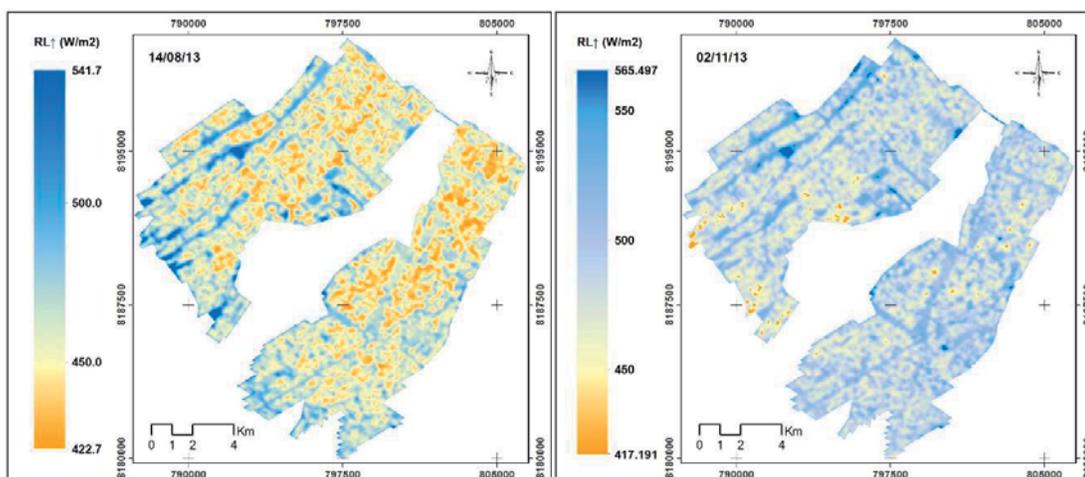
Tabla 14: Estadísticos de resultados del albedo de superficie ( $w.m^{-2}$ )

Estadísticos	Fechas de análisis			
	14/08/2013	02/11/2013	22/02/2014	13/05/2014
Media	0.23	0.25	0.22	0.22
Mediana	0.21	0.23	0.21	0.21
Moda	0.19	0.19	0.19	0.18
Desviación Estándar	0.05	0.06	0.05	0.05
Mínimo	0.09	0.07	0.09	0.05
Máximo	0.54	0.57	0.63	0.51

#### 4.1.2 Radiación de onda larga saliente ( $R_{L\uparrow}$ )

Para el cálculo de  $R_{L\uparrow}$  con la ecuación 22, ha sido necesario calcular los valores de  $\epsilon_o$  y  $T_s$ , los valores calculados de  $\epsilon_o$  en las fecha de análisis, fluctúan en el rango de 0.97 - 0.99 y la  $T_s$  en el rango de 295 – 310 K. La distribución de la energía termal emitida por el suelo, se presenta en la figura 16, en ella se visualiza que las áreas agrícolas presentan los menores valores de  $R_{L\uparrow}$  (414.1 - 450  $w.m^{-2}$ ); y las áreas desérticas sin vegetación, presentan los mayores valores de  $R_{L\uparrow}$  (500 – 565.5  $w.m^{-2}$ ).

Según Allen (2002) los valores  $R_{L\uparrow}$  pueden encontrarse entre los valores de 200–700  $w.m^{-2}$ , en el estudio los resultados de  $R_{L\uparrow}$  para las cuatro fechas de análisis (tabla 15), se encuentran en dicho intervalo, con un valor mínimo de 360.9  $w.m^{-2}$  y un máximo de 565.5  $w.m^{-2}$ .



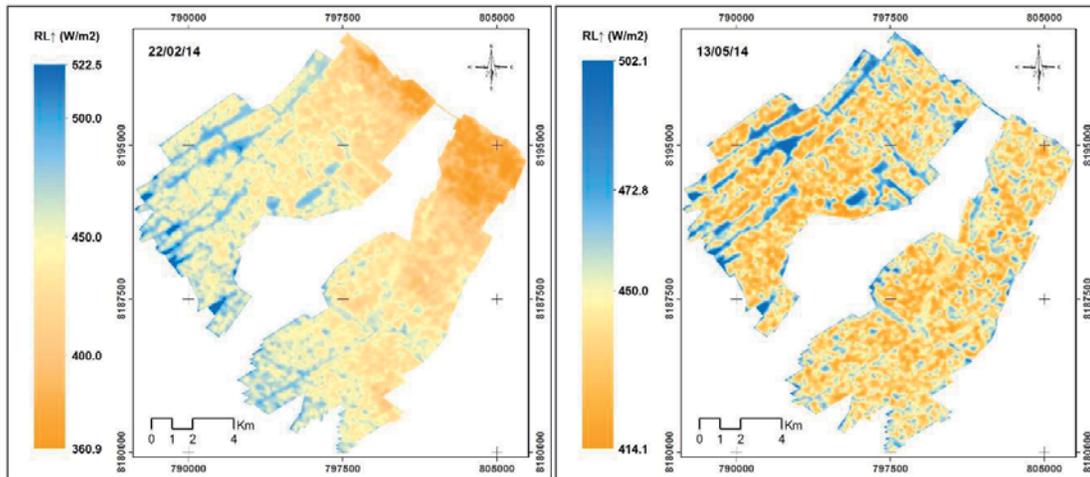


Figura 16: Mapa de radiación de onda larga, en las fechas de análisis

Tabla 15: Estadísticos de los resultados de la  $R_{L\uparrow}$  ( $\text{w.m}^{-2}$ )

Estadísticos	Fechas de análisis			
	14/08/2013	02/11/2013	22/02/2014	13/05/2014
Media	460.57	489.68	437.80	446.04
Mediana	458.01	486.71	439.79	444.00
Moda	452.43	776.86	442.31	440.91
Desviación Estándar	16.75	20.28	27.37	13.07
Mínimo	422.69	417.19	360.87	414.11
Máximo	541.67	565.50	522.50	502.08

#### 4.1.3 Radiación de onda corta entrante ( $R_{S\downarrow}$ )

La  $R_{S\downarrow}$  es calculada mediante la ecuación 23, esta ecuación depende de la constantes solar ( $G_{sc} = 1367 \text{ W.m}^{-2}$ ); del coseno del ángulo de incidencia solar  $\cos\theta$ ,  $\theta$  es tomada de los metadatos de cada imagen satelital, el  $\cos\theta$  para imágenes analizadas tiene valore de 0.74, 0.92, 0.85 y 0.72; la inversa de la distancia sol - tierra ( $d_r$ ) al cuadrado, es estimado en función al día juliano obteniendo valores de 0.97, 1.01, 1.02 y 0.97; y la transmisividad atmosférica ( $\tau_{sw}$ ) estimada mediante la ecuación 14, varía en función a la altitud, en el estudio se ha considerado un modelo de elevación digital - DEM, que distribuye la  $R_{S\downarrow}$  según la altitud de cada pixel.

Según Allen (2002), valores  $R_{S\downarrow}$  podrían encontrarse en el rango de 200 a 1000  $\text{W.m}^{-2}$  dependiendo del tiempo y localización de la imagen. Para el área de estudio  $R_{S\downarrow}$  se encuentra

en dicho rango de valores (ver tabla16). En las fechas de análisis  $R_{S\downarrow}$  presentan muy poca variación espacial con una desviación estándar de 2.2 en promedio; temporalmente se aprecia una mayor variación, según las estaciones del año que está relacionada directamente con el  $\cos\theta$  (figura 17).

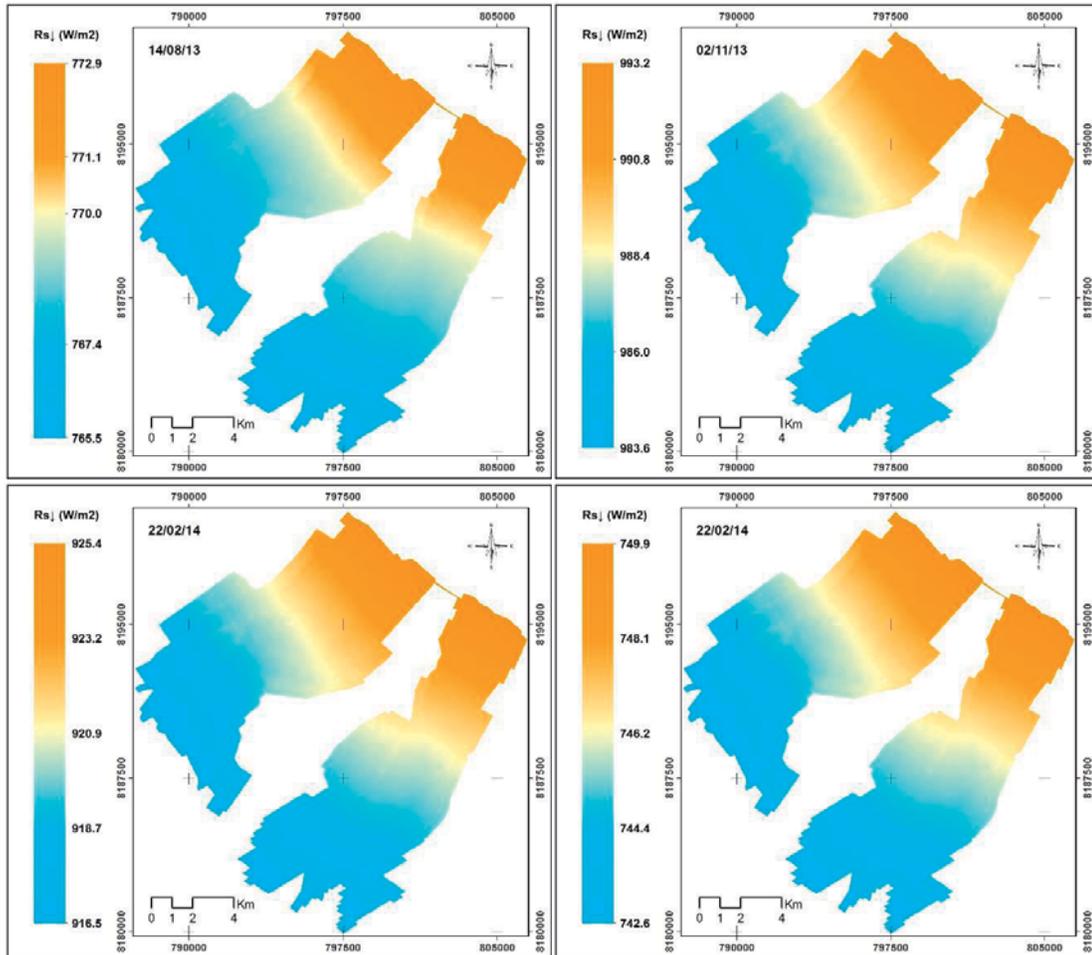


Figura 17: Mapa de radiación de onda corta, en las fechas de análisis

Tabla 16: Estadísticos de los resultados de la  $R_{S\downarrow}$  ( $w.m-2$ )

Estadísticos	Fechas de análisis			
	14/08/2013	02/11/2013	22/02/2014	13/05/2014
Media	768.8	987.8	920.4	745.8
Mediana	768.4	987.4	920.0	745.5
Moda	766.6	985.0	917.9	743.7
Desviación Estándar	2.0	2.5	2.4	1.9
Mínimo	765.5	983.6	916.5	742.6
Máximo	773.0	993.2	925.4	749.9

#### 4.1.4 Radiación de onda larga entrante ( $R_{L\downarrow}$ )

La  $R_{L\downarrow}$  es calculada mediante la ecuación 26, se encuentra en función a la  $\tau_{sw}$ , la constante de Stefan-Boltzmann ( $\sigma$  igual a  $5.65 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ ) y la temperatura del aire  $T_a$  el cual puede ser igual a la temperatura del pixel frío. Según Allen (2002), valores  $R_{L\downarrow}$  podrían encontrarse en el rango de 200 a 500  $\text{W.m}^{-2}$  dependiendo del tiempo y localización de la imagen. En la figura 18 y la tabla 17, los valores de la  $R_{L\downarrow}$  presentan poca variabilidad espacial y temporal para las fecha de análisis, con un promedio 331.24  $\text{w.m}^{-2}$  y una desviación estándar de 0.3.

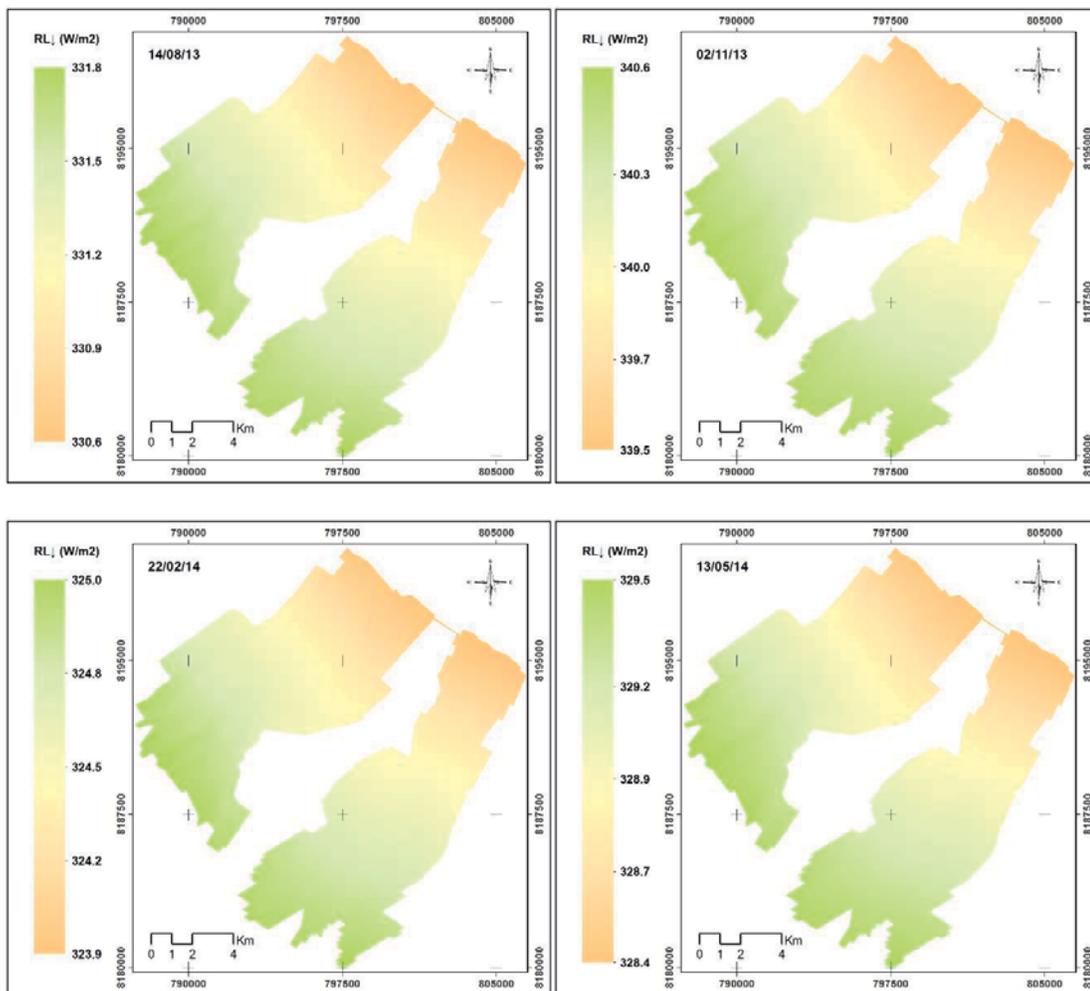


Figura 18: Mapa de radiación larga entrante, en las fechas de análisis

Tabla 17: Estadísticos de los resultados de la  $R_{L\downarrow}$  ( $\text{w.m}^{-2}$ )

Estadísticos	Fechas de análisis			
	14/08/2013	02/11/2013	22/02/2014	13/05/2014
Media	331.28	340.10	324.55	329.02
Mediana	331.33	340.15	324.60	329.07
Moda	331.63	340.46	324.89	329.37
Desviación Estándar	0.30	0.31	0.30	0.30
Mínimo	330.01	339.43	323.91	328.37
Máximo	331.78	340.61	325.04	329.51

Fuente: elaboración propia

#### 4.1.5 Radiación Neta ( $R_n$ )

La  $R_n$  es calculada mediante la ecuación 5, en la figura 19 se presenta los resultados de  $R_n$  para el área de estudio, donde la variación espacial presenta rangos amplios en todas las fechas de análisis, con valores mínimos de  $158.2 \text{ W.m}^{-2}$  y valores máximos de  $749.4 \text{ W.m}^{-2}$ ; la variación temporal de los valores de  $R_n$ , está relacionada principalmente a las estaciones naturales del año (determinados por  $\theta$  ángulo de inclinación solar) así en las fechas 02/11/13 y 22/02/14 se presentan los mayores valores de  $R_n$  (tabla 18), el rango de variación temporal es menor que el espacial, encontrándose los valores promedios en el rango de  $450.64$  y  $589.06 \text{ W.m}^{-2}$ .

En las áreas agrícolas con vegetación, se presentan los mayores valores de  $R_n$  ( $400 - 579.4 \text{ W.m}^{-2}$ ) y en las áreas desérticas sin vegetación y zonas urbanas como la población de Majes, se tiene los menores valores de  $R_n$  ( $158.2 - 400 \text{ W.m}^{-2}$ ), estos resultados son razonables porque las áreas desérticas sin vegetación y zonas urbanas presentan los mayores porcentajes de reflectancia de la radiación de onda corta entrante, así mismo es más fácil la pérdida de energía en forma de radiación térmica a partir de suelos desnudos.

Según Allen (2002), valores  $R_n$  podrían encontrarse en el rango de  $100$  a  $700 \text{ W.m}^{-2}$ , dependiendo de la superficie de suelo; los valores de  $R_n$  encontrados en el estudio se encuentran de dicho intervalo, para las cuatro fechas de análisis.

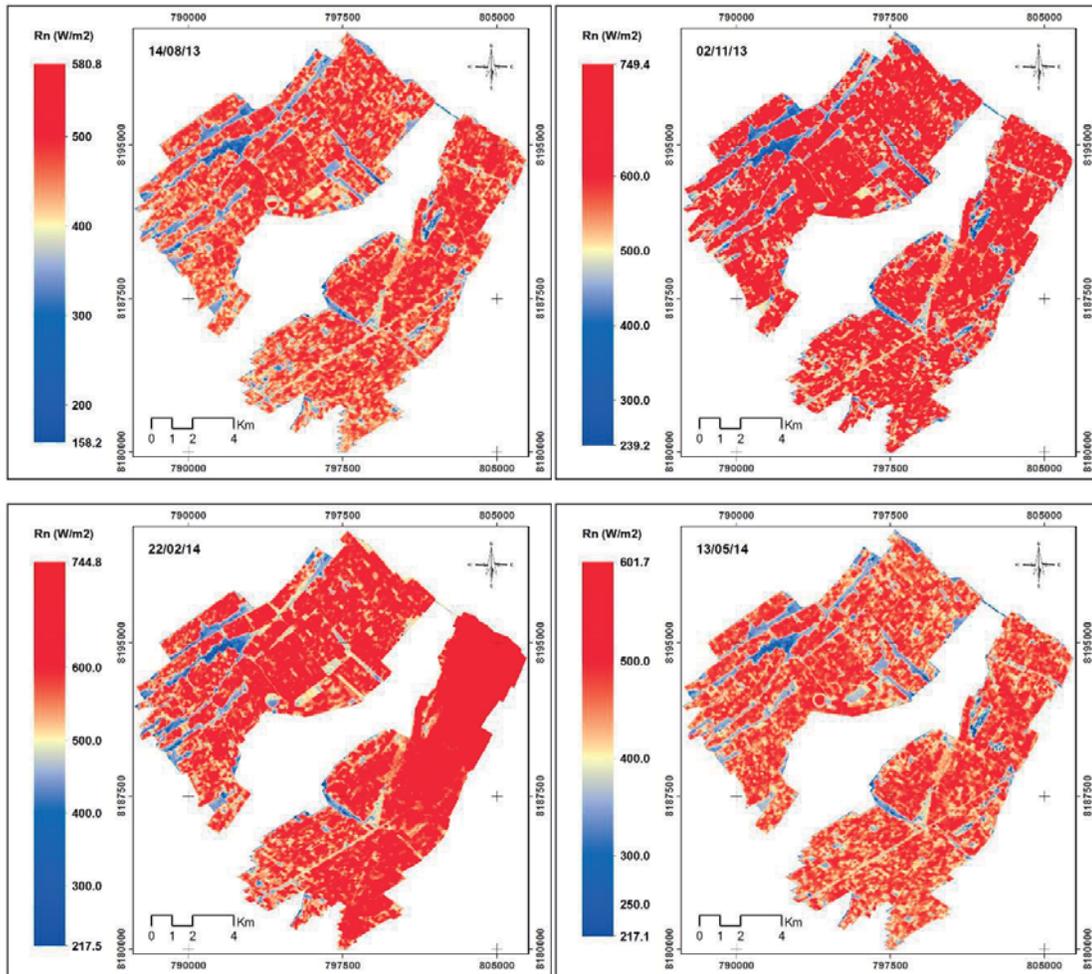


Figura 19: Mapa de la radiación neta, en las fechas de análisis

Tabla 18: Estadísticos de los resultados de la  $R_n$  ( $w.m^{-2}$ ).

Estadísticos	Fechas de análisis			
	14/08/2013	02/11/2013	22/02/2014	13/05/2014
Media	450.64	582.16	589.06	449.79
Mediana	463.59	599.92	598.55	460.46
Moda	488.36	645.76	619.14	490.51
Desviación Estándar	52.82	72.34	66.95	47.70
Mínimo	158.19	239.21	217.49	217.09
Máximo	580.80	749.39	744.79	601.68

## 4.2 Flujo de calor del suelo ( $G$ )

La componente  $G$  es calculada mediante la ecuación 27, la figura 20 muestra el  $G$  obtenido mediante el algoritmo SEBAL, para las fechas de análisis. Las áreas identificadas con valores de  $G$  mayores a  $150 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  corresponden a los cuerpos de agua como los reservorios de almacenamiento, esta mayor energía registrada por los cuerpos de agua puede ser explicada por el alto calor específico del agua y consecuentemente una mayor capacidad de almacenamiento de energía; valores de  $G$  en el intervalo de  $100$  a  $150 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  corresponde a suelos desérticos de las pampas de Majes; y valores de  $G$  menores de  $60 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  son localizados en las áreas agrícolas, estas varían según el estado de desarrollo de los cultivos. La variación temporal, presenta el mismo comportamiento que para la  $R_n$ , en las fechas correspondientes a las estaciones primavera y verano presentan los mayores valores (Tabla 19).

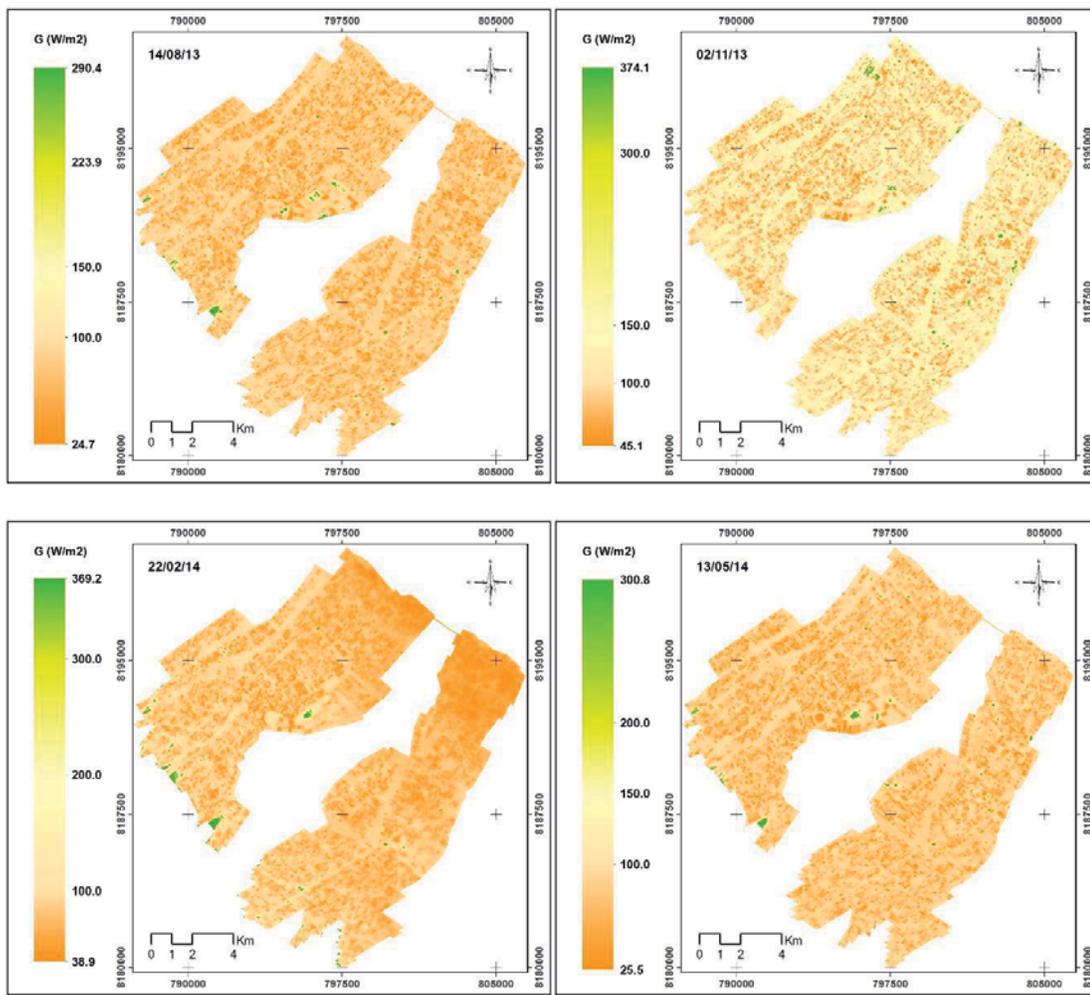


Figura 20: Mapas de flujo de calor hacia el suelo, en las fechas de análisis

Tabla 19: Estadísticos de los resultados del  $G$  ( $w.m^{-2}$ ).

Estadísticos	Fechas de análisis			
	14/08/2013	02/11/2013	22/02/2014	13/05/2014
Media	67.08	102.65	78.78	61.94
Mediana	70.35	108.08	80.26	65.28
Moda	74.50	114.50	90.58	68.50
Desviación Estándar	12.16	17.12	14.20	10.83
Mínimo	24.68	45.10	38.98	25.48
Máximo	290.40	374.13	369.24	300.84

### 4.3 Flujo de calor sensible ( $H$ )

El  $H$  es calculado mediante la ecuación 28, previo al cálculo de la  $H$  es necesario determinar la diferencia de temperatura ( $dT$ ) y la resistencia aerodinámica para el transporte de calor ( $r_{ah}$ ), en cada pixel de las imágenes satelitales. Para el cálculo de  $dT$  y  $r_{ah}$  se utiliza dos pixeles anclas “caliente” y “frío”, según la metodología desarrollada por Allen R., Bastiaanssen W., (2002). Los pixeles anclas son seleccionados en el área de estudio, las cuales expresan las condiciones extremas de evapotranspiración. Para representar dichas condiciones, el pixel caliente ha sido seleccionado en un campo agrícola seco y sin cobertura vegetal donde la evapotranspiración es asumida como cero; el pixel frío ha sido seleccionado en un área agrícola bien irrigada y con una alta densidad vegetal, donde se espera una evapotranspiración máxima.

En los pixeles anclas tomamos valores de energía estimados en los ítems anteriores como la  $R_n$  y  $G$ , calculamos  $\lambda ET$ , donde el valor de  $\lambda ET$  en el pixel frío es igual a  $1.05 * \lambda * ET_r$  y en el pixel caliente se asume como cero, luego calculamos valores  $H$  mediante la ecuación 4. Los resultados de las componentes energéticas para las fechas de análisis en los pixeles anclas, se presentan en la tabla 20.

Determinado los valores de  $H$  en los pixeles anclas, se efectúa el cálculo de  $H$  para todos los pixeles del área de estudio, según la figura 10. Para el cálculo de  $H$  se usa los datos climáticos de la estación “EMA Pampas de Majes” para la hora local de toma de la imagen satelital 10:00 AM, con dichos datos se calcula la  $ET_r$  mediante el software REF-ET con la ecuación FAO 56 Penman-Monteith, se establece la velocidad de viento, la altura a la que fue tomado dicha velocidad  $Z_x$ , calculamos el coeficiente de rugosidad inicial  $Z_{om}$  con la ecuación 31 y posteriormente mediante la ecuación 34, la velocidad de fricción inicial  $u_*$  con la ecuación

30, la velocidad de viento a doscientos metros de altitud  $Z_{200}$  con la ecuación 32; con los valores anteriores, se calcula la velocidad de fricción con la ecuación 33 y el primer estimado de la resistencia aerodinámica para el transporte de calor  $r_{ah}$  con la ecuación 29.

Tabla 20: Resultados de las componentes energéticas  $H$  y  $\lambda ET$ , en los pixeles anclas

Pixel	Componente	Unidad	Fecha de imágenes satelitales			
			14/08/2013	02/11/2013	22/02/2014	13/05/2014
Frío	$R_n$	W.m <sup>-2</sup>	495.28	686.01	637.07	494.45
	$G$	W.m <sup>-2</sup>	37.28	45.85	47.35	33.15
	$ETr$	mm.h <sup>-1</sup>	0.61	0.82	0.58	0.58
	$\lambda ET$	W.m <sup>-2</sup>	434.88	583.49	414.10	413.70
	$H$	W.m <sup>-2</sup>	23.12	56.66	175.62	47.60
Caliente	$R_n$	W.m <sup>-2</sup>	352.54	416.55	464.00	371.41
	$G$	W.m <sup>-2</sup>	77.60	116.66	97.63	73.86
	$ETr$	mm.h <sup>-1</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00
	$\lambda ET$	W.m <sup>-2</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00
	$H$	W.m <sup>-2</sup>	274.78	299.88	366.37	297.55

Para identificar la condición de estabilidad de la atmosfera y sus efectos en la resistencia aerodinámica se aplica la teoría de la similaridades de Monin-Obukhov (L), el proceso iterativo para identificar la condición de estabilidad y ajuste de los coeficientes a y b, se efectúa mediante las ecuaciones del 35 al 50. Los valores obtenidos en el proceso iterativo en los pixeles anclas, para las fechas de análisis son presentados en el anexo 2.

Con la relación lineal  $dT=b+aT_s$  y los valores estables de los coeficientes a y b, se obtienen la diferencia de temperatura cerca de la superficie terrestre, en función a la de temperatura superficial. Cabe aclarar que los cálculos de las componentes energéticas superficiales para los pixeles ancla pueden ser calculados en una hoja excel, y el cálculo de la componente energética  $H$  para el total de los pixeles es efectuada mediante el software ERDAS IMEGINE 2014.

Los resultados de  $H$  para el área de estudio se presentan en la figura 21, donde se aprecia que las áreas agrícolas con riego, presentan los menores valores de  $H$  (12.4 a 250 W.m<sup>-2</sup>), los mayores valores de  $H$  se aprecian en las áreas desérticas sin cultivo (300 a 524.3 W.m<sup>-2</sup>), Para la imagen de fecha 22/02/14, por la presencia de nubes en la parte noreste de la imagen, se aprecia los valores mínimos de  $H$  para esta zona. En la distribución temporal, para las fechas con mayores ingresos de energía, también presentan valores de flujo de calor hacia el aire en mayores proporciones (tabla 21).

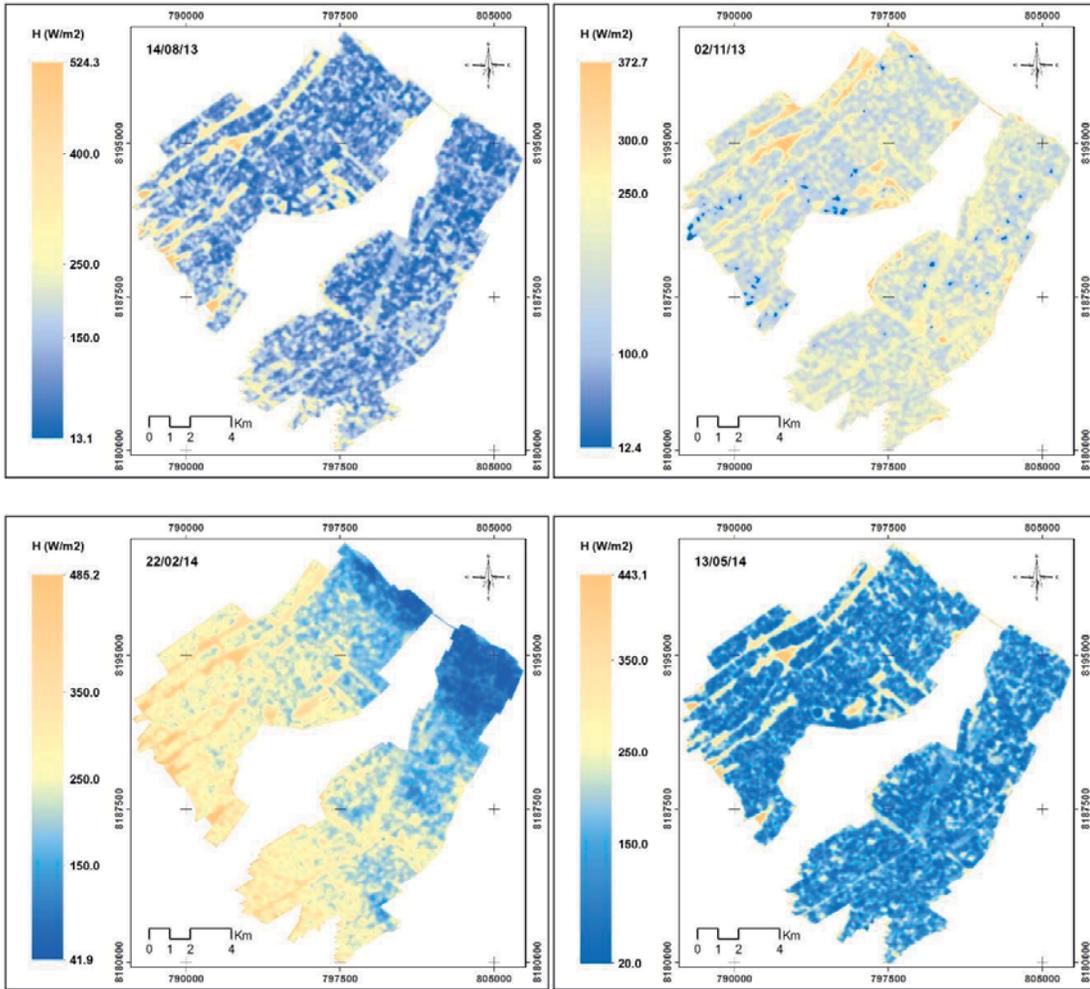


Figura 21: Mapa de flujo de calor sensible, en las fechas de análisis

Tabla 21: Estadísticos de los resultados del  $H$  ( $w.m^{-2}$ ).

Estadísticos	Fechas de análisis			
	14/08/2013	02/11/2013	22/02/2014	13/05/2014
Media	140.18	196.40	233.53	138.24
Mediana	126.89	191.15	237.57	124.15
Moda	102.93	174.26	256.62	91.09
Desviación Estándar	68.66	48.40	75.21	61.68
Mínimo	13.07	12.37	41.89	20.03
Máximo	524.26	372.74	485.21	443.14

#### 4.4 Flujo de calor latente ( $\lambda ET$ )

La fracción de energía empleado en el proceso de evapotranspiración es expresada por el  $\lambda ET$  calculado mediante la ecuación 51, en la Figura 22 se presenta los mapas de  $\lambda ET$  para el área de estudio. En la referida figura las áreas con vegetación densa y vigorosa presentan valores máximos de  $\lambda ET$  entre 400.0 a 496.3  $W.m^{-2}$ , estas áreas de cultivo posiblemente se encuentren en el periodo vegetativo de maduración, en estas áreas las tasas de evapotranspiración serán las máxima; áreas de cultivo con valores de  $\lambda ET$  menores a 400  $W.m^{-2}$  son los cultivos que se encuentran en el periodo vegetativo de inicial y de desarrollo. Las áreas desérticas sin cultivos, que se encuentran alrededor de las áreas de cultivo presentan valores de  $\lambda ET$  muy cercanos a cero.

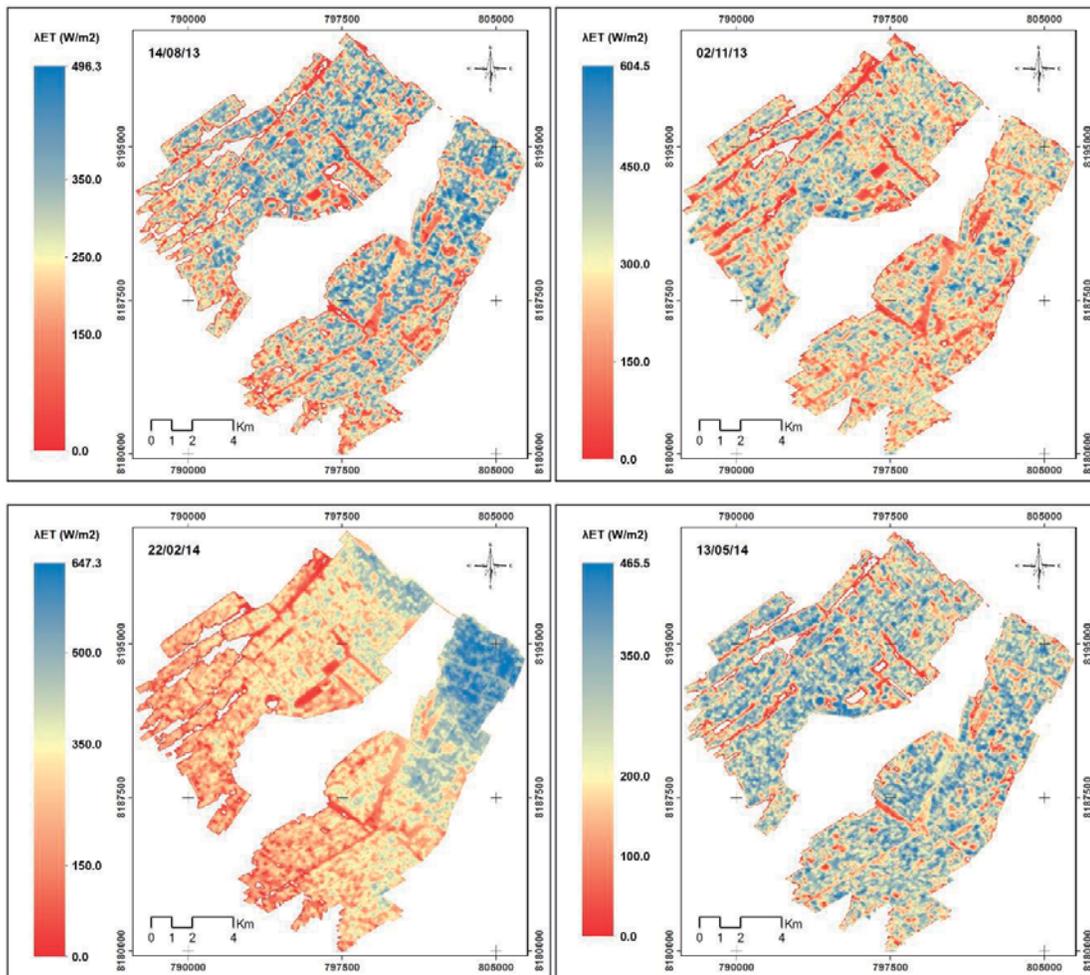


Figura 22: Mapa del flujo de calor sensible, en las fechas de análisis

Meireles M. (2007) afirma que valores de  $\lambda ET$  que identifican áreas irrigadas se encuentran en el rango de 340 y 460  $W.m^{-2}$ . Los resultados obtenidos en el área de estudio, se encuentran en un rango más amplio, en la Tabla 22 se presenta los estadísticos para las fechas de análisis, observándose valores de  $\lambda ET$  que varían desde 0 hasta 647.35  $W.m^{-2}$  con un promedio de 276.82  $W.m^{-2}$ .

Tabla 22: Estadísticos de los resultados del  $\lambda ET$  ( $w.m^{-2}$ ).

Estadísticos	Fechas de análisis			
	14/08/2013	02/11/2013	22/02/2014	13/05/2014
Media	259.51	288.33	299.30	260.14
Mediana	273.34	302.24	285.76	274.60
Moda	339.25	365.99	298.40	327.34
Desviación Estándar	105.12	120.84	130.87	99.41
Mínimo	0.01	0.00	0.02	0.01
Máximo	496.26	604.48	647.35	465.55

#### 4.4 Evapotranspiración real diaria ( $ET_{24}$ )

Los resultados obtenidos de la evapotranspiración están expresados en  $mm.dia^{-1}$ , aunque inicialmente han sido calculados como la energía valorativa ( $W.m^{-2}$ ) para el instante de paso del satélite, en el proceso han sido integrados para el periodo de 24 horas. El cálculo de la  $ET_{24}$  se inicia con la estimación de la evapotranspiración horaria ( $ET_H$ ), mediante la ecuación 52, posteriormente se calcula la fracción de evaporación de referencia horaria ( $ET_rF$ ), mediante la ecuación 54, el cual expresa el cociente de la  $ET_H$  y la  $ET_r$ .

La  $ET_r$  y  $ET_{r,24}$  son calculados mediante del software RET-ET, para la hora local de paso del satélite 10:00 AM. Los datos climáticos empleados en el cómputo de la evapotranspiración de referencia, provienen de la estación climática EMA Pampa de Majes. El algoritmo SEBAL calcula la  $ET_{24}$ , asumiendo que la fracción de referencia horaria, es igual a la fracción de referencia diaria (figura 12).

Los valores de  $ET_{24}$  son obtenidos como el producto entre la  $ET_rF$  y  $ET_{r,24}$ , los resultados son presentados en mapas de resolución de treinta metros para las fechas de análisis (figuras 23, 25, 27 y 29). Los valores obtenidos para las fechas 14/08/13, 22/02/14 y 13/0514, se encuentran distribuidos en el rango de 0 a 8.1  $mm.dia^{-1}$ , con un valor promedio de 4.23  $mm.dia^{-1}$ . Para la imagen de fecha 22/02/14, presenta un incremento, así el rango de variación se encuentra de 0 a 9.95  $mm.dia^{-1}$  y un valor promedio de 4.62  $mm.dia^{-1}$ . El

incremento en los valores de la  $ET_{24}$  para esta fecha, se debe a la presencia de nubosidades en las parte noreste de la imagen, los resultados obtenidos en dicha zona, muestran que una mínima presencia de nubosidades modifican los resultados de la  $ET_{24}$  mediante el algoritmo SEBAL.

Mediciones de  $ET_{24}$  en áreas de cultivo, mediante el uso del lisímetro, fueron efectuadas para diversos cultivos como: la Alfalfa variedad California que tiene un rango de variación de 0.58 a 6.36 mm.dia<sup>-1</sup> y un valor promedio de 3.3 mm.dia<sup>-1</sup>; para la papa variedad única tiene un rango de variación de 0.4 a 9.9 mm.dia<sup>-1</sup> y un valor promedio de 4.6 mm.dia<sup>-1</sup> (AUTODEMA. 2009); Haba Baby que tiene un rango de variación de 0.1 a 7.8 mm.dia<sup>-1</sup> y un valor promedio de 3.9 mm.dia<sup>-1</sup> (Machaca L. 2011), dichos valores medidos son concordantes con los valores encontrados mediante el algoritmo SEBAL.

En las figuras 24, 26, 28 y 30, se presentan los histograma de frecuencias de la  $ET_{24}$ , para intervalos de un milímetro, este varía según las etapas de desarrollo de los cultivos. Para las fechas de análisis la mayor cantidad de pixeles registran  $ET_{24}$  en el intervalo de 4 a 5 mm.dia<sup>-1</sup>, seguida por el intervalo de 5 a 6 mm.dia<sup>-1</sup>.

Tabla 23: Estadísticas de los resultados de la  $ET_{24}$  (mm.dia<sup>-1</sup>)

Estadísticos	Fecha de imágenes satelitales			
	14/08/2013	02/11/2013	22/02/2014	13/05/2014
Media Ponderada	4.19	4.04	4.60	4.17
Mediana	4.44	4.26	4.55	4.42
Moda	5.32	4.89	4.59	5.07
Desviación Estándar	1.51	1.41	1.94	1.37
Mínimo	0.00	0.00	0.00	0.00
Máximo	7.78	8.08	9.95	7.21

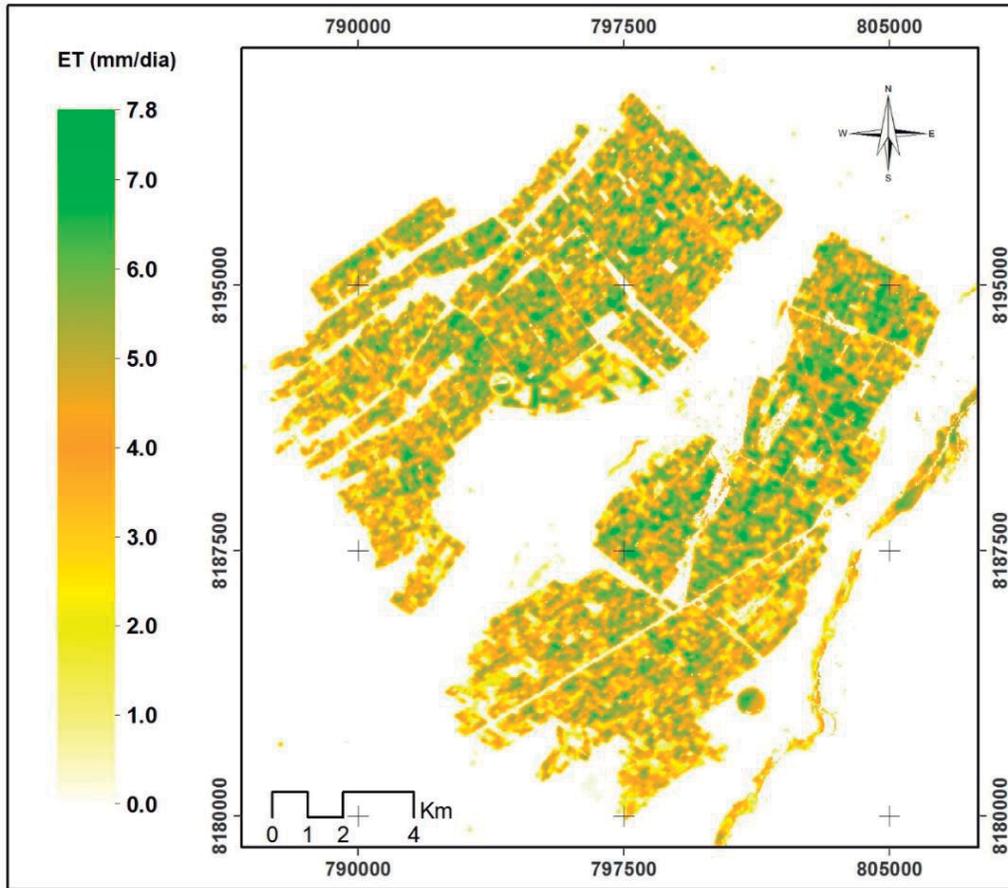


Figura 23: Mapa de la  $ET_{24}$  en la irrigación Majes (14/08/13)

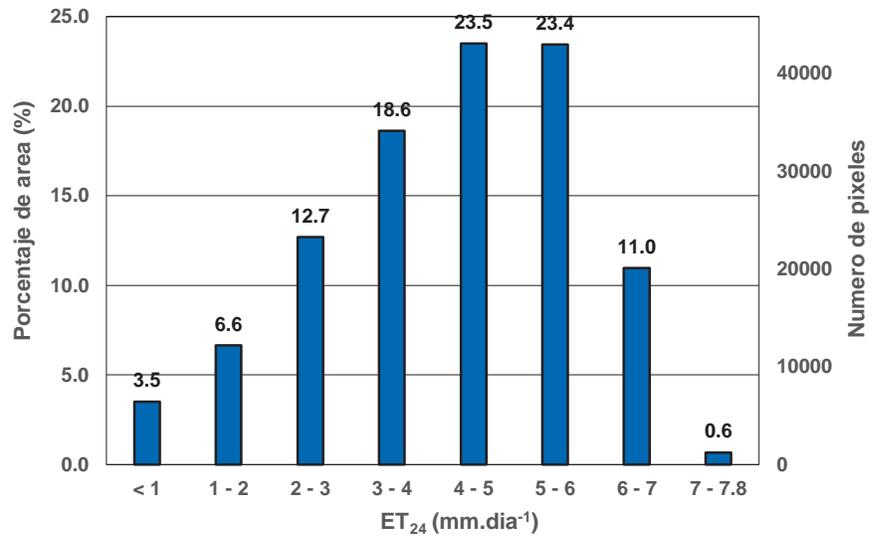


Figura 24: Histograma de frecuencias de la  $ET_{24}$  (14/08/13)

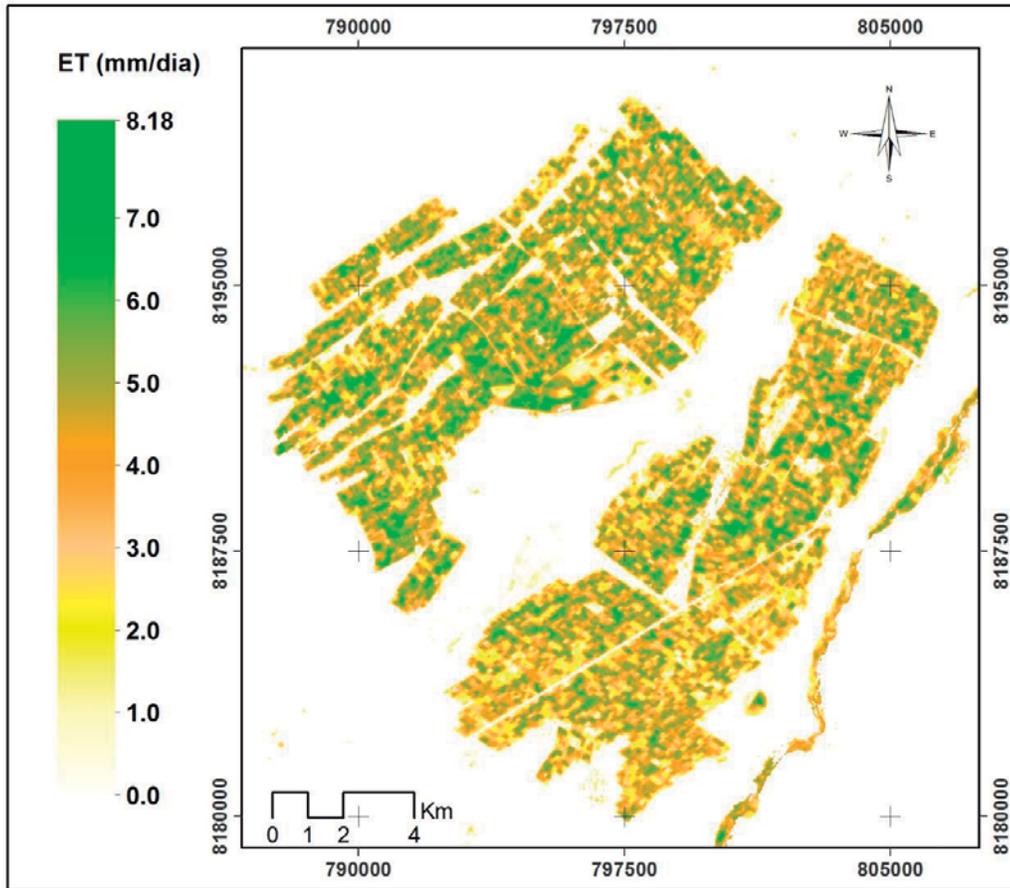


Figura 25: Mapa de la  $ET_{24}$  en la irrigación Majes (02/11/13)

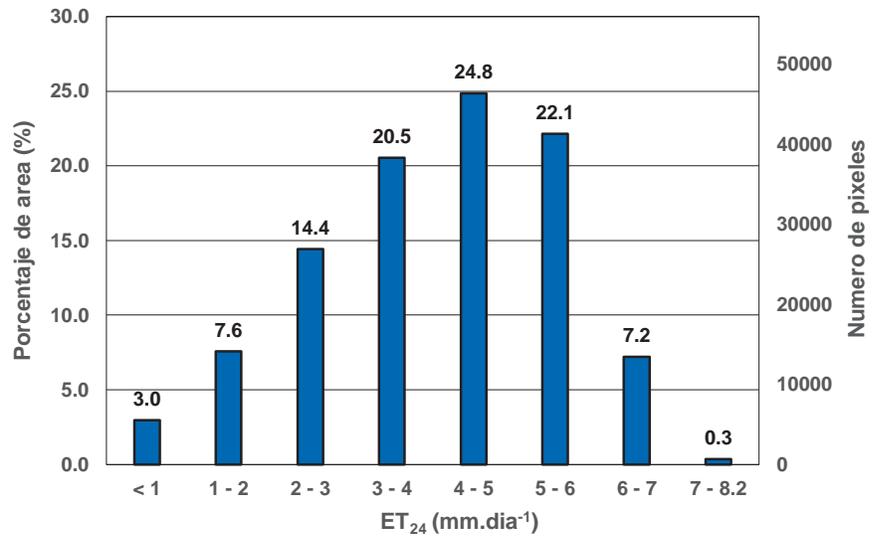


Figura 26: Histograma de frecuencias de la  $ET_{24}$  (02/11/13)

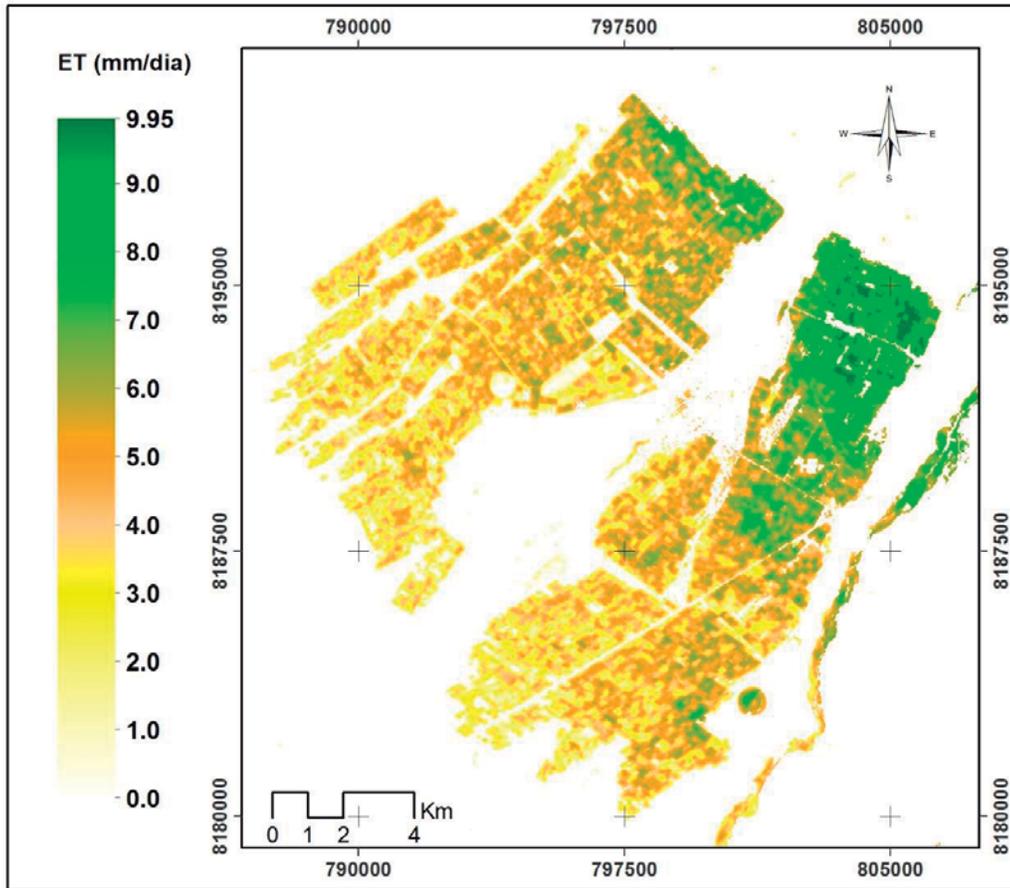


Figura 27: Mapa de la  $ET_{24}$  en la irrigación Majes (22/02/14)

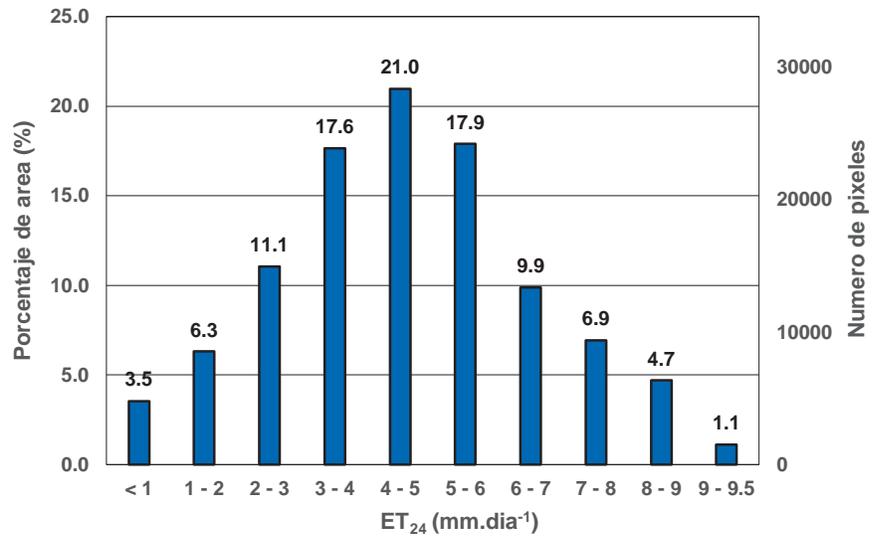


Figura 28: Histograma de frecuencias de la  $ET_{24}$  (22/02/14)

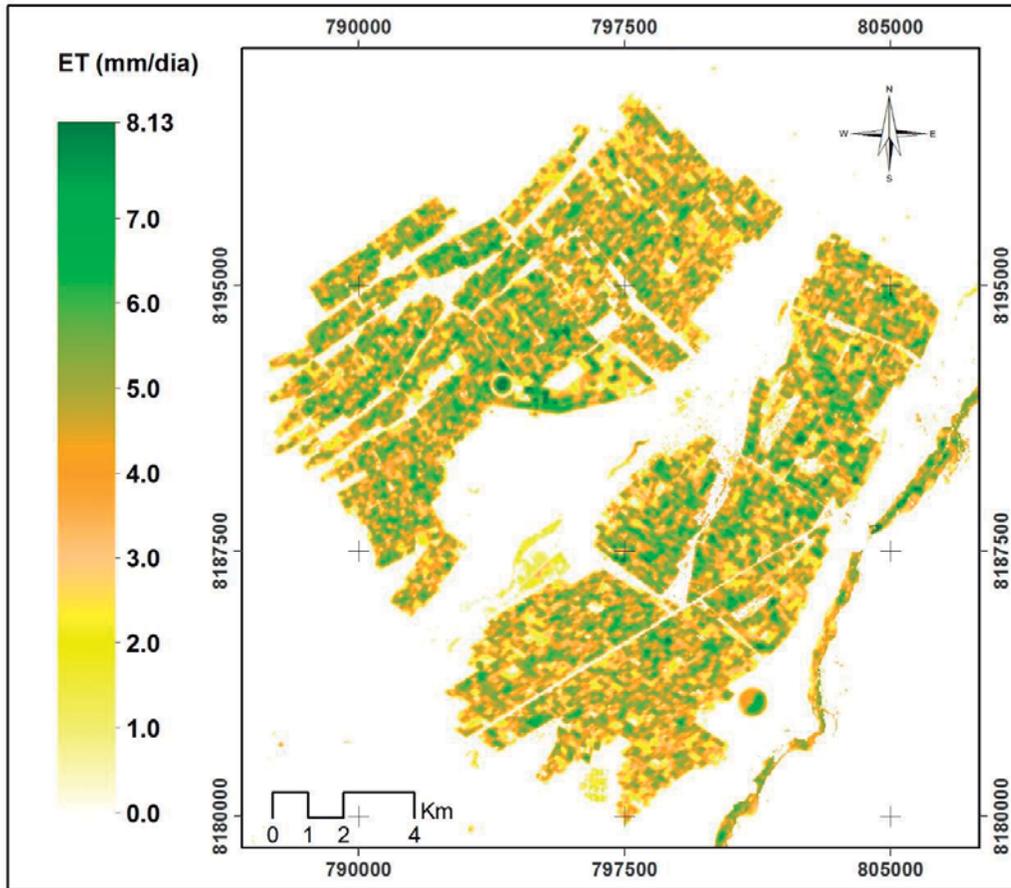


Figura 29: Mapa de la  $ET_{24}$  en la irrigación Majes (13/05/14)

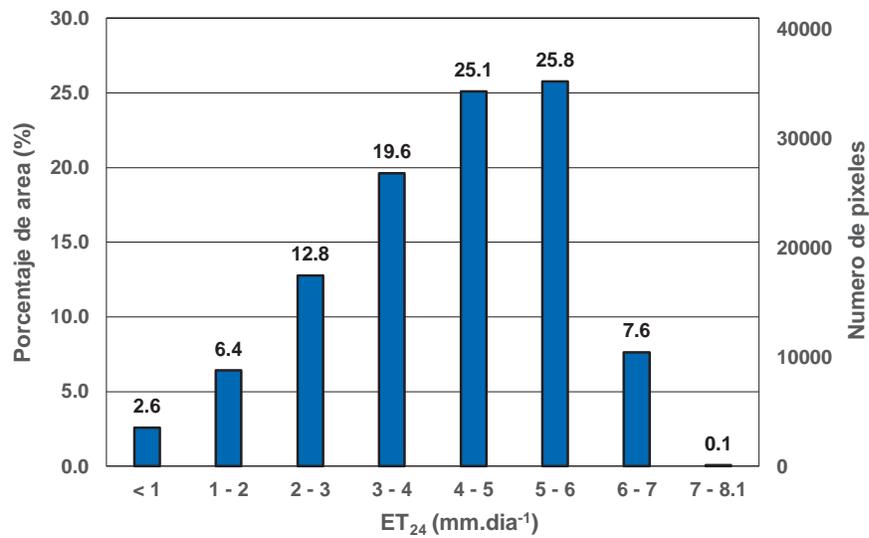


Figura 30: Histograma de frecuencias de la  $ET_{24}$  (13/05/14)

#### 4.6 Análisis de sensibilidad en la elección de la temperatura

En el proceso del algoritmo SEBAL, los valores que el investigador o usuario selecciona en base a su experiencia y habilidad son los píxeles anclas “frio” y “caliente”, la calidad de los resultados de la evapotranspiración en SEBAL dependen en gran medida de una selección adecuada de estos dos píxeles.

Tabla 24: Análisis de sensibilidad de la Ts en píxel caliente

PIXEL	ESTE	NORTE	Ts	Rn	G	YET	H	dT=b+aTs
			(W.m <sup>-2</sup> )					
Caliente	786867.1	8191927.7	317.4	330.8	84.4	-	246.4	dT=-58.8+0.20Ts
	787891.7	8192471.3	315.5	338.1	83.3	-	254.8	dT=-66.6+0.23Ts
	788097.7	8191661.2	313.4	334.1	80.7	-	253.4	dT=-73.8+0.25Ts
	797791.0	8192950.8	311.4	344.8	79.7	-	265.1	dT=-88.1+0.30Ts
	<b>798064.1</b>	<b>8192770.9</b>	<b>309.3</b>	<b>352.5</b>	<b>77.8</b>	-	274.8	<b>dT=-106.8+0.36Ts</b>
	797070.6	8192618.7	307.3	382.3	77.5	-	304.8	dT=-135.2+0.46Ts
	798178.8	8192947.6	305.4	408.5	76.3	-	332.2	dT=-176.4+0.6Ts
	798361.6	8193039.1	303.4	418.2	73.5	-	344.7	dT=-238.2+0.8Ts
	796920.8	8192980.0	301.4	503.2	64.0	-	439.1	dT=-411.5+1.39Ts
Frio	<b>796710.9</b>	<b>8192621.3</b>	<b>297.0</b>	<b>495.3</b>	<b>37.3</b>	<b>434.88</b>	<b>23.1</b>	

La temperatura del píxel frío, según la teoría de SEBAL debería ser igual o cercano a la temperatura del aire cerca a la superficie, entonces la temperatura del píxel frío queda definida como un valor muy cercano a la temperatura en la estación meteorológica; sin embargo para el píxel caliente no se tiene un criterio definido en su elección, para entender el efecto causado por la variación de la temperatura, en la tabla 24 se presenta el análisis de sensibilidad a la elección del píxel caliente, para la imagen satelital de fecha (14/08/13). La figura 31, muestra las gráficas de las diversas ecuaciones lineales del dT vs Ts, dichas ecuaciones fueron generadas como producto de la elección del píxel caliente con una variación de la temperatura en dos grados (2°). En la figura 31 podemos observar que ante un incremento de la Ts del píxel caliente, los valores de dT disminuyen, por lo tanto los valores de H también disminuirán por tener una relación directa dT con H (según la ecuación 28). Como H es una componente energética que le resta al  $\lambda ET$ , entonces podemos concluir que a una elección de Ts mayor, la energía utilizada para la evapotranspiración se verá incrementada.

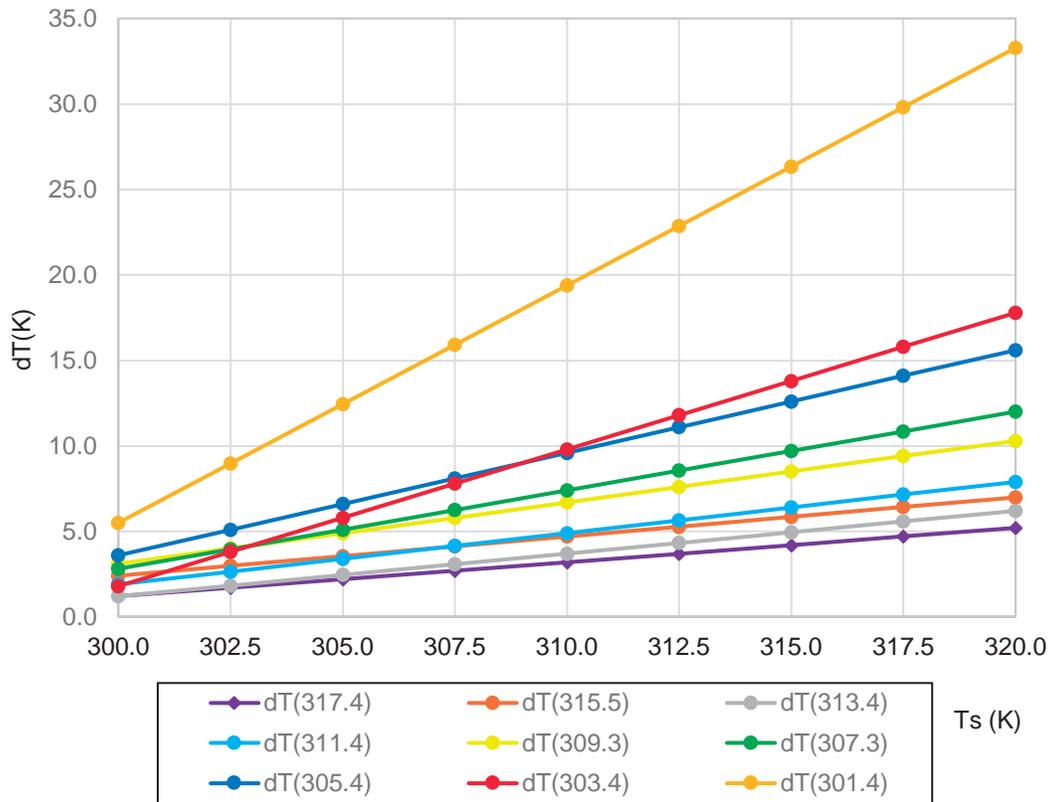


Figura 31: Relaciones lineales dT vs Ts, para variación de la Ts del pixel caliente

#### 4.7 Validación de los resultados de evapotranspiración

Para la validación de los resultados, se comparan con las mediciones en lisímetros; el proyecto especial PEMS – AUTODEMA, dispone de investigaciones realizadas para diversos cultivos como para la “Haba Baby” efectuada por Machaca L. (2011), se disponen de  $ET_{24}$  y  $ET_r$  en las fechas del 03/04/11 al 27/07/11, un total de 116 datos (Anexo 3 y 4). Por otro lado se ha calculado  $ET_{24}$  mediante al algoritmo SEBAL, para las imágenes LANDSAT disponibles en el periodo de datos observados. En la tabla 25 se presenta las fechas con información en común entre los valores  $ET_{24}$  observados y  $ET_{24}$  estimados con SEBAL.

En la figura 32, se puede distinguir intervalos diferenciados de ajuste, el primero comprendido por las fases del periodo vegetativo inicial y desarrollo, donde los resultados subestiman los valores de  $ET_{24}$  con un Erp de 31.9%; el segundo intervalo comprende las fases del periodo vegetativo mediados de temporada, donde los resultados obtenidos con

SEBAL se ajustan muy bien a los valores de  $ET_{24}$ , con un Erp de 4.8%; el tercer intervalo que comprende la fase del periodo vegetativo final de temporada con una sobre estimación de la  $ET_{24}$ , con un Erp 13.9%. Los estadísticos de ajuste de la tabla 26, muestran coeficientes de ajuste aceptables entre los valores observados y los valores estimados, con un coeficiente de RMSE igual a 0.79,  $R^2$  igual a 0.89 y un coeficiente de Nash- Sutcliffe de 0.77. La prueba de asociación efectuada mediante el coeficiente de correlación de Pearson ( $r_c=0.94$  es mayor  $r_t=0.874$ ) indican que existe asociación directa entre los valores observados y estimados, con un nivel de significancia de 0.01.

Tabla 25: Valores de  $ET_{24}$  observados y estimados, en fechas con información en común

N°	Satélite	Fecha de imagen	Edad del cultivo (días)	ET Lisimetro ( $W.m^{-2}$ )	ET SEBAL ( $W.m^{-2}$ )
1	LANDSAT 5	05/05/2011	33	2.53	1.13
2	LANDSAT 7	13/05/2011	41	2.58	1.96
3	LANDSAT 7	14/06/2011	73	6.10	5.11
4	LANDSAT 5	22/06/2011	81	6.42	5.58
5	LANDSAT 7	30/06/2011	89	6.22	6.18
6	LANDSAT 7	16/07/2011	105	6.03	5.99
7	LANDSAT 5	24/07/2011	113	3.80	4.33

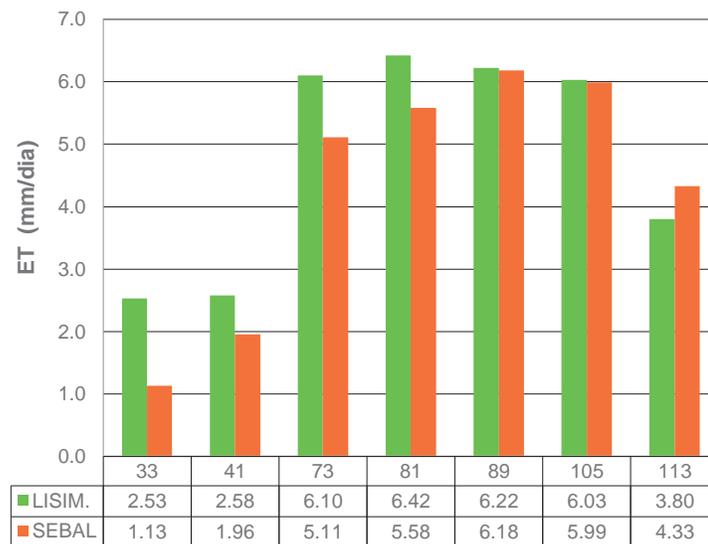


Figura 32: Valores de  $ET_{24}$  observados y estimados

Tabla 26: Resultados de los estadísticos para evaluar la  $ET_{24}$  observada y estimada

Métodos estadísticos	Valor de estadísticos
Raíz del error cuadrático medio (RMSE)	0.79
Coefficiente de determinación ( $R^2$ )	0.89
Coefficiente de Nash-Sutcliffe (NSE)	0.77

Según Bastiaanssen W. (2005), la precisión global de  $ET_{24}$  estimada con SEBAL, para escalas del orden de 100 hectáreas es de +/- 15%. El espacio y el tiempo de integración mejoran la precisión. Las diferencias estacionales son más pequeñas de 1 a 5%, debido a la reducción en el componente de error aleatorio (resultados obtenidos en Idaho, Nuevo México, y Sri Lanka). Estudios a escala de cuenca en Pakistán, Sri Lanka, Sudán revelan una desviación total del 4% sobre una base anual.

De los resultados obtenidos con SEBAL, podemos deducir que la evaporación en las primeras fases del periodo vegetativo, no está siendo correctamente modelada por SEBAL, requiriendo una calibración local. Para mejorar los resultados obtenidos en las fases del periodo vegetativo inicial - desarrollo y en la fase del periodo vegetativo final de temporada, se efectúa la calibración del modelo SEBAL, en función al coeficiente de  $ET_rF$  en el pixel frío. Los valores de  $ET_rF$  que mejoran la predicción de SEBAL son: para la fase del periodo vegetativo inicial y desarrollo un valor de  $ET_rF$  igual a 1.3; para la fase del periodo vegetativo mediados de temporada se mantiene el valor recomendado por Allen R. (2002),  $ET_rF$  igual a 1.05; para la fase del periodo vegetativo final de temporada se estima un valor de  $ET_rF$  igual a 1.0. Los resultados obtenidos se presentan en la tabla 27 y figura 33, donde se aprecia que los valores de evapotranspiración estimados con SEBAL, se ajustan mucho mejor a los valores observados. Los resultados de los métodos estadísticos utilizados para evaluar el ajuste de los datos observados y estimados (tabla 28), presenta estadísticos de ajuste muy buenos, con un coeficiente de RMSE igual a 0.52,  $R^2$  igual a 0.94 y un coeficiente de Nash- Sutcliffe de 0.90. Así las pruebas de asociación efectuada mediante el coeficiente de correlación de Pearson ( $r_c = 0.97$  es mayor  $r_t = 0.874$ ) indican que la asociación entre los valores observados y estimados, mantienen un nivel de significancia de 0.01.

Tabla 27: Valores de  $ET_{24}$  observados y estimados con calibración, en las fechas con información en común.

N°	Satélite	Fecha de imagen	Edad del cultivo (días)	ET Lisímetro ( $W.m^{-2}$ )	ET SEBAL calibrado ( $W.m^{-2}$ )
1	LANDSAT 5	05/05/2011	33	2.53	1.70
2	LANDSAT 7	13/05/2011	41	2.58	2.74
3	LANDSAT 7	14/06/2011	73	6.10	5.43
4	LANDSAT 5	22/06/2011	81	6.42	5.58
5	LANDSAT 7	30/06/2011	89	6.22	6.18
6	LANDSAT 7	16/07/2011	105	6.03	5.99
7	LANDSAT 5	24/07/2011	113	3.80	3.87

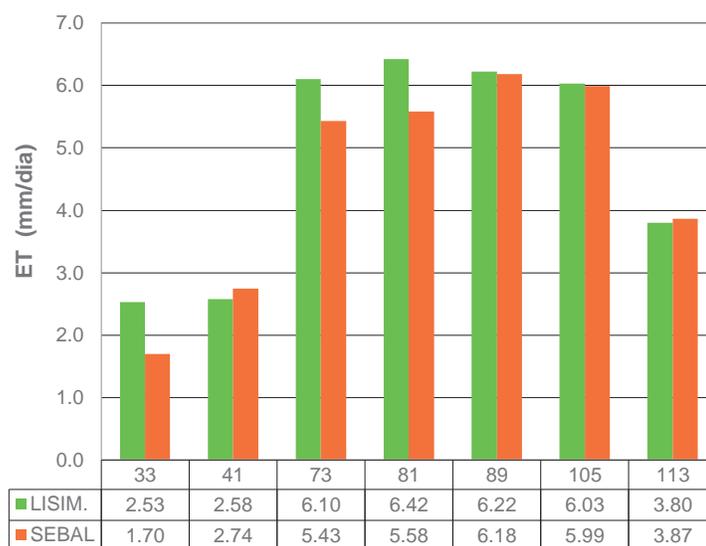


Figura 33: Valores de  $ET_{24}$  observados y estimados con calibración

Tabla 28: Resultados de los estadísticos de la  $ET_{24}$  observada y estimada con calibración

Métodos estadísticos	Valor de estadísticos
Raíz del error cuadrático medio (RMSE)	0.52
Coefficiente de determinación ( $R^2$ )	0.94
Coefficiente de Nash-Sutcliffe (NSE)	0.90

## V. CONCLUSIONES

- En la irrigación Majes I – Arequipa, se estimó la evapotranspiración real diaria ( $ET_{24}$ ) distribuida, mediante el algoritmo SEBAL. Los resultados muestran valores en el rango de 0.0 a 8.1 mm.día<sup>-1</sup> y un valor promedio ponderado de 4.13 mm.día<sup>-1</sup> para los días sin nubosidad. Mediciones con lisímetro registran rangos de variación similar, así para la Alfalfa variedad California fluctúan en un rango 0.58 a 6.36 mm.día<sup>-1</sup>, la Papa variedad Única que fluctúa en un rango de 0.4 a 9.9 mm.día<sup>-1</sup>, Haba Baby que fluctúa en un rango de 0.1 a 7.8 mm.día<sup>-1</sup>. Para el día 22/02/14, debido a la presencia de nubes en la imagen satelital, los valores de evapotranspiración son incrementados, con valores máximos que alcanzan 9.95 mm.día<sup>-1</sup>. En los días de análisis el mayor porcentaje de área (50%), presenta evapotranspiración en los rangos de 4.0 a 6.0 mm.día<sup>-1</sup>.
- El algoritmo SEBAL, fue implementado en el software ERDAS 2014, determinándose las componentes del balance energético distribuidas espacialmente, estadísticos promedios para los días sin nubosidad son:  $R_n$  valor promedio de 449.7 Wm<sup>-2</sup> y desviación estándar de 57.6 Wm<sup>-2</sup>,  $G$  valor promedio de 77.2 Wm<sup>-2</sup> y desviación estándar de 13.37 Wm<sup>-2</sup>,  $H$  valor promedio de 158.3 Wm<sup>-2</sup> y desviación estándar de 59.58 Wm<sup>-2</sup>,  $\lambda ET$  valor promedio de 269.3 Wm<sup>-2</sup> y desviación estándar de 108.5 Wm<sup>-2</sup>.
- Los valores de evapotranspiración instantánea, han sido extrapolados a valores diarios mediante la  $ET_{r,F}$ , dicho valor varían en el rango de 0 a 1.19 con un promedio de 0.6 para los días sin nubes; en la fecha con presencia de nube se tiene valores que alcanzan 1.64 y un promedio de 0.74.
- En el análisis de sensibilidad para el pixel “caliente” ante un incremento de la  $T_s$ , los valores de  $dT$  disminuyen y por ende los valores de  $H$ ; por lo tanto ante un incremento de  $T_s$ , valores de evapotranspiración se verán incrementados.
- En la validación de los resultados del algoritmo SEBAL, para las siete fechas con información en común. Los resultados muestran periodos diferenciados, el primero comprendido por las fases del periodo vegetativo inicial - desarrollo, donde SEBAL tiende a subestimar los valores de  $ET_{24}$  con un Erp 31.9%; el segundo intervalo comprendido por las fases del periodo vegetativo mediados de temporada, donde SEBAL presenta los mejores ajustes con Erp de 4.8%; el tercer intervalo comprendido por las fase del periodo vegetativo finales de temporada con Erp de 13.9%. Para la mejorar los ajustes entre los datos observado y estimados con SEBAL, en las fases del periodo vegetativo inicial - desarrollo y finales de temporada, se efectúa la calibración

local, en función al  $ET_{rF}$  en el pixel frío, con dichos coeficientes calibrados, se tiene mejoras en la predicción de SEBAL, los estadísticos de ajuste obtenidos son muy aceptables con un coeficiente de RMSE igual a 0.52,  $R^2$  igual a 0.94 y un coeficiente de Nash- Sutcliffe de 0.90. las pruebas de asociación efectuada mediante el coeficiente de correlación de Pearson indican que existe asociación directa entre los valores observados y estimados, a un nivel de significancia de 0.01.

## **VI. RECOMENDACIONES**

- Como se pudo demostrar en los cálculos de la evapotranspiración con la imagen satelital de fecha 22/02/14, la nubosidad en la imagen altera considerablemente los resultados, por lo tanto se recomienda utilizar imágenes satelitales libres de nubosidades.
- Se recomienda al proyecto especial PEMS – AUTODEMA, realizar el mantenimiento y manejo de datos en las estaciones climáticas automáticas que operan, con el fin de tener información climática detallada y veras.
- Se recomienda realizar trabajos similares al presente, con empleo de otras imágenes satelitales como la del Terra MODIS, SPOT-5 HRG, Ikonos, Aster, entre otros. Las cuales deben disponer registros espectrales en las bandas visibles, bandas Infrarrojos y bandas infrarrojo termal.
- El uso del algoritmo SEBAL tiene la ventaja de requerir escasos parámetros experimentales, por lo que prevé un aumento notable de su aplicación en el Perú. Según la resolución de las imágenes satelitales, podría ser aplicable en la determinación del estado hídrico, programación y evaluación de las áreas agrícolas con riego, estimación de la evapotranspiración espacial para los modelos hidrológicos distribuidos, entre otros, permitiendo la optimización de los recursos hídricos.

## VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, R.G., Pereira, L.S., 2009. Estimating crop coefficients from fraction of groundcover and height. *Irrig. Sci.* 28, 17–34.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. *Crop Evapotranspiration – Guidelines for Computing Crop Water Requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. FAO, Rome, pp. 6541.
- Allen, R., Tasumi, M., Morse, A., Trezza, R., Wright, J., Bastiaanssen, W., Kramber, W., Lorite, I., Robison, C., 2007a. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – applications. *J. Irrig. Drain. Eng.* 133, 395–406.
- Allen, R.G., Tasumi, M., Trezza, R., 2007b. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. *J. Irrig. Drain. Eng.* 133, 380–394, [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(380\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380))
- Allen, R.G., Walter, I.A., Elliott, R.L., Howell, T.A., Itenfisu, D., Jensen, M.E., Snyder, R.L., 2005. *The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation*. American Society of Civil Engineers, Reston, VA.
- Allen R., Tasmí M., Trezza R. Bastiaanssen W. 2002. *Idaho Implementation Surface Energy Balance Algorithms for Land – SEBAL, Advanced Training and Users Manual*, Pg-98.
- Arya, S.P 2001. *Introduction to Micrometeorology*. Academic Press. New York. [https://books.google.es/books?id=tRE0sBZ8u4YC&pg=PA1&hl=es&source=gbs\\_toc\\_r&cad=3#v=onepage&q&f=false](https://books.google.es/books?id=tRE0sBZ8u4YC&pg=PA1&hl=es&source=gbs_toc_r&cad=3#v=onepage&q&f=false).
- Anderson, M.C., Allen, R.G., Morse, A., Kustas, W.P., 2012. Use of landsat thermal imagery in monitoring evapotranspiration and managing water resources. *Remote Sens. Environ.* 122, 50–65, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2011.08.025>.
- Anderson, R.G., Wang, D., 2014. Energy budget closure observed in paired Eddy covariance towers with increased and continuous daily turbulence. *Agric. Forest Meteorol.* 184, 204–209, <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.09.012>.
- Anderson, R.G., Wang, D., Tirado-Corbalá, R., Zhang, H., Ayars, J.E., 2015a. Divergence of actual and reference evapotranspiration observations for irrigated sugarcane with windy tropical conditions. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 583–599, <http://dx.doi.org/10.5194/hess-19-583-2015>.

- Anderson, R.G., Tirado-Corbalá, R., Wang, D., Ayars, J.E., 2015b. Long-rotation sugarcane in Hawaii sustains high carbon accumulation and radiation use efficiency in 2nd year of growth. *Agric. Ecosyst. Environ.* 199, 216–224, <http://dx.doi.org/10.1016/j.agee.2014.09.012>
- Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A., Holtslag, A.A.M., 1998a. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *J. Hydrol.* 212–213, 198–212, [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4)
- Bastiaanssen, W.G.M., Pelgrum, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J.F., Roerink, G.J., vander Wal, T., 1998b. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). Part 2: validation. *J. Hydrol.* 212–213, 213–229, [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00254-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00254-6)
- Bastiaanssen, W.G.M., 2000. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *J. Hydrol.* 229, 87–100.
- Bastiaanssen, W. G. M., Molden, D. J., and Makin, I. W., 2000. Remote sensing for irrigated agriculture: Examples from research of possible applications. *Agric. Water Manage.* 46(2), 137–155.
- Bastiaanssen, W. G. M., and Bandara, K. M. P. S., 2001. Evaporative depletion assessments for irrigated watersheds in Sri Lanka. *Irrig. Sci.*, 21, 1–15.
- Bastiaanssen, W. G. M., and Chandrapala, L., 2003. Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. *Agric. Water Manage.* 58(2), 171–192.
- Bastiaanssen, W. G. M., and Roozkrans, H., 2003. Vlakdekkende actuele verdamping van Nederland operationeel beschikbaar. *Stromingen*, 9(4), 5–19 (in Dutch).
- Bastiaanssen, W. G. M., Ud-din-Ahmed, M., and Chemin, Y., 2002. Satellite surveillance of water use across the Indus Basin. *Water Resour. Res.*, 38(12), 1273–1282.
- Bastiaanssen, W. G. M., Noordman E. J. M, Pelgrum H., Davids G., Thoreson B. P., and Allen R. G., 2005. SEBAL Model with Remotely Sensed Data to Improve Water-Resources Management under Actual Field Conditions, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering ASCE* 131(1): 85-93
- Bernardo, S.; Soares, A. A.; Mantovani, E.C. 2005 *Manual de Irrigação*, 7ª edição, Editora UFV.

- Chang, G., Li, L., Zhu, X., Wang, Z., Xiao, J., Li, F., 2007. Influencing factors of waterresources in the source region of the Yellow River. *Journal of Geographical Sciences*, 17 (2), 131–140 (in Chinese).
- Chang, G.G., Li, F.X., Li, L., 2010. Changes and Restoration in Source Region of ThreeRivers of China. *Meteology Press, Beijing*, pp. 40–43 (in Chinese).
- ESPINOZA, R. 2008. Determinación de la concentración de los sólidos en suspensión en los río de la amazonia peruana mediante imágenes satelitales MODIS. Tesis Maestría de Recursos Hídricos, Univ. UNALM.
- Githui, F., Selle, B., Thayalakumaran, T., 2012. Recharge estimation using remotelysensed evapotranspiration in an irrigated catchment in southeast Australia. *Hydrological Processes* 26 (9), 1379–1389.
- Huihui Z., Ray G. A., Dong W., 2015. Satellite-based crop coefficient and regional water use estimates forHawaiian sugarcane. *Field Crops Research* 180 (2015) 143–154.
- K. Zanter., LSDS CCB Chair USGS 2015, LANDSAT 8 (L8) data users handbook, Department of the Interior U.S. Geological Survey.
- Khaldi, A., Hamimed, A., Mederbal, K., Seddini, A., 2011. Obtaining evapotranspiration and surface energy fluxes with remotely sensed data to improve agriculturalwater management. *African Journal of Food Agriculture Nutrition and Development* 11 (1), 4559–4581.
- Martins da Costa S., Chohaku G., Marinaldo J., Carvalho F., Guimaraes R., 2007. Evapotranspiração regional utilizando o SEBAL em condições de relevo montanhoso. *Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brasil, 21-26 abril 2007, INPE*, p. 3475-3482.
- Machaca L., 2011. Determinación de las necesidades de agua del cultivo Haba Baby mediante lisímetros de drenaje en la irrigación Majes – Arequipa. Tesis para optar el grado de ingeniero Agrícola, Univ. Nacional del Altiplano. Pag. 124.
- Liou, K.N 2002 *An introduction to Atmospheric Radiation*, Academic Press. USA.[https://books.google.fr/books?id=6xUpdPOPLckC&q=atmosphere&hl=es&source=gbws\\_word\\_cloud\\_r&cad=4#v=snippet&q=atmosphere&f=false](https://books.google.fr/books?id=6xUpdPOPLckC&q=atmosphere&hl=es&source=gbws_word_cloud_r&cad=4#v=snippet&q=atmosphere&f=false)
- MEIRELES, M., 2007. Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo sebal e imagem LANDSAT 5 - TM na bacia do Acaraú – CE. *Dissertação de Mestrado em Irrigação e Drenagem – Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza*, 88 p.

- Ronglin T., Zhao-Liang L., Kun-Shan C., Yuanyuan J., Chuanrong L., and Xiaomin S., 2013. Spatial-scale effect on the SEBAL model for evapotranspiration estimation using remote sensing data. *Journal of Agricultural and Forest Meteorology* 174–175 (2013) 28–42.
- Sung-ho H., Jan M.H. H., and Brian B., 2009 Up-scaling of SEBAL derived evapotranspiration maps from Landsat (30 m) to MODIS (250 m) scale. *Journal of Hydrology* 370 (2009) 122–138.
- Smith, M. O., Ustin, S. L., Adams, J. B., And Gillespie, A. R., 1990, Vegetation in deserts: I. A regional measure of abundance from multispectral images. *Remote Sensing of Environment*, 31, 1–26.
- Smith R. B. 2001a. Introducción a la percepción Remota. TNTmips. 32p.
- Smith R. B. 2001b. Imágenes Hiperespectrales. TNTmips. 34p.
- Tang, R.L., Li, Z.L., Chen, K.S., Jia, Y.Y., Li, C.R., Sun, S.M., 2013. Spatial-scale effect on the SEBAL model for evapotranspiration estimation using remote sensing data. *Agricultural and Forest Meteorology* 174–175, 28–42.
- Tasumi, M., Trezza, R., Allen, R.G., Wright, J.L., 2003. U.S. Validation Tests on the SEBAL Model for. *Evapotranspiration via Satellite*.
- Teixeira, A.H.d.C., Bastiaanssen, W.G.M., Ahmad, M.D., Bos, M.G., 2009. Review-ing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil: part A: calibration and validation. *Agricultural and Forest Meteorology* 149 (3–4), 462–476.
- Weligepolage, K., 2005. Estimation of spatial and temporal distribution of evaporatranspiration by satellite remote sensing – A case study in Hupselse Beek. 114 f. *Dissertação de Mestrado*. International Institute for Geo-information Science and Earth Observation.
- Xiao-chun Z., Jing-wei W., Hua-yi W., Yong L., 2011. Simplified SEBAL method for estimating vast areal evapotranspiration with MODIS data. *Water Science and Engineering*, 2011, 4(1): 24-35
- Yanmin Y., Yonghui Y., De Li Liu., Tom N., Bingfang W., and Nana Y., 2014. Regional Water Balance Based on Remotely Sensed Evapotranspiration and Irrigation: An Assessment of the Haihe Plain, China. *Remote Sensing.*, 6, 2514-2533.
- Zhouyuan L., Xuehua L., Tianxiao M., De K., Qingping Z., Bingquan Y., Tianlin N., 2013. Retrieval of the surface evapotranspiration patterns in the alpinegrassland–wetland

ecosystem applying SEBAL model in the source region of the Yellow River, China. *Ecological Modelling* 270 (2013) 64– 75.

- Zhongping S., Bin W., Wenming S., Changzuo W., Daian Y., Zheng L., 2010. Evapotranspiration estimation based on the SEBAL model in the Nansi Lake Wetland of China. *Mathematical and Computer Modelling* 54(2011) 1086-1092.
- [http://landsat.usgs.gov/band\\_designations\\_landsat\\_satellites.php](http://landsat.usgs.gov/band_designations_landsat_satellites.php)

## VIII. ANEXOS

### Anexo 1: Registro de variables climáticas para las fechas de análisis en la estación, automática “EMA Pampa de Majes” – SENAMHI.

Tabla 1: Datos meteorológicos de la estación EMA Pampa de Majes, para el día 14/08/13

Codigo	Año	Mes	Día	Hora	Tmed	Tmin	Tmax	Hrelativa Min	Hrelativa Max	Presión atm	Dirección viento	Velocidad viento	Lluvia	Radiación solar
4729E39A	2013	8	14	0	12	11.7	12.4	41	49	851.6	3	4.3	0	0
4729E39A	2013	8	14	1	11.1	10.7	11.8	44	50	851.2	9	4.3	0	0
4729E39A	2013	8	14	2	10.2	9.6	10.7	43	48	850.6	2	4.3	0	0
4729E39A	2013	8	14	3	9.6	9.1	10.3	45	51	850.2	4	4.2	0	0
4729E39A	2013	8	14	4	9.3	9.1	9.6	47	50	850.2	10	4.6	0	0
4729E39A	2013	8	14	5	10	9.3	10.6	43	49	850.2	13	4.2	0	0
4729E39A	2013	8	14	6	10.2	9.8	10.4	37	45	850.4	12	3.9	0	0
4729E39A	2013	8	14	7	11	9.8	13.1	31	39	851.0	15	3.6	0	66
4729E39A	2013	8	14	8	15.8	13	19	28	35	851.4	4	2.8	0	291
4729E39A	2013	8	14	9	21.6	19	23.1	17	30	851.8	248	1.1	0	519
4729E39A	2013	8	14	10	23.4	22.7	24.2	19	28	851.9	191	1.5	0	715
4729E39A	2013	8	14	11	24.3	23.5	25.1	21	29	851.6	234	1.1	0	839
4729E39A	2013	8	14	12	25.1	24.6	25.9	16	31	851.1	263	2.1	0	895
4729E39A	2013	8	14	13	25.8	25.2	26.7	16	25	850.4	208	1.8	0	881
4729E39A	2013	8	14	14	26	25.3	27.1	19	32	849.8	217	2.4	0	813
4729E39A	2013	8	14	15	24.9	24.3	26	25	33	849.4	228	1.4	0	665
4729E39A	2013	8	14	16	22.9	21.4	26.2	24	38	849.5	192	3.6	0	466
4729E39A	2013	8	14	17	20.3	19.3	21.4	34	39	849.9	202	2.7	0	233
4729E39A	2013	8	14	18	18.2	16.9	19.4	38	43	850.6	264	1.1	0	26
4729E39A	2013	8	14	19	15.5	14.1	16.9	40	59	851.2	347	1.7	0	26
4729E39A	2013	8	14	20	13.6	12.9	14.1	53	61	851.6	340	1	0	0
4729E39A	2013	8	14	21	12.5	12	13.1	56	63	851.9	3	2	0	0
4729E39A	2013	8	14	22	11.5	11.3	12	61	64	851.9	349	2.5	0	0
4729E39A	2013	8	14	23	11.2	10.9	11.5	59	62	851.8	3	3.5	0	0

Tabla 2: Datos meteorológicos de la estación EMA Pampa de Majes, para el día 14/08/13

Codigo	Año	Mes	Día	Hora	Tmed	Tmin	Tmax	Hrelativa Min	Hrelativa Max	Presión atm	Dirección viento	Velocidad viento	Lluvia	Radiación solar
4729E39A	2013	11	2	0	11.4	11.1	11.7	64	68	852.6	346	2.5	0	0
4729E39A	2013	11	2	1	11.3	11	11.5	61	65	852.2	4	3.6	0	0
4729E39A	2013	11	2	2	11.1	10.7	11.5	60	65	851.6	10	2.4	0	0
4729E39A	2013	11	2	3	10.6	9.9	11.9	58	68	851.3	47	1.2	0	0
4729E39A	2013	11	2	4	9.9	9.6	11	63	69	851.4	13	2.2	0	0
4729E39A	2013	11	2	5	9.6	9.4	9.8	66	69	851.6	32	1.6	0	0
4729E39A	2013	11	2	6	9.8	9.3	11.4	63	68	851.9	17	1.2	0	45
4729E39A	2013	11	2	7	15.5	11.4	19.3	35	63	852.5	78	0.5	0	291
4729E39A	2013	11	2	8	20.2	19.3	21.5	30	38	852.9	166	0.7	0	556
4729E39A	2013	11	2	9	21.5	20.8	22.4	25	34	852.8	208	1.6	0	780
4729E39A	2013	11	2	10	22.6	21.7	23.3	25	31	852.6	218	3.6	0	953
4729E39A	2013	11	2	11	23.2	22.6	23.8	27	38	852.2	232	5	0	1036
4729E39A	2013	11	2	12	23.1	22.6	23.8	29	38	851.9	213	4.1	0	1059
4729E39A	2013	11	2	13	23.4	22.9	24.2	25	33	851.6	208	4.8	0	1056
4729E39A	2013	11	2	14	22.9	22.4	23.6	28	35	851.1	194	4.5	0	969
4729E39A	2013	11	2	15	22.5	22	23.1	29	35	850.7	210	4.6	0	808
4729E39A	2013	11	2	16	21.9	21.3	22.6	32	36	850.4	206	3.8	0	583
4729E39A	2013	11	2	17	20	18.7	21.4	34	42	850.7	229	3.5	0	292
4729E39A	2013	11	2	18	17.7	17	18.7	41	48	851.3	275	1.4	0	64
4729E39A	2013	11	2	19	15.7	14.7	17.1	48	61	851.8	130	0.5	0	0
4729E39A	2013	11	2	20	14.6	14	15.1	55	63	852.5	360	0.6	0	0
4729E39A	2013	11	2	21	13.9	13.3	14.5	55.5	63.5	852.8	355.5	1.7	0.0	0.0
4729E39A	2013	11	2	22	13.1	12.6	13.9	56	64	853.1	351	2.7	0	0
4729E39A	2013	11	2	23	12.4	12.1	12.8	59	65	853.1	355	3.1	0	0

Tabla 3: Datos meteorológicos de la estación EMA Pampa de Majes, para el día 14/08/13

Codigo	Año	Mes	Dia	Hora	Tmed	Tmin	Tmax	Hrelativa Min	Hrelativa Max	Presión atm	Dirección viento	Velocidad viento	Lluvia	Radiación solar
4729E39A	2014	2	22	0	14.3	13.9	14.7	74	80	851.8	346	1.5	0	0
4729E39A	2014	2	22	1	13.7	13.2	14	77	79	851.5	352	2.2	0	0
4729E39A	2014	2	22	2	13.1	12.7	13.3	78	80	850.9	13	2.2	0	0
4729E39A	2014	2	22	3	12.6	12.4	12.7	79	81	850.5	2	2.4	0	0
4729E39A	2014	2	22	4	12.4	11.8	12.8	80	85	850.3	13	1.5	0	0
4729E39A	2014	2	22	5	12	11.6	12.2	82	85	850.1	348	2	0	0
4729E39A	2014	2	22	6	11.7	11.4	11.9	83	85	850.3	360	2.5	0	3
4729E39A	2014	2	22	7	13.4	11.6	16.1	72	84	850.7	13	1.1	0	128
4729E39A	2014	2	22	8	17.6	16.1	18.4	61	72	851.2	224	1.2	0	351
4729E39A	2014	2	22	9	18.1	17.6	19.6	57	65	851.4	220	1	0	426
4729E39A	2014	2	22	10	20.1	19.2	20.5	55	60	851.3	250	1.9	0	735
4729E39A	2014	2	22	11	21.3	20.1	22	47	57	851	174	2.1	0	973
4729E39A	2014	2	22	12	23	22	24.3	39	49	850.5	270	2.1	0	1047
4729E39A	2014	2	22	13	24.2	23.4	25.2	40	46	849.9	194	3.7	0	995
4729E39A	2014	2	22	14	24.4	23.6	25.3	39	50	849.5	213	3.6	0	896
4729E39A	2014	2	22	15	23.4	22.7	24.1	47	53	849.4	207	4.7	0	790
4729E39A	2014	2	22	16	22.4	20.9	23.3	49	57	849.2	206	4.1	0	595
4729E39A	2014	2	22	17	20.2	19.4	21.3	55	62	849.3	221	3	0	286
4729E39A	2014	2	22	18	18.4	17.4	19.4	61	69	849.8	226	2	0	79
4729E39A	2014	2	22	19	17.0	16.3	17.7	68.0	74.5	850.3	240.0	1.4	0.0	39.5
4729E39A	2014	2	22	20	15.6	15.2	16	75	80	850.8	254	0.8	0	0
4729E39A	2014	2	22	21	15.2	14.8	15.6	76	80	850.9	279	0.9	0	0
4729E39A	2014	2	22	22	14.9	14.4	15.4	76	81	851	358	1.4	0	0
4729E39A	2014	2	22	23	14.2	13.8	14.4	82	84	850.8	19	1	0	0

Tabla 4: Datos meteorológicos de la estación EMA Pampa de Majes, para el día 14/08/13

Codigo	Año	Mes	Dia	Hora	Tmed	Tmin	Tmax	Hrelativa Min	Hrelativa Max	Presión atm	Dirección viento	Velocidad viento	Lluvia	Radiación solar
4729E39A	2014	5	13	0	16.2	14.3	16.6	27	37	852	15	3.1	0	0
4729E39A	2014	5	13	1	16.1	14.7	17.2	27	35	851.6	54	3.9	0	0
4729E39A	2014	5	13	2	16.6	14.6	17.9	26	36	851.1	22	2.3	0	0
4729E39A	2014	5	13	3	14.7	13.6	16.3	31	39	850.6	74	1.7	0	0
4729E39A	2014	5	13	4	14.4	12.9	15.5	33	45	850.5	180	0.6	0	0
4729E39A	2014	5	13	5	12.3	10.5	13.5	43	66	850.6	13	1.1	0	0
4729E39A	2014	5	13	6	10.2	9.9	10.6	66	71	850.8	12	2.3	0	0
4729E39A	2014	5	13	7	11.6	10.4	14.2	39	68	850.9	56	1.4	0	54
4729E39A	2014	5	13	8	18.3	13.9	20.5	27	45	851.3	66	1	0	289
4729E39A	2014	5	13	9	22	20.6	23.5	21	32	851.6	204	1.3	0	503
4729E39A	2014	5	13	10	23.7	22.1	25.3	18	36	851.8	147	1.2	0	676
4729E39A	2014	5	13	11	25.7	25.2	26.1	16	25	851.4	197	2.9	0	792
4729E39A	2014	5	13	12	26.2	25.7	26.7	17	24	850.7	207	3.6	0	841
4729E39A	2014	5	13	13	26.3	25.8	26.8	18	31	850	217	3.8	0	818
4729E39A	2014	5	13	14	25.5	24.7	26.3	26	35	849.5	212	3.6	0	727
4729E39A	2014	5	13	15	24.4	23.7	25.1	28	40	849.2	212	3.1	0	588
4729E39A	2014	5	13	16	23.3	22.5	24.1	35	45	849.2	214	2.3	0	397
4729E39A	2014	5	13	17	21.8	20.9	22.5	42	51	849.6	215	1.1	0	165
4729E39A	2014	5	13	18	19.3	18.4	20.9	51	61	850.1	60	1.7	0.1	9
4729E39A	2014	5	13	19	6.4	17.55	6.4	50	58.5	850.55	47	1.95	0.1	4.5
4729E39A	2014	5	13	20	17.4	16.7	19	49	56	851	34	2.2	0	0
4729E39A	2014	5	13	21	15.7	15.1	16.8	44	51	851.6	22	2.2	0	0
4729E39A	2014	5	13	22	14.6	14.2	15.2	39	46	851.7	22	2.3	0	0
4729E39A	2014	5	13	23	14.3	13.8	14.6	41	51	851.4	12	2.8	0	0

Anexo 2: Proceso iterativo, coeficientes a y b,  $r_{ah}$  y la dT en los pixeles anclas

Fecha de análisis	N°	a	b	Pixel Frío		Pixel Caliente		Cambio (%)	
				rah (s.m <sup>-1</sup> )	dT (°C)	rah (s.m <sup>-1</sup> )	dT (°C)	rah frío	rah caliente
14/08/2013	1	1.31	-388.58	42.16	0.96	62.98	17.12	-	-
	2	0.14	-41.00	21.66	0.50	7.74	2.22	-95	-714
	3	0.50	-148.07	29.94	0.69	24.10	6.86	28	68
	4	0.32	-93.36	26.85	0.62	15.83	4.52	-12	-52
	5	0.38	-112.53	28.02	0.65	18.74	5.34	4	16
	6	0.35	-104.76	27.58	0.64	17.56	5.01	-2	-7
	7	0.36	-107.73	27.75	0.64	18.01	5.13	1	2
	8	0.36	-106.57	27.69	0.64	17.83	5.09	0	-1
	9	0.36	-107.02	27.71	0.64	17.90	5.10	0	0
	10	<b>0.36</b>	<b>-106.85</b>	27.70	0.64	17.88	5.10	0	0
02/11/2013	1	0.43	-128.73	19.69	1.10	29.41	8.72	-	-
	2	0.16	-47.68	14.05	0.80	11.47	3.64	-40	-157
	3	0.26	-76.33	15.76	0.89	17.13	5.43	11	33
	4	0.23	-67.58	15.28	0.87	15.41	4.89	-3	-11
	5	0.24	-70.12	15.42	0.87	15.91	5.05	1	3
	6	0.23	-69.38	15.38	0.87	15.76	5.00	0	-1
	7	0.24	-69.60	15.39	0.87	15.80	5.01	0	0
	8	0.24	-69.54	15.39	0.87	15.79	5.01	0	0
	9	0.24	-69.55	15.39	0.87	15.80	5.01	0	0
	10	<b>0.24</b>	<b>-69.55</b>	15.39	0.87	15.79	5.01	0	0
22/02/2014	1	0.98	-283.05	39.36	6.80	54.58	19.72	-	-
	2	0.08	-21.78	9.66	1.69	7.16	2.73	-308	-662
	3	0.31	-88.23	23.70	4.12	21.81	8.24	59	67
	4	0.20	-56.64	16.16	2.82	14.43	5.47	-47	-51
	5	0.23	-64.54	19.68	3.43	17.07	6.46	18	15
	6	0.22	-62.52	17.95	3.13	15.99	6.05	-10	-7
	7	0.22	-62.66	18.78	3.27	16.41	6.21	4	3
	8	0.22	-62.90	18.38	3.20	16.24	6.15	-2	-1
	9	0.22	-62.66	18.57	3.23	16.31	6.17	1	0
	10	<b>0.22</b>	<b>-62.83</b>	18.48	3.22	16.28	6.16	0	0
13/05/2014	1	2.14	-631.16	59.85	2.79	86.42	25.34	-	-
	2	0.09	-25.28	14.42	0.68	5.19	1.60	-315	-1566
	3	0.66	-192.91	36.79	1.73	28.37	8.66	61	82
	4	0.27	-80.06	24.23	1.14	13.16	4.03	-52	-116
	5	0.41	-120.49	30.38	1.43	18.88	5.77	20	30
	6	0.34	-100.43	27.21	1.28	16.02	4.90	-12	-18
	7	0.37	-108.98	28.79	1.36	17.28	5.28	5	7
	8	0.36	-105.08	27.99	1.32	16.69	5.10	-3	-4
	9	0.36	-106.79	28.39	1.34	16.96	5.18	1	2
	10	<b>0.36</b>	<b>-106.03</b>	28.19	1.33	16.84	5.15	-1	-1

**Anexo 3: Datos de ETo de estación Agroclimática Automática en el Centro de Reconversión Agroganadera – CRA.**

Fecha	Nº Días	Etp (mm/día)
03/04/2011	1	4.3
04/04/2011	2	5.1
05/04/2011	3	4.3
06/04/2011	4	5.1
07/04/2011	5	4.6
08/04/2011	6	3.6
09/04/2011	7	3.6
10/04/2011	8	5.3
11/04/2011	9	4.8
12/04/2011	10	5.3
13/04/2011	11	5.6
14/04/2011	12	6.1
15/04/2011	13	5.1
16/04/2011	14	4.8
17/04/2011	15	5.1
18/04/2011	16	5.3
19/04/2011	17	5.6
20/04/2011	18	5.1
21/04/2011	19	4.8
22/04/2011	20	4.6
23/04/2011	21	4.8
24/04/2011	22	4.6
25/04/2011	23	4.8
26/04/2011	24	5.1
27/04/2011	25	5.1
28/04/2011	26	4.8
29/04/2011	27	5.3
30/04/2011	28	5.3

Fecha	Nº Días	Etp (mm/día)
01/05/2011	29	4.1
02/05/2011	30	4.1
03/05/2011	31	4.3
04/05/2011	32	5.3
05/05/2011	33	5.6
06/05/2011	34	5.1
07/05/2011	35	5.8
08/05/2011	36	5.3
09/05/2011	37	5.1
10/05/2011	38	5.6
11/05/2011	39	4.6
12/05/2011	40	5.1
13/05/2011	41	5.3
14/05/2011	42	5.1
15/05/2011	43	5.1
16/05/2011	44	4.8
17/05/2011	45	5.3
18/05/2011	46	5.1
19/05/2011	47	4.6
20/05/2011	48	4.6
21/05/2011	49	4.8
22/05/2011	50	5.1
23/05/2011	51	5.1
24/05/2011	52	4.6
25/05/2011	53	4.8
26/05/2011	54	5.3
27/05/2011	55	5.3
28/05/2011	56	5.1
29/05/2011	57	4.8
30/05/2011	58	5.1
31/05/2011	59	5.1

Fecha	Nº Días	Etp (mm/día)
01/06/2011	60	6.1
02/06/2011	61	6.1
03/06/2011	62	5.3
04/06/2011	63	5.3
05/06/2011	64	5.3
06/06/2011	65	4.6
07/06/2011	66	5.3
08/06/2011	67	5.8
09/06/2011	68	5.1
10/06/2011	69	5.8
11/06/2011	70	4.3
12/06/2011	71	4.8
13/06/2011	72	5.1
14/06/2011	73	4.6
15/06/2011	74	4.8
16/06/2011	75	5.1
17/06/2011	76	4.6
18/06/2011	77	4.6
19/06/2011	78	5.1
20/06/2011	79	5.1
21/06/2011	80	5.1
22/06/2011	81	4.3
23/06/2011	82	4.8
24/06/2011	83	4.6
25/06/2011	84	4.8
26/06/2011	85	5.3
27/06/2011	86	4.8
28/06/2011	87	4.6
29/06/2011	88	4.1
30/06/2011	89	4.8

Fecha	Nº Días	Etp (mm/día)
01/07/2011	90	5.6
02/07/2011	91	5.6
03/07/2011	92	5.8
04/07/2011	93	5.6
05/07/2011	94	5.3
06/07/2011	95	5.6
07/07/2011	96	4.3
08/07/2011	97	5.6
09/07/2011	98	4.8
10/07/2011	99	4.8
11/07/2011	100	5.0
12/07/2011	101	5.1
13/07/2011	102	5.1
14/07/2011	103	5.0
15/07/2011	104	5.0
16/07/2011	105	5.6
17/07/2011	106	5.8
18/07/2011	107	4.3
19/07/2011	108	4.8
20/07/2011	109	3.6
21/07/2011	110	5.3
22/07/2011	111	5.3
23/07/2011	112	5.6
24/07/2011	113	5.3
25/07/2011	114	5.1
26/07/2011	115	5.1
27/07/2011	116	5.3
28/07/2011	117	5.1
<b>ETo Promedio (mm/día)</b>		<b>5.02</b>
<b>ETo Máximo (mm/día)</b>		<b>6.10</b>
<b>ETo Mínimo (mm/día)</b>		<b>3.60</b>
<b>ETo Total (mm/campaña)</b>		<b>582.24</b>

**Anexo 4: Datos de evapotranspiración real del cultivo Haba Baby mediante Lisímetros, en el Centro de Reconversión Agrogranadera CRA del Proyecto Especial Majes - Sigwas AUTODEMA.**

Fecha	Nº días	LISÍMETRO I				LISÍMETRO II				LISÍMETRO III			
		Vol. Aplic.	Vol. Drena.	Diferencia	ETc	Vol. Aplic.	Vol. Drena.	Diferencia	ETc	Vol. Aplic.	Vol. Drena.	Diferencia	ETc
		(m3)	(m3)	(m3)	(mm)	(m3)	(m3)	(m3)	(mm)	(m3)	(m3)	(m3)	(mm)
03/04/2011	1	0.0805		0.0335	1.12	0.0845		0.0322	1.07	0.0825		0.0300	1.00
04/04/2011	2				1.12				1.07				1.00
05/04/2011	3				1.12				1.07				1.00
06/04/2011	4				1.12				1.07				1.00
07/04/2011	5				1.12				1.07				1.00
08/04/2011	6				1.12				1.07				1.00
09/04/2011	7	0.0490	0.0470	0.0322	1.29	0.0395	0.0523	0.0325	1.30	0.0303	0.0525	0.0273	1.09
10/04/2011	8				1.29				1.30				1.09
11/04/2011	9				1.29				1.30				1.09
12/04/2011	10				1.29				1.30				1.09
13/04/2011	11				1.29				1.30				1.09
14/04/2011	12	0.0400	0.0168	0.0395	1.32	0.0423	0.0070	0.0391	1.30	0.0445	0.0030	0.0380	1.27
15/04/2011	13				1.32				1.30				1.27
16/04/2011	14				1.32				1.30				1.27
17/04/2011	15				1.32				1.30				1.27
18/04/2011	16				1.32				1.30				1.27
19/04/2011	17				1.32				1.30				1.27
20/04/2011	18	0.0440	0.0005	0.0400	2.00	0.0415	0.0032	0.0355	1.78	0.0390	0.0065	0.0310	1.55
21/04/2011	19				2.00				1.78				1.55
22/04/2011	20				2.00				1.78				1.55
23/04/2011	21				2.00				1.78				1.55
24/04/2011	22	0.0535	0.0040	0.0310	2.07	0.0555	0.0060	0.0405	2.70	0.0520	0.0080	0.0356	2.37
25/04/2011	23				2.07				2.70				2.37
26/04/2011	24				2.07				2.70				2.37
27/04/2011	25	0.0640	0.0225	0.0200	2.00	0.0645	0.0150	0.0287	2.87	0.0605	0.0164	0.0304	3.04

Fecha	Nº dias	LISÍMETRO I				LISÍMETRO II				LISÍMETRO III			
		Vol. Aplic.		Vol. Drena.		Vol. Aplic.		Vol. Drena.		Vol. Aplic.		Vol. Drena.	
		(m3)	(m3)	(m3)	(m3)	(m3)	(m3)	(m3)	(m3)	(m3)	(m3)	(m3)	(m3)
		ETc	Diferencia	ETc	Diferencia	ETc	Diferencia	ETc	Diferencia	ETc	Diferencia	ETc	Diferencia
		(mm)	(m3)	(mm)	(m3)	(mm)	(m3)	(mm)	(m3)	(mm)	(m3)	(mm)	(m3)
28/04/2011	26			2.00				2.87				3.04	
29/04/2011	27	0.0555	0.0440	2.90	0.0290	0.0540	0.0358	2.68	0.0268	0.0555	0.0301	2.15	0.0215
30/04/2011	28			2.90				2.68				2.15	
01/05/2011	29	0.0508	0.0265	1.82	0.0273	0.0494	0.0272	2.03	0.0304	0.0480	0.0340	1.20	0.0180
02/05/2011	30			1.82				2.03				1.20	
03/05/2011	31			1.82				2.03				1.20	
04/05/2011	32	0.0592	0.0235	2.52	0.0291	0.0527	0.0190	2.54	0.0270	0.0572	0.0300	2.53	0.0253
05/05/2011	33			2.52				2.54				2.53	
06/05/2011	34	0.0437	0.0301	2.77	0.0277	0.0416	0.0257	2.72	0.0272	0.0448	0.0319	1.97	0.0197
07/05/2011	35			2.77				2.72				1.97	
08/05/2011	36	0.0222	0.0160	1.78	0.0178	0.0143	0.0144	1.04	0.0104	0.0222	0.0251	1.14	0.0114
09/05/2011	37			1.78				1.04				1.14	
10/05/2011	38	0.0279	0.0044	1.56	0.0234	0.0290	0.0039	1.53	0.0230	0.0256	0.0108	1.10	0.0165
11/05/2011	39			1.56				1.53				1.10	
12/05/2011	40			1.56				1.53				1.10	
13/05/2011	41	0.1023	0.0045	2.42	0.0242	0.0984	0.0060	2.64	0.0264	0.1085	0.0091	2.69	0.0269
14/05/2011	42			2.42				2.64				2.69	
15/05/2011	43	0.0368	0.0781	2.38	0.0358	0.0526	0.0720	2.72	0.0408	0.0449	0.0816	1.13	0.0170
16/05/2011	44			2.38				2.72				1.13	
17/05/2011	45			2.38				2.72				1.13	
18/05/2011	46	0.0513	0.001	4.48	0.0224	0.0620	0.0118	4.64	0.0232	0.0558	0.0279	4.68	0.0234
19/05/2011	47	0.0217	0.0289	3.02	0.0151	0.0280	0.0388	3.48	0.0174	0.0276	0.0324	2.08	0.0104
20/05/2011	48	0.0252	0.0066	3.62	0.0181	0.0235	0.0106	2.86	0.0143	0.0290	0.0172	2.14	0.0107
21/05/2011	49	0.0183	0.0071	1.64	0.0082	0.0145	0.0092	1.02	0.0051	0.0363	0.0183	2.92	0.0146
22/05/2011	50	0.0189	0.0101	2.82	0.0141	0.0224	0.0094	2.76	0.0138	0.0193	0.0217	1.28	0.0064

Fecha	Nº dias	LISÍMETRO I					LISÍMETRO II					LISÍMETRO III				
		Vol. Aplic.	Vol. Drena.	Diferencia	ETc		Vol. Aplic.	Vol. Drena.	Diferencia	ETc		Vol. Aplic.	Vol. Drena.	Diferencia	ETc	
		(m3)	(m3)	(m3)	(mm)		(m3)	(m3)	(m3)	(mm)		(m3)	(m3)	(m3)	(mm)	
23/05/2011	51	0.0104	0.0048	0.0094	1.88	0.0254	0.0086	0.0179	3.58		0.0255	0.0129	0.0137	2.74		
24/05/2011	52	0.0256	0.0010	0.0189	3.78	0.0337	0.0075	0.0244	4.88		0.0238	0.0118	0.0106	2.12		
25/05/2011	53	0.0274	0.0067	0.0141	2.82	0.0314	0.0093	0.1183	4.73		0.0273	0.0132	0.0120	2.40		
26/05/2011	54	0.0258	0.0133	0.0210	4.20	0.0199			4.73		0.0245	0.0153	0.0153	3.06		
27/05/2011	55	0.0222	0.0048	0.0200	4.00	0.0248			4.73		0.0227	0.0092	0.0182	3.64		
28/05/2011	56	0.0304	0.0022	0.0249	4.98	0.0280			4.73		0.0305	0.0045	0.0203	4.06		
29/05/2011	57	0.0383	0.0055	0.0246	4.92	0.0318			4.73		0.0339	0.0102	0.0185	3.70		
30/05/2011	58	0.0322	0.0137	0.0249	4.98	0.0720	0.0176	0.1380	6.90		0.0325	0.0154	0.0251	5.02		
31/05/2011	59	0.0335	0.0073	0.0255	5.10	0.0235			6.90		0.0351	0.0074	0.0167	3.34		
01/06/2011	60	0.0345	0.008	0.0268	5.36	0.0300			6.90		0.0330	0.0184	0.0257	5.14		
02/06/2011	61	0.0315	0.0077	0.0257	5.14	0.0322			6.90		0.0352	0.0073	0.0246	4.92		
03/06/2011	62	0.0330	0.0058	0.0280	5.60	0.0375	0.0197	0.0246	4.92		0.0370	0.0106	0.0226	4.52		
04/06/2011	63	0.0532	0.005	0.0374	7.48	0.0540	0.0129	0.0354	7.08		0.0520	0.0144	0.0215	4.30		
05/06/2011	64	0.0576	0.0158	0.0381	7.62	0.0614	0.0186	0.0310	6.20		0.0530	0.0305	0.0254	5.08		
06/06/2011	65	0.0381	0.0195	0.0285	5.70	0.0433	0.0304	0.0313	6.26		0.0326	0.0276	0.0176	3.52		
07/06/2011	66	0.0560	0.0096	0.0379	7.58	0.0502	0.0120	0.0337	6.74		0.0489	0.0150	0.0250	5.00		
08/06/2011	67	0.0502	0.0181	0.0384	7.68	0.0475	0.0165	0.0344	6.88		0.0480	0.0239	0.0252	5.04		
09/06/2011	68	0.0402	0.0118	0.0318	6.36	0.0425	0.0131	0.0255	5.10		0.0448	0.0228	0.0219	4.38		
10/06/2011	69	0.0577	0.0084	0.0376	7.52	0.0589	0.0170	0.0379	7.58		0.0569	0.0229	0.0212	4.24		
11/06/2011	70	0.0489	0.0201	0.0358	7.16	0.0465	0.0210	0.0270	5.40		0.0425	0.0357	0.0229	4.58		
12/06/2011	71	0.0439	0.0131	0.0297	5.94	0.0369	0.0195	0.0210	4.20		0.0316	0.0196	0.0265	5.30		
13/06/2011	72	0.0549	0.0142	0.0341	6.82	0.0542	0.0159	0.0328	6.56		0.0402	0.0051	0.0250	5.00		
14/06/2011	73	0.0599	0.0208	0.0305	6.10	0.0567	0.0214	0.0346	6.92		0.0630	0.0152	0.0264	5.28		
15/06/2011	74	0.0533	0.0294	0.0349	6.98	0.0537	0.0221	0.0323	6.46		0.0539	0.0366	0.0256	5.12		
16/06/2011	75	0.0575	0.0184	0.0343	6.86	0.0576	0.0214	0.0343	6.86		0.0525	0.0283	0.0307	6.14		

Fecha	Nº dias	LISÍMETRO I					LISÍMETRO II					LISÍMETRO III				
		Vol. Aplic.	Vol. Drena.	Diferencia	ETc		Vol. Aplic.	Vol. Drena.	Diferencia	ETc		Vol. Aplic.	Vol. Drena.	Diferencia	ETc	
		(m3)	(m3)	(m3)	(mm)		(m3)	(m3)	(m3)	(mm)		(m3)	(m3)	(m3)	(mm)	
17/06/2011	76	0.0512	0.0232	0.0325	6.50	0.0451	0.0233	0.0313	6.26	0.0414	0.0218	0.0272	5.44			
18/06/2011	77	0.0491	0.0187	0.0333	6.66	0.0483	0.0138	0.0319	6.38	0.0487	0.0142	0.0283	5.66			
19/06/2011	78	0.0423	0.0158	0.0303	6.06	0.0424	0.0164	0.0321	6.42	0.0363	0.0204	0.0282	5.64			
20/06/2011	79	0.0501	0.0120	0.0311	6.22	0.0468	0.0103	0.0334	6.68	0.0469	0.0081	0.0337	6.74			
21/06/2011	80	0.0541	0.0190	0.0339	6.78	0.0486	0.0134	0.0335	6.70	0.0397	0.0132	0.0245	4.90			
22/06/2011	81	0.0518	0.0202	0.0328	6.40	0.0443	0.0151	0.0321	6.42	0.0463	0.0152	0.0328	6.44			
23/06/2011	82	0.0493	0.0190	0.0328	6.56	0.0477	0.0122	0.0341	6.82	0.0506	0.0135	0.0306	6.12			
24/06/2011	83	0.0488	0.0165	0.0359	7.18	0.0489	0.0136	0.0328	6.56	0.0484	0.0200	0.0363	7.26			
25/06/2011	84	0.0552	0.0129	0.0341	6.82	0.0367	0.0161	0.0254	5.08	0.0436	0.0121	0.0310	6.20			
26/06/2011	85	0.0518	0.0211	0.0339	6.78	0.0463	0.0113	0.0321	6.42	0.0435	0.0126	0.0292	5.84			
27/06/2011	86	0.0516	0.0179	0.0323	6.46	0.0497	0.0142	0.0341	6.82	0.0479	0.0143	0.0278	5.56			
28/06/2011	87	0.0516	0.0193	0.0334	6.68	0.0427	0.0156	0.0306	6.12	0.0542	0.0201	0.0254	5.08			
29/06/2011	88	0.0481	0.0182	0.0342	6.84	0.0519	0.0121	0.0335	6.70	0.0508	0.0288	0.0280	5.60			
30/06/2011	89	0.0498	0.0139	0.0340	6.80	0.0480	0.0184	0.0311	6.22	0.0499	0.0228	0.0282	5.64			
01/07/2011	90	0.0592	0.0158	0.0340	6.80	0.0580	0.0169	0.0345	6.90	0.0559	0.0217	0.0305	6.10			
02/07/2011	91	0.0508	0.0252	0.0328	6.56	0.0507	0.0235	0.0333	6.66	0.0397	0.0254	0.0304	6.08			
03/07/2011	92	0.0527	0.0180	0.0327	6.54	0.0517	0.0174	0.0346	6.92	0.0494	0.0093	0.0305	6.10			
04/07/2011	93	0.0568	0.0200	0.0382	7.64	0.0520	0.0171	0.0369	7.38	0.0531	0.0189	0.0380	7.60			
05/07/2011	94	0.0695	0.0186	0.0344	6.88	0.0830	0.0151	0.0299	5.98	0.0560	0.0151	0.0273	5.46			
06/07/2011	95	0.0618	0.0351	0.0325	6.50	0.0596	0.0531	0.0337	6.74	0.0580	0.0287	0.0323	6.46			
07/07/2011	96	0.0657	0.0293	0.0348	6.96	0.0541	0.0259	0.0340	6.80	0.0466	0.0257	0.0286	5.72			
08/07/2011	97	0.0586	0.0309	0.0351	7.02	0.0461	0.0201	0.0324	6.48	0.0437	0.0180	0.0301	6.02			
09/07/2011	98	0.0586	0.0235	0.0396	7.92	0.0524	0.0137	0.0388	7.76	0.0417	0.0136	0.0298	5.96			
10/07/2011	99	0.0529	0.0190	0.0341	6.82	0.0450	0.0136	0.0335	6.70	0.0481	0.0119	0.0296	5.92			
11/07/2011	100	0.0504	0.0188	0.0348	6.96	0.0423	0.0115	0.0323	6.46	0.0399	0.0185	0.0298	5.96			

Fecha	Nº días	LISÍMETRO I					LISÍMETRO II					LISÍMETRO III				
		Vol. Aplic.	Vol. Drena.	Diferencia	ETc	ETc (mm)	Vol. Aplic.	Vol. Drena.	Diferencia	ETc	ETc (mm)	Vol. Aplic.	Vol. Drena.	Diferencia	ETc	ETc (mm)
		(m3)	(m3)	(m3)	(mm)		(m3)	(m3)	(m3)	(mm)		(m3)	(m3)	(m3)	(mm)	
12/07/2011	101	0.0394	0.0156	0.0211	4.22	0.0421	0.0100	0.0241	4.82	0.0366	0.0101	0.0210	4.20			
13/07/2011	102	0.0356	0.0183	0.0243	4.86	0.0454	0.0180	0.0240	4.80	0.0380	0.0156	0.0226	4.52			
14/07/2011	103	0.0541	0.0113	0.0328	3.28	0.0465	0.0214	0.0257	2.57	0.0393	0.0154	0.0282	2.82			
15/07/2011	104	0.0543	0.0213	0.0341	6.82	0.0473	0.0208	0.0349	6.98	0.0413	0.0111	0.0261	5.22			
16/07/2011	105	0.0493	0.0202	0.0348	6.96	0.0445	0.0124	0.0332	6.64	0.0240	0.0152	0.0225	4.50			
17/07/2011	106	0.0504	0.0145	0.0321	6.42	0.0438	0.0113	0.0285	5.70	0.0454	0.0015	0.0244	4.88			
18/07/2011	107	0.0545	0.0183	0.0283	5.66	0.0490	0.0153	0.0246	4.92	0.0457	0.0210	0.0225	4.50			
19/07/2011	108	0.0436	0.0262	0.0111	2.22	0.0408	0.0244	0.0145	2.90	0.0394	0.0232	0.0138	2.76			
20/07/2011	109	0.0487	0.0325	0.0268	5.36	0.0432	0.0263	0.0251	5.02	0.0473	0.0256	0.0279	5.58			
21/07/2011	110	0.0458	0.0219	0.0161	3.22	0.0375	0.0181	0.0131	2.62	0.0426	0.0194	0.0102	2.04			
22/07/2011	111	0.0477	0.0297	0.0189	3.78	0.0423	0.0244	0.0197	3.94	0.0463	0.0324	0.0165	3.30			
23/07/2011	112	0.0369	0.0288	0.0189	3.78	0.0341	0.0226	0.0171	3.42	0.0371	0.0298	0.0163	3.26			
24/07/2011	113	0.0358	0.0180	0.0222	4.44	0.0352	0.0170	0.0165	3.30	0.0380	0.0208	0.0183	3.66			
25/07/2011	114	0.0325	0.0136	0.0194	3.88	0.0281	0.0187	0.0169	3.38	0.0347	0.0197	0.0155	3.10			
26/07/2011	115	0.0336	0.0131	0.0217	4.34	0.0346	0.0112	0.0171	3.42	0.0376	0.0192	0.0207	4.14			
27/07/2011	116	0.0330	0.0119	0.0228	4.56	0.0295	0.0175	0.0213	4.26	0.0355	0.0169	0.0204	4.08			
			0.0102				0.0082				0.0151					
			<b>ETc Promedio (mm/día)</b>	<b>4.17</b>			<b>ETc Promedio (mm/día)</b>	<b>4.13</b>			<b>ETc Promedio (mm/día)</b>	<b>3.47</b>				
			<b>ETc Máx (mm/día)</b>	<b>7.92</b>			<b>ETc Máx (mm/día)</b>	<b>7.76</b>			<b>ETc Máx (mm/día)</b>	<b>7.60</b>				
			<b>ETc Mínima (mm/día)</b>	<b>1.12</b>			<b>ETc Mínima (mm/día)</b>	<b>1.02</b>			<b>ETc Mínima (mm/día)</b>	<b>1.00</b>				
			<b>ETc Total (mm/campa)</b>	<b>483.52</b>			<b>ETc Total (mm/campa)</b>	<b>478.80</b>			<b>ETc Total (mm/campa)</b>	<b>402.64</b>				

## Anexo 5: Proceso de cálculo de Etr mediante software RET-ET

El proceso de cálculo de la ETr, requiere de varios pasos que se visualizan en las imágenes siguientes.

1. Abrir REF-ET y clic sobre en “Proceed”
2. Utilice el navegador de archivos, para identificar el nombre del archivo de datos meteorológicos con extensión csv., abrir.

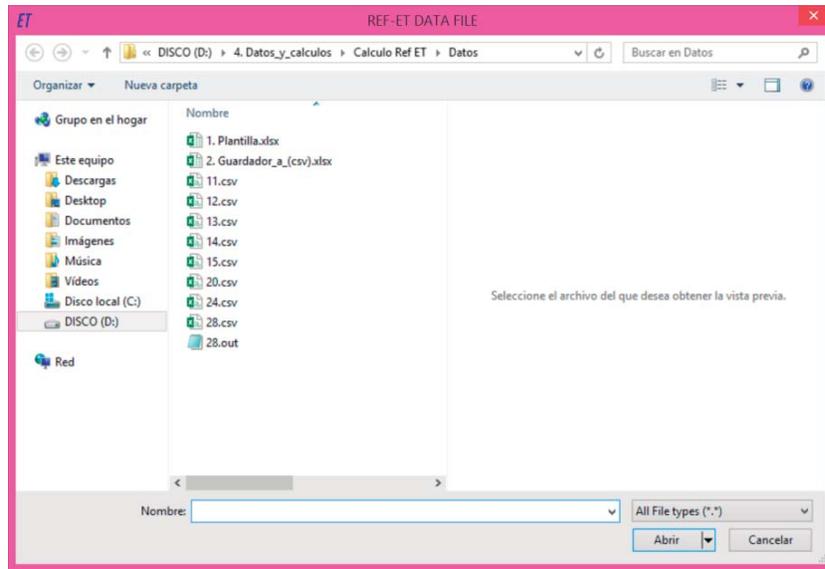


Figura 1: Búsqueda de archivo de datos

3. Proporcione el nombre de un nuevo archivo de definición REF-ET (por ejemplo, Definic.def) para ser creado por REF-ET. El archivo de definición define el orden de los datos meteorológicos en el archivo de datos y las unidades de medida asociados.

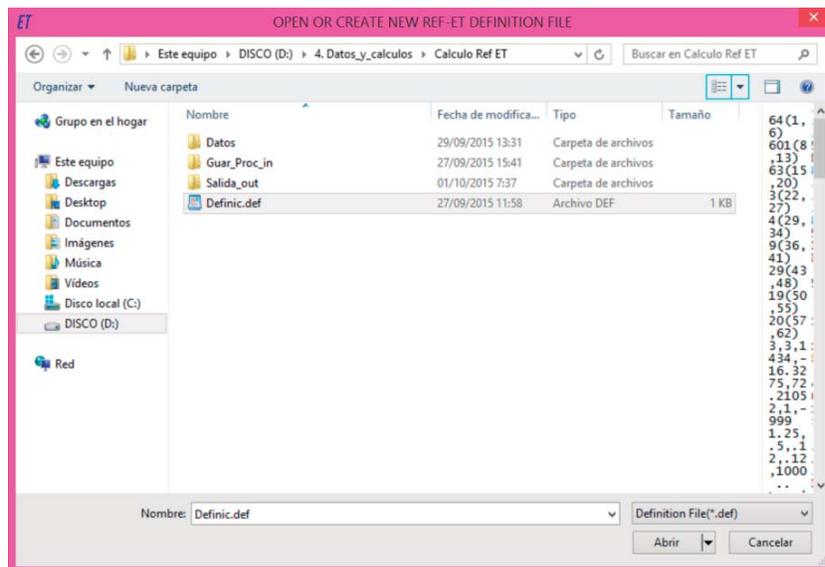


Figura 2: Archivo de definición

- Indicar el orden de los datos meteorológicos y unidades haciendo doble clic en la lista de parámetros de datos y unidades de medida en el cuadro en la parte superior derecha en la pantalla siguiente REF-ET. Los parámetros seleccionados aparecerán en la lista en la parte superior izquierda de la pantalla siguiente (zona verde).

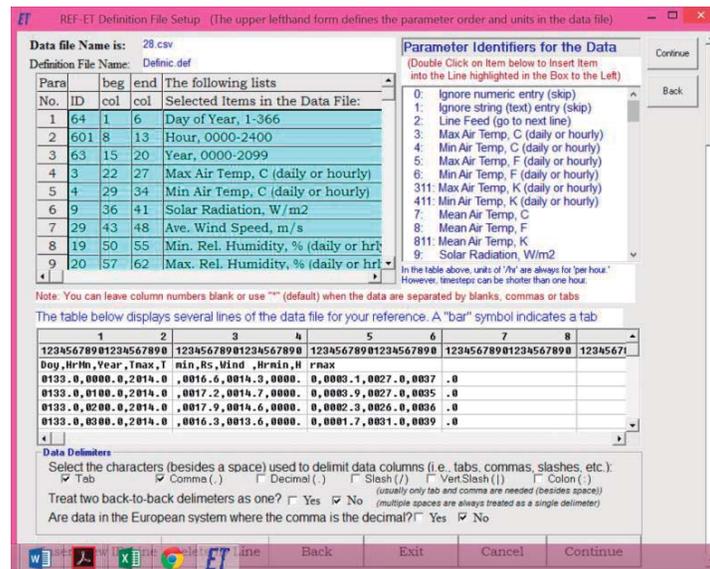


Figura 3: Selección de datos a usar en el cálculo de la ETr.

- Describir estación meteorológica y el archivo de datos meteorológicos.



Figura 3: Descripción de la estación meteorológica

- Introduzca modos de salida y las ecuaciones de ETr o ETo a utilizar. En el estudio se selecciona FAO 56 penman-Monteith. A continuación nos solicita guardar el archivo definición para futuros usos.

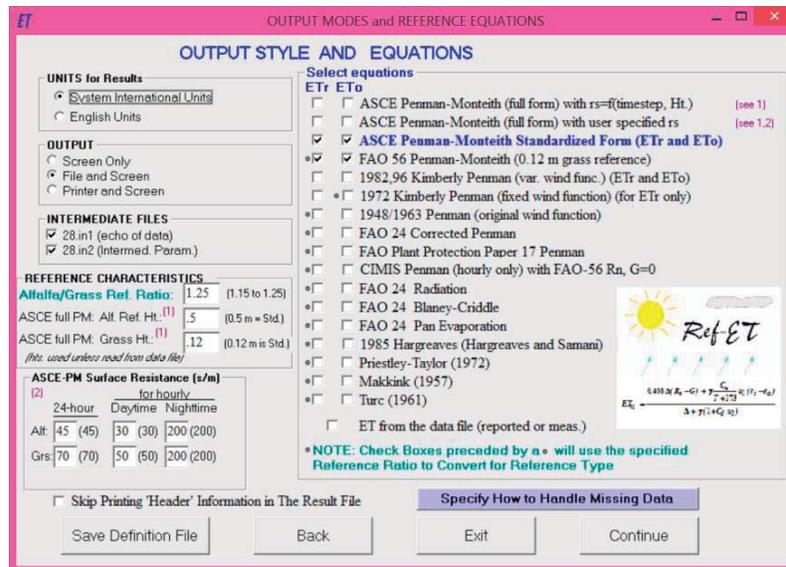


Figura 4: Elección de unidades y método de cálculo

- Finalmente guardamos el archivo de salida utilizando un nombre seleccionado por el usuario. Los resultados de ETr para la fecha de análisis 13/05/14, se muestran en la figura siguiente.

Mo	Day	Yr	DoY	HrMn	Tmax C	Tmin C	Rs W/m2	Wind m/s	DewP C	ASCE ETr mm/h	ASCE stPM mm/h	FAO ETo mm/h	FAO 56PM ETo mm/h
5	13	2014	133	0	16.60	14.30	0	3.10	-1.27	.08	.06	.12	.09
5	13	2014	133	100	17.20	14.70	0	3.90	-1.24	.10	.08	.15	.12
5	13	2014	133	200	17.90	14.60	0	2.30	-1.05	.07	.05	.09	.07
5	13	2014	133	300	16.30	13.60	0	1.70	-.45	.05	.03	.05	.04
5	13	2014	133	400	15.50	12.90	0	.60	.33	0.00	0.00	0.00	0.00
5	13	2014	133	500	13.50	10.50	0	1.10	2.89	.01	.01	.01	.01
5	13	2014	133	600	10.60	9.90	0	2.30	4.71	.02	.01	.02	.02
5	13	2014	133	700	14.20	10.40	54	1.40	2.75	.04	.03	.05	.04
5	13	2014	133	800	20.50	13.90	289	1.00	1.54	.23	.19	.21	.17
5	13	2014	133	900	23.50	20.60	503	1.30	1.73	.41	.34	.42	.33
5	13	2014	133	1000	25.30	22.10	676	1.20	3.21	.55	.47	.58	.46
5	13	2014	133	1100	26.10	25.20	792	2.90	1.30	.79	.63	.75	.60
5	13	2014	133	1200	26.70	25.70	841	3.60	1.77	.88	.69	.81	.65
5	13	2014	133	1300	26.80	25.80	818	3.80	4.32	.87	.68	.80	.64
5	13	2014	133	1400	26.30	24.70	727	3.60	6.82	.75	.59	.70	.56
5	13	2014	133	1500	25.10	23.70	588	3.10	7.44	.60	.47	.56	.44
5	13	2014	133	1600	24.10	22.50	397	2.30	8.88	.39	.30	.37	.29
5	13	2014	133	1700	22.50	20.90	165	1.10	9.69	.12	.09	.13	.11
5	13	2014	133	1800	20.90	18.40	9	1.70	10.57	.03	.02	.05	.04
5	13	2014	133	1900	6.40	17.60	4	2.00	4.27	.02	.02	.03	.02
5	13	2014	133	2000	19.00	16.70	0	2.20	7.97	.04	.02	.04	.03
5	13	2014	133	2100	16.80	15.10	0	2.20	4.77	.04	.03	.05	.04
5	13	2014	133	2200	15.20	14.20	0	2.30	2.07	.04	.03	.05	.04
5	13	2014	133	2300	14.60	13.80	0	2.80	2.72	.05	.03	.06	.05

Figura 5: resultados de ETr, a paso de tiempo horario (13/05/14)

Anexo 6: Valores críticos del coeficiente  $r_t$  de Pearson

Nivel de significación para una prueba unilateral ( $\alpha$ )				
	0,05	0,025	0,01	0,005
Nivel de significación para una prueba bilateral ( $\alpha$ )				
gl=N-2	0,10	0,05	0,02	0,01
1	0,988	0,997	0,9995	0,9999
2	0,900	0,950	0,980	0,990
3	0,805	0,878	0,934	0,959
4	0,729	0,811	0,882	0,917
5	0,669	0,754	0,883	0,874
6	0,622	0,707	0,789	0,834
7	0,582	0,666	0,750	0,798
8	0,549	0,632	0,716	0,765
9	0,521	0,602	0,685	0,735
10	0,497	0,576	0,658	0,708
11	0,476	0,553	0,634	0,684
12	0,458	0,532	0,612	0,661
13	0,441	0,514	0,592	0,641
14	0,426	0,497	0,574	0,623
15	0,412	0,482	0,558	0,606
16	0,400	0,468	0,542	0,590
17	0,389	0,456	0,528	0,575
18	0,378	0,444	0,516	0,561
19	0,369	0,433	0,503	0,549
20	0,360	0,423	0,492	0,537
21	0,352	0,413	0,482	0,526
22	0,344	0,404	0,472	0,515
23	0,337	0,396	0,462	0,505
24	0,330	0,388	0,453	0,496
25	0,323	0,381	0,445	0,487
26	0,317	0,374	0,437	0,479
27	0,311	0,367	0,430	0,471
28	0,306	0,361	0,423	0,463
29	0,301	0,355	0,416	0,456
30	0,296	0,349	0,409	0,449
35	0,275	0,325	0,381	0,418
40	0,257	0,304	0,358	0,393
45	0,243	0,288	0,338	0,372
50	0,231	0,273	0,322	0,354
60	0,211	0,250	0,295	0,325
70	0,195	0,232	0,274	0,302
80	0,183	0,217	0,256	0,283
90	0,173	0,205	0,242	0,267
100	0,164	0,195	0,230	0,254

## Anexo 7: Imágenes de la mediación de evapotranspiración con Lisímetro



Figura 1: Reconocimiento e instalación de accesorios de riego a los lisímetros



Figura 2: Etapa inicial del cultivo de Haba Baby



Figura 3: Etapa de desarrollo del cultivo Haba Baby



Figura 4: Etapa de inicios de maduración del cultivo Haba Baby



Figura 5: Etapa de maduración del cultivo Haba Baby



Figura 6: Cosecha de Haba Baby de los tres lisímetros I, II, III