

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO
MAESTRÍA EN GESTIÓN INTEGRAL DE CUENCAS
HIDROGRÁFICAS**



**“APLICACIÓN DE SENSORES REMOTOS PARA ESTIMAR
LA TASA DE EVAPOTRANSPIRACIÓN EN
IRRIGACIONES DE CUENCAS ÁRIDAS, CASO:
IRRIGACIÓN OLMOS”**

**Presentada por:
ULISES CCAMA TICONA**

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE
MAGISTER SCIENTIAE EN
GESTIÓN INTEGRAL DE CUENCAS HIDROGRÁFICAS**

Lima – Perú

2021

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO
MAESTRÍA EN GESTIÓN INTEGRAL DE CUENCAS
HIDROGRÁFICAS**

**“APLICACIÓN DE SENSORES REMOTOS PARA ESTIMAR
LA TASA DE EVAPOTRANSPIRACIÓN EN
IRRIGACIONES DE CUENCAS ÁRIDAS, CASO:
IRRIGACIÓN OLMOS”**

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE
MAGISTER SCIENTIAE**

**Presentada por:
ULISES CCAMA TICONA**

Sustentada y aprobada ante el siguiente jurado:

Ph.D. David Ascencios Templo
PRESIDENTE

M.Sc. Cayo Ramos Taipe
ASESOR

Dr. Néstor Montalvo Arquíñigo
MIEMBRO

M.Sc. Jorge Diaz Rimarachin
MIEMBRO

DEDICATORIA

Con cariño y gratitud eterna a mis queridos padres: Julio y Valentina.

A mis hermanos por haber sido un buen ejemplo a seguir y por brindarme apoyo, consejo y sabiduría cuando más lo necesite.

Con inmenso cariño a mi esposa, por su apoyo incondicional en los momentos más difíciles de mi vida.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Agraria La Molina, a la Escuela de Posgrado, a la Maestría de Gestión Integral de Cuencas Hidrográficas, en especial a todos los docentes que con el afán de servicio y de contribuir en la superación profesional, guiaron con éxito mi formación académica.

Al MgSc. Cayo Leónidas Ramos Taípe, quien con su apoyo, confianza y generosidad me ha orientado en el desarrollo de la presente investigación.

Al MgSc. David Ascencios, Dr. Nestor Montalvo, MgSc. Jorge Rimarachin, miembros del jurado por sus orientaciones acertadas al trabajo de investigación.

A todos mis amigos y compañeros que de una u otra forma me acompañaron e hicieron posible la realización de este trabajo de investigación.

ÍNDICE GENERAL

I.	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Objetivo general.....	3
1.2	Objetivos específicos.....	3
II.	REVISIÓN DE LITERATURA.....	4
2.1	EL CULTIVO DE CAÑA DE AZÚCAR.....	4
2.2	EVAPOTRANSPIRACIÓN.....	5
2.2.1	Evaporación.....	7
2.2.2	Transpiración.....	7
2.2.3	Factores de influencia.....	8
2.2.3.1	Factores meteorológicos.....	9
2.2.3.2	Factores de cultivo.....	9
2.2.3.3	Condiciones ambientales.....	10
2.2.4	Distintos conceptos de ET.....	10
2.2.5	Métodos de estimación de la ET.....	11
2.2.5.1	Métodos directos.....	11
2.2.5.2	Métodos indirectos.....	11
2.2.6	Métodos de detección remota.....	12
2.2.6.1	Algoritmo de balance de energía superficial para la tierra (SEBAL).....	14
2.3	PERCEPCIÓN REMOTA.....	16
2.3.1	Mecanismo para la obtención de datos de satélite.....	17
2.3.2	Radiación electromagnética.....	19
2.3.3	El espectro electromagnético.....	20
2.3.4	Sensores espaciales.....	21
2.3.5	El programa espacial Landsat.....	22
2.4	SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA SIG	26
2.4.1	Software con aplicaciones SIG.....	27
2.4.1.1	ArcGIS.....	27
2.4.1.2	QGIS.....	27
2.4.1.3	gvSIG.....	28
2.4.1.4	GRASS.....	28
2.4.2	Lenguajes de programación.....	28
2.4.2.1	Python.....	29

2.4.2.2	JavaScript.....	29
2.4.2.3	C ++.....	29
2.4.2.4	R.....	30
2.4.3	Radiación electromagnética.....	19
2.4.4	El espectro electromagnético.....	20
2.4.5	Sensores espaciales.....	21
2.4.6	El programa espacial Landsat.....	22
III.	MATERIALES Y MÉTODOS.....	31
3.1	ÁREA DE ESTUDIO.....	31
3.2	MATERIALES Y EQUIPOS.....	32
3.2.1	Información meteorológica.....	32
3.2.2	Imágenes satelitales.....	32
3.2.3	Modelos de elevación digital.....	33
3.2.4	Hardware y software.....	34
3.3	METODOLOGÍA.....	34
3.3.1	Radiación neta (R_n).....	36
3.3.1.1	Radiancia espectral (L_λ).....	36
3.3.1.2	Reflectancia espectral (ρ_λ).....	37
3.3.1.3	Albedo en el tope de la atmosfera (α_{toa}).....	37
3.3.1.4	Albedo superficial (α).....	38
3.3.1.5	Índices de vegetación.....	39
3.3.1.6	Emisividad de superficie (ϵ_0).....	40
3.3.1.7	Temperatura de superficie (T_s).....	40
3.3.1.8	Radiación de onda larga saliente ($R_{L\uparrow}$).....	40
3.3.1.9	Radiación de onda corta entrante ($R_{S\downarrow}$).....	41
3.3.1.10	Radiación de onda larga entrante ($R_{L\downarrow}$).....	41
3.3.2	Flujo de calor del suelo (G).....	41
3.3.3	Flujo de calor sensible (H).....	43
3.3.3.1	Velocidad de fricción (u_*).....	45
3.3.3.2	Velocidad del viento a la altura de mezcla (u_{200}).....	45
3.3.3.3	Velocidad de fricción para cada pixel (u_*).....	45
3.3.3.4	Resistencia aerodinámica a la transferencia de calor (r_{ah}).....	46
3.3.3.5	Determinación de las constantes de la función dT.....	46

3.3.3.6	Temperatura y densidad del aire.....	48
3.3.3.7	Flujo de calor sensible (condiciones neutras).....	48
3.3.3.8	Funciones de corrección de estabilidad.....	48
3.3.3.9	Valor corregido para la velocidad de fricción (u_*).....	46
3.3.3.10	Valor corregido para la resistencia aerodinámica (r_{ah}).....	51
3.3.3.11	Proceso de iteración.....	51
3.3.4	Flujo de calor latente.....	51
3.3.5	Cálculo de la evapotranspiración instantánea (ET_{inst}) y diaria (ET_{24}).....	52
3.3.6	Estadísticas utilizadas para evaluar el rendimiento del modelo	53
3.3.6.1	Coeficiente de determinación (R^2).....	54
3.3.6.2	La eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE).....	54
3.3.6.3	Error de sesgo medio (MBE).....	54
3.3.6.4	Error porcentual absoluto medio (MAPE).....	55
3.3.6.5	Error medio cuadrático (RMSE).....	55
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	56
4.1	IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO SEBAL EN ARCGIS.....	56
4.2	RADIACIÓN NETA (R_n).....	58
4.3	FLUJO DE CALOR DEL SUELO (G).....	62
4.4	FLUJO DE CALOR SENSIBLE (H).....	66
4.5	FLUJO DE CALOR LATENTE (λLE).....	71
4.6	EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL DIARIA (ET_{24}).....	74
4.7	VALIDACIÓN DE LOS RESULTADOS DE EVAPOTRANSPIRACIÓN.....	77
V.	CONCLUSIONES.....	82
VI.	RECOMENDACIONES.....	83
VII.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	84
	ANEXOS.....	99

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Metodologías de balance de energía prevalecientes.....	14
Tabla 2: Sensores multiespectrales relevantes a bordo de vehículos espaciales.....	22
Tabla 3: Principales características de los satélites Landsat.....	25
Tabla 4: Estaciones meteorológicas.....	32
Tabla 5: Imágenes de satélite.....	33
Tabla 6: Modelos de elevación digital.....	34
Tabla 7: Valores de $ESUN_{\lambda}$	38
Tabla 8: Valores de G/R_n para diferentes superficies.....	42
Tabla 9: Valores de entrada para determinar H.....	66
Tabla 10: Estadísticas de comparación entre los valores estimados (SEBAL) y observados (Penman-Monteith)	77

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Etapas fenológicas del cultivo de caña de azúcar.....	4
Figura 2: Componentes de la evapotranspiración.....	6
Figura 3: Diagrama del proceso de transpiración.....	8
Figura 4: Factores que afectan la evapotranspiración.....	8
Figura 5: Balance de energía superficial.....	15
Figura 6: Componentes principales asociados con las actividades de teledetección.....	18
Figura 7: Propagación de la radiación electromagnética.....	19
Figura 8: Espectro electromagnético.....	20
Figura 9: Densidad de adquisición mundial Landsat 8.....	23
Figura 10: Línea de tiempo de los satélites Landsat.....	23
Figura 11: Bandas espectrales y longitudes de onda para todos los sensores Landsat....	24
Figura 12: Elementos que forman el sistema SIG.....	26
Figura 13: Ubicación del área de estudio.....	32
Figura 14: Diagrama de flujo del algoritmo SEBAL para estimar la distribución espacial de la ET.....	35
Figura 15: Componentes del balance de radiación (arriba) y energía (abajo) en la interfaz suelo-vegetación-atmósfera.....	36
Figura 16: Flujo de calor del suelo.....	42
Figura 17: Flujo de calor del sensible.....	43
Figura 18: Resistencia aerodinámica a la transferencia de calor.....	44
Figura 19: Ilustración de áreas para la selección de píxeles ancla (a) campo agrícola bien regado (b) campo agrícola con suelo seco y desnudo.....	47
Figura 20: Relación entre dT y temperatura superficial.....	48
Figura 21: Flujo de calor latente.....	52
Figura 22: Comandos y barra de herramientas implementados en ArcGIS.....	56
Figura 23: Activación de la barra de herramientas.....	57
Figura 24: Interfaz gráfica de la herramienta NDRR-TOA.....	57
Figura 25: Variación temporal de la radiación neta (R_n).....	59
Figura 26: Diagramas de dispersión (a) $R_n-\alpha$, (b) $R_n-R_{L\uparrow}$, (c) $R_n-\epsilon_0$, y (d) $R_n-R_{L\downarrow}$ (DJ 84).....	59
Figura 27: Distribución espacial y temporal de la radiación neta (Periodo 25/03/2016 a 16/08/2016).....	60

Figura 28: Distribución espacial y temporal de la radiación neta (Periodo 17/09/2016 a 25/09/2018)	61
Figura 29: Variación temporal del flujo de calor del suelo (G).....	62
Figura 30: Diagramas de dispersión (a) G-NDVI y (b) G-Ts (DJ 84)	63
Figura 31: Distribución espacial y temporal del flujo de calor del suelo (Periodo 25/03/2016 a 16/08/2016)	64
Figura 32: Distribución espacial y temporal del flujo de calor del suelo (Periodo 17/09/2016 a 25/09/2018)	65
Figura 33: Convergencia numérica de los valores de r_{ah} y dT en el pixel caliente, (a) DJ 84, (b) DJ 100, (c) DJ 132, (d) DJ 148, (e) DJ 164 y (f) 196.....	67
Figura 34: Grafico de dispersión (a) H-Ts, (b) H-NDVI, (c) H-Rn y (d) H- α (DJ 84)....	68
Figura 35: Distribución espacial y temporal del flujo de calor sensible (Periodo 25/03/2016 a 16/08/2016)	69
Figura 36: Distribución espacial y temporal del flujo de calor sensible (Periodo 17/09/2016 a 25/09/2018)	70
Figura 37: Diagramas de dispersión (a) $\lambda LE-H$, (b) $\lambda LE-G$, (c) $\lambda LE-NDVI$, (d) $\lambda LE-SAVI$ (DJ 84)	71
Figura 38: Distribución espacial y temporal del flujo de calor latente (Periodo 25/03/2016 a 16/08/2016)	72
Figura 39: Distribución espacial y temporal del flujo de calor latente (Periodo 17/09/2016 a 25/09/2018)	73
Figura 40: Diagramas de dispersión (a) ET-LE, (b) ET-Rn, (c) ET-G, (d) ET-H.....	74
Figura 41: Distribución espacial y temporal de la evapotranspiración (Periodo 25/03/2016 a 16/08/2016)	75
Figura 42: Distribución espacial y temporal de la evapotranspiración (Periodo 17/09/2016 a 25/09/2018)	76
Figura 43: Variación de la ET observada (Penman-Monteith) y estimada por SEBAL.....	77
Figura 44: Regresión entre los valores de ET_r observados (PM) y estimados (SEBAL). 78	
Figura 45: Distribución espacial de las tasas de evapotranspiración del campo A1.....	78
Figura 46: Distribución espacial de las tasas de evapotranspiración del campo A2.....	79
Figura 47: Distribución espacial de las tasas de evapotranspiración del campo A3.....	79
Figura 48: Evapotranspiración espacial a nivel de campo.....	81

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Variación horaria de variables meteorológicas.....	99
Anexo 2: Interfaz gráfica de los botones de la barra de herramientas.....	105
Anexo 3: Distribución espacial y temporal del albedo superficial.....	110
Anexo 4: Distribución espacial y temporal del índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI).....	112
Anexo 5: Distribución espacial y temporal del índice de vegetación ajustado al suelo (SAVI).....	114
Anexo 6: Distribución espacial y temporal de la temperatura superficial.....	116

RESUMEN

En regiones áridas donde los recursos hídricos son limitados y los cultivos están constantemente bajo la influencia de precipitaciones escasas y altas temperaturas, la estimación confiable de la evapotranspiración espacial y temporal de los principales cultivos agrícolas juega un papel muy importante para la toma de decisiones con respecto a la gestión y la programación del riego. En los últimos años, con el advenimiento de la tecnología satelital, surge como alternativa viable obtener la evapotranspiración con amplia cobertura espacial y temporal utilizando imágenes multiespectrales y la aplicación del algoritmo de balance de energía superficial para la tierra (SEBAL). En este contexto, el objetivo de la presente investigación es la aplicación de sensores remotos para estimar la tasa de evapotranspiración en irrigaciones de cuencas áridas, caso: Irrigación Olmos, para el cumplimiento del objetivo los algoritmos propuestos por el modelo SEBAL fueron automatizados en Python e implementado en el programa ArcGIS facilitando así el procesamiento de la evapotranspiración, se procesaron un total de diecinueve imágenes Landsat 8 suministrada de forma gratuita por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS). El área de estudio geográficamente se localiza en la costa norte de Perú entre las coordenadas UTM 595,200 a 619,270 Este y 9'311,505 a 9'336,626 Norte del sistema WGS-84, a una altitud promedio de 75 msnm. Los resultados de la ETr obtenidos mediante SEBAL, se encuentran en el rango de 0.0 a 7.07 mm.día⁻¹ durante el periodo de análisis, estos resultados fueron validados utilizando información de la estación meteorológica Sutton, se calculó la ETo a través de la ecuación Penman–Monteith para el día del paso del satélite, luego, utilizando valores de Kc del cultivo de caña de azúcar se determinó la ETr. Los resultados de las estimaciones de SEBAL con valores estándar de los parámetros, muestran un buen desempeño con un coeficiente de determinación (r^2) de 0.871, un error medio cuadrático (RMSE) de 0.327, un coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) de 0.873 y un error porcentual absoluto medio (MAPE) de 6.76%, esto demuestra que las mediciones de ET utilizando datos de sensores remotos proporcionan información adecuada y coherente para su aplicación en el área de estudio, esta información será importante para comprender y abordar el problema de los recursos hídricos y así en lo posterior se podrá mejorar la asignación de los recursos hídricos a través de un riego de tasa variable evitando así zonas de exceso o déficit de las aplicaciones de agua.

Palabras Clave: Evapotranspiración, sensores remotos, SEBAL, agricultura de precisión

ABSTRACT

In drylands where water resources are limited and crops are constantly influenced by low rainfall and high temperatures, reliable estimation of spatial and temporal evapotranspiration of the main agricultural crops plays a critical role for decision making regarding irrigation management and scheduling. In recent years, with the appearance of satellite technology, obtaining evapotranspiration with wide spatial and temporal coverage using multispectral images and the application of the surface energy balance algorithm for land (SEBAL) has emerged as a viable alternative. In this context, this research focuses in the application of remote sensing to estimate the evapotranspiration rate in irrigations of arid basins, case: For the Olmos Irrigation, the algorithms proposed by the SEBAL model were automated using Python and implemented in the ArcGIS program thus facilitating the processing of evapotranspiration in order to achieve the objective, a total of nineteen Landsat 8 images, which were provided free of charge by the United States Geological Survey (USGS), were processed. The study area is geographically located on the northern coast of Peru between UTM coordinates 595,200 to 619,270 East and 9'311,505 to 9'336,626 North of the WGS-84 system, at an average altitude of 75 meter above sea level. The ETr results obtained through SEBAL, are in the range of 0.0 to 7.07 mm.day⁻¹ during the period of analysis, these results were validated using information from the Sutton meteorological station, ETo was calculated through the Penman-Monteith equation for the day of the satellite passage, then, using Kc values of the sugarcane crop, ETr was determined. The results of the SEBAL estimations with standard values of the parameters, show a good performance with a coefficient of determination (r^2) of 0.871, a root mean square error (RMSE) of 0.327, a Nash-Sutcliffe coefficient (NSE) of 0.873 and a mean absolute percentage error (MAPE) of 6.76%. This shows that ET measurements using remote sensing data provide adequate and consistent information for application in the study area. This information will be important to understand and address the water resources problem and thus, in the later, improve the allocation of water resources through variable rate irrigation avoiding areas of excess or deficit of water applications.

Keywords: Evapotranspiration, remote sensing, SEBAL, precision agriculture

I. INTRODUCCIÓN

Según la Organización de las Naciones Unidas (ONU 2003), manifiesta que la Tierra, con sus diversas y abundantes formas de vida, que incluyen a más de seis mil millones de seres humanos, se enfrenta en este comienzo del siglo veintiuno con una grave crisis del agua. Todas las señales parecen indicar que la crisis se está empeorando y que continuará haciéndolo, a no ser que se emprenda una acción correctiva. Se trata de una crisis de gestión de los recursos hídricos, esencialmente causada por la utilización de métodos inadecuados. La Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO 2013), indica que la agricultura es el sector económico en el que la escasez de agua tiene más relevancia.

En Perú la desigual distribución espacial del agua y su variabilidad estacional, determinan diferencias significativas en la disponibilidad del recurso: extrema aridez en la vertiente del Pacífico sur; estrés moderado en el Pacífico norte y abundancia en la vertiente del Atlántico. Esto determina que la vertiente del Pacífico posea grandes limitaciones en la disponibilidad del recurso hídrico (ANA 2009b). Actualmente, la presión sobre el agua en la costa excede a 40 por ciento, una situación considerada de alto riesgo bajo estándares internacionales, pudiendo agravarse dramáticamente en los próximos 20 años si no se toman medidas (Ibérico 2016).

La vertiente hidrográfica del Pacífico presenta el mayor volumen de uso consuntivo, siendo el uso agrícola el que concentra la mayor cantidad con el 90.01 por ciento (ANA 2014). Estas necesidades de agua están controladas principalmente por la evapotranspiración de los cultivos (Huntington y Allen 2010), siendo este uno de los procesos más importantes que controla la disponibilidad de agua en el planeta, sin embargo, este proceso es muy difícil de cuantificar si se pretende abarcar áreas extensas (Mu *et al.* 2007; Irmak *et al.* 2011), ya que la evapotranspiración incorpora interacciones en un rango de variables terrestres y atmosféricas, que incluyen la temperatura de la superficie terrestre, la temperatura del aire, la velocidad del viento, la humedad, así como la altura y densidad de la vegetación (Brutsaert 1982).

Los métodos de evapotranspiración más comunes determinan las estimaciones puntuales de la evapotranspiración. Tales métodos incluyen las ecuaciones de Penman, Thornthwaite, Hargreaves, Priestley y Taylor, Makkink y FAO Penman-Monteith (Allen *et al.* 1998), sin embargo, estos métodos basados en mediciones de puntos meteorológicos aún son incapaces de proporcionar una evapotranspiración espacial a grandes escalas, principalmente debido a la heterogeneidad de la superficie terrestre y la naturaleza dinámica de los procesos de transferencia de calor (Kaheil *et al.* 2008; Kishan *et al.* 2019; Lu *et al.* 2017).

En este contexto, la agricultura es al mismo tiempo una causa y una víctima de la escasez de agua (FAO 2013), ante esta situación, desde fines del siglo pasado, el mundo ha puesto sus ojos al agua utilizada en la agricultura (IICA 2017), siendo uno de los principales aspectos comprender el cambio espacial y temporal de la evapotranspiración (Wang *et al.* 2021, Najmaddin *et al.* 2017) el cual es la base para la planificación y gestión regional de los recursos hídricos (Kundu *et al.* 2018; Li *et al.* 2018; Lu *et al.* 2020; Fisher *et al.* 2017; Xu *et al.* 2020), especialmente en áreas áridas y semiáridas (Acharya y Sharma 2021; Majazi *et al.* 2017). Sin embargo, evaluar el cambio de la evapotranspiración en las áreas de riego agrícola sigue siendo un gran desafío debido a los complejos procesos del ciclo del agua impulsados por el riego (Chen *et al.* 2018). Los esfuerzos dirigidos a mejorar la gestión regional del agua a menudo se ven frustrados debido a la escasez de información confiable y consistente (Chemin *et al.* 2004).

Recientemente, el desarrollo de técnicas de detección remota (RS) proporciona una manera efectiva de comprender el cambio de la evapotranspiración a escala regional basado en la ecuación de balance de energía de superficie (Mao y Wang 2017; Herman *et al.* 2018, Zhang *et al.* 2016). El modelo de Algoritmo de Balance de Energía de Superficie (SEBAL) ha sido probado con éxito, se desempeña bien con respecto a las mediciones in situ y los modelos hidrológicos en muchas regiones (Allen *et al.* 2007a; Li *et al.* 2008; Chang *et al.* 2017; Bastiaanssen *et al.* 2005; Bala *et al.* 2015).

Por lo indicado en líneas arriba, resulta importante realizar esta investigación concerniente a la aplicación de sensores remotos para estimar la tasa de evapotranspiración en irrigaciones de cuencas áridas, caso: Irrigación Olmos, en vista de que, el seguimiento de este fenómeno a partir de información satelital, ofrece un potencial importante para cerrar la brecha entre el punto y la medición a gran escala de la evapotranspiración, convirtiéndose de esta manera en una herramienta de información muy valiosa para el conocimiento de los requerimientos

de agua a nivel de campo, permitiendo a los administradores de agua conocer donde, cuando y cuánta agua se ha movido a la atmosfera por evapotranspiración y de esta forma más adelante se pueda garantizar que se asignen de una manera más eficiente y equitativa los recursos hídricos en la irrigación Olmos.

En razón de lo expuesto, los objetivos a alcanzar con el desarrollo del presente trabajo de investigación son:

1.1 Objetivo general

Aplicación de sensores remotos para estimar la tasa de evapotranspiración en irrigaciones de cuencas áridas, caso: irrigación Olmos.

1.2 Objetivos específicos

- Implementar una barra de herramientas en ArcGIS para automatizar el modelo SEBAL y agilizar el cálculo de la evapotranspiración en cultivos de caña de azúcar usando Python como lenguaje de programación.
- Realizar un análisis estadístico de los resultados del modelo SEBAL con la ecuación de Penman-Montheith (FAO 56) a fin de validar las estimaciones.
- Mostrar la evapotranspiración espacial a nivel de campo con la finalidad de identificar zonas de aplicación diferenciada de tasas de ET.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1 EL CULTIVO DE CAÑA DE AZÚCAR

La caña de azúcar (*Saccharum officinarum*), es una gramínea tropical perenne con tallos gruesos y fibrosos que pueden crecer entre tres y cinco metros de altura. Éstos contienen una gran cantidad de sacarosa que se procesa para la obtención de azúcar, es uno de los cultivos agroindustriales más importantes en las regiones tropicales (Ramírez 2008). La caña de azúcar tiene esencialmente cuatro fases de crecimiento como se muestra en la Figura 1; fase de establecimiento; implica germinación y emergencia, ya sea en plantación (plantillas) o en rebrote o retoños (socas y resocas) de los cuales crecerán nuevos tallos (macollamiento), fase de ahijamiento formativa o reposo fisiológico, fase de crecimiento rápido, y fase de maduración y cosecha (Allen 2006, Humbert 1974). La fase de mayor exigencia en disponibilidad hídrica es la de crecimiento rápido, ya que en esta se define el rendimiento cultural, o sea la producción de caña por unidad de superficie. En esta fase, se consume cerca del 60 por ciento del total de agua que necesita el cultivo; déficits hídricos durante esta fenofase se traducen en pérdidas significativas de producción (Digonzelli y Romero 2013).

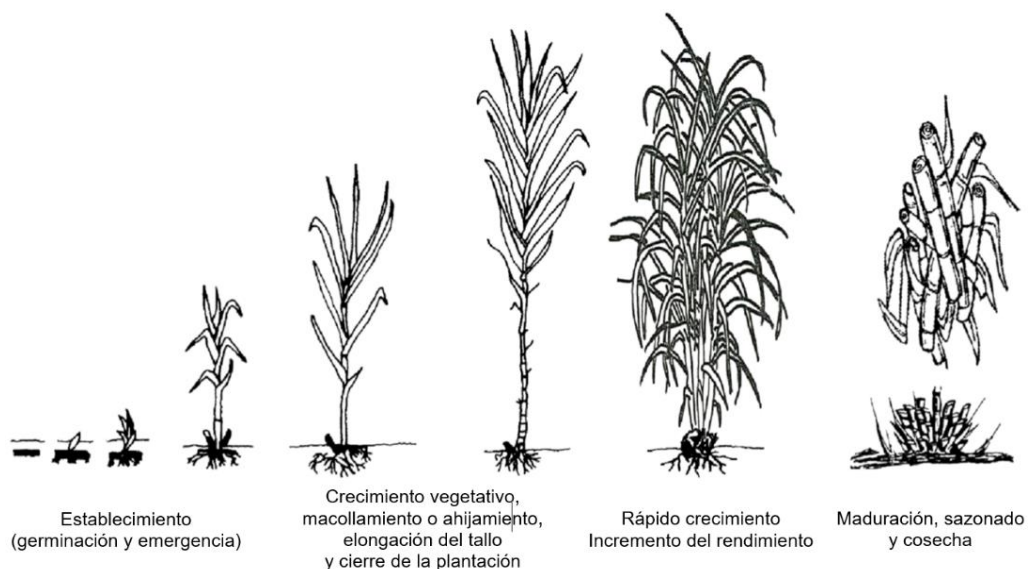


Figura 1: Etapas fenológicas del cultivo de caña de azúcar

Fuente: Benvenuti (2005)

El estrés hídrico produce en el cañaveral alteraciones que afectan la expansión foliar y el desarrollo radicular, limitando la absorción de agua y nutrientes y la actividad fotosintética, factores que restringen severamente el crecimiento. El grado de daño depende de la intensidad y oportunidad del estrés sufrido por el cultivo. Por estos motivos, los cañaverales afectados por la sequía presentan mermas significativas en la producción de caña y azúcar por unidad de superficie hacia el fin del ciclo (Digonzelli y Romero 2013).

En relación a la edad, en general, en la caña planta la sequía afecta en forma significativa el número de tallos por metro, o sea la población de tallos del cañaveral, mientras que en las socas es el crecimiento individual de los tallos (altura y peso, fundamentalmente) lo que se ve afectado en mayor medida. En conclusión, la sequía es el fenómeno agro-meteorológico responsable de las mayores pérdidas de producción en el cultivo de caña de azúcar (Digonzelli y Romero 2013).

En Perú el cultivo de caña de azúcar tiene un gran impacto económico y social en los valles de la costa, que dependen directamente de la producción del azúcar y otros derivados. La historia demuestra que Perú ha sido de los grandes productores de azúcar en el mundo, pero hubo algunas políticas de estado, como la reforma agraria, que empujaron a que Perú se convierta en importador de azúcar. En la actualidad, existen otros factores que han dificultado las intenciones del estado en repotenciar la producción de la caña de azúcar en todo el país, la escasez del agua en algunos sectores y una estructura hídrica insuficiente (Olmos, Chíncha, etc.), fenómenos del niño y condiciones climáticas que afectan los ecosistemas y generan plagas incontrolables. En lo que respecta a la demanda del azúcar, por lo general, la producción interna no cubre la demanda nacional, por lo que se importa grandes cantidades para el mercado nacional (Baca *et al.* 2017).

2.2 EVAPOTRANSPIRACIÓN

La evapotranspiración (ET) está reconocida como uno de los componentes más importantes que intervienen en el ciclo hidrológico (Kjaersgaard *et al.* 2008; Savage *et al.* 2009; Liu *et al.* 2012), y se define como el proceso simultáneo entre la evaporación del agua de la superficie del suelo y de la cubierta vegetal, más la transpiración de la vegetación a través de sus tejidos especializados, es una variable crítica en el balance de agua, energía y carbono de los sistemas terrestres, siendo una variable de interés para estudios hidrológicos, climáticos, y ecológicos (Figura 2). Más del 90% del agua utilizada en la agricultura se pierde por evapotranspiración (Yang *et al.* 2016).

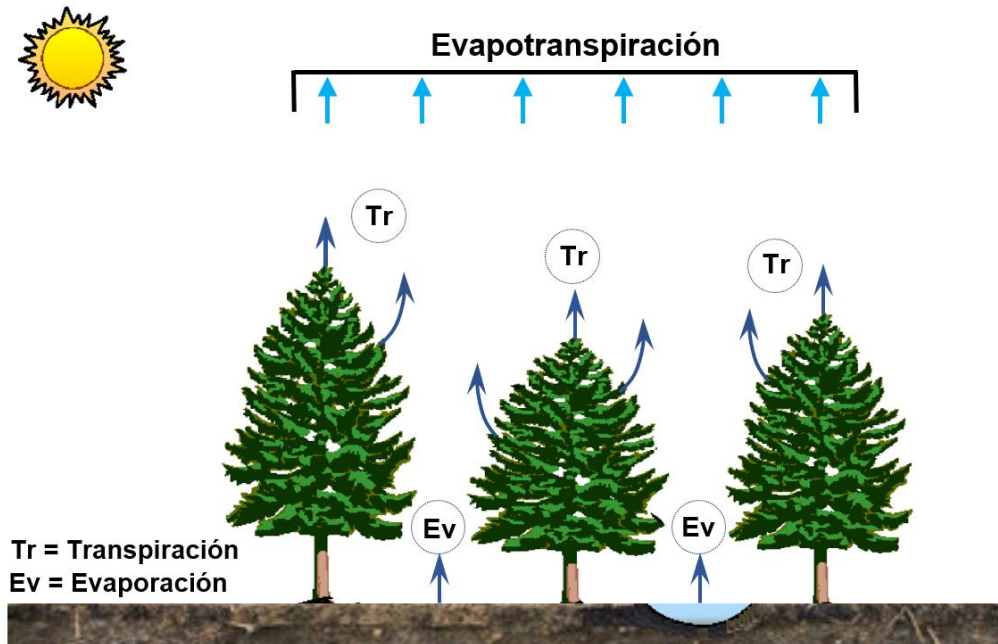


Figura 2: Componentes de la evapotranspiración

Fuente: adaptado de Oudin (2004)

La evapotranspiración se caracteriza por una alta no linealidad y no estacionariedad, lo que dificulta el pronóstico diario de la ET (Bachour 2013). Es variable en el espacio debido a las diferencias en la distribución de la precipitación, a las características de los diversos tipos de suelo y a los diferentes estratos de vegetación, mientras que la variabilidad en el tiempo se refiere a los cambios que ocurren en las condiciones climáticas, y los que el cultivo presenta a lo largo de su ciclo de desarrollo. Por lo cual es un proceso difícil de cuantificar y a pesar de que se ha estudiado por un largo tiempo aún sigue existiendo incertidumbre en la precisión de las estimaciones (Mu *et al.* 2007; Imark *et al.* 2011). La evapotranspiración es el termino más difícil de entender del ciclo hidrológico, y un tanto complejo de estimar a escala regional (Barraza 2015), la cual integra la demanda atmosférica y las condiciones de la superficie (Fan y Thomas 2013; Marek *et al.* 2014). Siendo esta una variable esencial en el manejo del agua, la planificación del riego (Chávez *et al.* 2013). y la gestión de los recursos hídricos o estudios ambientales. Con referencia a la producción agrícola, su medición es muy relevante en regiones áridas y semiáridas, donde es esencial para determinar la demanda de agua de los cultivos y, en consecuencia, para diseñar y gestionar sistemas de riego, y en general cualquier otro sistema de distribución y aplicación de agua a la cubierta vegetal (Gavilán 2002). Cuanto menor sea el grado de exactitud en la estimación, mayores serán las pérdidas de agua por un manejo incorrecto del riego (Rana y Katerji 2000), en tal sentido, las

estimaciones confiables y consistentes de la evapotranspiración (ET) son un elemento clave para la gestión eficiente de los recursos hídricos (Irmak *et al.* 2003).

2.2.1 Evaporación

La evaporación (Figura 2) es el proceso de difusión mediante el cual el agua líquida es transformada en vapor de agua (Allen *et al.* 1998). Mediante dicho proceso el agua retorna directamente a la atmósfera (Rivas 2004). El proceso es consecuencia del aporte de energía, principalmente por la radiación solar directa, y en menor medida, por la temperatura ambiente del aire. La fuerza impulsora de este proceso es la diferencia de presión entre el vapor de agua en la superficie evaporante y del vapor de agua de la atmósfera circundante (Allen *et al.* 1998). El agua se evapora de una variedad de superficies, tales como lagos, ríos, caminos, suelos y la vegetación mojada (Allen *et al.* 2006). Toda la materia puede evaporarse si sus moléculas tienen energía suficiente para la transición de fase (Yang 2015).

La velocidad de la tasa de evaporación depende del grado de saturación de la atmósfera circundante, por tanto, a medida que el aire se satura esta disminuye hasta el punto de no tener la capacidad de retirar el agua de la superficie evaporante, requiriendo un cambio en las condiciones de humedad de la atmósfera que se genera con una restitución del aire saturado. La velocidad de evaporación también puede llegar a ser nula debido a la limitada disponibilidad de agua en el suelo, tal caso es el que se presenta en zonas con prolongados intervalos de sequía y riegos poco frecuentes (Allen *et al.* 2006).

2.2.2 Transpiración

Dentro del sistema hidrodinámico suelo-vegetación-atmósfera la cubierta vegetal constituye una vía intermedia de circulación de agua entre el suelo y la atmósfera (Rivas 2004). La transpiración (Figura 3) consiste en la vaporización del agua líquida contenida en los tejidos de la vegetación y su posterior remoción hacia la atmósfera (Allen *et al.* 1998). En las plantas, más del 90 por ciento del agua que absorben las raíces se libera al aire como vapor de agua (Raven *et al.* 1992). La mayor diferencia entre la transpiración y la evaporación en superficie de agua libre es que las plantas pueden ejercer algunos controles fisiológicos de la apertura de los estomas. Por lo tanto, es importante remarcar que la transpiración es un proceso físico (proceso de transporte) - metabólico (reacción química), (Barraza 2015). La pérdida de agua por transpiración se ve influenciada por la capacidad del suelo para conducir agua hacia las raíces, la salinidad del suelo, la calidad del agua de riego, el tipo de cultivo,

estado vegetativo, prácticas de manejo y por los factores que afectan el proceso de evaporación (Allen *et al.* 2006).

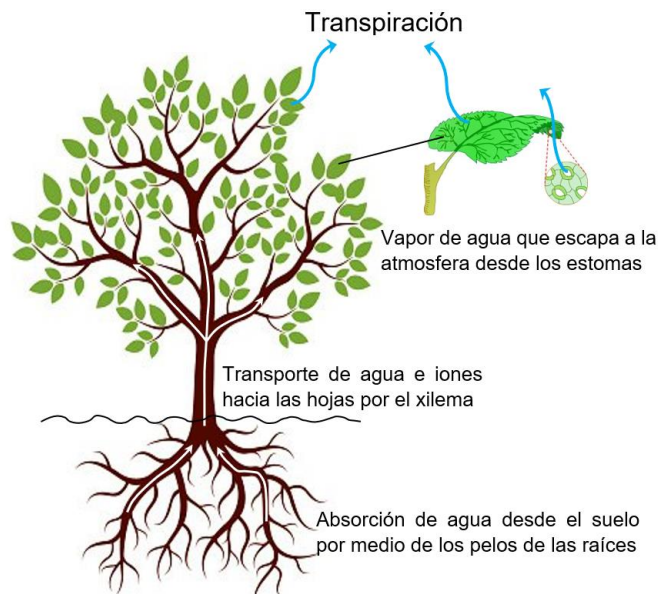


Figura 3: Diagrama del proceso de transpiración

Fuente: Adaptado de Rivas (2004)

2.2.3 Factores de influencia

Existen diferentes factores que influyen directamente sobre la evapotranspiración tal como se muestra en la Figura 4, estos factores condicionan la velocidad y cantidad de agua que se libera a la atmósfera.

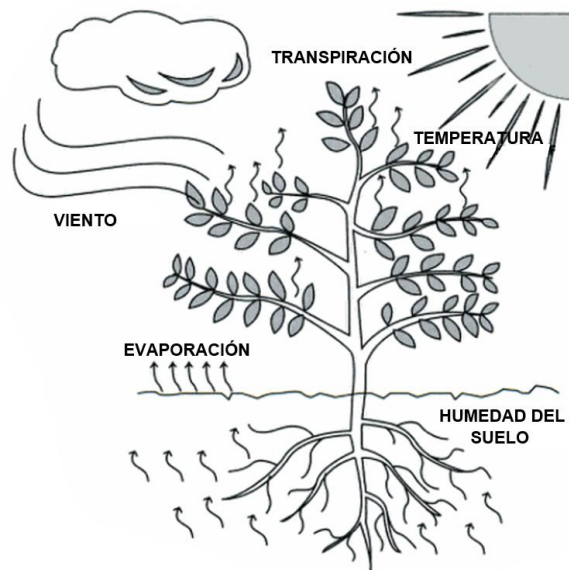


Figura 4: Factores que afectan la evapotranspiración

Fuente: Valverde (2007)

2.2.3.1 Factores meteorológicos

Las variables climáticas que intervienen en el proceso de evapotranspiración se muestran a continuación:

- **Radiación solar:** es la fuente de energía del proceso, ya que es la que calienta el agua provocando el paso de la forma líquida a la forma de vapor. La cantidad de radiación que puede alcanzar la superficie de evaporación está determinada por su ubicación y época del año, pues difiere en distintas latitudes y estaciones (Goyal y Ramírez 2005).
- **La Humedad relativa:** es el factor determinante para la eliminación de vapor y presenta una relación inversa, entre mayor sea el contenido de vapor en la atmósfera menor será la evaporación (Goyal y Ramírez 2005).
- **Temperatura:** componente clave en el desarrollo de la planta, dado que el calor sensible del aire circundante transfiere energía al cultivo, ejerciendo un control moderado en la tasa de evapotranspiración. De manera que a mayores temperaturas el cultivo pierde gran cantidad de agua por evapotranspiración, lo cual no será lo mismo a temperaturas bajas (Allen *et al.* 2006).
- **Viento:** es un factor de importancia por la remoción del vapor, el cual se enlaza con niveles altos de viento y el disturbio del aire, siendo estos los que transfieren las enormes cantidades de aire hacia la zona de evaporación (Allen *et al.* 2006).

Gong *et al.* (2006), Zhao *et al.* (2015), realizaron estudios acerca de la sensibilidad de estas variables climáticas en las estimaciones temporales de la evapotranspiración; ambos estudios concluyeron que la humedad relativa es el factor meteorológico más sensible, seguido de la velocidad del viento, la radiación solar y la temperatura.

2.2.3.2 Factores de cultivo

Las características propias de cada planta, como su altura, flexibilidad, así como la orientación y densidad de siembra, la etapa de crecimiento y la duración del ciclo vegetativo, influyen en el microclima (condiciones climáticas en el entorno del cultivo), afectando de esa forma la evapotranspiración (ETP). Si la vegetación es exuberante, alta y densa, es mayor la evapotranspiración (Valverde 2007)

2.2.3.3 Condiciones ambientales

Factores como la salinidad que es inversamente proporcional a la evapotranspiración, la baja fertilidad del suelo, el uso limitado de fertilizantes, la cubierta y humedad del suelo, la densidad del cultivo y el contenido de agua, son factores que se deben considerar en las estimaciones de evapotranspiración (Allen *et al.* 2006).

2.2.4 Distintos conceptos de ET

Existen diversas definiciones de ET importantes a evaluar. Dentro de estas, un concepto importante a resaltar es el de evapotranspiración potencial (ETP). El concepto de ETP fue popularizado por Thornthwaite (1948), en el contexto climático se puede definir como la máxima cantidad de agua que puede evaporarse desde un suelo completamente cubierto de vegetación, con desarrollo óptimo y en el supuesto de no existir limitaciones de agua (por lluvia o riego). Esto implica que la ETP está controlada por factores meteorológicos, además de, por las características de la vegetación y del suelo, sin depender de las condiciones de humedad del suelo.

Con la finalidad de reducir las ambigüedades de interpretación dadas por este amplio concepto de ETP, se introduce la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o) (Allen *et al.* 1998). La evapotranspiración de referencia (ET_o) es la tasa de pérdida de agua de un césped verde estándar (superficie hipotética) bajo la disponibilidad de humedad adecuada del suelo. La superficie de referencia representa una superficie extensa de césped verde, bien regado, de altura uniforme (15 cm), que crece activamente y sombrea completamente el suelo. Como no hay escasez de humedad en el suelo, solo la influencia de los parámetros climáticos considerados y la evapotranspiración de referencia se introduce para medir la demanda de evaporación de la atmósfera, independientemente del tipo de cultivo, el desarrollo del cultivo y las prácticas de manejo (Allen *et al.* 1998).

La evapotranspiración máxima (ET_m) es la pérdida de agua que es capaz de evaporar y transpirar el sistema suelo-vegetación, en condiciones no limitantes de disponibilidad hídrica. El proceso de evapotranspiración que se produce en una superficie natural no siempre se encuentra en las condiciones hipotéticas planteadas. Por lo tanto, es importante definir el concepto de evapotranspiración real (ET_r). La ET_r es la cantidad de agua verdaderamente perdida por el suelo y depende de las condiciones atmosféricas, el contenido de agua en el suelo y las características de la vegetación. Por lo tanto, la ET_r puede ser muy diferente a la ET_m , aunque en la generalidad de las situaciones tiende a ser menor o en el

caso límite igual a ésta. Excepcionalmente, la ET_r puede ser mayor a la máxima, por ejemplo, luego de una lluvia, cuando el follaje ha interceptado agua de lluvia y ésta es perdida directamente a la atmósfera (Inoue y Moran 1997; Entraigas *et al.* 2001).

2.2.5 Métodos de estimación de la ET

Existen diferentes metodologías que se han propuesto desde el siglo XIX para determinar la evapotranspiración (Yang y Zhou 2011). Éstas se resumen en métodos de medida directos y en métodos de estimación indirectos. Para los primeros se requieren equipos específicos y mediciones precisas de varios parámetros físicos o el balance del agua del suelo (Allen *et al.* 2006), los segundos utilizan fórmulas teóricas o empíricas. Además de los métodos de estimación, la evapotranspiración real se ha calculado tradicionalmente de forma residual en las ecuaciones de balance de agua, a partir de estimaciones de evapotranspiración potencial utilizando una función de reducción de la humedad del suelo o de las mediciones de campo por equipo meteorológico (Kite y Droogers 2000). La elección de un método para el cálculo de la ET debe basarse en diferentes aspectos como la ubicación, el clima, la disponibilidad de los datos y las estimaciones previas (Howell *et al.* 1983).

Los diferentes métodos de estimación han presentado avances siguiendo la evolución de la tecnología; el progreso de las técnicas de medición abarca desde el tanque de evaporación hasta técnicas de teledetección (Burman *et al.* 1983).

2.2.5.1 Métodos directos

La evapotranspiración real se puede medir directamente en campo mediante el uso de instrumentos como lisímetros y evaporímetros (Peña *et al.* 2001) y mediante técnicas micro meteorológicas. Estos procedimientos son los más precisos para la medición de la evapotranspiración real (ETR); sin embargo, no son prácticos, ya que requieren mucho tiempo y son costosos (Westerhoff 2015; Landeras *et al.* 2008).

2.2.5.2 Métodos indirectos

Una alternativa más económica a los métodos directos es la aplicación de modelos matemáticos que se basan en una o más variables meteorológicas, o con alguna medida relacionada con estas variables para la estimación de la evapotranspiración (Ladlani *et al.* 2012). Estos métodos pueden ser agrupados en cinco categorías: métodos de balance de agua, de transferencia de masa, combinados, basados en radiación y basados en temperatura (Xu y Singh 2002).

Estos enfoques matemáticos se dividen de forma general en modelos empíricos y físicos. Los primeros se basan en funciones estadísticas de aproximación entre las variables meteorológicas y los valores de evapotranspiración (Landeras *et al.* 2008). Los segundos se basan en los principios físicos asociados con los tres factores más importantes que influyen en el proceso de evapotranspiración: la cantidad de energía para la evaporación, el flujo de vapor de agua fuera de la superficie de evaporación y el suministro de vapor de agua a la superficie de evaporación (Chow *et al.* 1988). Sin embargo, todas las ecuaciones son en cierta medida empíricas, pues muchas han sido derivadas o calibradas a partir de la medida de la evapotranspiración con lisímetros o mediante el agotamiento de la humedad del suelo para un cultivo de referencia particular (Hargreaves y Samani 1985).

Los métodos indirectos involucran el empleo de ecuaciones, las cuales requieren de información climatológica y se pueden agrupar de forma más específica en cinco categorías, según los parámetros que necesiten: métodos de balance de agua, de transferencia de masa (o aerodinámicos), métodos combinados (balance, de energía y aerodinámicos), de radiación y los métodos basados en temperatura (Xu y Singh 2002).

Los principales problemas asociados con la mayoría de estos métodos son la disponibilidad de los datos climatológicos, ya que en muchos países en vías de desarrollo, los datos climatológicos son a menudo incompletos e inexactos (Hargreaves y Samani 1985); a esto se suma la necesidad de calibración local, pues a menudo se hace necesario utilizar fórmulas para la estimación de la evapotranspiración, en condiciones climáticas muy distintas de aquellas para las cuales fueron inicialmente planteadas, por lo cual su veracidad varía en diferentes entornos (Sentelhas *et al.* 2010). Debido a esto, es muy importante comprobar la exactitud de las fórmulas antes de utilizarlas en nuevas condiciones (Doorenbos y Pruitt 1977).

La disponibilidad de muchas ecuaciones para determinar la evapotranspiración, la amplia gama de tipos de datos y conocimientos necesarios para utilizar las distintas ecuaciones correctamente hace difícil seleccionar el método de evapotranspiración más apropiado para un determinado estudio (Xu y Singh 1998).

2.2.6 Métodos de detección remota

Desde la década de 1980, ha habido un esfuerzo cada vez mayor para desarrollar métodos para estimar la ET a partir de datos de detección remota (Gowda *et al.* 2007; Kalma *et al.* 2008; Li *et al.* 2009; McMahon *et al.* 2013). En general, los modelos ET aplicados

comúnmente que usan datos de detección remota se pueden clasificar en dos tipos: métodos semi empíricos y métodos analíticos. Los métodos semi empíricos a menudo se logran mediante el empleo de relaciones empíricas y el uso de datos derivados principalmente de observaciones de sensores remotos con mediciones mínimas desde el suelo, mientras que los métodos analíticos implican el establecimiento de procesos físicos en la escala de interés con complejidad variable y requieren una variedad de mediciones directas e indirectas de la tecnología de detección remota y los instrumentos terrestres (Li *et al.* 2009; McMahon *et al.* 2013).

El grupo de metodologías más prevaleciente en la actualidad son los algoritmos de Balance de Energía (EB) y más específicamente los métodos residuales. Los algoritmos EB basados en la detección remota convierten las radiancias detectadas por el satélite en características de la superficie terrestre como el albedo, el índice de área de la hoja, los índices de vegetación, la rugosidad de la superficie y la temperatura de la superficie para estimar la ET como un "residual" de la ecuación de balance de energía de la superficie terrestre (Gowda *et al.* 2007).

Los modelos EB más recientes difieren principalmente en cómo se estima H (Gowda *et al.* 2007). Estos modelos incluyen el modelo de dos fuentes TSM (Kustas y Norman 1996), donde el balance de energía del suelo y la vegetación se modelan por separado y luego se combinan para estimar la ET total; el algoritmo de balance de energía superficial para la tierra SEBAL (Bastiaanssen *et al.* 1998a; b) y el mapeo de la evapotranspiración con calibración interna METRIC (Allen *et al.* 2007a; b) que utiliza píxeles calientes y fríos dentro de las imágenes satelitales para desarrollar ecuación de diferencia de temperatura empírica; y el índice de balance de energía de la superficie SEBI (Menenti y Choudhury 1993) basado en el contraste entre áreas húmedas y secas. Otras variaciones de SEBI incluyen el índice de balance de energía superficial simplificado S-SEBI (Roerink *et al.* 2000) y el Sistema de balance de energía superficial SEBS (Su 2002). Otros modelos de EB son: el exceso de resistencia kB-1 (Kustas y Daughtry 1990; Su 2002), los modelos de parametrización aerodinámica de la temperatura propuestos por Crago *et al.* (2004) y Chávez *et al.* (2005), el enfoque beta (Chehbouni *et al.* 1996) y, más recientemente, el algoritmo de mapeo evapotranspiración (Loheide y Gorelick 2005; Gowda *et al.* 2007). Finalmente, el método del triángulo (Goward *et al.* 1985; Jiang y Islam 1999) se derivó de un simple índice de estrés hídrico del cultivo (CWSI) y del método del trapecio (Moran *et al.* 1994) después de introducir un índice de déficit de agua (WDI) para la estimación de ET basada en el índice

de vegetación y temperatura trapezoidal para extender la aplicación de CWSI sobre áreas de superficie parcialmente vegetadas (Li *et al.* 2009).

Tabla 1: Metodologías de balance de energía prevalectientes

Abreviatura	Definición
TMS	Modelo de dos fuentes (Kustas y Norman, 1996)
SEBAL	Algoritmo de balance de energía superficial para tierra (Bastiaanssen <i>et al.</i> 1998a; b)
METRIC	Mapeo de la evapotranspiración con calibración internalizada (Bastiaanssen <i>et al.</i> 1998a; b)
SEBI	Índice de balance de energía superficial simplificado (Roerink <i>et al.</i> 2000)
SEBS	Sistema de balance de energía superficial (Su, 2002)
kB-1	El exceso de resistencia (Kustas y Daughtry, 1990; Su, 2002)
Beta (β) approach	Chehbouni <i>et al.</i> 1996
ETMA	Algoritmo de mapeo ET (Loheide y Gorelick, 2005; Gowda <i>et al.</i> 2007)
CWSI	Índice de estrés hídrico del cultivo (Jackson <i>et al.</i> 1981).
Triangle Method	Basado en CWSI (Goward <i>et al.</i> 1985; Jiang y Islam, 1999)
Trapezoid Method	Basado en la aplicación de CWSI sobre áreas de superficie con vegetación parcial (Moran <i>et al.</i> 1994; Li <i>et al.</i> 2009)

Fuente: Spiliotopoulos (2014)

2.2.6.1 Algoritmo de balance de energía superficial para la tierra (SEBAL)

El algoritmo de balance de energía de superficie para tierra SEBAL, fue desarrollado originalmente por Bastiaanssen, para estimar y mapear flujos de energía de superficie para escala local y regional utilizando imágenes Landsat TM (Ruhoff *et al.* 2012). SEBAL es un algoritmo bien conocido y de uso intensivo para estimar la ET real (ET_a), y se considera uno de los enfoques más prometedores actualmente disponibles para los enfoques locales y regionales con datos mínimos sobre el terreno, que representan un enfoque intermedio que utiliza tanto relaciones empíricas como parametrizaciones físicas (Liou y Kar 2014).

El algoritmo se ha validado bajo diferentes condiciones climáticas, en diferentes tipos de cobertura terrestre y en diferentes regiones del mundo, como en Turquía, India, Pakistán, Estados Unidos, China y Brasil (Bastiaanssen 2000; Bastiaanssen *et al.* 2002; Ruhoff *et al.* 2012; Sun *et al.* 2011). SEBAL se basa en el balance de energía de la superficie (Figura 5) y sus datos de entrada primarios consisten en imágenes de sensores remotos (Sun *et al.* 2011).

$$\lambda ET = R_n - H - G \quad (1)$$

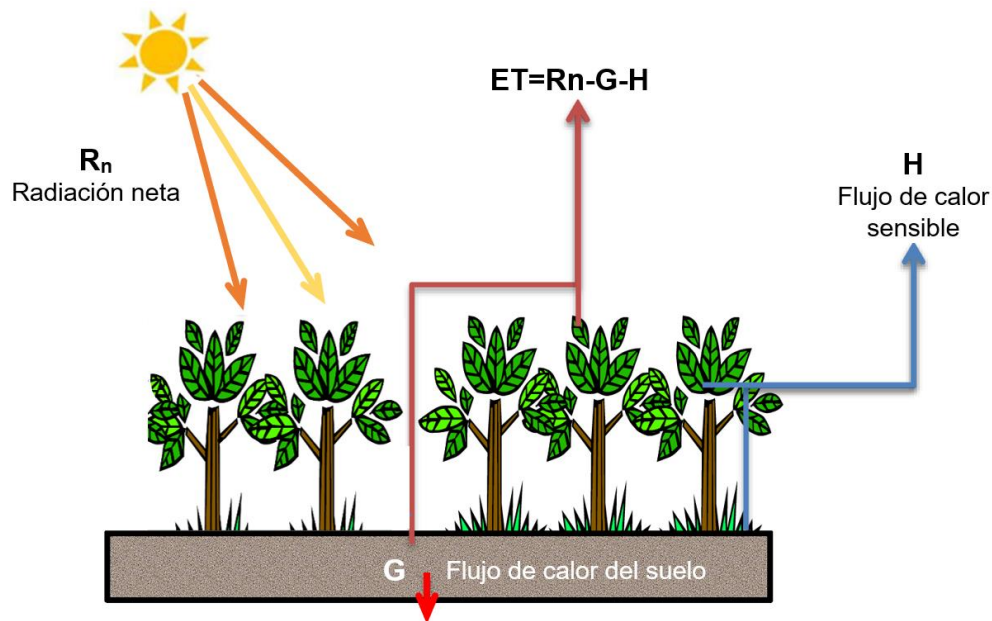


Figura 5: Balance de energía superficial

Fuente: adaptado de Diarra (2017)

donde λET es el flujo de calor latente (W/m^2), R_n es la radiación neta (W/m^2), G es el flujo de calor del suelo (W/m^2) y H es el flujo de calor sensible (W/m^2).

La radiación neta (R_n), es la diferencia entre la radiación entrante y saliente de longitudes de onda cortas y largas. Es el equilibrio entre la energía absorbida, reflejada y emitida por la superficie terrestre o la diferencia de la radiación de onda corta entrante neta (R_{ns}) y la radiación de onda larga saliente neta (R_{nl}). La 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 (FAO 56).

El flujo de calor del suelo (G), es la energía que se utiliza para calentar el suelo. G tiene valores positivos cuando el suelo se calienta y negativos cuando el suelo se enfría (FAO 56). G es estimado a partir del saldo de radiación, de la temperatura de la superficie, del albedo y del índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI).

El tercer parámetro de la ecuación (1) es el flujo de calor sensible (H), definido por Water *et al.* (2002), como la pérdida de calor al aire por conducción y convección, debido a una diferencia de temperatura. H puede ser calculado por la ecuación de transporte de calor, en función a la densidad del aire, la capacidad calorífica específica del aire, la resistencia aerodinámica y un gradiente de temperatura cercano a la superficie.

La definición de la función dT vs T_s es quizás la filosofía más significativa de SEBAL, donde dT es la diferencia entre la temperatura del aire muy cerca de la superficie a 0.1 m por encima de la altura de desplazamiento del plano cero y la temperatura del aire a 2 m por encima de la altura de desplazamiento del plano cero de la vegetación (Waters *et al.* 2002). La metodología SEBAL sugiere un cambio lineal en dT con T_s (Bastiaanssen 1998a). La ecuación 22 tiene dos parámetros desconocidos. Aquí es donde se utilizan los valores iniciales de la selección de píxeles "fríos" y "calientes". Estos píxeles sirven como una solución para definir dT vs T_s .

El píxel "frío" se puede definir como una superficie de cultivo generalmente húmeda y bien irrigada con cobertura total del suelo con vegetación. Se supone que toda la energía se utiliza para evaporar el agua, por lo que no hay flujo de calor sensible en este píxel ($H=0$ y $ET=R_n-G$). Para la selección del píxel "frío" se debe encontrar un terreno muy húmedo y un píxel con alto NDVI, baja temperatura y bajo albedo. Por otro lado, el píxel "caliente" se define como un píxel que tiene bajo NDVI, alto albedo y alta temperatura. El píxel "caliente" se puede definir como un campo agrícola seco y desnudo. Se supone que toda la energía se utiliza para calentar la superficie de tal manera que no haya flujo de calor latente allí ($ET=0$). En otras palabras, un terreno muy seco se selecciona como un píxel "caliente". La selección de un píxel "caliente" es más difícil que la selección de un píxel frío porque existe una gama más amplia de temperaturas para los candidatos de píxeles calientes. Después de la selección de píxeles calientes y fríos, las condiciones límite ahora están listas para resolver el H . Esta es la primera estimación de H asumiendo condiciones atmosféricas neutras. SEBAL, entonces, utiliza un proceso iterativo para corregir la inestabilidad atmosférica causada por los efectos de flotación del calentamiento de la superficie aplicando la teoría de Monin-Obukhov (1954). Después del cálculo inicial de H , se calculan nuevos valores de dT para los píxeles "frío" y "caliente" y se calculan los nuevos valores de a y b . Luego se calcula un valor corregido para H y se repite la corrección de estabilidad hasta que H se estabilice. El paso final es el cálculo de λET a partir de la ecuación (1).

2.3 PERCEPCIÓN REMOTA

Guzmán (2007), explica que la percepción remota es una técnica a través de la cual se obtiene información de un objeto sin tener un contacto directo con él, esto es posible gracias a la relación sensor - cobertura, la cual se expresa a través de la llamada radiación electromagnética. Esta relación se puede presentar en tres formas; emisión, reflexión, y

emisión-reflexión, donde el flujo de energía que se produce por alguna de estas formas va a estar en función de la transmisión de energía térmica y conductividad espectral propia de cada elemento en la naturaleza. Por otro lado, Massimo (2017) manifiesta que la detección remota (RS) abarca una variedad de tecnologías y técnicas para observar continuamente la superficie de la Tierra mediante sensores montados en plataformas de aviones o naves espaciales. La peculiaridad de RS es que ciertas propiedades de los objetos reales se pueden medir de forma remota sin depender del contacto físico. Esto hace de RS una herramienta esencial para el estudio de la evolución de nuestro planeta. De hecho, ya se emplea ampliamente en diferentes dominios de aplicación tales como silvicultura, agricultura, gestión urbana, oceanografía, monitoreo de desastres naturales, etc.

2.3.1 Mecanismo para la obtención de datos de satélite

Una observación remota requiere algún tipo de interacción de energía entre el objetivo y el sensor. La señal detectada por el sensor puede ser energía solar (del Sol) que se refleja desde la superficie de la Tierra o puede ser energía auto-transmitida desde la propia superficie. Además de los receptores pasivos. Otros sensores producen sus propios pulsos de energía y, por lo tanto, son capaces de observar la superficie de la Tierra independientemente de las condiciones solares. La señal de energía radiante detectada y medida por el sensor satelital se almacena en la memoria a bordo del satélite o se transmite a una estación receptora de tierra para su posterior interpretación (Chuvienco 2016).

La detección remota también incluye el análisis e interpretación de los datos e imágenes adquiridos. Para los científicos del medio ambiente, este es el aspecto más importante de la detección remota, ya que el principal valor de esta técnica es proporcionar información relevante para monitorear los recursos de la Tierra. Extracción de información relevante requiere una buena comprensión de la base física y el proceso de adquisición. así como un sólido conocimiento de los algoritmos utilizados para procesar los datos originales (Chuvienco 2016).

En resumen, la detección remota incluye los siguientes seis componentes (Figura 6):

- **Una fuente de energía:** que produce la radiación electromagnética que interactúa entre el sensor y la superficie. La fuente de energía más importante es el Sol, ya que ilumina y calienta la Tierra.

- **La superficie de la Tierra:** que consiste en vegetación, suelos, agua, rocas, nieve, hielo y estructuras humanas. Estas superficies reciben la energía incidente de la fuente de energía y, como resultado de la interacción física y química con la energía entrante, refleje y emita una parte de esa energía hacia el sensor satelital. Parte o todo el pulso de energía puede ser filtrado por la atmósfera, dependiendo de sus concentraciones de gas y materia particulada.

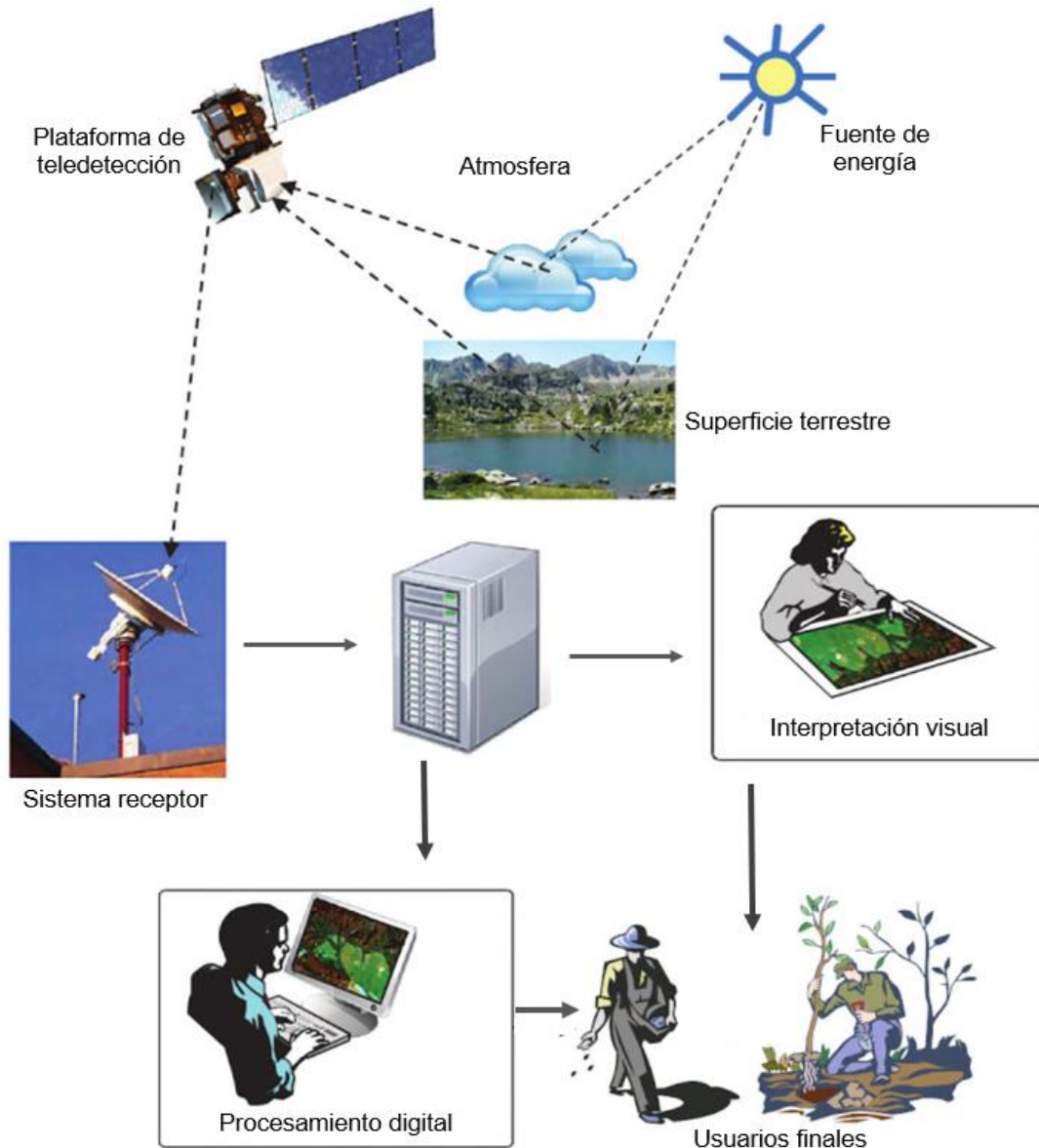


Figura 6: Componentes principales asociados con las actividades de teledetección

Fuente: Chuvieco (2016)

- **Sensor y plataforma:** el sensor es el instrumento que mide y registra la energía que proviene de la superficie. La plataforma proporciona los principales servicios para el funcionamiento del sensor, como control de actitud y órbita, suministro de energía y

comunicaciones con el sistema de recepción en tierra. Normalmente, un satélite EO incluye diferentes sensores, dependiendo de su misión principal. Los satélites meteorológicos suelen incluir sensores para detectar la humedad atmosférica, la temperatura, el albedo, el ozono o las concentraciones de aerosol.

- **El sistema de recepción en tierra:** recopila los datos digitales sin procesar medidos por el sensor, almacena los datos y los forma adecuadamente. Algunas correcciones básicas de preprocesamiento son realizadas por el sistema de tierra, antes de la distribución de las imágenes.
- **El analista:** que convierte los datos de imagen procesados en información temática de inicio, utilizando técnicas visuales y/o digitales.
- **La comunidad de usuarios:** que utiliza la información extraída de los datos originales de una amplia variedad de aplicaciones.

2.3.2 Radiación electromagnética

El principio físico de la teledetección espacial, radica, en la interacción de la radiación electromagnética con la superficie de la tierra y el sensor remoto; y es definida como aquella energía que se mueve a través del espacio armónicamente en componentes eléctrico y magnético, los mismos que se encuentran perpendiculares entre sí. El flujo, viaja a velocidad de la luz, en forma de ondas y compuesta por una sucesión de unidades discretas de energía denominados fotones o cuantos (Chuvieco 1996). Las ondas electromagnéticas se definen por una serie de parámetros entre los que se encuentran la frecuencia (ν), la longitud de onda (λ) y la energía (Jorge 2009).

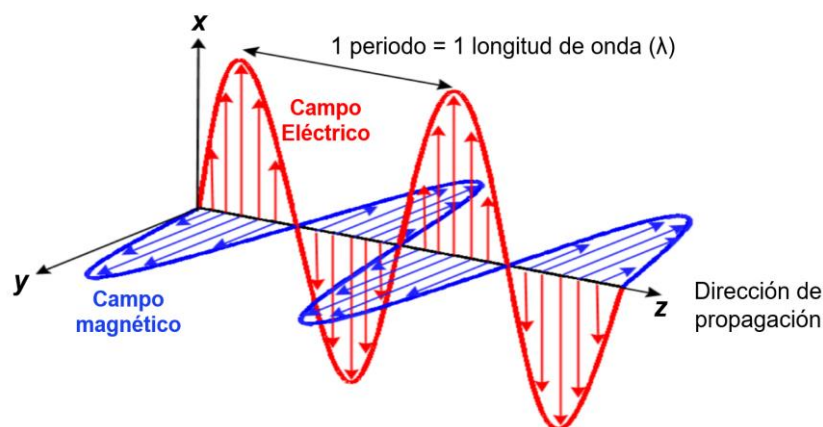


Figura 7: Propagación de la radiación electromagnética

Fuente: Kimura (2017)

2.3.3 El espectro electromagnético

Chuvieco (1996), explica que las características del flujo energético se describen también por sus propiedades expresadas, por su longitud de onda y frecuencia, cuyos valores identifican las diferentes radiaciones electromagnéticas que rodean nuestro medio y que agrupadas de manera continua y ordenada forma el espectro electromagnético (Figura 8). Por otro lado, Godoy (2005), indica que el espectro electromagnético se refiere a la representación de los diferentes tipos de energía de radiación y sus correspondientes longitudes de onda. Hay usualmente 6 subdivisiones (ondas de radio, infrarroja, visible, ultravioleta, rayos X y rayos gama) del espectro electromagnético; para efectos de la teledetección es preciso destacar una serie de bandas que son las más utilizadas en las actuales tecnologías; estas son el Espectro Visible (0.4 a 0.7 μm) Infrarrojo Próximo (0.7 a 1.3 μm) Infrarrojo Medio (1.3 a 8 μm) Infrarrojo Lejano o Térmico (8 a 14 μm) y las Micro Ondas (a partir de 1 mm).

Las ondas de energía se irradian constantemente desde la Tierra a diferentes velocidades y tamaños, a lo largo del denominado espectro electromagnético. Las ondas que los humanos pueden ver se denominan visibles y ocupan solo una pequeña sección del espectro electromagnético. Landsat 8 - LDCM "ve" este rango, pero también detecta otras bandas en el infrarrojo cercano y en el infrarrojo de onda corta, así como dos canales térmicos (NASA 2018)

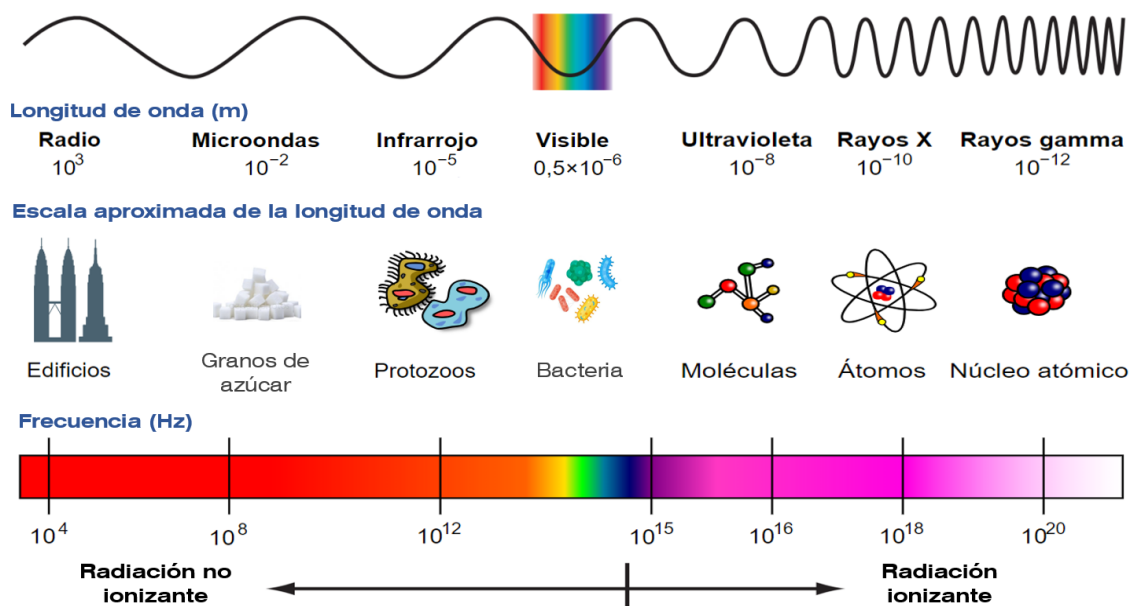


Figura 8: Espectro electromagnético

Fuente: adaptado de NASA (2008)

2.3.4 Sensores espaciales

Los sensores de detección remota RS se pueden dividir en dos grupos principales: sistemas activos y pasivos. En los sistemas activos (por ejemplo, Radar de apertura sintética SAR y Detección y rango de luz LiDAR), el sensor emite una señal y luego registra sus múltiples retornos dispersos por los objetos. En sistemas pasivos, el sensor (por ejemplo, un escáner, un radiómetro) puede medir la porción de la radiación solar reflejada (o emitida) por los objetos en un intervalo espectral específico. Cuanto mayor es el intervalo espectral, mayor es la resolución geométrica. De acuerdo con este principio, las imágenes ópticas de satélite RS pueden dividirse en cuatro categorías: imágenes pancromáticas (PAN), multiespectrales a muy alta resolución (VHR), multiespectrales a resolución moderada (MS) e hiperespectrales (HS). Los sensores pancromáticos registran la intensidad total de la radiación que cae en cada píxel, por lo que pueden alcanzar la resolución geométrica más alta (hasta decenas de centímetros). El multiespectral en VHR generalmente registra la radiación en las regiones roja, verde y azul (RGB) del rango visible (de 390 a 700 nm), en la región del infrarrojo cercano (NIR) (de 700 a 900 nm) y posiblemente en la región infrarroja de onda corta (SWIR) (de 1100 a 3000 nm) (Massimo 2017).

La resolución geométrica de las imágenes VHR satelitales varía entre 2 y 5 metros. Los sensores multiespectrales con resolución moderada (de 10 a cientos de metros) pueden registrar la radiación en los rangos visible y NIR (en intervalos más cortos) pero también pueden medir partes más lejanas del espectro que cubren el infrarrojo medio (MIR) y lejanos - Regiones de infrarrojos (FIR o térmica). Sensores hiperespectrales muestrean en varias (de decenas a cientos) estrechas partes contiguas del espectro. Estos cuatro tipos de imágenes ópticas presentan características complementarias, tienen sus propias ventajas y desventajas y pueden servir para diferentes propósitos en diversos contextos aplicativos. Una característica particular que hace que las imágenes de MS sean muy atractivas para los estudios globales es que los sensores de MS suelen tener grandes franjas (hasta dos o tres cientos de kilómetros). Por lo tanto, las imágenes se pueden recolectar a escala global con un tiempo de revisión más corto, en comparación con los demás.

En la Tabla 2 se muestra las especificaciones de algunas de las misiones satelitales más relevantes que se han lanzado con sensores MS montados a bordo desde principios de los años ochenta (Massimo 2017).

Tabla 2: Sensores multiespectrales relevantes a bordo de vehículos espaciales

Satélite (Sensor)	Resolución espacial (m)	Ancho (km)	Bandas espectrales	Resolución radiométrica	Tiempo de revisión (días)
Terra (ASTER)	15, 30, 90	60	16 (VNIR, SWIR, TIR)	8 bit	16
Landsat 5 (TM)	30, 120	185	7 (VNIR, SWIR, TIR)	8 bit	16
Landsat 7 (ETM+)	15, 30, 60	185	8 (PAN, TM)	8 bit	16
SPOT 4 (HRVIR)	10, 20	60	5 (PAN, VNIR)	8 bit	26
SPOT 5 (HRG)	5 Pan, 10, 20	60	5 (SWIR, HRVIR)	8 bit	26
Landsat 8 (OLI, TIRS)	15, 30, 100	183	11 (ETM+, Coastal)	12 bit	16
SPOT 6, 7	1.5 Pan, 6	60	5 (PAN, VNIR)	12 bit	1 a 3
SENTINEL 2 (MSI)	10, 20, 60	290	13 (VNIR, SWIR, RedEdge)	16 bit	5

Fuente: Massimo (2017)

2.3.5 El programa espacial Landsat

Los satélites Landsat han adquirido datos de todo el mundo (Figura 9) durante más de cuatro décadas (USGS 2018a), la serie de satélites Landsat proporciona el registro temporal más largo de observaciones de la superficie basadas en el espacio (Figura 10). Landsat 1 se lanzó en 1972 y fue seguido por una serie de observatorios Landsat (Landsat 2, 3, 4, 5 y 7 consecutivos, superpuestos temporalmente) que han proporcionado observaciones de cobertura de longitud de onda térmica y reflectiva de cobertura casi global con un aumento espectral y fidelidad espacial (Lauer *et al.* 1997; Loveland y Dwyer 2012; Williams *et al.* 2006). Landsat 5 es la serie más larga del registro temporal, devolviendo datos desde 1984 hasta 2011. Landsat 6 no logró alcanzar la órbita en 1993 (NASA 2018).

El registro Landsat de más de 40 años continuó con el exitoso lanzamiento el 11 de febrero de 2013 de Landsat 8 desde la Base de la Fuerza Aérea de Vandenburg, California. Este nuevo observatorio Landsat se desarrolló a través de una asociación interinstitucional entre la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) y el Departamento del Interior de Estados Unidos, Servicio Geológico (USGS) (Irons y Loveland 2013).

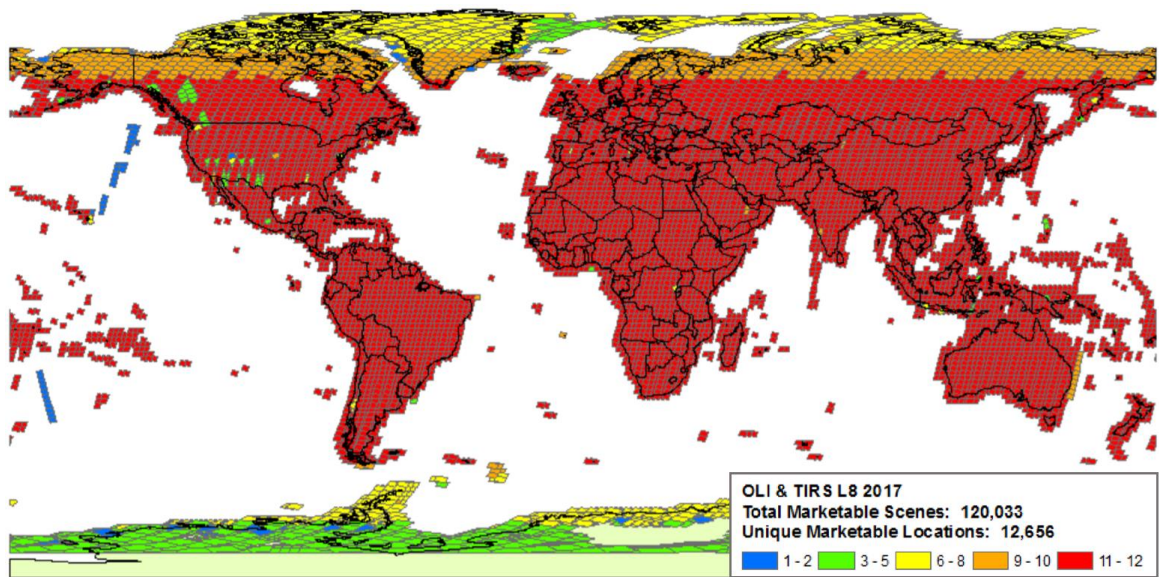


Figura 9: Densidad de adquisición mundial Landsat 8

Fuente: USGS (2018a)

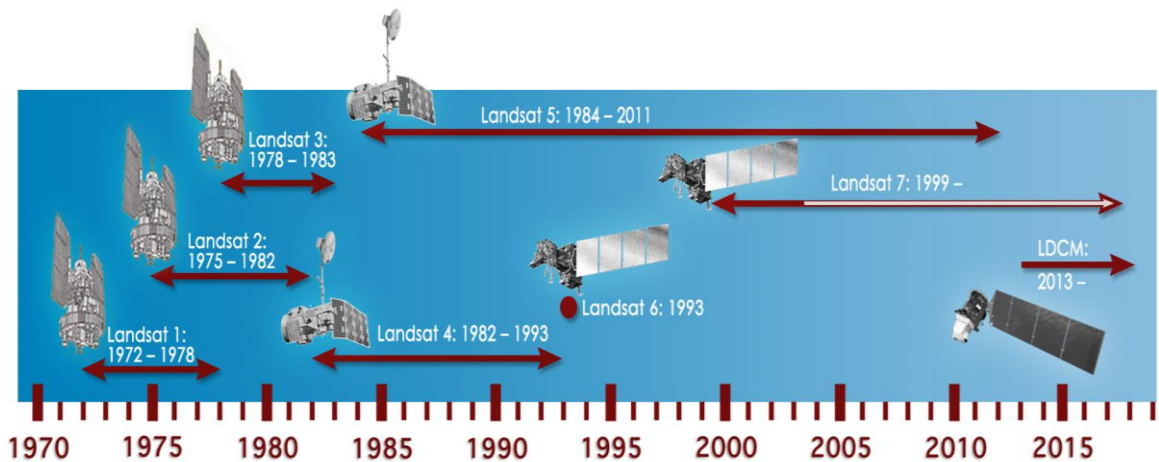


Figura 10: Línea de tiempo de los satélites Landsat

Fuente: NASA (2018)

Landsat presenta una combinación espacio-temporal única, con una resolución lo suficientemente fina como para monitorear los cambios en la cobertura del suelo, y una huella lo suficientemente grande para aplicaciones de área amplia (Wulder *et al.* 2012), junto con un buen ciclo de revisión. El programa tiene un valor inigualable, con un archivo que ofrece una historia de la evolución de la superficie del planeta durante los últimos 42 años. Además, con un cambio a una política de datos abiertos en 2008, que pone a disposición los casi tres millones de imágenes del archivo del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) (Loveland y Dwyer 2012), La consistencia de las mediciones se ha asegurado a lo largo de las misiones, con mejoras incrementales. Landsats 1 a 5 llevó el Sistema de Escáner Multiespectral (MSS) con cuatro bandas espectrales en el visible (Landsat 3 agregó en breve

una banda térmica) y una resolución espacial de 80m. Landsats 4 y 5 introdujeron el Thematic Mapper (TM) con siete bandas espectrales que incluyen infrarrojo medio y térmico y trabajaron a una resolución de 30 m (120 m para la banda térmica). Landsat 7, que lleva el Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+), continuó la configuración de TM con una banda térmica de 60 m y agregó una banda pancromática a 15 m.

El recientemente lanzado Landsat 8 (LDCM) incorpora dos instrumentos de barrido; Operational Land Imager OLI, y un sensor térmico infrarrojo llamado Thermal Infrared Sensor TIRS (Figura 11). Las bandas espectrales del sensor OLI 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 (Ariza 2013). Por lo tanto, once bandas están disponibles con la última de las misiones del programa, con resoluciones de 30 m, excepto la banda pancromática (15 m) y las bandas de infrarrojo térmico (100 m) (Loveland y Dwyer 2012).

Landsats 1 a 3 presentó una órbita a 917 km y un tiempo de revisión de 18 días, mientras que el resto de las misiones se configuraron para una órbita de 705 km y un tiempo de revisión de 16 días. La Tabla 3 ofrece una descripción general de las características de las misiones del Landsat, especificando los instrumentos, bandas espectrales, resolución radiométrica y resolución espacial.

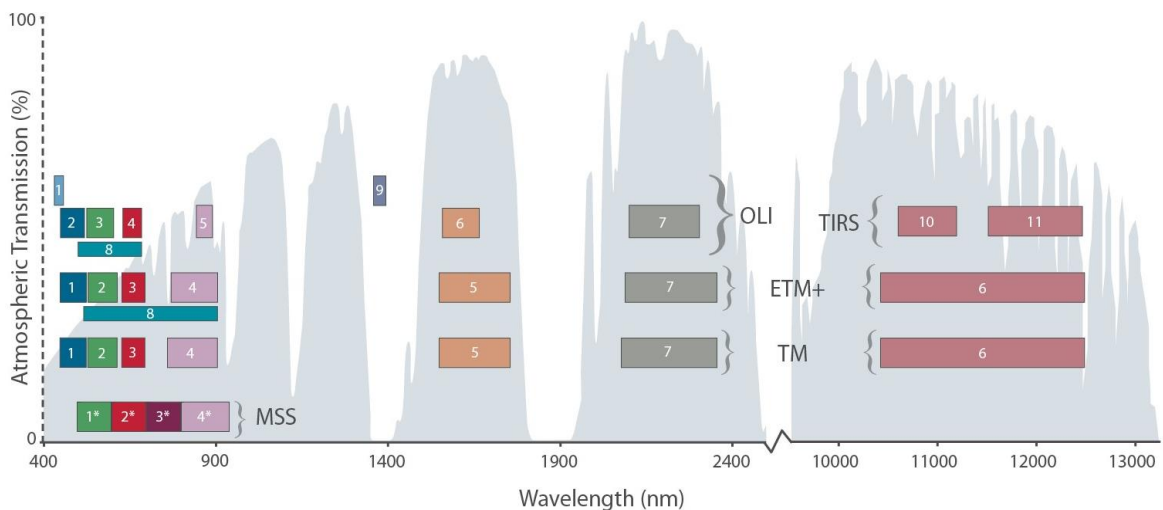


Figura 11: Bandas espectrales y longitudes de onda para todos los sensores Landsat

Fuente: USGS (2016)

Tabla 3: Principales características de los satélites Landsat

Instrumento	Satélite	Número de banda	Color	Banda espectral (µm)	Resolución radiométrica	Resolución espacial (mt)
Return Beam Vidicom (RBV)	Landsat 1, 2	Banda 1	Green	0.48-0.57	6-bit	80
		Banda 2	Red	0.58-0.68		80
		Banda 3	NIR-1	0.70-0.83		80
MultiSpectral Scanner (MSS)	Landsat 1, 2, 3	Banda 4	Green	0.5-0.6	6-bit	80
		Banda 5	Red	0.6-0.7		80
		Banda 6	NIR-1	0.7-0.8		80
	Landsat 3	Banda 7	NIR-2	0.8-1.1		80
		Banda 8	Thermal	10.4-12.6	6-bit	240
		Banda 4	Green	0.5-0.6	6-bit	80
		Banda 5	Red	0.6-0.7		80
Banda 6	Nir-1	0.7-0.8	80			
Banda 7	Nir-2	0.8-1.1	80			
Thematic Mapper™	Landsat 4, 5	Banda 1	Blue	0.45-0.52	8-bit	30
		Banda 2	Green	0.52-0.60		30
		Banda 3	Red	0.63-0.69		30
		Banda 4	NIR	0.76-0.90		30
		Banda 5	SWIR-1	1.55-1.75		30
		Banda 6	Thermal	10.40-12.50		120
		Banda 7	SWIR-2	2.08-2.35		30
Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)	Landsat 7	Banda 1	Blue	0.45-0.52	8-bit	30
		Banda 2	Green	0.52-0.60		30
		Banda 3	Red	0.63-0.69		30
		Banda 4	NIR	0.77-0.90		30
		Banda 5	SWIR-1	1.55-1.75		30
		Banda 6	Thermal	10.40-12.50		60
		Banda 7	SWIR-2	2.09-2.35		30
		Banda 8	Panchromatic	0.52-0.90		15
Operacional Land Imager (OLI)	Landsat 8	Banda 1	Coastal/Aerosol	0.43-0.45	12-bit	30
		Banda 2	Blue	0.45-0.51		30
		Banda 3	Green	0.53-0.59		30
		Banda 4	Red	0.64-0.67		30
		Banda 5	NIR	0.85-0.88		30
		Banda 6	SWIR-1	1.57-1.65		30
		Banda 7	SWIR-2	2.11-2.29		30
		Banda 8	Panchromatic	0.50-0.68		15
		Banda 9	Cirrus	1.36-1.38		30
Thermal Infrared Sensor (TIRS)	Landsat 8	Banda 10	Thermal	10.60-11.19	12-bit	100
		Banda 11	Thermal	11.50-12.51		100

Fuente: USGS (2016) y Reuter *et al.* (2015)

2.4 SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA SIG

Achuy (2006), indica que el sistema de información geográfica es una tecnología de manejo de información geográfica formada por equipos electrónicos (hardware) programados adecuadamente (software) que permiten manejar una serie de datos espaciales (información geográfica) y realizar análisis complejos con éstos siguiendo los criterios impuestos por el equipo científico (personal).

Un SIG utiliza generalmente dos tipos de estructuras de información, ráster y vectorial. La estructura ráster consiste en la representación de nuestro mundo real o la representación de este en una grilla compuesta de celdas (pixel). Esta serie de datos ráster, basado en celdas, está orientado para representar fenómenos tradicionalmente geográficos que varían continuamente en el espacio, como la elevación, inclinación o precipitación. Pero además pueden ser utilizadas para representar tipos de información menos tradicionales, tales como densidad de población, comportamiento del consumidor y otras características demográficas (Achuy 2006). La estructura del vector de datos es una abstracción del mundo real donde los datos de posición se representan en forma de coordenadas. En los datos vectoriales, las unidades básicas de información espacial son puntos, líneas y polígonos. Cada una de estas unidades está compuesta simplemente como una serie de uno o más puntos de coordenadas (Skidmore 2002). Un SIG está compuesto por cinco elementos básicos que se interrelacionan entre sí (Figura 12).

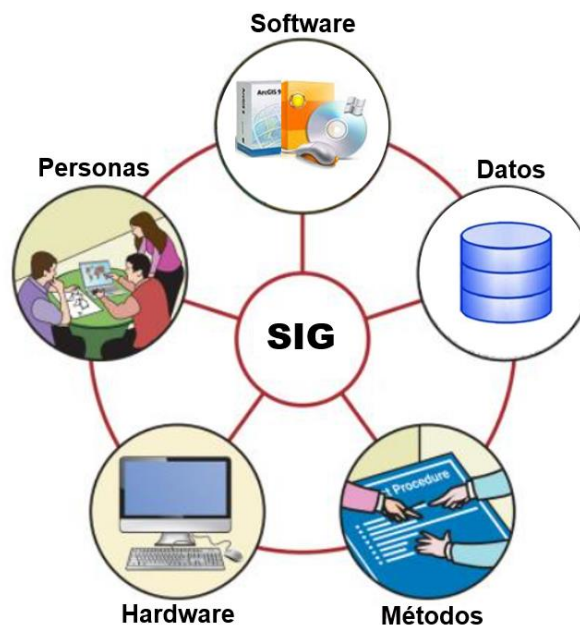


Figura 12: Elementos que forman el sistema SIG

Fuente: Longley *et al.* (2015)

2.4.1 Software con aplicaciones SIG

Dentro del conjunto de software de un SIG existen diferentes herramientas con las cuales se puede manejar datos geográficos como pueden ser ArcGIS, QGIS, gvSIG, GRASS entre otros.

2.4.1.1 ArcGIS

El software ArcGIS fue desarrollado por la empresa Environmental Systems Research Institute “ESRI”. Su sede se encuentra en Redlands California, EE.UU., y tiene oficinas en todo el mundo. ArcGIS está disponible como ArcGIS Online, ArcGIS for Desktop y ArcGIS for Server (Friedrich 2014).

ArcGIS proporciona una plataforma fácil de usar para ampliar sus funciones de escritorio accediendo a funcionalidades de geoprocesamiento a través de lenguajes de programación. Python, un lenguaje de programación de código abierto respaldado por una creciente comunidad de usuarios por su amplia colección de bibliotecas estándar y de terceros, es uno de los lenguajes admitidos por Environmental Systems Research Institute. La comunicación entre ArcGIS y Python se realiza a través de un paquete de sitio que se llama ArcPy. Con el paquete de sitio de ArcPy, la personalización de las funciones del escritorio podría realizarse de tres formas: complemento de escritorio, caja de herramientas estándar, caja de herramientas de Python (Mylevaganam y Ray 2016).

2.4.1.2 QGIS

Comparativamente con ArcGIS, QGIS es un SIG de código abierto (Friedrich 2014), que ha experimentado un mayor crecimiento en los últimos años, tanto en número de usuarios, como de desarrolladores o entidades asociadas al proyecto. Se trata de un software desarrollado en C++ con la librería Qt, lo que hace que esté disponible para los principales sistemas operativos y disponga de una interfaz de programación en Python para añadirle extensiones o usos avanzados. Emplea otras librerías muy extendidas en el sector de la geomática, como GDAL/OGR, lo que permite acceder a decenas de formatos de fuentes de datos distintas, tanto para el modelo de representación ráster o el vectorial. Además, dispone de conectores hacia otras aplicaciones, lo que permite emplear algoritmos de GRASS, SAGA o SEXTANTE desde QGIS. Su uso actual abarca prácticamente todos los campos del sector geoespacial (Valera 2013).

2.4.1.3 gvSIG

gvSIG es un software libre, con licencia GNU/GPL, lo que permite su libre uso, la estructura modular de su diseño ha permitido que la extensa comunidad de usuarios y desarrolladores haya colaborado ampliando funcionalidades de interés en prácticamente cualquier campo profesional. gvSIG permite capturar, almacenar, manipular, analizar y presentar en todas sus formas la información geográficamente referenciada con el fin de resolver problemas complejos de planificación y gestión territorial. Se caracteriza principalmente por disponer de una interfaz amigable, siendo capaz de acceder a los formatos más comunes, tanto vectoriales como ráster. Cuenta con un amplio número de herramientas para trabajar con datos de naturaleza geográfica (consulta, creación de mapas, análisis de redes, geoprocementos, representación 3D, uso en dispositivos móviles, etc), por lo que abarca casi todos los sectores o fases de procesamiento del dato geográfico (Valera 2013).

2.4.1.4 GRASS

GRASS es un software de escritorio programada en lenguaje C, que corre en numerosos sistemas operativos (Windows, Linux, Mac, etc) y ha sido publicada bajo la licencia de software libre GNU-GPL. Los desarrollos iniciales de GRASS fueron realizados por un laboratorio del ejército norteamericano (USA-CERL), aunque pronto se incorporaron al proyecto, especialmente tras la marcha del departamento militar de los Estados Unidos, numerosas agencias y universidades, que mantienen su evolución y mejora constante. De hecho, desde sus orígenes fue concebido, como una herramienta muy orientada al ámbito científico. La mayoría de sus geoprocementos están implementados siguiendo distintos algoritmos lo que permite al usuario escoger el más adecuado a la tarea concreta. Su interfaz de usuario sigue la filosofía UNIX de proveer de pequeñas herramientas usables de forma individual que pueden encadenarse para hacer tareas más complejas. A pesar de que no es la aplicación más extendida o fácil de usar, sigue siendo muy usado en algunos ámbitos por su precisión con datos ráster, el modelo topológico que emplea para los datos vectoriales (prácticamente único). Posiblemente la conexión actual con GRASS desde otras aplicaciones más extendidas y que proveen de interfaces más amigables, como QGIS, facilitará el uso de sus algoritmos por muchos más usuarios (Valera 2013).

2.4.2 Lenguajes de programación

Un elemento esencial en el diseño de muchos sistemas geoespaciales es la elección del lenguaje (o lenguajes) de programación a utilizar. La mayoría de los proyectos interesantes

que podemos imaginar involucrarán al menos algo de programación para personalizar las herramientas existentes o para desarrollar otras completamente nuevas (GEOS 2020).

2.4.2.1 Python

Python es un lenguaje de scripts, orientado a objetos y de alto nivel. Mediante Python podemos automatizar las tareas de geoprocésamiento, ahorrando mucho tiempo y mejorando la precisión de nuestros resultados (MappingGIS 2021). Python tiene versiones para prácticamente cualquier plataforma en uso; sistemas PC bajo Linux, Microsoft Windows, Macintosh de Apple, etc (Marzal *et al.* 2014)

Python es un lenguaje muy expresivo, es decir, los programas Python son muy compactos: un programa Python suele ser bastante más corto que su equivalente en lenguajes como C, es muy legible, la sintaxis de Python es muy elegante y permite la escritura de programas cuya lectura resulta más fácil que si utilizáramos otros lenguajes de programación, ofrece un entorno interactivo que facilita la realización de pruebas y ayuda a despejar dudas acerca de ciertas características del lenguaje, puede usarse como lenguaje imperativo procedimental o como lenguaje orientado a objetos (Marzal *et al.* 2014). Fue un gran acierto por parte de los principales GIS de escritorio como ArcGIS (con ArpPy), QGIS (con PyQGIS) o gvSIG la introducción de Python (MappingGIS 2021).

Con el tiempo se ha vuelto omnipresente, ofreciendo soluciones para administrar datos, realizar mapas, análisis, administración de sistemas y el SIG Web. Mediante la API de Python para ArcGIS podemos hacer uso de Python y crear flujos de trabajo a través de la web, extendiendo su uso fuera del GIS de escritorio (MappingGIS 2021).

2.4.2.2 JavaScript

JavaScript es un líder actual en interfaces de usuario en aplicaciones web. Google Maps es un gran usuario de JavaScript, la API de ArcGIS para JavaScript de Esri admite el desarrollo de mapas web y los principales clientes de mapas web de código abierto (OpenLayers, Mapbox GL JS) también se basan en JavaScript. D3(el enlace es externo) es una biblioteca de visualización web muy popular que respalda una gran cantidad de mapas web interactivos que ve hoy (GEOS 2020).

2.4.2.3 C ++

C ++ es un lenguaje de programación de propósito general (derivado de C), con características tanto de procedimiento como orientadas a objetos. Desarrollado en 1985, su

popularidad ha estado en declive general desde aproximadamente 2004 (probablemente debido a una curva de aprendizaje pronunciada y complejidad general), pero de todos modos se ha mantenido en una parte significativa de los proyectos. Muchas aplicaciones de software que usa todos los días se escribieron en C ++ o usan C ++ para al menos parte de la implementación (ArcGIS, Windows OS, Firefox, MS Office, etc., etc.), por lo que no desaparecerá pronto (GEOS 2020).

2.4.2.4 R

R es una plataforma de análisis estadístico con herramientas gráficas muy avanzadas, es un referente en el análisis estadístico desde hace muchos años. Se puede obtener y distribuir R gratuitamente debido a que se encuentra bajo la Licencia Pública General (GPL por sus siglas en inglés) del proyecto colaborativo de software libre GNU. Existen paquetes para procesar datos diversos como censos, series de tiempo, secuencias genéticas o información económica, así como implementar una gran variedad de métodos estadísticos. Existen también, varios paquetes para la elaboración de gráficas y otros para hacer interactuar código de R y procesadores de texto como Latex para la elaboración de reportes. Durante los últimos años, se crearon diferentes paquetes dirigidos al análisis espacial, volviendo R una potente herramienta para llevar a cabo el mapeo y el análisis de todo tipo de información georreferenciada (Francois 2018).

Finalmente, es importante resaltar que la reproducibilidad es uno de los principios de la investigación científica. El uso de programas computacionales de código abierto como R garantiza que otro investigador pueda repetir el experimento, comprobar los resultados obtenidos y estar en condición de ampliar o refutar las interpretaciones del estudio realizado (Francois 2018).

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio “Irrigación Olmos”, como se aprecia en la Figura 13, está situada en el distrito de Olmos, provincia y departamento de Lambayeque, geográficamente se localiza en la costa norte de Perú entre las coordenadas UTM 595,200 a 619,270 Este y 9’311,505 a 9’336,626 Norte del sistema WGS-84, a una altitud promedio de 75 msnm. El área es un polo de desarrollo, donde varias empresas del sector agroindustrial están instaladas.

Las precipitaciones anuales en el área de estudio son escasas y concentradas en los meses de marzo y abril. Son frecuentes los años cuando durante varios meses continuos (junio-agosto) no se registra precipitación alguna. A pesar de las reducidas precipitaciones anuales señaladas, existen lluvias abundantes durante la ocurrencia del Fenómeno El Niño, que se presentan generalmente en el período comprendido entre enero y abril, el promedio de temperatura máxima es de 31.6°C y la mínima es de 18.7 °C, existiendo una amplitud térmica de 12.9°C, como resultado de las variaciones de temperaturas durante el día y la noche, el promedio de temperatura media es de 24.5°C, la distribución mensual varía de acuerdo a las estaciones del año, siendo los meses de verano los que registran mayores temperaturas (26°C – 27°C) y en los otros meses las temperaturas descienden relativamente (21°C – 22°C), el régimen de vientos se presenta homogéneo en el área, predominando los vientos de noroeste, oeste y sudoeste. Las velocidades máximas del viento llegan a 20 m/s, La evaporación anual llega a valores entre 2500 a 3100 mm.

Para el riego de cultivos, la irrigación Olmos trasvasa aguas de la vertiente del Atlántico (río Huancabamba) a través de un túnel de 20 kilómetros que atraviesa la cordillera de los andes hacia la vertiente del Pacífico (río Olmos), estas aguas son utilizadas para mejorar el riego de 5500 hectáreas del valle viejo y el riego de 38000 hectáreas nuevas que están ubicadas en las pampas de Olmos. Del total de las tierras nuevas aproximadamente el 40 por ciento es utilizado para la producción del cultivo de caña de azúcar, siendo este, uno de los cultivos con requerimientos de agua relativamente altos en el proyecto.

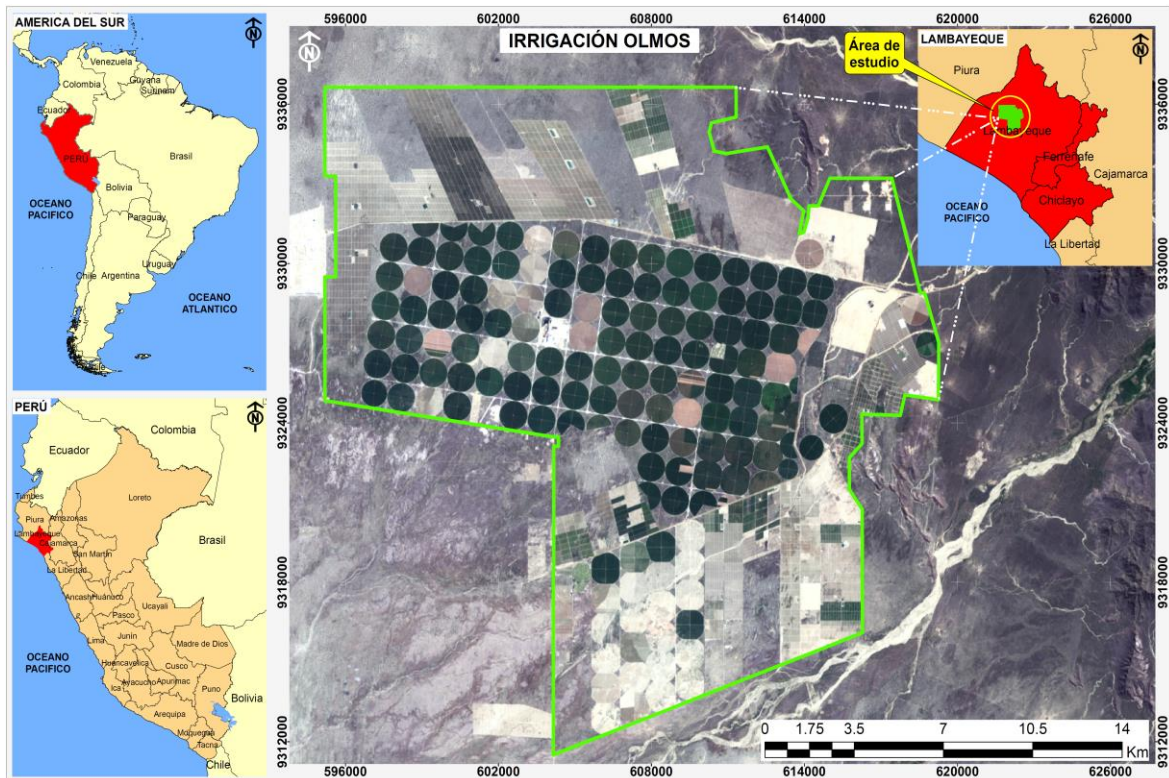


Figura 13: Ubicación del área de estudio

Fuente: Elaboración propia

3.2 MATERIALES Y EQUIPOS

3.2.1 Información meteorológica

La información meteorológica utilizada para el estudio fue proporcionada por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) y la Irrigación Olmos, en la Tabla 4 se muestra las estaciones utilizadas.

Tabla 4: Estaciones meteorológicas

Estación	Tipo	Ubicación geográfica		Altitud (msnm)	Información temporal
		Latitud	Longitud		
Suttón	Automático	6° 07' 11"	80° 03' 32"	50	Horaria
Trapani	Automático	6° 13' 05"	80° 03' 57.5"	42	Horaria

Fuente: Elaboración propia

3.2.2 Imágenes satelitales

Se utilizaron imágenes satelitales de cielo despejado de Landsat 8 Operational Land Imager (OLI) y Thermal Infrared Sensor (TIRS). Las imágenes se descargaron del Centro de Datos EROS del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Las imágenes se

seleccionaron en función de la cobertura temporal y las condiciones sin nubes. Las imágenes con nubes presentes a más de 10 km del área de estudio se consideraron aceptables para las comparaciones de ET.

Tabla 5: Imágenes de satélite

Path/Row	DJ	Fecha	GMT	Sensor	Zona UTM	Datum
10/64	354	20/12/2015	15:28	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	84	25/03/2016	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	100	10/04/2016	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	132	12/05/2016	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	148	28/05/2016	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	164	13/06/2016	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	196	15/07/2016	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	212	31/07/2016	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	228	16/08/2016	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	260	17/09/2016	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	292	19/10/2016	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	308	04/11/2016	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	339	06/12/2016	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	247	04/09/2017	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	279	06/10/2017	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	359	25/12/2017	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	26	26/01/2018	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	154	03/06/2018	15:26	OLI - TIRS	17S	WGS-84
10/64	266	23/09/2018	15:27	OLI - TIRS	17S	WGS-84

Fuente: Elaboración propia

3.2.3 Modelos de elevación digital

Los modelos de elevación digital (DEM), provienen de los productos ASTER GDEM (Aster Global Digital Elevation Model), que fueron desarrollados por el Ministerio de Economía, Comercio e Industria (METI) de Japón y la Agencia Espacial Norteamericana (NASA) de Estados Unidos. Estos productos están disponibles sin costo alguno para los usuarios vía descarga electrónica en la página de Earth Remote Sensing Data Analysis Center (ERSDAC) y Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC). La resolución espacial es de 30 m y dado que los DEMs se encontraban en el sistema de coordenadas geográficas, fue necesario re proyectarlo a coordenadas UTM, en la Tabla 6 se muestra los modelos de elevación digital utilizados.

Tabla 6: Modelos de elevación digital

ID DEM	Fecha	Sensor	Formato	Proyección	Datum
ASTGDENV2_0S06W080	17/10/2011	ASTER	GeoTIFF	Geográficas	WGS-84
ASTGDENV2_0S06W081	17/10/2011	ASTER	GeoTIFF	Geográficas	WGS-84
ASTGDENV2_0S07W080	17/10/2011	ASTER	GeoTIFF	Geográficas	WGS-84
ASTGDENV2_0S07W081	17/10/2011	ASTER	GeoTIFF	Geográficas	WGS-84

Fuente: Elaboración propia

3.2.4 Hardware y software

- Computadora, Procesador Intel(R) Core (TM) i7-6700HQ CPU @ 2.60GHz, 2601 Mhz, 4 procesadores principales, 8 procesadores lógicos.
- Software ArcGIS v.10.5
- PyScripter
- Software Erdas Imagine v.2014
- REF-ET v.4.1
- GeoDa

3.3 METODOLOGÍA

Para aplicar el modelo SEBAL se requiere de imágenes de satélite captadas en condiciones de cielo totalmente descubierto, en vista de que la presencia de nubes afecta la estimación de la ET debido al impacto que genera la sombra de las nubes sobre la reflectancia de la superficie que es captada en todas las bandas por el satélite.

El algoritmo calcula la radiación neta (R_n), el flujo de calor sensible (H) y el flujo de calor del suelo (G) para cada píxel de la imagen del satélite y el flujo de calor latente (λET) se adquiere como un residual en el balance de energía (Ecuación 1). Cada uno de los parámetros se describe detalladamente en las siguientes secciones.

La Figura 14 ilustra los principales procesos para obtener los componentes del balance de radiación, balance de energía y la evapotranspiración real diaria basado en el modelo SEBAL. La codificación de cada uno de estos procesos, así como de los diversos procesos intermedios para la obtención de las variables, se realizó utilizando el lenguaje de programación Python para ser implementado en el software ArcGIS.

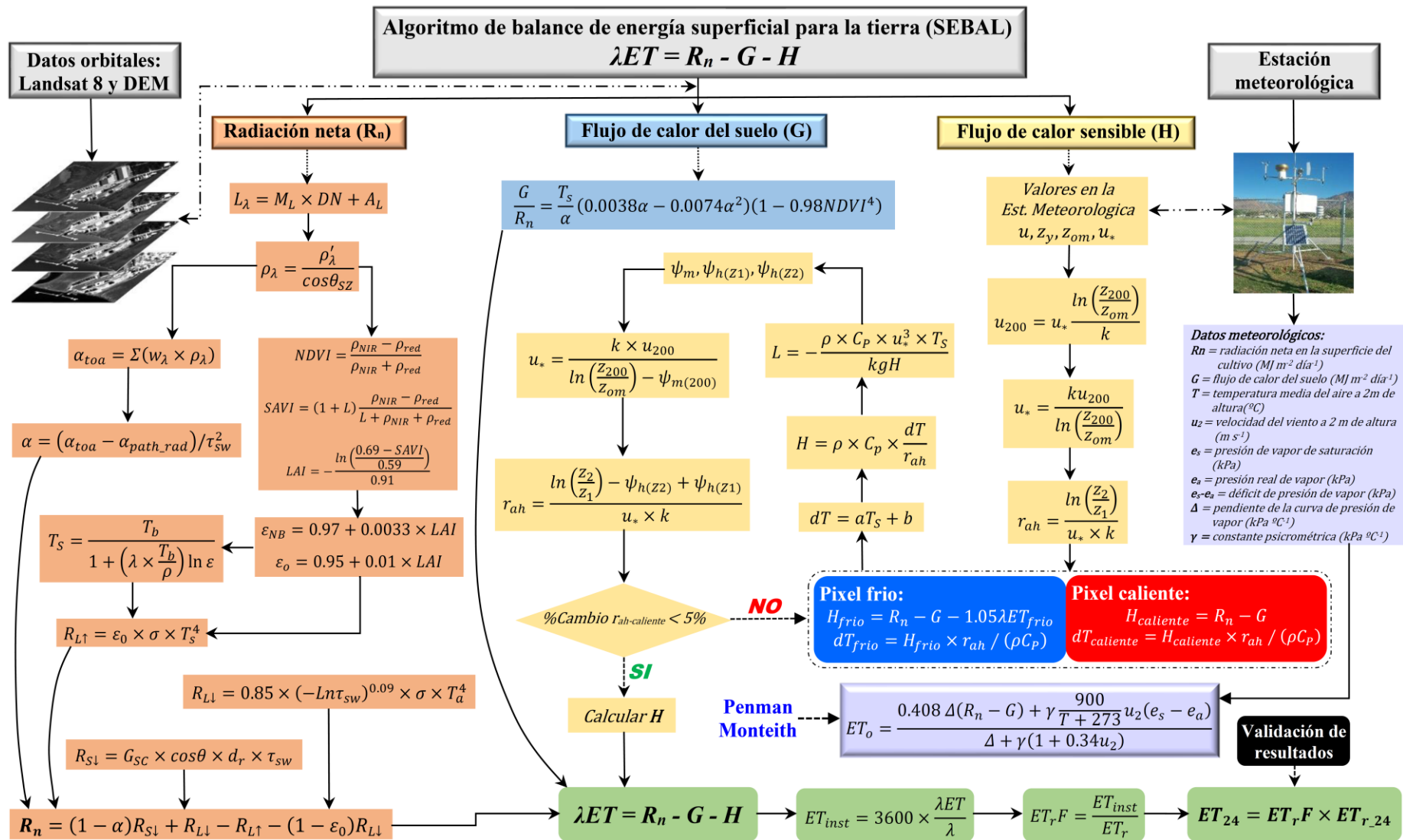


Figura 14: Diagrama de flujo del algoritmo SEBAL para estimar la distribución espacial de la ET

Fuente: Adaptado de Waters *et al.* (2002), Zheng (2013), Lee y Kim (2016)

3.3.1 Radiación neta (R_n)

El primer parámetro básico que debe calcularse es la R_n , el cual representa la energía radiante real disponible en la superficie. Se calcula restando todos los flujos radiantes emitidos de todos los flujos radiantes incidentes a través de la ecuación (2).

$$R_n = (1 - \alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (2)$$

Donde: α es el albedo de la superficie, $R_{S\downarrow}$ es la radiación solar entrante ($W.m^{-2}$), $R_{L\downarrow}$ es la radiación de onda larga entrante ($W.m^{-2}$), $R_{L\uparrow}$ es la radiación de onda larga saliente ($W.m^{-2}$) y ε_0 es la emisividad de la superficie de banda ancha. El balance de radiación se aprecia en la Figura 15.

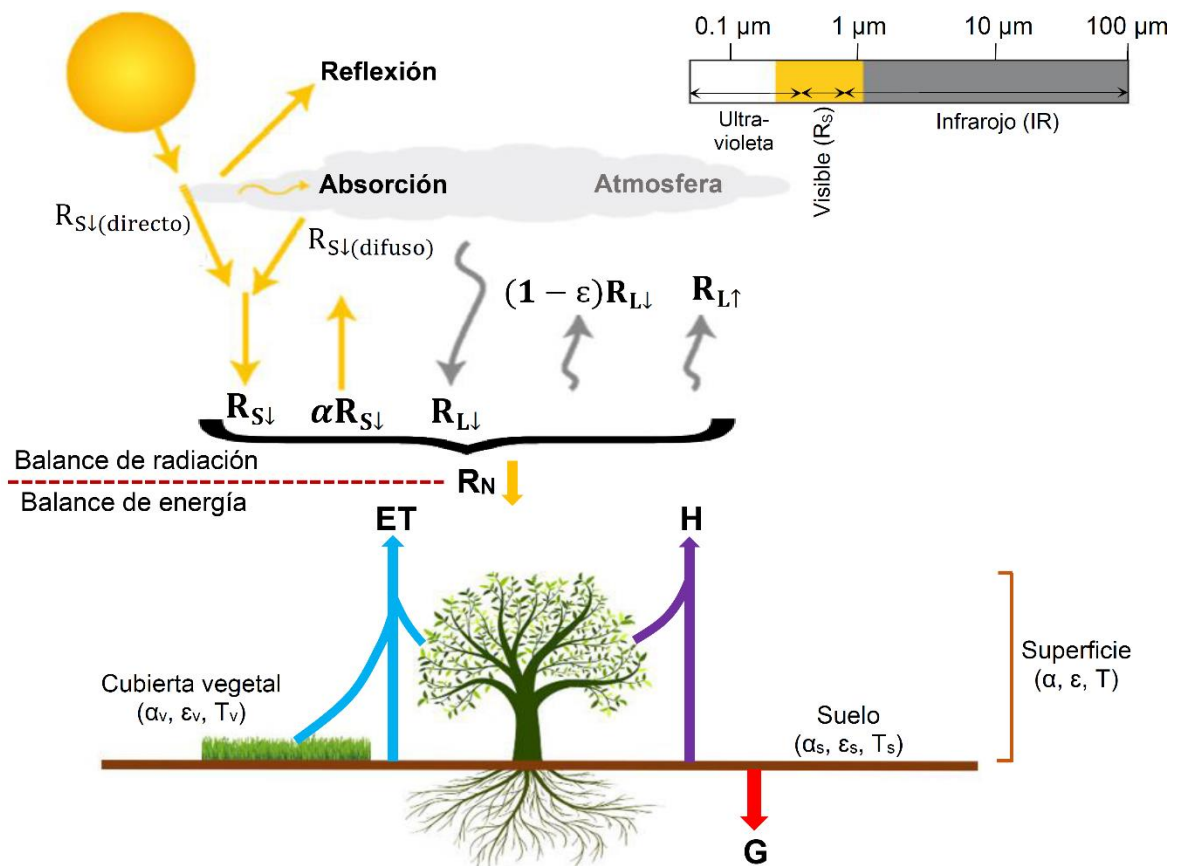


Figura 15: Componentes del balance de radiación (arriba) y energía (abajo) en la interfaz suelo-vegetación-atmósfera

Fuente: Adaptado de Velluet (2014)

3.3.1.1 Radiancia espectral (L_λ)

La radiancia espectral es la energía de radiación saliente de la banda que se observa en la parte superior de la atmósfera por el satélite (Waters *et al.* 2002). se calcula mediante

coeficientes de calibración provistos en los metadatos de la imagen. Uno de los métodos usados para realizar esta conversión es el denominado método de escalamiento de la radiancia espectral el cual se obtiene por medio de la ecuación (3) (USGC 2016).

$$L_{\lambda} = M_L \times Q_{cal} + A_L \quad (3)$$

Donde: L_{λ} es el valor de radiancia espectral en el techo de la atmosfera (TOA) medida en valores de ($W.m^{-2}.srad^{-1}.\mu m^{-1}$), Q_{cal} producto estándar cuantificado por valores de pixel (ND), M_L es el factor multiplicativo de escalado específico y A_L es el factor aditivo de escalado específico (los valores de M_L y A_L encuentran en el metadato de la imagen).

3.3.1.2 Reflectancia espectral (ρ_{λ})

Waters *et al.* (2002) afirman que la reflectancia espectral o la reflectividad (ρ_{λ}) de una superficie es la relación del flujo de radiación reflejada al flujo de radiación incidente. Se calcula utilizando los coeficientes de reflectancia re-escalados, suministrados en el archivo de metadatos a través de la ecuación (4) ó (5) (USGC 2016).

$$\rho_{\lambda} = \frac{\rho'_{\lambda}}{\cos\theta_{SZ}} \quad (4)$$

$$\rho_{\lambda} = \frac{\rho'_{\lambda}}{\sin\theta_{SE}} \quad (5)$$

Donde: ρ_{λ} es el valor de la reflectancia en el techo de la atmosfera (TOA) con corrección por ángulo solar, θ_{SE} es el ángulo de elevación solar (provisto en el metadato de la imagen), θ_{SZ} es el ángulo zenit solar ($\theta_{SZ} = 90^{\circ} - \theta_{SE}$), ρ'_{λ} es el valor de reflectancia en el techo de la atmosfera (TOA) sin corrección por ángulo solar y se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$\rho'_{\lambda} = M_{\rho} Q_{cal} + A_{\rho} \quad (6)$$

Donde: Q_{cal} producto estándar cuantificado por valores de pixel (ND), M_{ρ} es el factor multiplicativo de escalado específico por banda y A_{ρ} es el factor aditivo de escalado específico por banda (M_{ρ} , A_{ρ} y Q_{cal} , provistos en el metadato de la imagen).

3.3.1.3 Albedo en el tope de la atmosfera (α_{toa})

Es el albedo no ajustado para la transmisividad atmosférica y se calcula a través de la ecuación (7).

$$\alpha_{toa} = \Sigma(\omega_{\lambda} \times \rho_{\lambda}) \quad (7)$$

Dónde; ρ_λ es el valor de la reflectancia en el techo de la atmosfera (TOA) con corrección por ángulo solar, ω_λ es un coeficiente de ponderación para cada banda, y se obtiene con la ecuación (8).

$$\omega_\lambda = \frac{ESUN_\lambda}{\sum ESUN_\lambda} \quad (8)$$

Donde: $ESUN_\lambda$ es la radiación solar exoatmosférica media para cada banda ($W.m^{-2}.\mu m^{-1}$), en la Tabla 7 se presenta los valores de $ESUN_\lambda$ para las imágenes Landsat.

Tabla 7: Valores de $ESUN_\lambda$

Satélite	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7
Landsat 5	1958	1827	1551	1036	214.9	-	80.65
Landsat 7	1970	1842	1547	1044	225.7	-	82.06
Landsat 8	-	2067	1893	1603	972.6	245	79.72

Fuente: USGS (2018b), GIS Ag Maps (2013)

3.3.1.4 Albedo superficial (α)

El albedo de superficie (α) es un coeficiente de reflexión definido como la relación del flujo radiante reflejado al flujo radiante incidente sobre el espectro solar (Waters *et al.* 2002). Se calcula corrigiendo el α_{toa} para la transmisividad atmosférica.

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path_radiance}}{\tau_{sw}^2} \quad (9)$$

Donde $\alpha_{path_radiance}$ es la porción promedio de la radiación solar entrante en todas las bandas que se dispersa en el satélite antes de que alcance la superficie de la tierra (los valores están en el rango de 0.025 a 0.04), en SEBAL se usa el valor de 0.03, y τ_{sw} es la transmisibilidad atmosférica, definida como la fracción de radiación incidente transmitida por la atmósfera que representa los efectos de absorción y reflexión que ocurren dentro de la atmósfera. Este efecto se produce tanto para la radiación entrante como para la saliente, y esta es la razón por la cual se ajusta al cuadrado en la ecuación (9). Debe mencionarse que τ_{sw} incluye la transmisividad de la radiación directa de los rayos solares y la radiación dispersa en la superficie (efecto de difusión). τ_{sw} se calcula asumiendo condiciones de cielo despejado y condiciones relativamente secas utilizando una relación basada en la elevación (FAO-56).

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

Donde, z es la elevación sobre el nivel del mar (m). Esta elevación debe representar mejor el área de interés (suele ser la elevación de la estación meteorológica).

3.3.1.5 Índices de vegetación

Los índices de vegetación son medidas radiométricas adimensionales que indican la abundancia relativa y la actividad de la vegetación verde. Para el presente estudio se utilizarán los siguientes índices; índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI), índice de vegetación ajustada al suelo (SAVI) y el índice de área foliar (LAI).

El NDVI para Deering (1978) es la relación de las diferencias en las reflectancias en la banda del infrarrojo cercano y en la banda del rojo. En el caso de las imágenes Landsat 8 las bandas correspondientes son la banda 5 y la banda 4. Se calcula con la siguiente ecuación (11).

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{red}}{\rho_{NIR} + \rho_{red}} \quad (11)$$

Donde: ρ denota la reflectividad para cada banda. Los valores de NDVI varían entre -1 y 1. NDVI es una medida de verdor de vegetación y valores sobre estas superficies oscilan entre 0 y 1, mientras que en las superficies de agua o las nubes suelen ser negativas.

El índice de vegetación ajustado al suelo (SAVI), es un índice que fue desarrollado para minimizar los efectos (ruido) del suelo en el espectro del dosel de la vegetación mediante un factor de ajuste L . Este factor varía inversamente con la cantidad de vegetación presente en la superficie (Huete 1988).

$$SAVI = (1 + L) \frac{\rho_{NIR} - \rho_{red}}{L + \rho_{NIR} + \rho_{red}} \quad (12)$$

Donde: L es una constante, que depende de las propiedades del área, un valor de $L \approx 0.5$, es usado frecuentemente según la literatura.

Es índice de área foliar (LAI), representa la relación entre el área foliar total de la superficie de las hojas por unidad de área de suelo. El índice LAI es un indicador de biomasa y de la resistencia del dosel al flujo de vapor y es calculado con la siguiente ecuación (13).

$$LAI = -\frac{\ln\left(\frac{0.69 - SAVI}{0.59}\right)}{0.91} \quad (13)$$

3.3.1.6 Emisividad de superficie (ϵ_0)

La emisividad de la superficie es un factor que describe la eficiencia de un objeto que irradia energía en comparación con el cuerpo negro (Lillesand *et al.* 2004). Los valores de emisividad se estiman a partir de NDVI y LAI a través de la siguiente ecuación empírica (Waters 2002). Donde $NDVI > 0$

$$\epsilon_{NB} = \begin{cases} 0.97 + 0.0033 \times LAI; & \text{Para } LAI < 3 \\ 0.98; & \text{Para } LAI \geq 3 \end{cases} \quad (14)$$

$$\epsilon_o = \begin{cases} 0.95 + 0.01 \times LAI; & \text{Para } LAI < 3 \\ 0.98; & \text{Para } LAI \geq 3 \end{cases} \quad (15)$$

Para el agua y la nieve, se utiliza filtros en el modelo para establecer el valor de ϵ .

- Para el agua, $NDVI < 0$ y $\alpha < 0.47$, $\epsilon_{NB} = 0.99$, $\epsilon_0 = 0.985$.
- para nieve, $NDVI < 0$ y $\alpha \geq 0.47$, $\epsilon_{NB} = 0.99$, $\epsilon_0 = 0.985$.

3.3.1.7 Temperatura de superficie (T_s)

La radiación termal observada por el sensor del satélite puede ser convertida a temperatura de superficie T_s (K), usando la ecuación modificada de Plank, la cual incluye correcciones atmosféricas y la emisividad de la superficie (Markham y Barker 1986).

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} \times K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad (16)$$

Donde: ϵ_{NB} es la emisividad correspondiente a la longitud de onda de la banda térmica del satélite, L_λ radiancia espectral de la banda termal (banda 10), K_1 y K_2 son constantes para las imágenes LANDSAT (los valores de K_1 y K_2 se encuentran en el metadato de la imagen).

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

La radiación de onda larga saliente, es el flujo de radiación térmica emitido desde la superficie de la tierra a la atmosfera ($W.m^{-2}$) y se calcula usando la siguiente ecuación de Stefan-Boltzmann.

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (17)$$

Donde: ϵ_0 es la emisividad superficial de la banda ancha (adimensional), σ es la constante de Stefan- Boltzman ($5.67 \times 10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$) y T_s es la temperatura de la superficie (K).

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

La radiación de onda corta entrante, es el flujo de radiación solar directo y difuso que llega a la superficie de la tierra ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), representa la principal fuente de energía en el proceso evaporativo. Para superficies con poca pendiente, $R_{S\downarrow}$ puede ser considerada constante en toda el área. Se calcula, asumiendo condiciones de cielo despejado, como una constante para el tiempo de la imagen utilizando la siguiente ecuación (Bastiaanssen 1995; Waters *et al.* 2002).

$$R_{S\downarrow} = G_{SC} \times \cos\theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad (18)$$

Donde: G_{SC} es la constante solar ($1367 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), θ es el ángulo de incidencia solar (rad) provisto en el metadato de la imagen, d_r es el inverso al cuadrado de la distancia relativa Tierra – Sol y τ_{sw} es la transmisividad atmosférica.

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

La radiación de onda larga entrante, es el flujo de radiación térmica descendente de la atmosfera hacia la superficie ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), se calcula utilizando la ecuación de Stefan-Boltzmann (19).

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (19)$$

Donde: σ es la constante de Stefan- Boltzman ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$) y T_a es la temperatura del aire superficial en K (puede ser la temperatura superficial de la celda más fría T_{frio}), ε_a es la emisividad atmosférica (adimensional) y se calcula con la ecuación (20).

$$\varepsilon_a = 0.85 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.09} \quad (20)$$

Donde: τ_{sw} es la transmisividad atmosférica.

3.3.2 Flujo de calor del suelo (G)

El flujo de calor del suelo es la tasa de calor almacenado en el suelo y vegetación debido a la conducción del calor (Figura 16). G es un parámetro obtenido a través de medidas en la superficie o estimado empíricamente a través de una relación propuesta por Bastiaanssen (2000).

$$\frac{G}{R_n} = \frac{T_s}{\alpha} (0.0038\alpha - 0.0074\alpha^2)(1 - 0.98NDVI^4) \quad (21)$$

Donde: G es el flujo de calor del suelo ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), T_s es la temperatura de la superficie (K), α es el albedo de la superficie y NDVI es el índice de vegetación de diferencia normalizada.

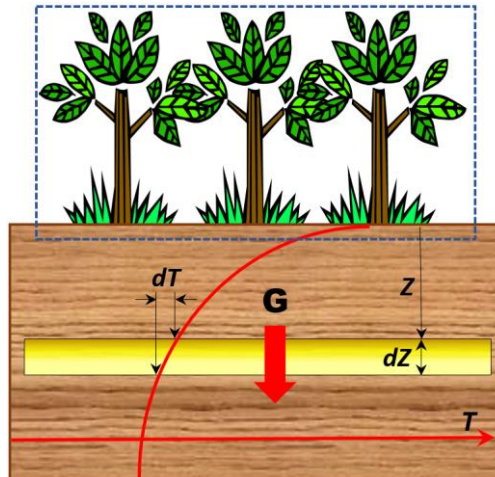


Figura 16: Flujo de calor del suelo

Fuente: Adaptado de Calera (2018)

Esta ecuación sugiere que G/R_n incrementa de forma proporcional con el albedo (indicador de suelos desnudos, que a menudo tienen alta reflectancia) y disminuye con el incremento de la vegetación (debido a la sombra producida por el dosel). Algunos valores típicos de G/R_n se muestran en la Tabla 8:

Tabla 8: Valores de G/R_n para diferentes 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

Fuente: Waters *et al.* (2002)

El tipo de suelo podría afectar los valores de G , especialmente para superficies como el agua, la nieve y los humedales, para estos casos se necesitan otros procedimientos para definir G/R_n . Si los valores negativos de NDVI indican superficies de agua, entonces se deben aplicar los siguientes filtros:

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; $G/R_n = 0.5$

3.3.3 Flujo de calor sensible (H)

El flujo de calor sensible representa la transferencia de energía desde la superficie de la cubierta y suelo a la atmósfera por el mecanismo de convección (Figura 17). Para Monteith (1972), el flujo de calor sensible se expresa como la razón entre el gradiente vertical de temperatura del aire cerca de la superficie y la resistencia aerodinámica a ese flujo (Figura 18). Durante el día la superficie terrestre se calienta más que la atmósfera, de modo que el flujo de calor sensible es ascendente y es descendente durante la noche, debido a que la temperatura de la superficie terrestre es menor que la de la atmósfera. El valor de este flujo puede ser estimado a través de la ecuación de la transferencia aerodinámica de calor (Bastiaanssen *et al.* 1998a).

$$H = \rho \times C_p \times \frac{dT}{r_{ah}} \quad (22)$$

Donde: ρ es la densidad del aire (kg m^{-3}) relacionada con la presión atmosférica, C_p es la capacidad calorífica específica 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 a la transferencia de calor (s m^{-1}).

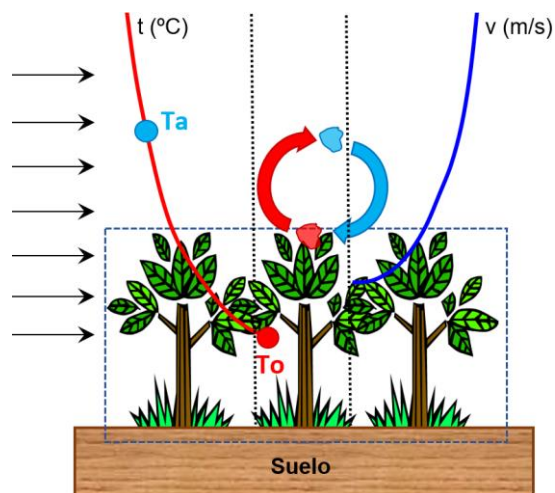


Figura 17: Flujo de calor sensible

Fuente: Adaptado de Calera (2018)

En la ecuación (22) hay dos incógnitas, r_{ah} y dT , y esta es la razón por lo que el tercer parámetro (H) de la ecuación (1) es difícil de resolver. Para superar esta dificultad, SEBAL

utiliza dos píxeles "ancla" descritos anteriormente (píxel frío y caliente). Estos píxeles sirven como condiciones límite para la estimación del flujo de calor sensible con respecto a las diferencias de temperatura entre dos alturas de referencia. El otro parámetro desconocido es la resistencia aerodinámica a la transferencia de calor (r_{ah}) que se puede calcular para una estabilidad neutra como:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \times k} \quad (23)$$

Donde: z_1 y z_2 , son alturas en metros por encima del desplazamiento cero (d) de la vegetación, u_* es la velocidad de fricción ($m \cdot s^{-1}$) el cual 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 la ley de viento logarítmica para condiciones atmosféricas neutras, mediante la ecuación (24).

$$u_* = \frac{k \times u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)} \quad (24)$$

Donde: k es la constante de Von Karman's, u_x es la velocidad de viento ($m \cdot s^{-1}$) a una altura z_x y z_{om} es la longitud de rugosidad del momento (m). z_{om} es una medida de resistencia y de fricción para la capa de aire que interactúa con la superficie.

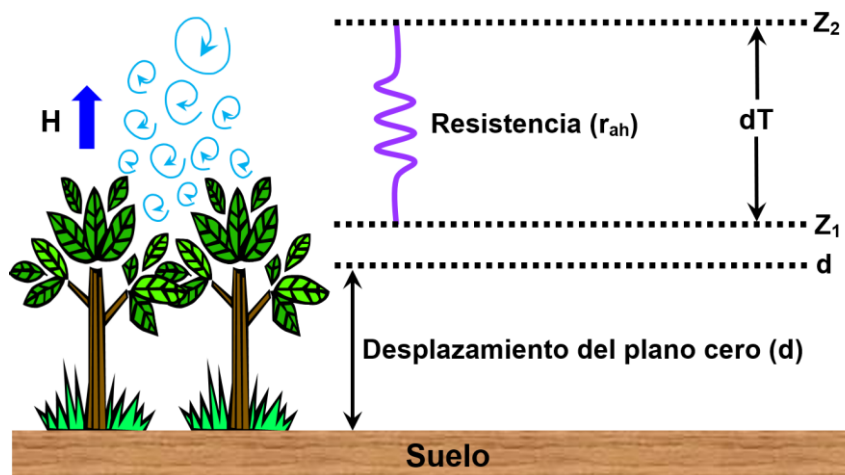


Figura 18: Resistencia aerodinámica a la transferencia de calor

Fuente: Adaptado de Waters *et al.* (2002)

En la Figura 14, se muestra el diagrama de flujo del procedimiento iterativo requerido para estimar H . Cada uno de los pasos se describe detalladamente a continuación:

3.3.3.1 Velocidad de fricción (u_*)

La velocidad de fricción en la estación meteorológica se calcula para condiciones atmosféricas neutras utilizando la ecuación (24). u_* requiere dos variables; la primera es la medición de la velocidad del viento (u_x) a una altura conocida (z_x) en el momento de la imagen del satélite, y la segunda es la longitud de la rugosidad del momento (z_{om}). La longitud de la rugosidad del momento en la estación, es empíricamente estimado a partir de la altura promedio de la vegetación alrededor de la estación meteorológica usando la siguiente ecuación (25) (Brutsaert 1982).

$$z_{om} = 0.12h \quad (25)$$

Donde: h es la altura de la vegetación (m)

3.3.3.2 Velocidad del viento a la altura de mezcla (u_{200})

La altura de mezcla es la altura sobre la estación meteorológica donde no hay efecto por la rugosidad de la superficie y para esto se utiliza el valor de 200 m. se calcula con la ecuación (26).

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{z_{200}}{z_{om}}\right)}{k} \quad (26)$$

Donde: u_* es la velocidad de fricción en la estación meteorológica

3.3.3.3 Velocidad de fricción para cada pixel (u_*)

Asumiendo u_{200} constante para toda el área de estudio se obtiene la velocidad de fricción u_x ($m s^{-1}$) para cada píxel de la imagen a través de la siguiente ecuación (Waters *et al.* 2002, Bastiaanssen 1998a):

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{z_{200}}{z_{om}}\right)} \quad (27)$$

Donde: z_{om} es la longitud de la rugosidad del momento particular para cada píxel, y se calcula usando la siguiente relación empírica propuesta por Bastiaanssen (2000).

$$Z_{om} = \exp(a \times NDVI + b) \quad (28)$$

Donde: a y b son constantes de correlación derivados de la gráfica de $\ln(z_{om})$ contra NDVI. Se escogen 3 o más puntos que representen a pixeles que contengan vegetación específica

se obtiene la altura de la vegetación de dichos píxeles y se calcula el z_{om} mediante la ecuación (25), de dichos píxeles se busca el NDVI previamente calculado, con lo que se obtienen 3 o más pares de puntos ordenados. Se calculan los coeficientes de la regresión y a través de la ecuación (29), se obtiene la longitud de la rugosidad del momento particular para cada píxel.

3.3.3.4 Resistencia aerodinámica a la transferencia de calor (r_{ah})

Debido a que la resistencia aerodinámica (r_{ah}) y el flujo de calor sensible (H) son desconocidos para cada píxel de la imagen, es necesaria una solución interactiva. Durante la primera iteración, r_{ah} es calculada asumiendo condiciones atmosféricas neutrales con la ecuación (23). Donde z_1 es la altura justo por encima del desplazamiento del plano cero para la superficie o el dosel del cultivo, z_2 es una altura superior al desplazamiento del plano cero, pero por debajo de la altura de la capa límite de la superficie. Basado en estudios de Bastiaanssen *et al.* (2002), z_1 y z_2 pueden ser considerados igual a 0.1 y 2 m, respectivamente.

3.3.3.5 Determinación de las constantes de la función dT

Para el cálculo del flujo de calor sensible de la ecuación (22), el diferencial de temperatura del aire cerca de la superficie ($dT = T_{z1} - T_{z2}$), es estimado asumiendo que es lineal en proporción a la temperatura de la superficie (T_s), mediante la ecuación (29).

$$dT = b + aT_s \quad (29)$$

Donde: a y b son coeficientes de correlación, la función dT se desarrolla usando dos píxeles anclas, llamados "píxel caliente" y "píxel frío". El píxel frío debe ser seleccionado dentro de un campo agrícola, bien regado y que su superficie esté totalmente cubierta por vegetación. La T_s y la radiancia de los píxeles de los alrededores debe ser prácticamente idéntica a la del píxel frío. Para mejores resultados, el albedo de la superficie debe estar en el rango de 0.20 a 0.24 y el LAI debe ser mayor a 3. Finalmente, el píxel frío debe estar localizado cerca de una estación meteorológica (en un radio de 10 km) de manera que las condiciones climáticas sean similares.

Por otra parte, el píxel caliente debe estar localizado en un campo agrícola con suelo seco y desnudo donde se pueda asumir que $ET = 0$. Debe tener un albedo similar a otros campos secos y desnudos en el área de interés y el LAI debe estar en un rango de 0 a 0.4 (que corresponde a suelos sin vegetación). El píxel caliente no debe tener una pendiente mayor a

res grados. Por último, el pixel caliente también debe estar localizado cerca de una estación meteorológica (Tasumi 2003).

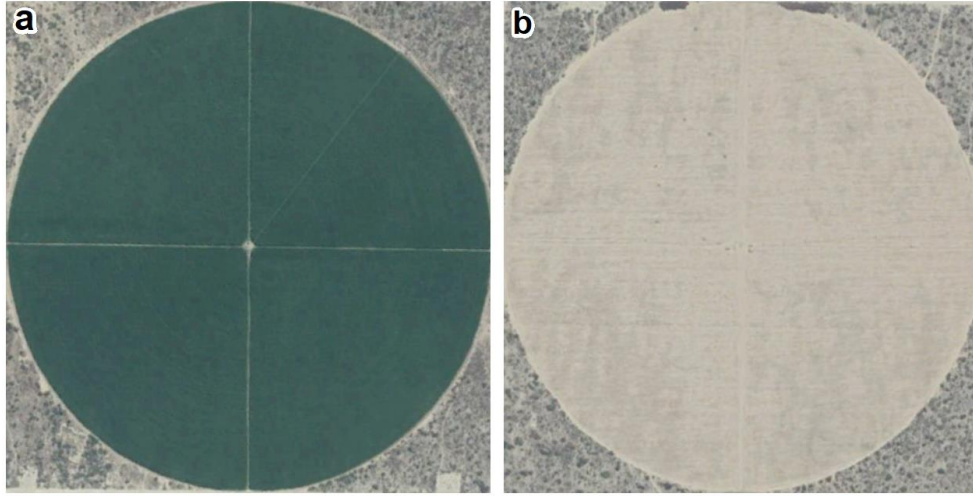


Figura 19: Ilustración de áreas para la selección de pixeles ancla (a) campo agrícola bien regado (b) campo agrícola con suelo seco y desnudo

Fuente: Elaboración propia

En el pixel frío se define el flujo de calor sensible como $H_{frío} = R_n - G - \lambda ET_{frío}$, despejando de la ecuación (1). Según estudios realizados por Waters *et al.* (2002), en campos agrícolas con condiciones de cobertura vegetal densa y bien irrigados tienen una ET aproximadamente de 5% mayor que la ET de referencia (ET_r), por tanto, $ET_{frío}$, se asume que es 1.05 x ET_r. $H_{frío}$ es calculado como $H_{frío} = R_n - G - 1.05\lambda ET_{frío}$ y $dT_{frío}$ es calculado despejando la ecuación (22).

$$dT_{frío} = \frac{H_{frío} \times r_{ah_frío}}{\rho_{frío} \times C_p} \quad (30)$$

En el pixel caliente, $H_{caliente} = R_n - G - \lambda ET_{caliente}$, donde $ET_{caliente}$ se asume que es cero para un campo agrícola caliente (seco), sin vegetación y con una capa superficial de suelo seco. Se debe de revisar los datos meteorológicos para confirmar que esta suposición es correcta. Si hubiera alguna precipitación 1 - 4 días antes de la fecha de la imagen, entonces $ET_{caliente}$ debería ser estimado usando un modelo de balance de agua y el seguimiento de la humedad del suelo en el pixel caliente. $ET_{caliente}$ se calcula en una hoja excel y $dT_{caliente}$ se calcula a partir de la ecuación (31).

$$dT_{caliente} = \frac{H_{caliente} \times r_{ah_caliente}}{\rho_{caliente} \times C_p} \quad (31)$$

Los coeficientes de correlación a y b son calculadas, para obtener la relación lineal $dT = b + aT_s$ (Figura 20). La diferencia de temperatura (dT) para cada pixel puede ahora ser calculada usando los coeficientes y la temperatura superficial (T_s). La determinación de dT en los píxeles anclas y los coeficientes a y b , se realizan en una hoja de cálculo.

3.3.3.6 Temperatura y densidad del aire

Una aproximación de la temperatura del aire (T_a) para cada pixel es calculado con la ecuación (32) y para la densidad del aire (ρ) con la ecuación (33).

$$T_a = T_s - dT \quad (32)$$

$$\rho_{aire} = 349.467 \times \frac{\left(\frac{T_a - 0.0065 \times Z}{T_a}\right)^{5.26}}{T_a} \quad (33)$$

Donde: z es la elevación media del área de estudio, respecto al nivel del mar en m

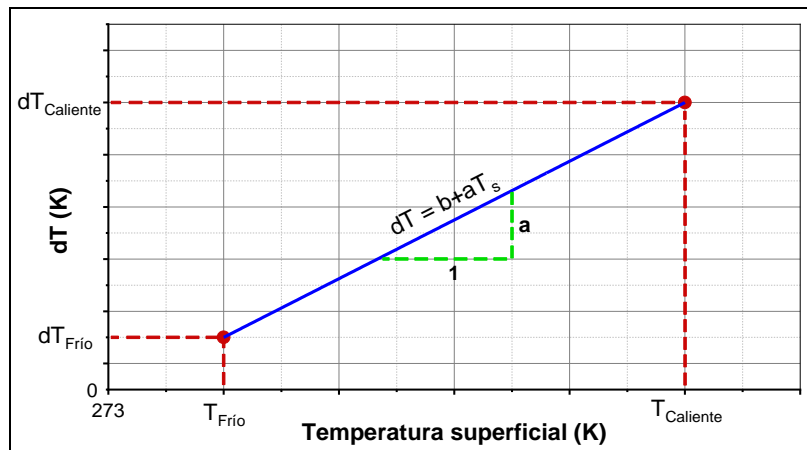


Figura 20: Relación entre dT y temperatura superficial

Fuente: Adaptado de Waters *et al.* (2002)

3.3.3.7 Flujo de calor sensible (condiciones neutras)

El flujo de calor sensible (H) para cada pixel es calculado en SEBAL usando la ecuación (23). Esta es la primera estimación de H asumiendo condiciones atmosféricas neutras.

3.3.3.8 Funciones de corrección de estabilidad

Las condiciones de estabilidad del aire (inestable, neutral y estable) deben ser consideradas durante el cálculo del flujo de calor sensible (H) porque estas afectan la resistencia aerodinámica a la transferencia de calor (Tasumi 2003).

Para aplicar las correcciones necesarias, SEBAL repite el cálculo de H a través de varias iteraciones. Cada iteración corrige los efectos de flotabilidad, hasta que el valor de r_{ah} finalmente se estabiliza.

Las correcciones de estabilidad se basan en la teoría de Monin-Obukhov (1954). La longitud (L) de Monin-Obukhov es la altura a la cual las fuerzas de flotabilidad y de mezcla mecánica son iguales, y es calculada como una función del calor y el flujo de momento a través de la ecuación (34).

$$L = - \frac{\rho \times C_p \times u_*^3 \times T_s}{kgH} \quad (34)$$

Donde: ρ es la densidad del aire (kg.m^{-3}), C_p es el calor específico del aire ($1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), u_* es la velocidad de fricción (m.s^{-1}), T_s es la temperatura de la superficie (K), g es la constante gravitacional (9.81 m.s^{-2}) y H es el flujo de calor sensible (W.m^{-2}).

Generalmente, la temperatura del aire disminuye aproximadamente 6.5°C cuando la elevación se incrementa en 1 km bajo condiciones de estabilidad neutral. En lugares donde el flujo de calor sensible es positivo, el decremento de la temperatura por la elevación disminuye porque la masa de aire es calentada por H. En esta condición, el movimiento vertical del aire es más fácil y por lo tanto la resistencia aerodinámica es menor en la misma proporción en la que H aumenta; esta condición es llamada inestable. En general, una condición neutral se presenta sobre un suelo agrícola bien regado y una condición inestable en una superficie seca al medio día. Por otra parte, una condición estable se puede presentar más probablemente durante la noche o por la tarde sobre zonas de regadío rodeadas por desierto (Tasumi 2003).

Durante el proceso iterativo, cuando $L < 0$, la capa límite atmosférica más baja es inestable, cuando $L > 0$, la capa límite es estable, si $L = 0$, la condición atmosférica es considerada neutra.

Dependiendo de las condiciones atmosféricas, los valores de las correcciones de estabilidad para el transporte de momento (ψ_m) y calor (ψ_h) debe ser considerado usando las formulaciones dadas por Paulson (1970) y Webb (1970).

Para condiciones inestables, $L < 0$:

$$\psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + X_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \text{ArcTan}(x_{(200m)}) + 0.5\pi \quad (35)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + X_{(2m)}^2}{2} \right) \quad (36)$$

$$\psi_{h(0.1m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + X_{(0.1m)}^2}{2} \right) \quad (37)$$

Donde:

$$X_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0.25} \quad (38)$$

$$X_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0.25} \quad (39)$$

$$X_{(0.1m)} = \left(1 - 16 \frac{0.1}{L} \right)^{0.25} \quad (40)$$

Para condiciones estables, $L > 0$:

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (41)$$

$$\psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (42)$$

$$\psi_{h(0.1m)} = -5 \left(\frac{0.1}{L} \right) \quad (43)$$

Para condiciones neutrales, $L = 0$: $\psi_m = 0$ y $\psi_h = 0$

3.3.3.9 Valor corregido para la velocidad de fricción (u_*)

La velocidad de fricción (u_*) es estimado para cada iteración sucesiva a traves de siguiente ecuación (Waters *et al.* 2002).

$$u_* = \frac{k \times u_{200}}{\ln \left(\frac{Z_{200}}{Z_{om}} \right) - \psi_{m(200m)}} \quad (44)$$

Donde: u_{200} es la velocidad de viento a 200 m ($m.s^{-1}$), 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 momento a 200 m.

3.3.3.10 Valor corregido para la resistencia aerodinámica (r_{ah})

Con los valores corregidos de u_* , se calcula el valor corregido de la resistencia aerodinámica a la transferencia de calor r_{ah} ($s.m^{-1}$) para cada iteración sucesiva a través de la siguiente ecuación (Bastiaanssen 1995; Morse *et al.* 2000):

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad (45)$$

Donde: $z_2 = 2$ 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.

3.3.3.11 Proceso de iteración

Con las ecuaciones (44) y (45) se obtiene los nuevos valores de u_* y r_{ah} después de la primera iteración (Figura 14). El procedimiento total debe repetirse nuevamente para la siguiente iteración a partir de la determinación de las constantes de la función dT desde la hoja de cálculo, se obtiene un nuevo valor de dT para los pixeles "ancla" usando el r_{ah} corregido de la primera iteración. Con los nuevos valores de dT para el píxel "frío" y "caliente" se calculan los nuevos valores de los coeficientes de correlación a y b, y luego se calcula el dT para cada píxel usando los nuevos coeficientes de correlación, como $dT = b + aT_s$. Una nueva H corregida se calcula nuevamente y luego se repite una nueva corrección de estabilidad.

El final de este proceso llega cuando los valores sucesivos de $dT_{caliente}$ y r_{ah} en el píxel "caliente" finalmente se estabilizan (porcentaje de cambio entre los dos últimos r_{ah} del píxel caliente debe ser menor igual a 5 por ciento).

Finalmente, se calcula el valor corregido para el flujo de calor sensible (H) en cada píxel, que se utilizará en el cálculo de la evapotranspiración instantánea en la última etapa de la metodología SEBAL.

3.3.4 Flujo de calor latente

El flujo de calor latente es una medida de la pérdida de calor de la superficie a través del proceso de evapotranspiración y se estima como un residuo del balance de energía de la superficie (Figura 21), basado en la ecuación (1). Debe enfatizarse que el flujo de calor latente (λET) estimado representa el valor instantáneo, es decir, el valor en el momento del paso superior del satélite ($W.m^{-2}$).

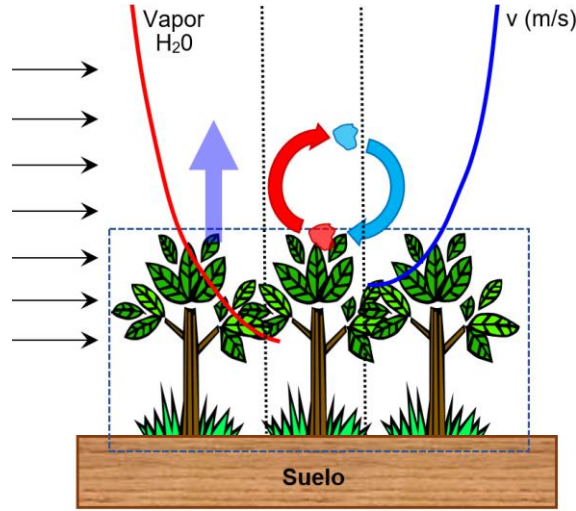


Figura 21: Flujo de calor latente

Fuente: Adaptado de Calera (2018)

3.3.5 Cálculo de la evapotranspiración instantánea (ET_{inst}) y diaria (ET_{24})

La ET instantánea es calculada para cada pixel de la imagen dividiendo el flujo de calor latente λET de la ecuación (1) entre el calor latente de vaporización (λ) (Waters *et al.* 2002).

$$ET_{inst} = 3600 \times \frac{\lambda ET}{\lambda} \quad (46)$$

Donde: ET_{inst} es la evapotranspiración instantánea (mm.h^{-1}), 3600 es un factor de conversión (segundos a horas) y λ es el calor latente de vaporización (J.kg^{-1}), que representa el calor absorbido cuando un kilogramo de agua se evapora y es calculado con la siguiente ecuación (Allen *et al.* 2007b, Waters *et al.* 2002):

$$\lambda = (2.501 - 0.00236 \times (T_o)) \times 10^6 \quad (47)$$

Donde: T_o es la temperatura de la superficie en ($^{\circ}\text{C}$)

La fracción de la evapotranspiración de referencia ($ET_r F$) es calculada como la relación entre la ET_{inst} y la evapotranspiración de referencia (ET_r). Según Water *et al.* (2002), la $ET_r F$ es aproximadamente constante durante todo el día y puede ser obtenida a través de la ecuación (49).

$$ET_r F = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad (48)$$

Donde: $ET_r F$ es similar al conocido coeficiente de cultivo (Kc), es usada para extrapolar la ET_{inst} a períodos de 24 horas o más, asumiendo que la fracción de evapotranspiración de

referencia instantánea ET_{rF} que es calculada para el momento de adquisición de la imagen, es igual al promedio de la ET_{rF} para 24 horas (Waters *et al.* 2002), ET_o es la evapotranspiración de referencia calculada a partir de datos meteorológicos con la ecuación de Penman Monteith (FAO 56) como lo sugieren Allen *et al.* (1998).

$$ET_o = \frac{0.408 \Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (49)$$

Donde: ET_o es la evapotranspiración de referencia (mm.día⁻¹), R_n es la radiación neta en la superficie del cultivo (MJ.m⁻².día⁻¹), G es el flujo de calor del suelo (MJ.m⁻².día⁻¹), T es la temperatura media del aire a 2 m de altura (°C), u_2 es la velocidad del viento a 2 m de altura (m.s⁻¹), e_s es la presión de vapor de saturación (kPa), e_a es la presión real de vapor (kPa), $e_s - e_a$ es el déficit de presión de vapor (kPa), Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor (kPa.°C⁻¹) y γ es la constante psicrométrica (kPa.°C⁻¹).

Finalmente, la evapotranspiración diaria (ET_{24}) se obtiene utilizando la fracción de la evapotranspiración de referencia (ET_{rF}) y la ET acumulado de 24 horas para el día de la imagen. Se calcula suponiendo que la ET_{rF} calculado en la ecuación (48) es constante para el promedio de 24 horas. Se puede expresar como (Allen *et al.* 2011).

$$ET_{24} = ET_{rF} \times ET_{r_{24}} \quad (50)$$

Donde: ET_{24} es la evapotranspiración diaria (mm.día⁻¹) ET_{rF} es la fracción de evapotranspiración de referencia y $ET_{r_{24}}$ es la evapotranspiración de referencia acumulada en 24 horas para el día de la imagen.

3.3.6 Estadísticas utilizadas para evaluar el rendimiento del modelo

Para evaluar los resultados, se calcula la evapotranspiración de referencia (ET_o) utilizando el método de Monteith de la FAO por medio del software REF-ET, a este valor se multiplica por el coeficiente del cultivo (kc) de caña de azúcar para obtener la evapotranspiración real ETr observada, esta ETr observada se compara con los valores de ETr estimados por el modelo SEBAL, para lo cual se realiza una regresión lineal al trazar los valores estimados por SEBAL con los de la ETr observada para ver la relación entre estos, además de la estadística de regresión (coeficiente de determinación), George (2013), recomienda utilizar una estadística de rendimiento adimensional como es la eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) y tres estadísticas de índice de error como son, el error medio cuadrático (RMSE), el error

de sesgo medio (MBE) y el error porcentual absoluto medio (MAPE), para una evaluación detallada del modelo.

3.3.6.1 Coeficiente de determinación (r^2)

El coeficiente de determinación (R^2), es una medida de la proporción de varianza en los datos medidos que se explica mediante un modelo. Permite determinar la certeza de hacer una predicción a partir de un modelo. El rango oscila entre 0 y 1, con un valor de uno siendo el óptimo. Normalmente, un valor que es mayor que 0.5 se considera aceptable (Moriasi *et al.* 2015).

$$r^2 = \frac{(\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y}))^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \times \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (52)$$

Donde: X es la ETr calculada utilizando ETo (estación meteorológica) y los valores de Kc, Y es el valor de la ETr estimado o derivado a través del modelo SEBAL. Las barras sobre las variables denotan promedios.

3.3.6.2 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. Los valores oscilan entre $-\infty$ a 1, el desempeño del modelo, es clasificado como muy bueno 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 (Moriasi *et al.* 2015)

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (53)$$

Donde: X es la ETr estimada por el modelo SEBAL, Y es la ETr calculada utilizando la ETo (estación meteorológica) y los valores de Kc, n es el número de datos.

3.3.6.3 Error de sesgo medio (MBE)

Este indicador generalmente se usa para determinar el sesgo promedio del modelo o la predicción excesiva o insuficiente promedio. El MBE se obtiene sumando las diferencias entre los valores pronosticados y observados, y luego dividiendo por el número de pares comparados. Los valores positivos indican un sesgo de sobreestimación del modelo, y los valores negativos indican un sesgo de subestimación del modelo, MBE se calcula como:

$$MBE = \frac{\sum_i^n (X_i - Y_i)}{n} \quad (55)$$

Donde: X es la ETr calculada utilizando la ETo (estación meteorológica) y los valores de Kc, Y es la ETr estimada por el modelo SEBAL y n es el número de datos

3.3.6.4 Error porcentual absoluto medio (MAPE)

Este indicador es una medida general de la precisión del pronóstico y se calcula a partir de las diferencias absolutas entre una serie de datos estimados y medidos. El MAPE mientras menor sea el porcentaje de error, mejor se considera el ajuste, valores menores a 10% se considera como ajuste de alta precisión, buen pronóstico entre 10% a 20%, razonable entre 20% a 50% y débil o inexacto valores mayores a 50% (Lewis 1982).

$$MAPE = \frac{\sum_{t=1}^n \left| \frac{A_t - F_t}{A_t} \right|}{n} \times 100 \quad (54)$$

Donde: A es la ETr calculada utilizando la ETo (estación meteorológica) y los valores de Kc, F es la ETr estimada por el modelo SEBAL y n es el número de datos

3.3.6.5 Error medio cuadrático (RMSE)

El error medio cuadrático (RMSE) permite cuantificar la magnitud de la desviación de los valores estimados respecto a los observados. Un valor de RMSE igual a cero indica un perfecto ajuste, mientras valores mayores indican baja performance. Para el cálculo del RMSE se utiliza la siguiente ecuación:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{n}} \quad (51)$$

Donde: X_i es la ETr estimada por SEBAL, Y_i es la ETr (observada) calculada utilizando ETo (estación meteorológica) y los valores de Kc, n es el número de valores analizados.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO SEBAL EN ARCGIS

La implementación de la barra de herramientas en ArcGIS denominado “Evapotranspiración SEBAL” optimiza significativamente los diferentes procesos para obtener los componentes del balance de radiación y energía que generalmente involucran esfuerzos mayores en tiempo de procesamiento además reduce la probabilidad de errores de usuario en las diversas tareas que se realiza de forma manual.

Una de las principales ventajas de cada herramienta es que no requiere muchas entradas para ejecutar cada submodelo están fácilmente disponibles lo que facilita su uso, esto resuelve el problema de la parametrización excesiva usando otras herramientas de forma ordinaria, en la Figura 22 se muestra la barra de herramientas implementado en ArcGIS y en la Figura 23 la activación de la herramienta.

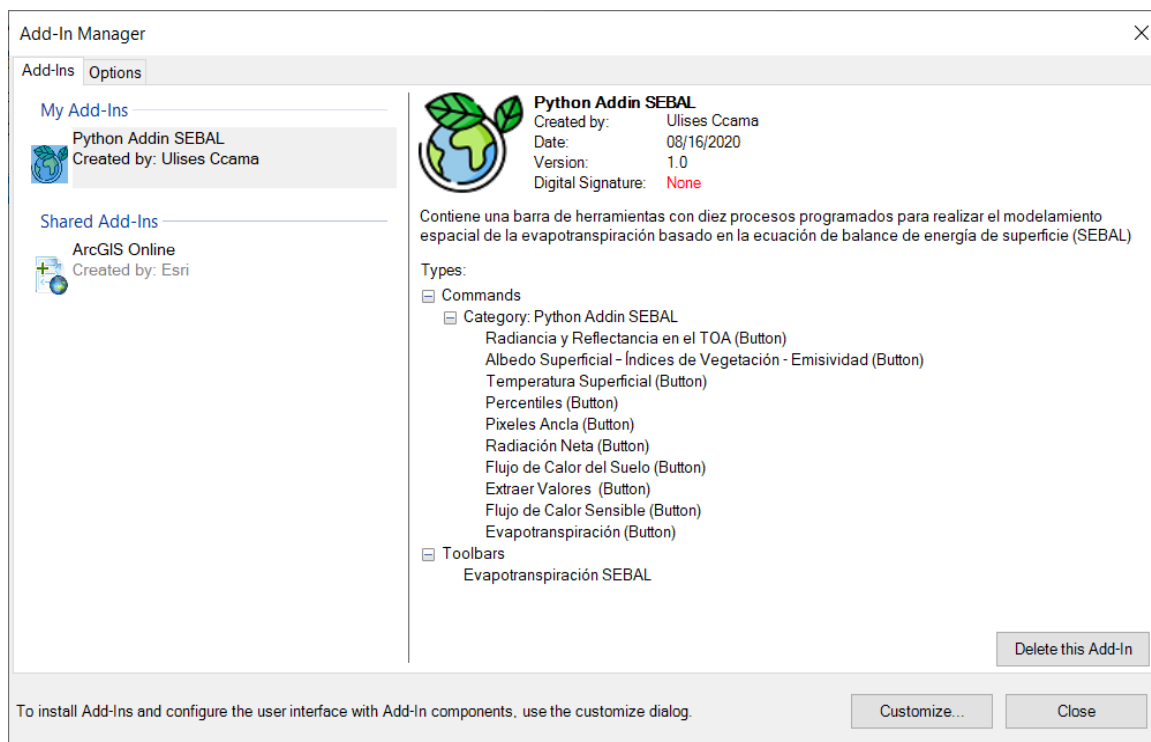


Figura 22: Comandos y barra de herramientas implementados en ArcGIS

Fuente: Elaboración propia.

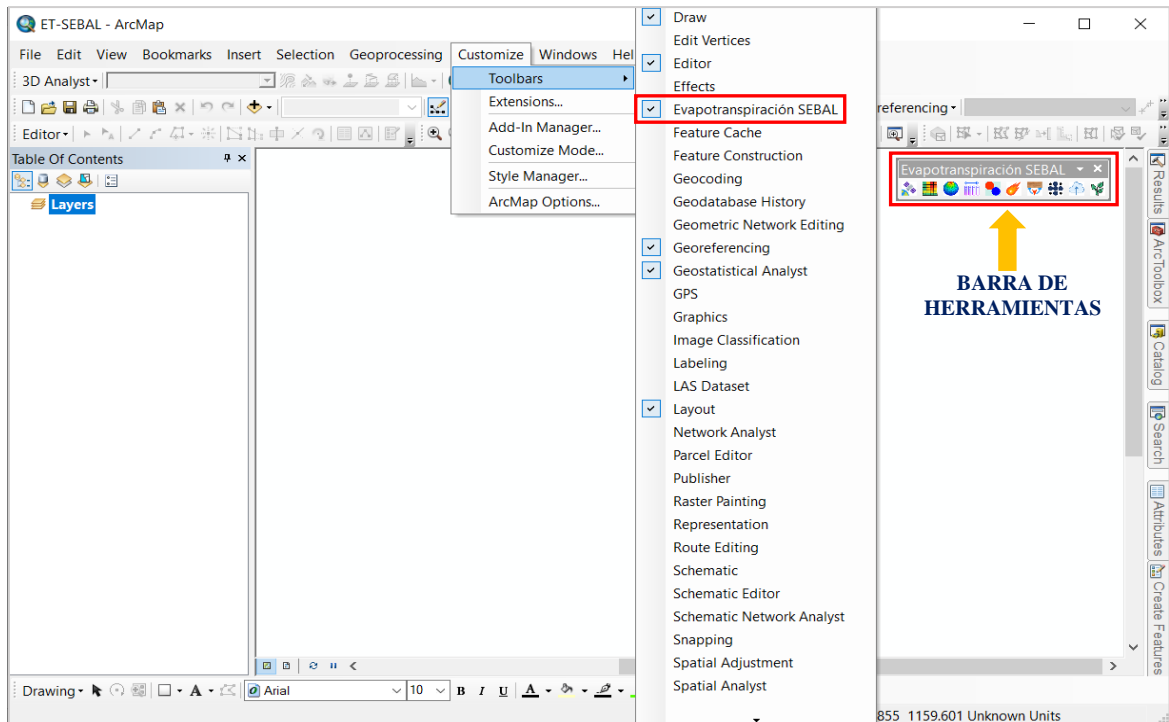


Figura 23: Activación de la barra de herramientas

Fuente: Elaboración propia.

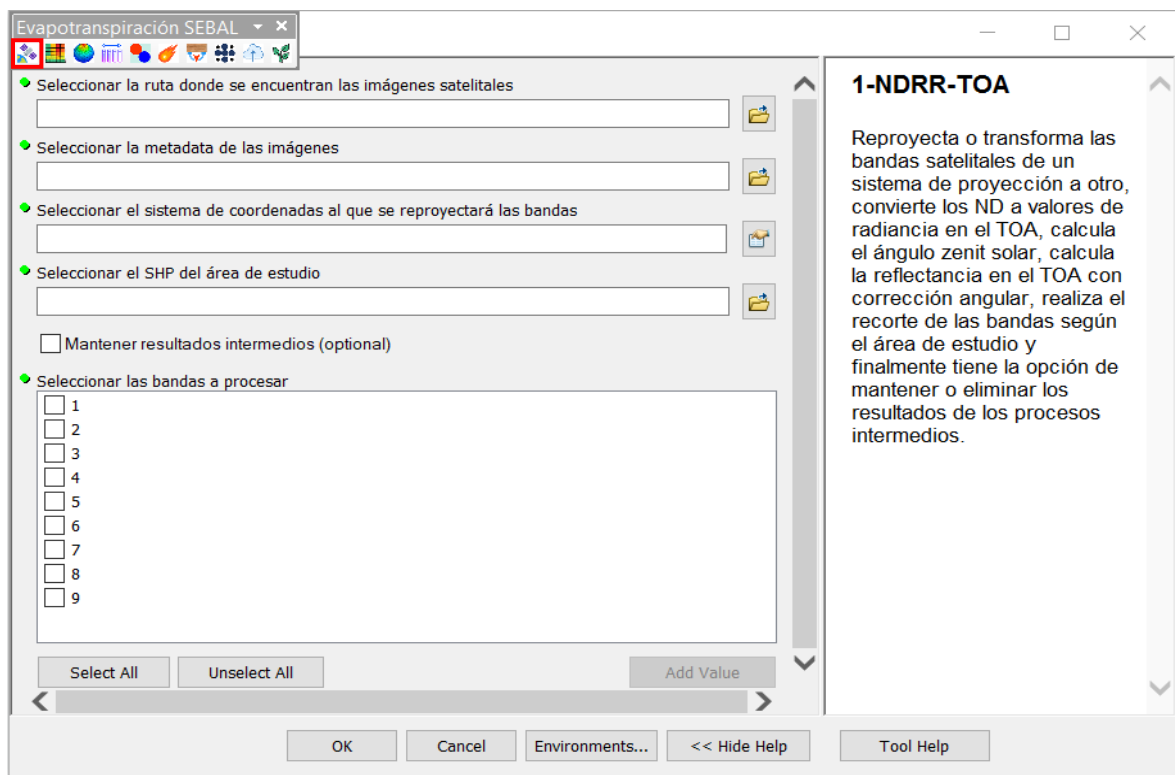


Figura 24: Interfaz gráfica de la herramienta NDRR-TOA

Fuente: Elaboración propia.

En la Figura 24 se presenta la interfaz gráfica de la primera herramienta denominado NDRR-TOA, el cual re proyecta o transforma las bandas de un sistema de proyección a otro, convierte los niveles digitales ND a valores de radiancia en el tope de la atmosfera (TOA), calcula el ángulo zenit solar, la reflectancia en el tope de la atmosfera (TOA) con corrección angular, realiza el recorte de las bandas según el área de estudio y finalmente tiene la opción de mantener o eliminar los resultados de los procesos intermedios, en el Anexo 2 se muestra la interfaz gráfica de cada uno de las herramientas.

4.2 RADIACIÓN NETA (R_n)

A partir de los mapas de albedo, temperatura de superficie, NDVI, SAVI, IAF y emisividad, en conjunto con constantes y parámetros físicos para el cálculo de las radiaciones de onda corta y larga, entrantes y salientes, fue posible calcular la radiación neta. En la Figura 27 y 28 se presenta la distribución espacial de los valores de R_n obtenidos para las diferentes fechas analizadas, los valores oscilan entre 200.19 W.m^{-2} a 733.46 W.m^{-2} . En todas las imágenes estudiadas los mayores valores de R_n fueron identificados en cuerpos de agua (reservorios) y en áreas cubiertas por vegetación densa y los valores más bajos en zonas desprovistas de vegetación. Esto se debe al hecho de que en las áreas donde no hay la presencia de vegetación, la radiación se libera rápidamente colaborando con el aumento de la temperatura del aire y en áreas con vegetación densa, la liberación de la radiación absorbida a lo largo día se da de forma más lenta, haciendo que la radiación neta se mantenga alto.

En la Figura 25 se muestra la variación temporal de la radiación neta, donde se observa que los valores más bajos se obtuvieron en el mes de junio (DJ 164) con valores medios iguales a 258.14 W.m^{-2} , lo cual se debe a que la radiación solar que incide sobre la superficie es menor en esta época del año debido al ángulo de incidencia de los rayos solares. El valor más alto de R_n se registró en el mes de octubre (DJ 279) con valores medios iguales a 517.73 W.m^{-2} .

En los diagramas de dispersión bidimensional (Figura 26) se observa la relación entre la variable respuesta radiación neta (R_n) y las variables independientes albedo superficial (α), radiación de onda larga saliente ($R_{L\uparrow}$), emisividad (ϵ_0) y radiación de onda larga entrante ($R_{L\downarrow}$), en dichos gráficos se evidencia una alta asociación lineal de la variable independiente α , $R_{L\uparrow}$ y ϵ_0 con la R_n , mientras que la variable independiente $R_{L\downarrow}$ no tiene una relación muy marcada.

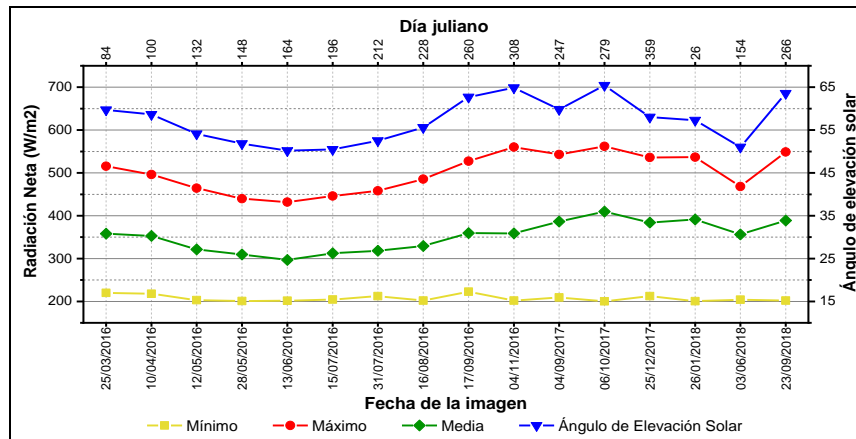


Figura 25: Variación temporal de la radiación neta (R_n)

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

Según la nube de puntos y la línea de tendencia entre la R_n y las variables independientes α y $R_{L\uparrow}$ reflejan una correlación negativa (Figura 26a y 26b). En general, se verifica que las áreas con mayores valores de R_n están asociadas a menores valores de α y $R_{L\uparrow}$, mientras que las áreas con menores valores de R_n están asociadas a valores más altos de α y $R_{L\uparrow}$.

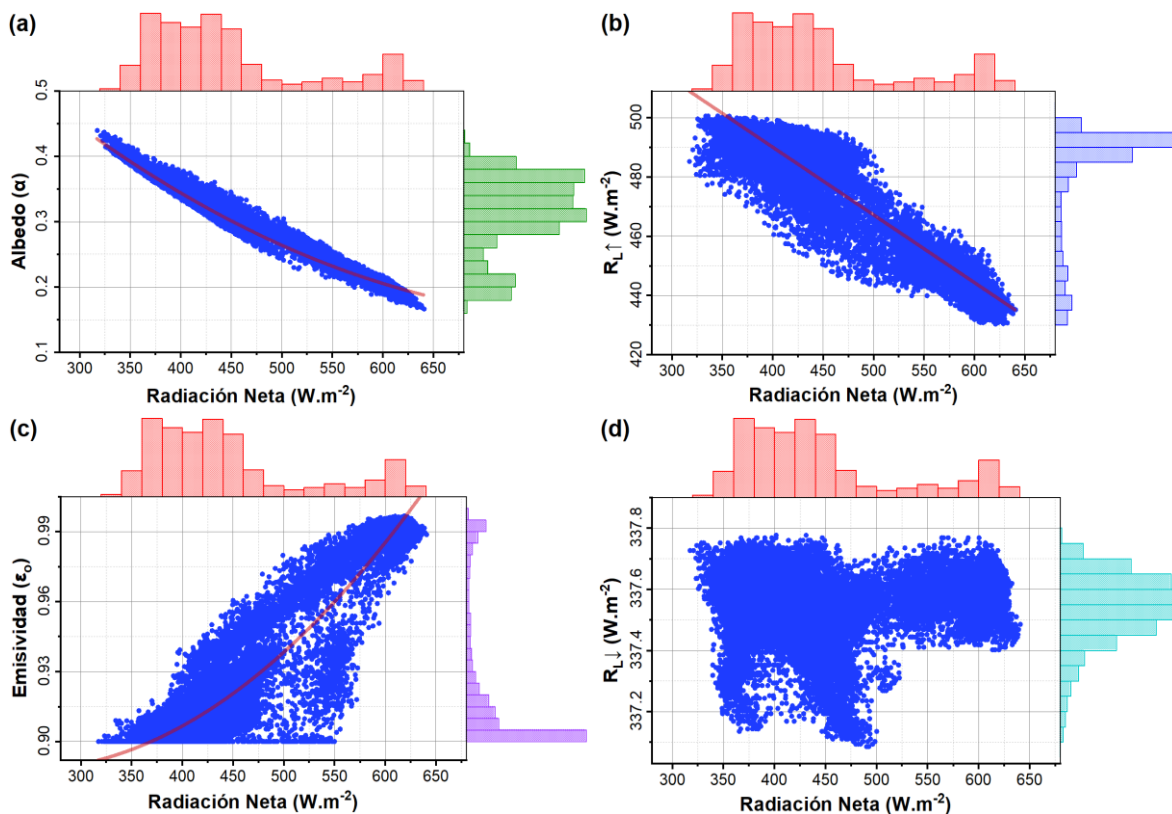


Figura 26: Diagramas de dispersión (a) R_n - α , (b) R_n - $R_{L\uparrow}$, (c) R_n - ϵ_0 , y (d) R_n - $R_{L\downarrow}$ (DJ 84)

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

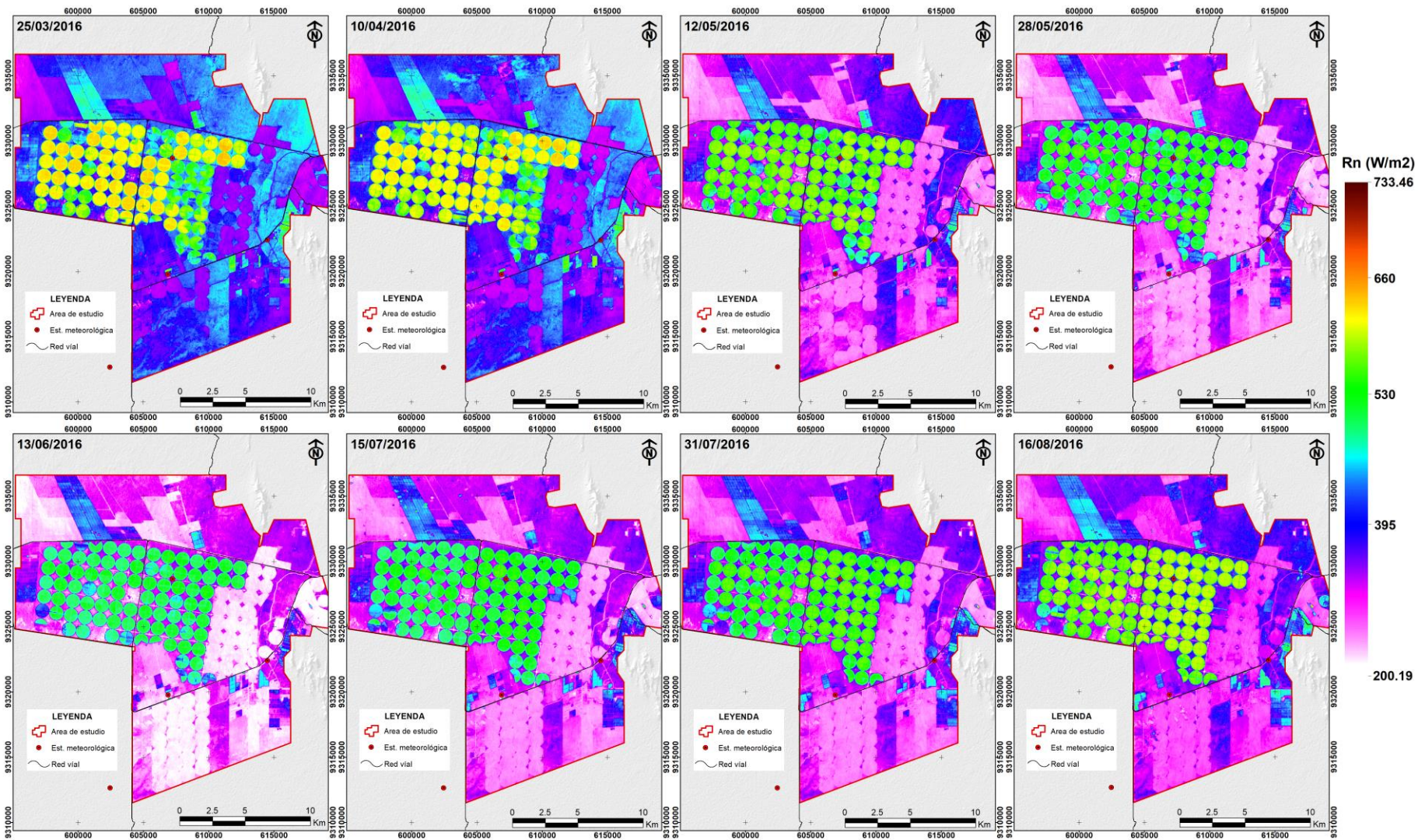


Figura 27: Distribución espacial y temporal de la radiación neta (periodo 25/03/2016 a 16/08/2016)

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

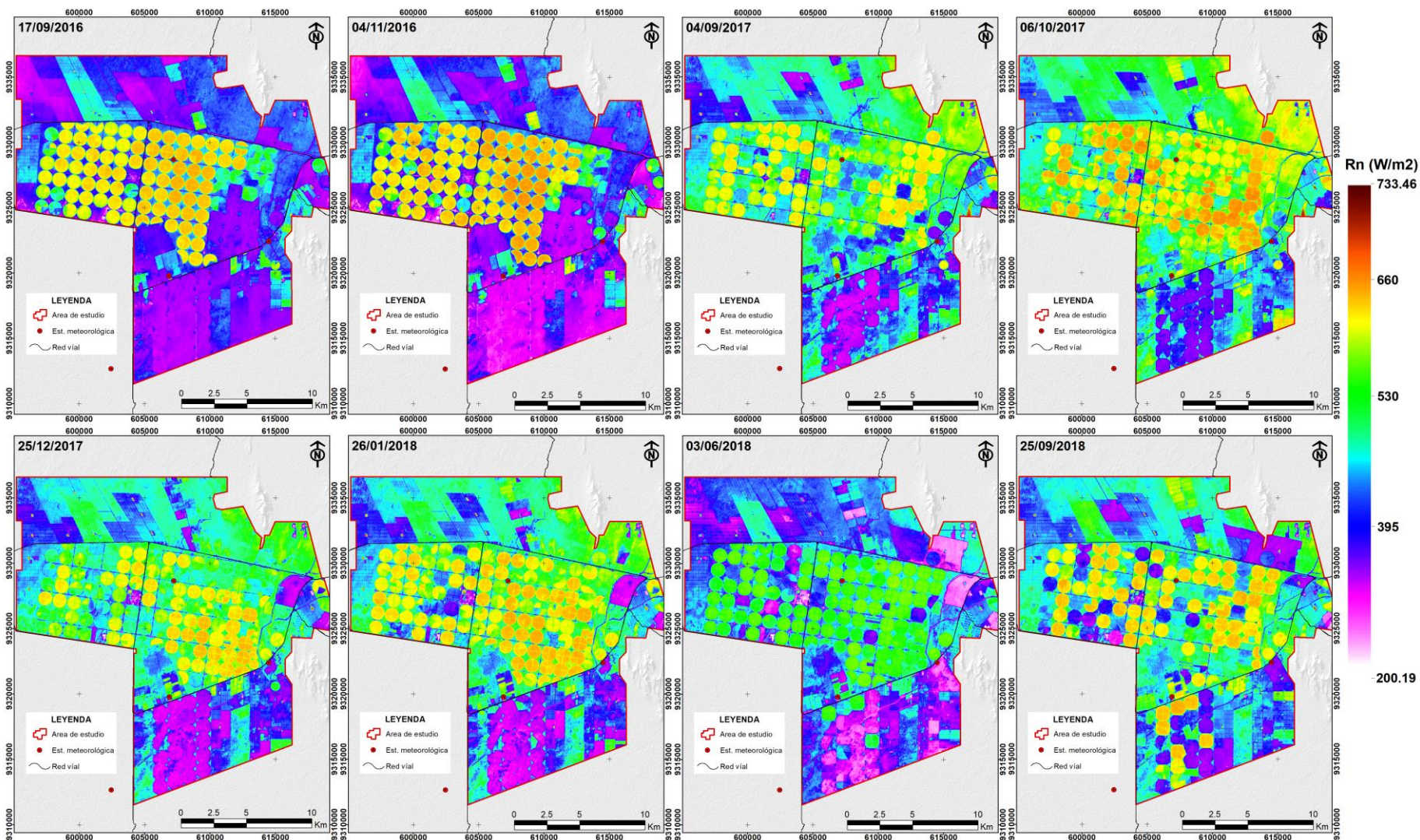


Figura 28: Distribución espacial y temporal de la radiación neta (periodo 17/09/2016 a 25/06/2018)

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

Por otro lado, la R_n y la variable independiente ε_0 , presenta una correlación positiva (Figura 26c), así las áreas con valores altos de R_n , en general coinciden con las áreas de mayor valor de ε_0 y las áreas con menores valores de R_n están asociados a valores más bajos de ε_0 , finalmente la R_n y la variable independiente R_{Lj} , la nube de puntos no adopta una forma definida, lo que indica que no tiene una contribución importante al proceso de la R_n .

4.3 FLUJO DE CALOR DEL SUELO (G)

A partir de la radiación neta, de los mapas de temperatura de superficie, albedo e índice de vegetación, fue posible estimar el flujo de calor del suelo. Al analizar los mapas de esta variable se percibe una tendencia de la variación espacial en función de las categorías de uso de suelo y de la radiación neta, en la Figura 31 y 32 se muestra la distribución espacial de G, donde los valores oscilan entre 25.34 W.m^{-2} a 366.73 W.m^{-2} , los valores más bajos corresponden a zonas con vegetación densa (valores de G menores a 65 W.m^{-2}), los valores medios a suelos desnudos (valores de G entre 95 W.m^{-2} a 115 W.m^{-2}) y los valores más altos a cuerpos de agua (valores de G mayores a 315 W.m^{-2}).

En la Figura 29, se muestra la variación temporal de G, donde se observa que en los meses de junio y julio (DJ 154 y DJ 196) con valores medios iguales a 68.21 W.m^{-2} y 70.23 W.m^{-2} son los más bajos, también se identifica un incremento en el flujo de calor del suelo para las imágenes del mes de octubre y noviembre (DJ 279 y DJ 308) con valores medios iguales a 94.50 W.m^{-2} y 100.36 W.m^{-2} , esto está asociado a la relación directa que tiene esta variable con la radiación neta cuyos valores también tienen un incremento para estas fechas como se observa en la Figura 25.

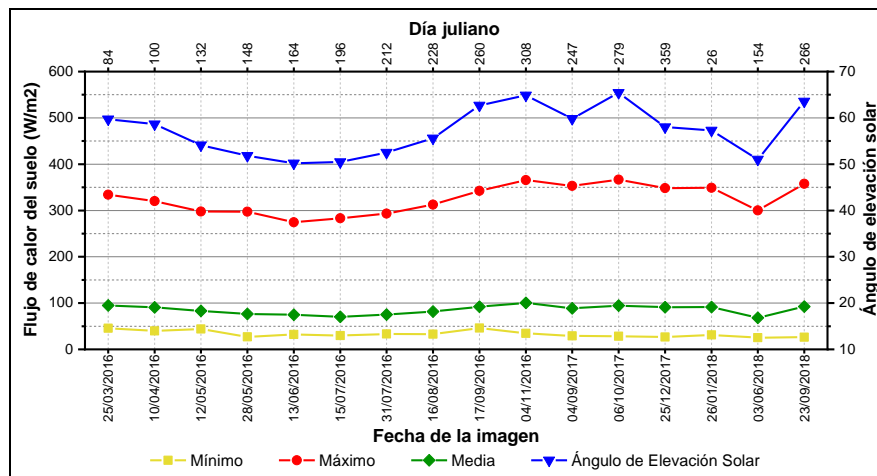


Figura 29: Variación temporal del flujo de calor del suelo (G)

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

En los diagramas de dispersión bidimensional (Figura 30) se observa la relación entre la variable respuesta flujo de calor del suelo (G) y las variables independientes índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) y temperatura superficial (T_s) (la distribución espacial del NDVI y temperatura superficial se muestra en los Anexos 4 y 8).

El flujo de calor del suelo muestra una relación negativa con el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI), como se ilustra en la Figura 30. En general, se verifica que las áreas con vegetación densa son más frías que las áreas con menos vegetación o sin vegetación (G disminuye a medida que aumenta el NDVI, es decir, cuanto más bajo es G , mayor es la presencia de vegetación). Esto se debe al hecho de que las cubiertas de vegetación con alto NDVI interceptan la radiación solar incidente, inhibiendo la transferencia de calor al suelo y modificando los flujos de energía en la superficie debido a la liberación de ET y, en consecuencia, enfriándola, mientras tanto en áreas con escasa cobertura de vegetación la radiación solar incidente llega directamente a la superficie dando como resultado un mayor flujo de energía que pasa a través del suelo y, en consecuencia los valores de G son más altos en estas zonas.

Por otro lado, el flujo de calor del suelo y la variable temperatura de superficie, presenta una correlación positiva como se muestra en la Figura 30, así las áreas con valores altos de G , en general coinciden con las áreas de mayor temperatura superficial y a medida que la temperatura superficial disminuye los valores de G también tienden a disminuir.

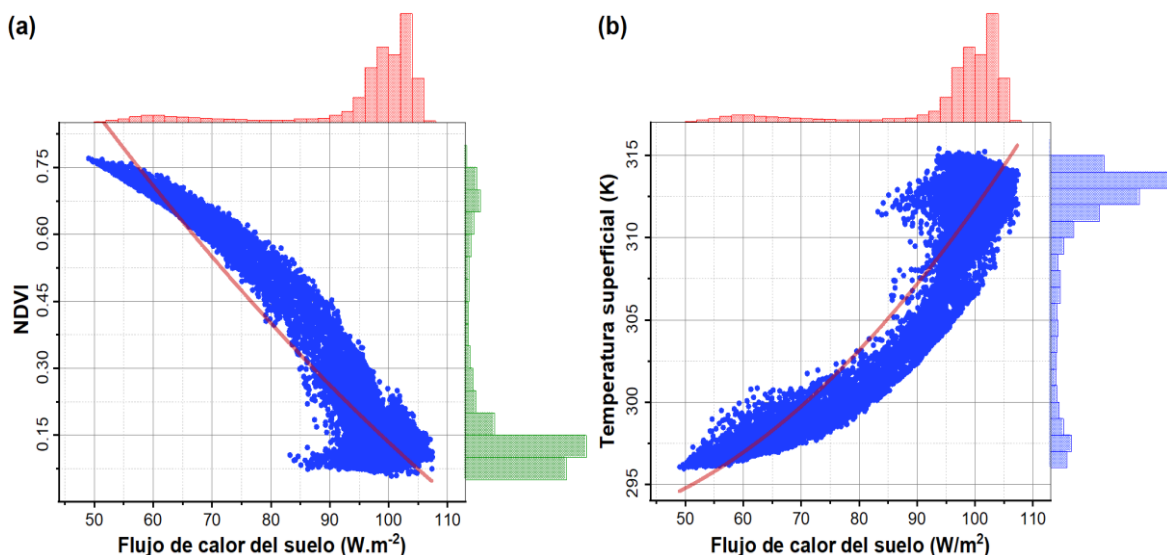


Figura 30: Diagramas de dispersión (a) G -NDVI y (b) G - T_s (DJ 84)

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

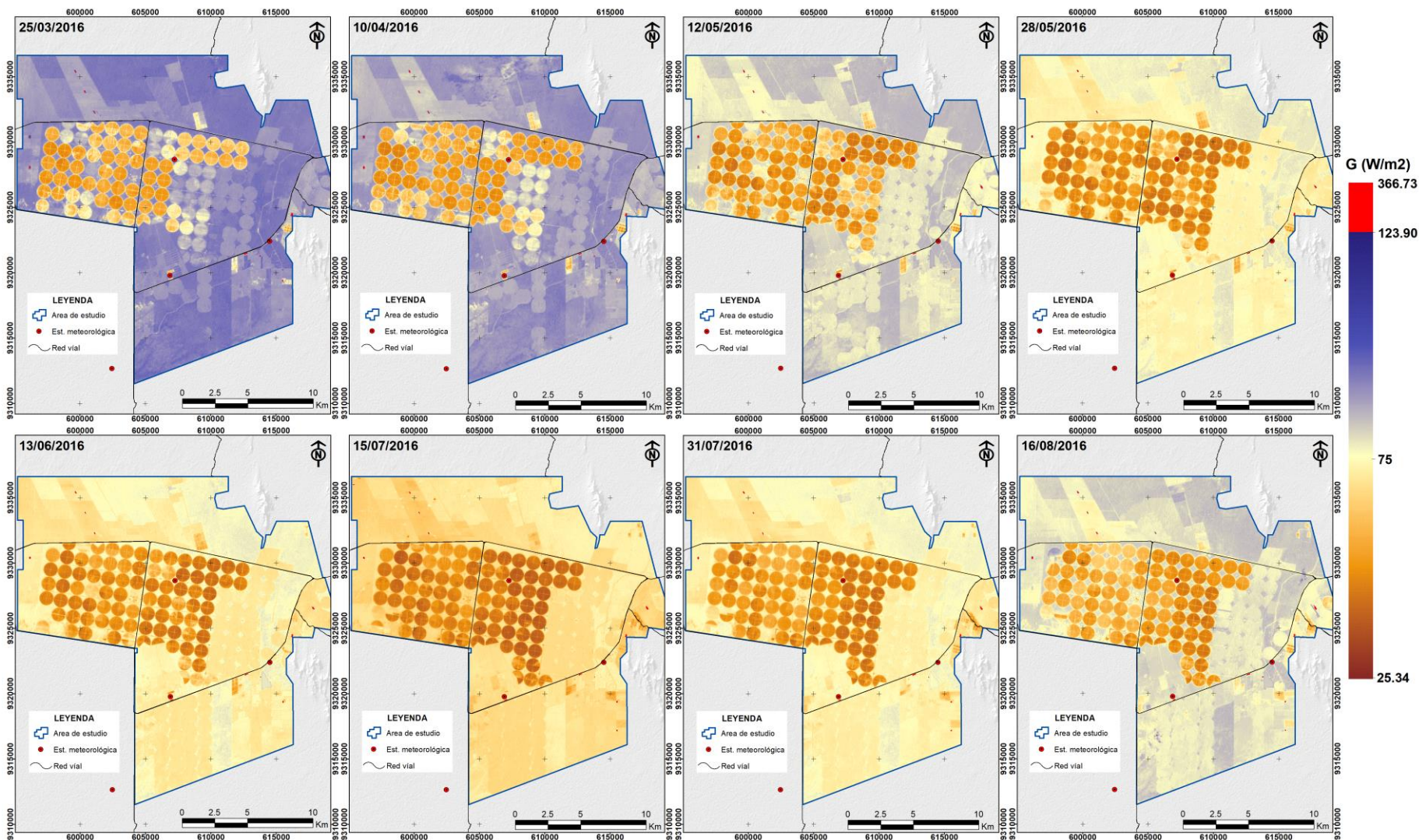


Figura 31: Distribución espacial y temporal del flujo de calor del suelo (Periodo 25/03/2016 a 16/08/2016)

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

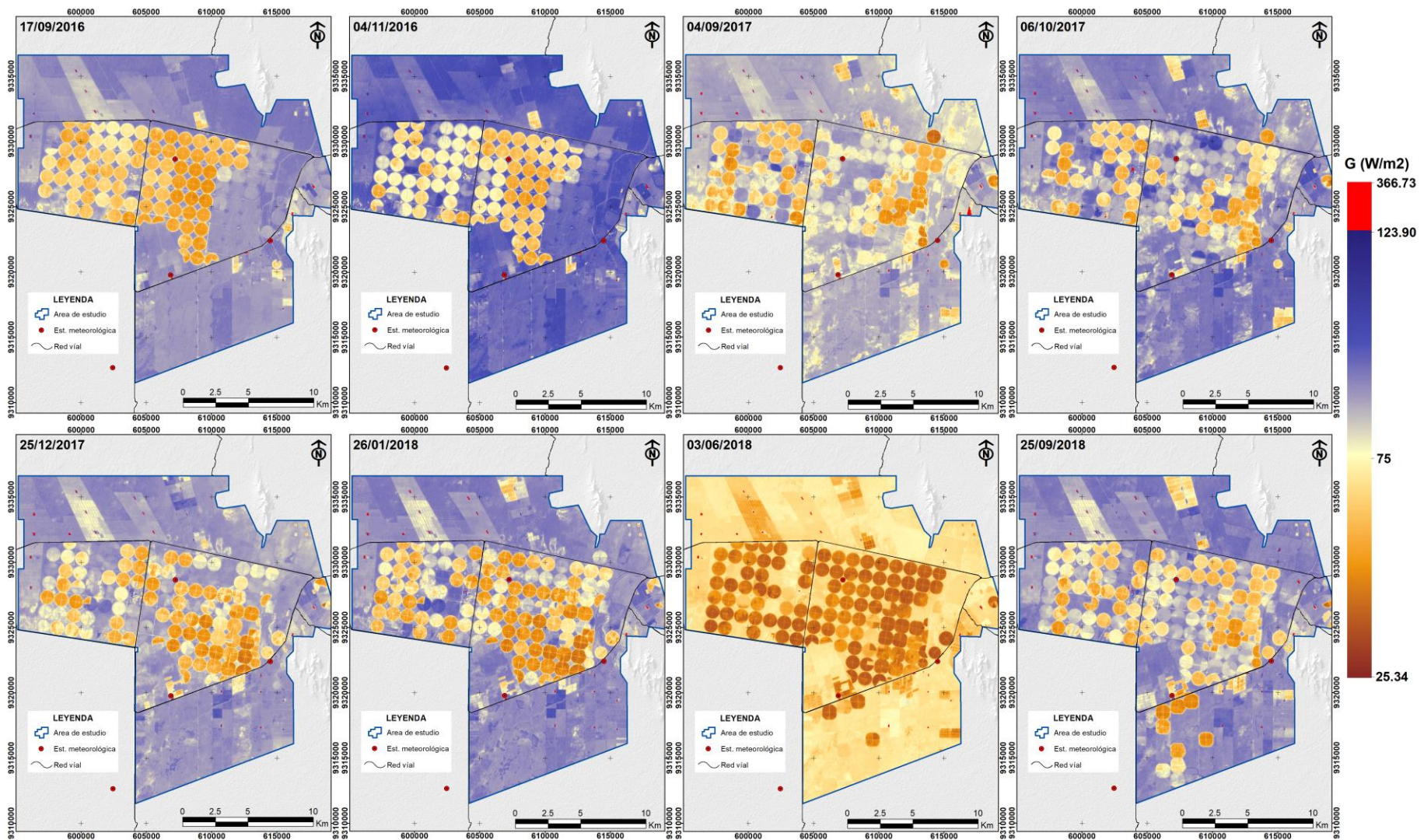


Figura 32: Distribución espacial y temporal del flujo de calor del suelo (Periodo 17/09/2016 a 25/06/2018)

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

4.4 FLUJO DE CALOR SENSIBLE (H)

La obtención de H se dio a través de un proceso iterativo hasta que se observara la estabilidad numérica de los valores de la resistencia aerodinámica a la transferencia de calor (r_{ah}) y del diferencial de temperatura (dT) en el píxel caliente. En la Tabla 9 se muestran los valores de entrada de las principales variables que intervienen en la determinación de H.

Tabla 9: Valores de entrada para determinar H

Fecha	Píxeles ancla	Elev. (msnm)	Ts (K)	Rn (W/m^2)	G (W/m^2)	Zom (m)	u200m (m/s)	u* (neutral)
25/03/2016	Frío	39	296.02	619.12	49.85	0.258	1.88	0.116
	Caliente	36	311.99	374.14	96.28	0.027	1.88	0.086
10/04/2016	Frío	48	295.67	594.34	51.13	0.238	3.67	0.223
	Caliente	35	311.24	388.39	95.20	0.020	3.67	0.163
12/05/2016	Frío	36	295.91	564.32	43.97	0.258	2.51	0.155
	Caliente	61	312.65	316.36	83.15	0.015	2.51	0.108
28/05/2016	Frío	43	295.11	546.74	40.93	0.258	3.55	0.218
	Caliente	31	311.68	317.51	79.73	0.020	3.55	0.158
13/06/2016	Frío	46	295.49	534.14	46.23	0.240	2.56	0.156
	Caliente	37	311.77	336.09	80.86	0.018	2.56	0.112
15/07/2016	Frío	49	293.29	532.15	38.74	0.258	3.98	0.245
	Caliente	34	309.12	301.38	72.13	0.019	3.98	0.175
31/07/2016	Frío	53	294.03	551.17	41.04	0.246	5.34	0.327
	Caliente	58	309.58	328.77	78.09	0.021	5.34	0.239
16/08/2016	Frío	50	294.28	582.62	43.52	0.241	6.15	0.375
	Caliente	74	311.71	329.12	83.78	0.021	6.15	0.275
17/09/2016	Frío	51	293.60	633.17	48.15	0.258	2.64	0.162
	Caliente	74	311.97	383.59	97.20	0.019	2.64	0.117
04/11/2016	Frío	55	293.86	647.75	58.49	0.210	1.87	0.112
	Caliente	31	313.43	383.64	103.74	0.028	1.87	0.084
04/09/2017	Frío	67	294.59	620.32	43.66	0.258	4.51	0.278
	Caliente	42	312.69	341.54	90.39	0.027	4.51	0.208
06/10/2017	Frío	67	293.63	656.31	51.46	0.258	6.14	0.378
	Caliente	41	311.73	398.02	100.31	0.015	6.14	0.266
25/12/2017	Frío	58	294.18	625.65	42.63	0.258	3.85	0.237
	Caliente	39	312.89	355.92	94.49	0.036	3.85	0.183
26/01/2018	Frío	46	295.69	618.75	44.66	0.255	3.84	0.237
	Caliente	56	312.82	405.56	101.08	0.021	3.84	0.172
03/06/2018	Frío	41	293.34	542.87	37.06	0.257	3.75	0.231
	Caliente	74	310.63	302.95	74.56	0.019	3.75	0.166
23/09/2018	Frío	36	294.37	624.62	47.41	0.258	4.51	0.278
	Caliente	42	312.20	381.90	98.42	0.020	4.51	0.200

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

Se realizaron diez iteraciones para cada fecha analizada, en la Figura 33 se muestra los resultados de seis fechas donde se observa que a partir de la séptima iteración las desviaciones entre los valores de r_{ah} y dT es mínima, razón por la cual se considera convergencia numérica en esa iteración.

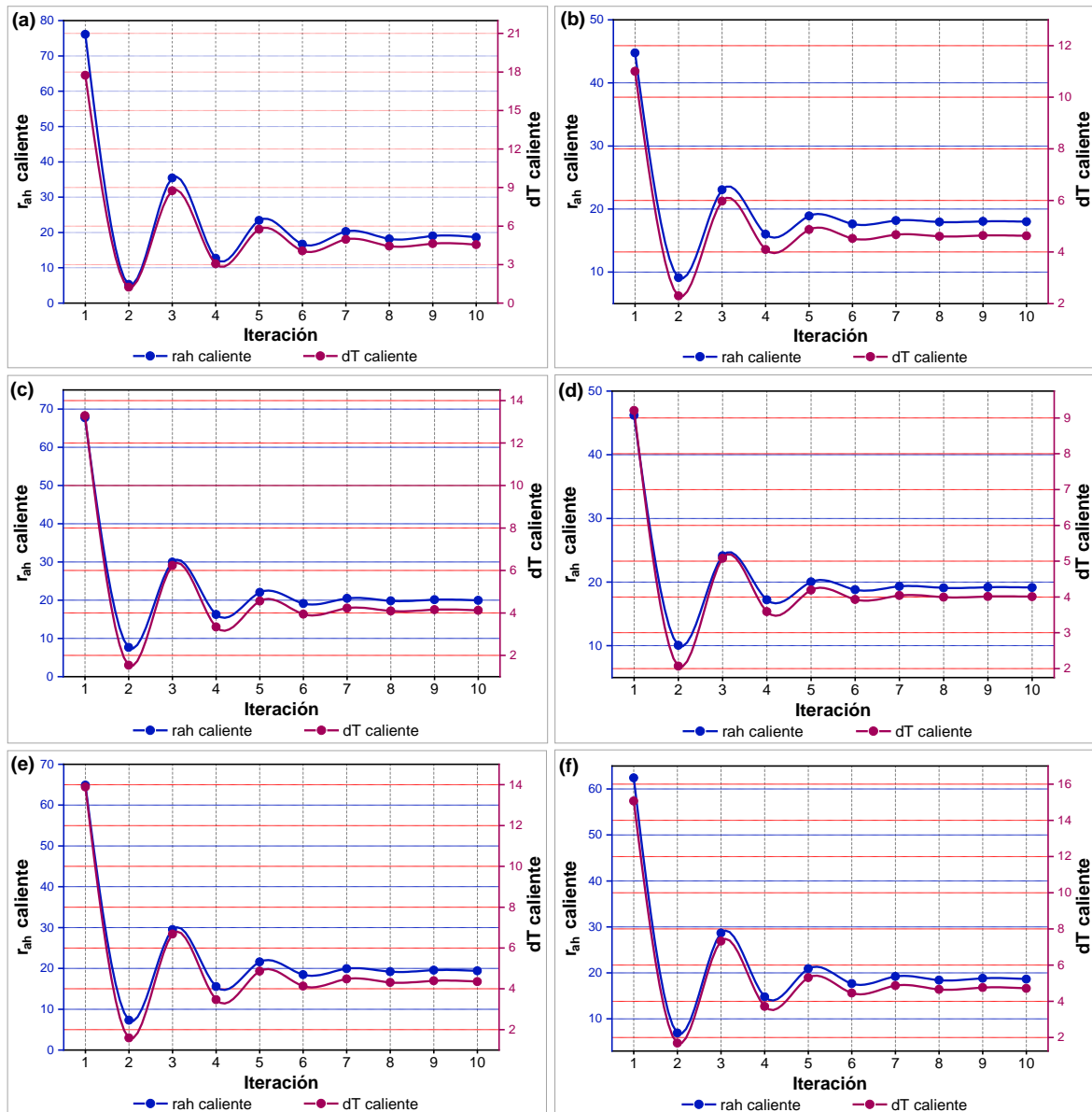


Figura 33: Convergencia numérica de los valores de r_{ah} y dT en el pixel caliente, (a) DJ 84, (b) DJ 100, (c) DJ 132, (d) DJ 148, (e) DJ 164 y (f) 260.

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

La distribución espacial y temporal del flujo de calor sensible (H) se presenta en la Figura 35 y 36, los valores oscilan entre $1.46 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ a $440.44 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Es posible identificar que los mayores valores corresponden a áreas de suelo descubierto evidenciando que la poca o

ausente cobertura vegetal hace que gran parte de la energía real disponible en la superficie (R_n) es empleado en el calentamiento del aire.

Los valores más bajos de H fueron encontrados en campos de agricultura con abundante densidad vegetal y en cuerpos de agua con valores entre 1.46 W.m^{-2} a 165.00 W.m^{-2} como se aprecia en la Figura 34b.

Por otro lado, en la Figura 34a se observa que, el flujo de calor sensible con la temperatura de superficie y el albedo superficial son directamente proporcionales, evidenciándose que, cuanto mayor son los valores de la temperatura de superficie y albedo superficial, mayores valores de flujo de calor sensible se registran.

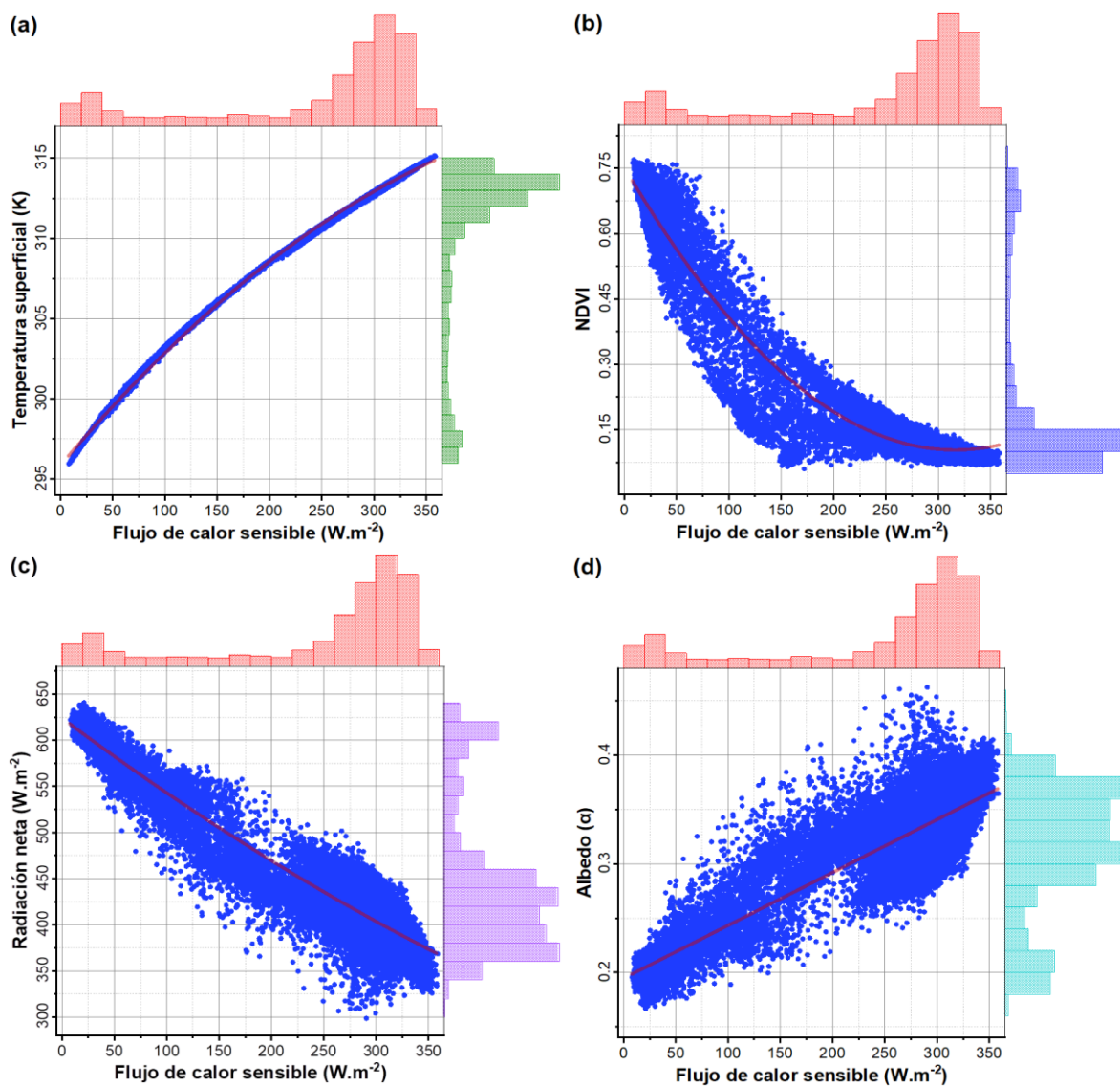


Figura 34: Grafico de dispersión (a) H-Ts, (b) H-NDVI, (c) H-Rn y (d) H- α (DJ 84)

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

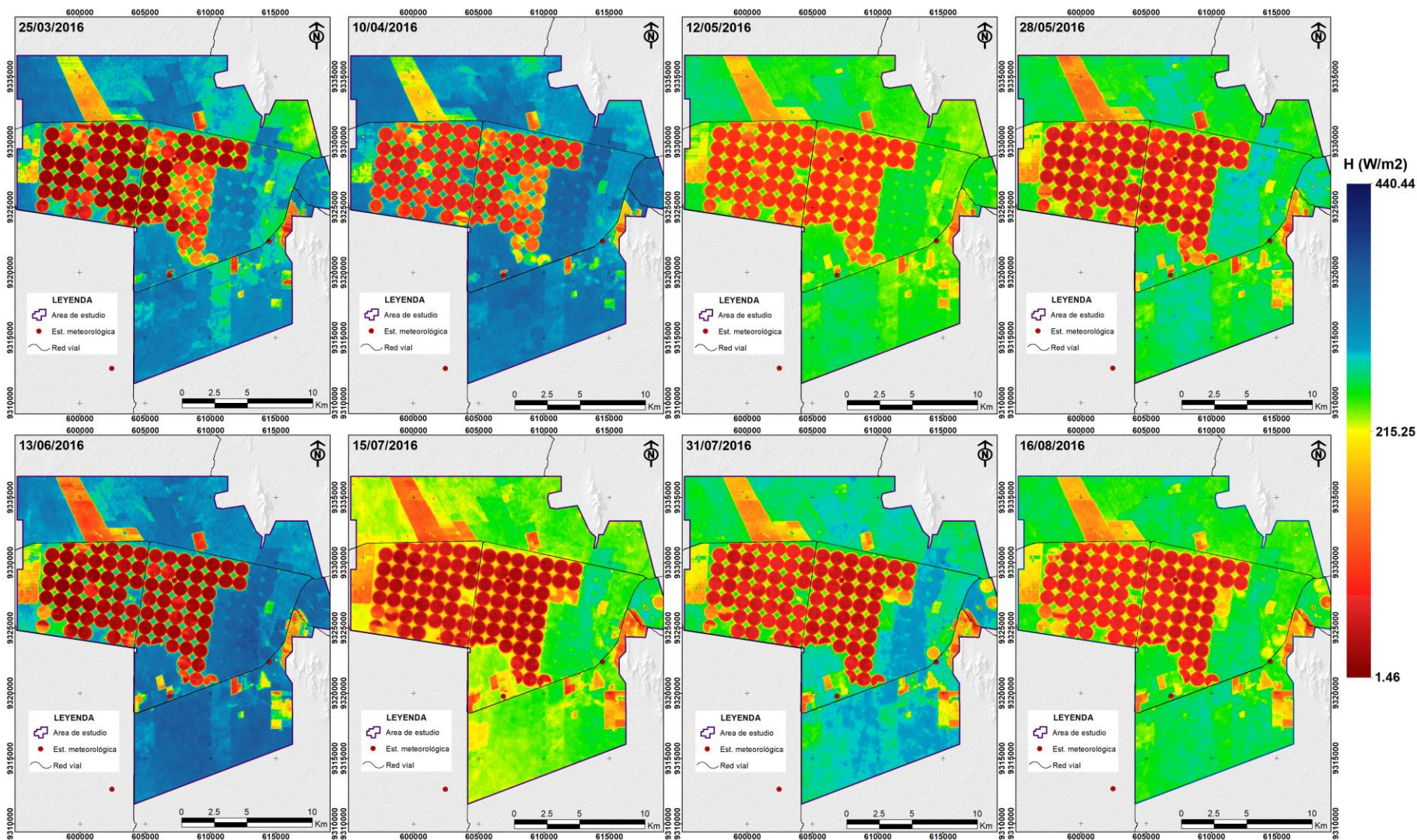


Figura 35: Distribución espacial y temporal del flujo de calor sensible (Periodo 25/03/2016 a 16/08/2016)
 Fuente: Elaboración propia

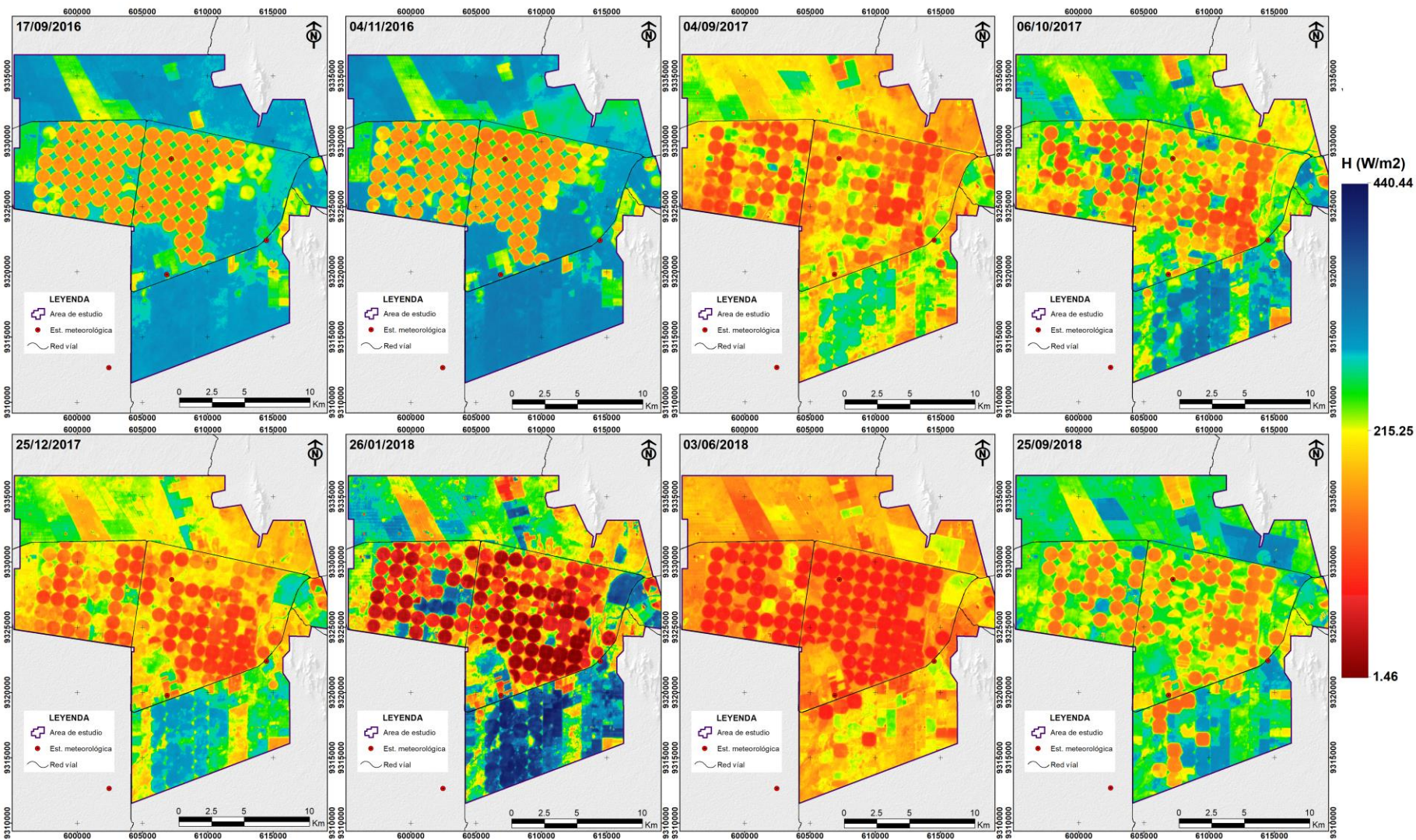


Figura 36: Distribución espacial y temporal del flujo de calor sensible (Periodo 17/09/2016 a 25/06/2018)

Fuente: Elaboración propia

4.5 FLUJO DE CALOR LATENTE (λLE)

La distribución espacial y temporal del flujo de calor latente se presenta en las Figuras 38 y 39, los valores oscilan entre 0.0 W.m^{-2} a 598.80 W.m^{-2} , donde se observa un comportamiento inverso al ocurrido con el flujo de calor sensible y el flujo de calor del suelo donde ocurre la intensidad de uno corresponde la disminución del otro (Figura 37a y 37b). Los mayores valores de λLE se concentran en superficies cubiertas por agua y campos agrícolas con vegetación densa y cerrada (cultivos de caña de azúcar), esto se da debido a que en estas zonas la mayor cantidad de energía es destinada al proceso de evapotranspiración en forma de calor latente, mientras que los menores valores se concentran en suelos descubiertos, carreteras y áreas de construcción como oficinas y fábricas. La mayor parte de la energía en estas zonas se dirige al calentamiento del aire y suelo.

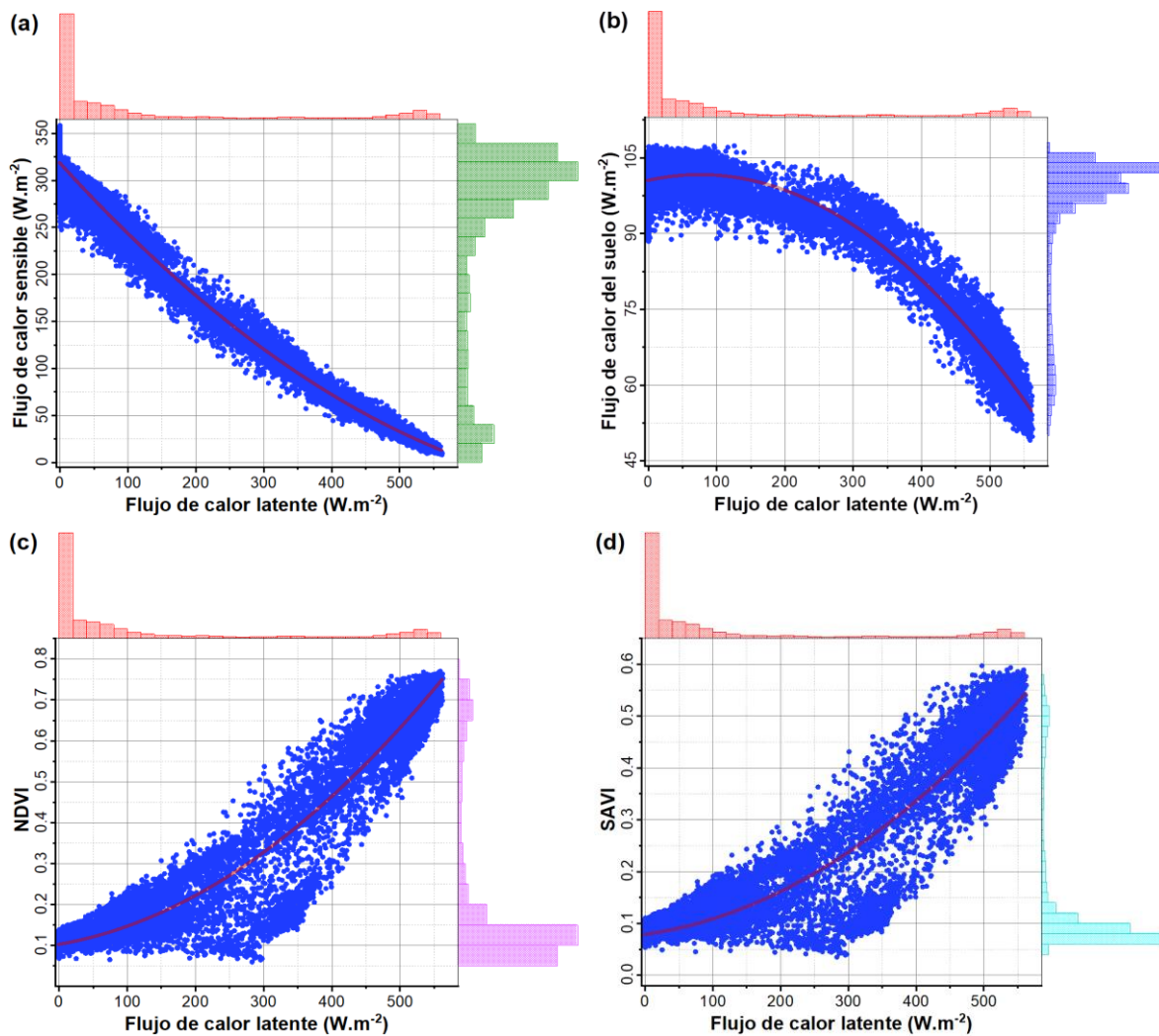


Figura 37: Diagramas de dispersión (a) λLE -H, (b) λLE -G, (c) λLE -NDVI, (d) λLE -SAVI (DJ 84)

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

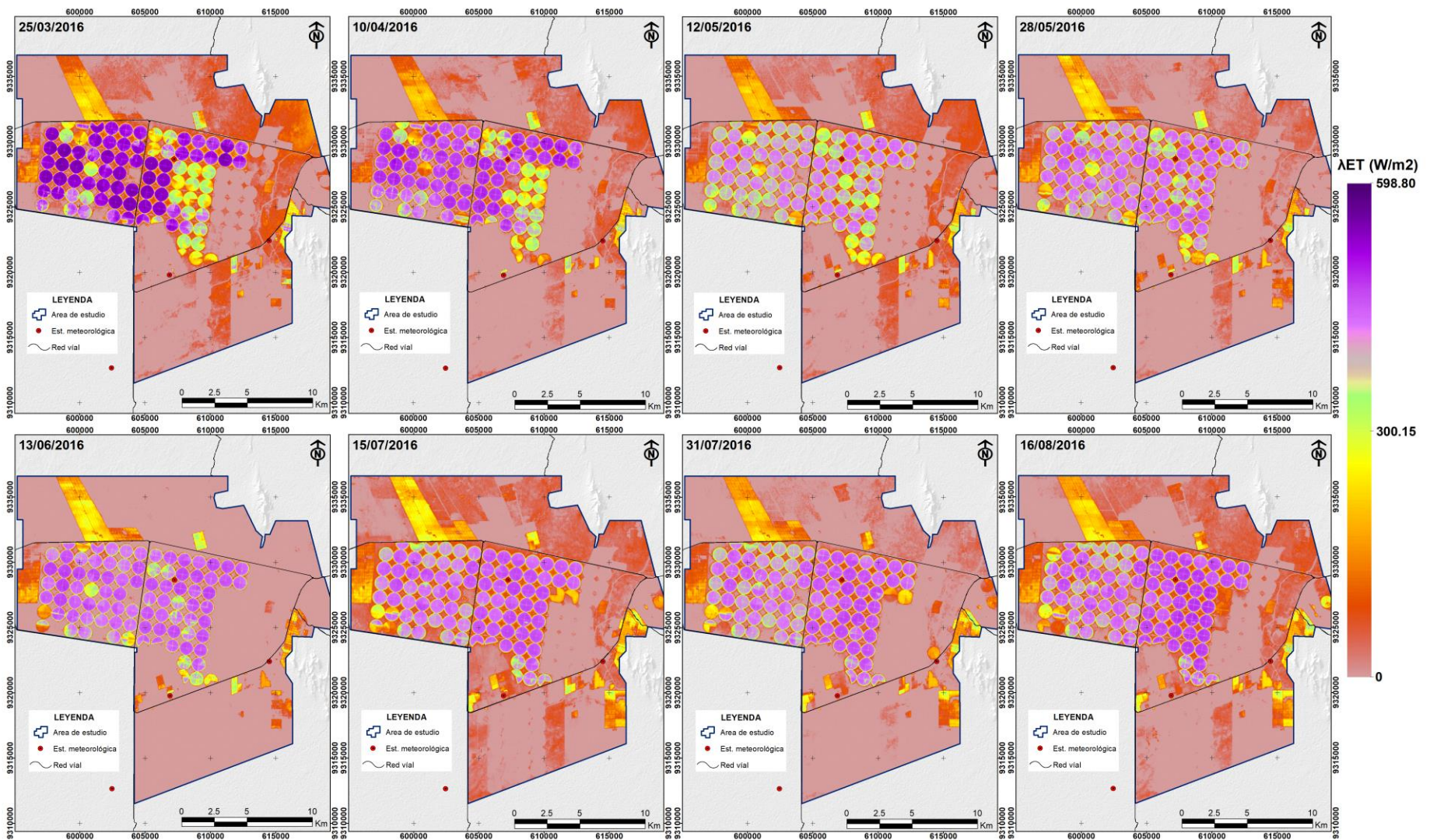


Figura 38: Distribución espacial y temporal del flujo de calor latente (Periodo 25/03/2016 a 16/08/2016)

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

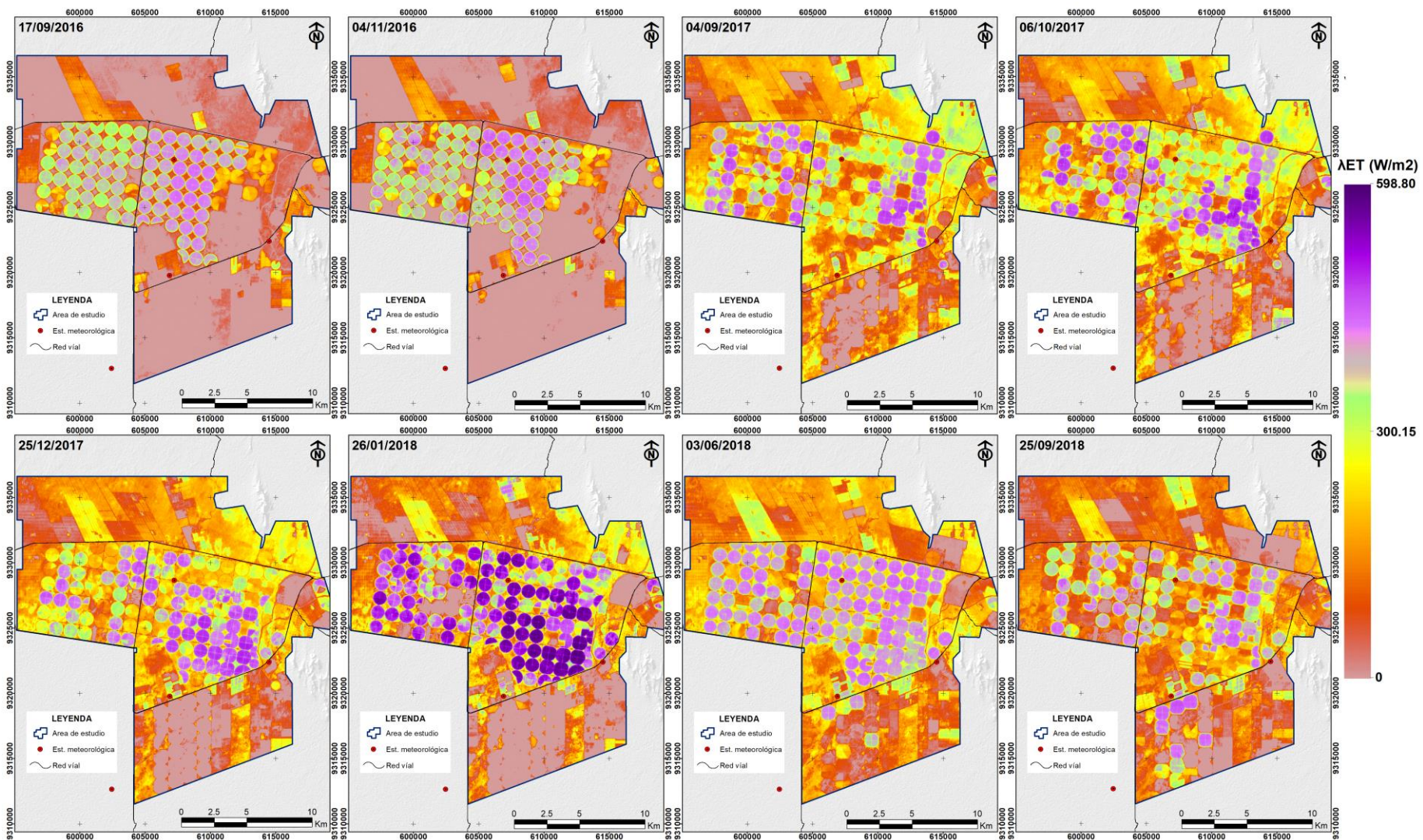


Figura 39: Distribución espacial y temporal del flujo de calor latente (Periodo 17/09/2016 a 25/06/2018)

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

4.6 EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL DIARIA (ET₂₄)

Finalmente, después de obtener los principales componentes del balance de energía que intervienen en el proceso de evapotranspiración se ha obtenido los mapas de evapotranspiración real diaria (ET₂₄) para cada una de las fechas analizadas. La distribución espacial y temporal se muestra en las Figuras 41 y 42, como se puede observar, los valores obtenidos se encuentran en el rango de 0.0 mm.día⁻¹ a 7.07 mm.día⁻¹; los valores más altos se estimaron en áreas con presencia significativa de vegetación densa y bien desarrollados (cultivos de caña de azúcar). Por otra parte, los valores más bajos se obtuvieron en zonas donde predomina el suelo desnudo y zonas de construcción, también se observa valores bajos de evapotranspiración en algunos campos de cultivo los cuales corresponden a campos en etapa de preparación para la siembra.

En la Figura 40a, se observa que la evapotranspiración sigue el mismo patrón presentado en el mapa de flujo de calor latente, así mismo se observa que los mayores valores de evapotranspiración están asociados a valores bajos de flujo de calor sensible y flujo de calor del suelo por otro lado, valores altos de ET están relacionados con valores altos de radiación neta y viceversa.

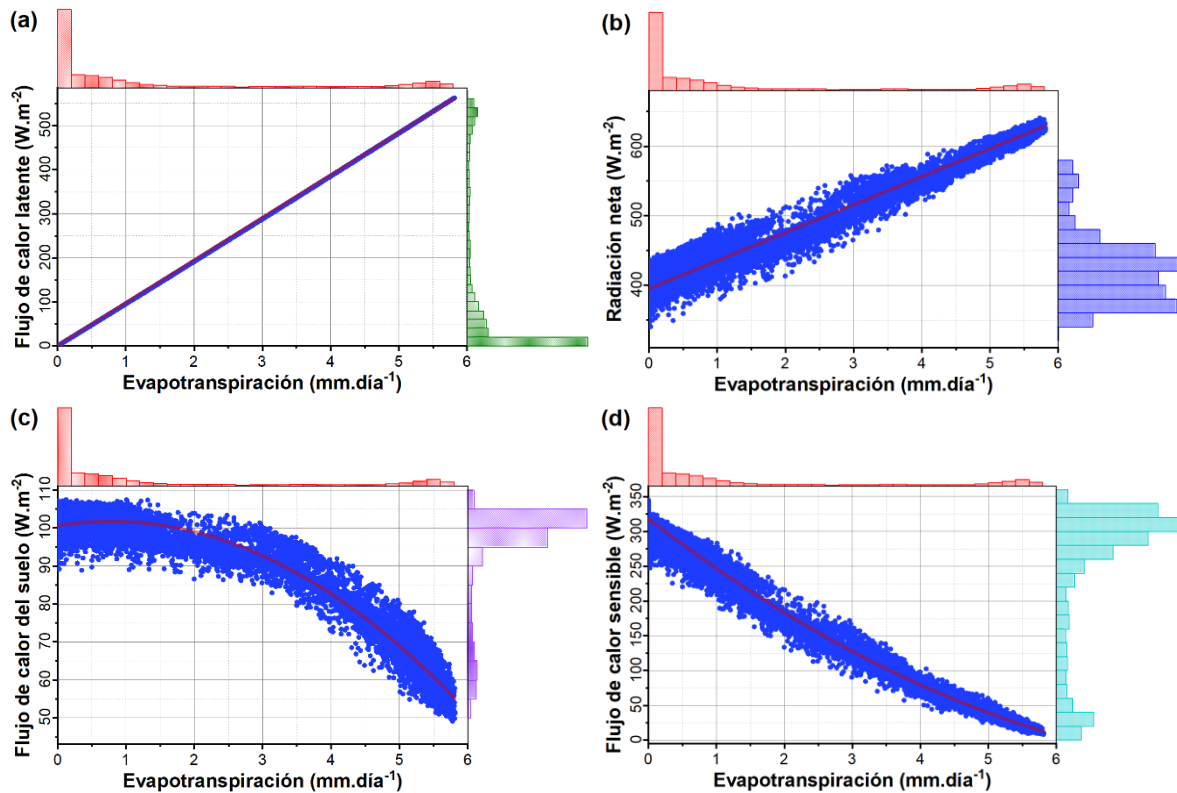


Figura 40: Diagramas de dispersión (a) ET-LE, (b) ET-Rn, (c) ET-G, (d) ET-H

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

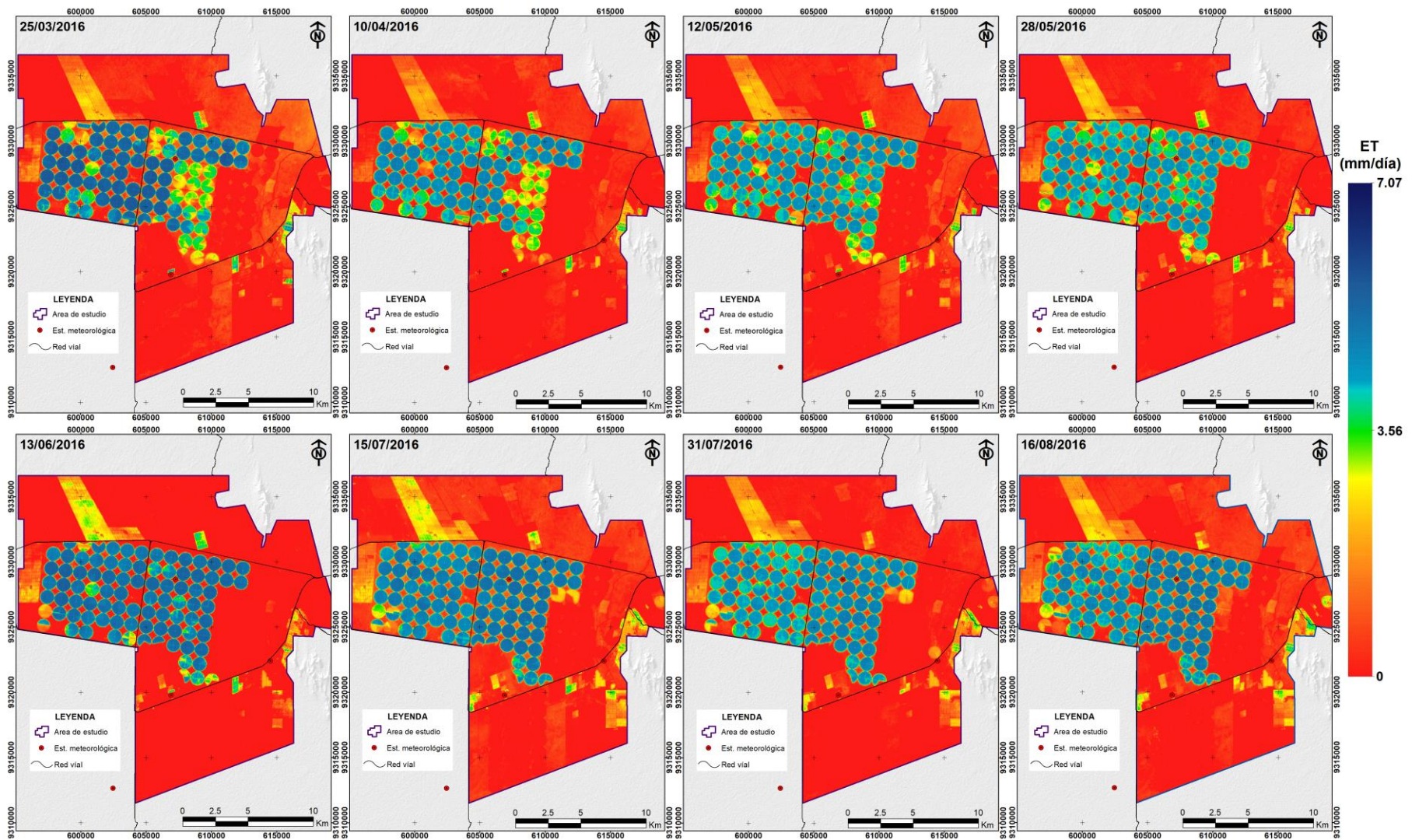


Figura 41: Distribución espacial y temporal de la evapotranspiración (Periodo 25/03/2016 a 16/08/2016)

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

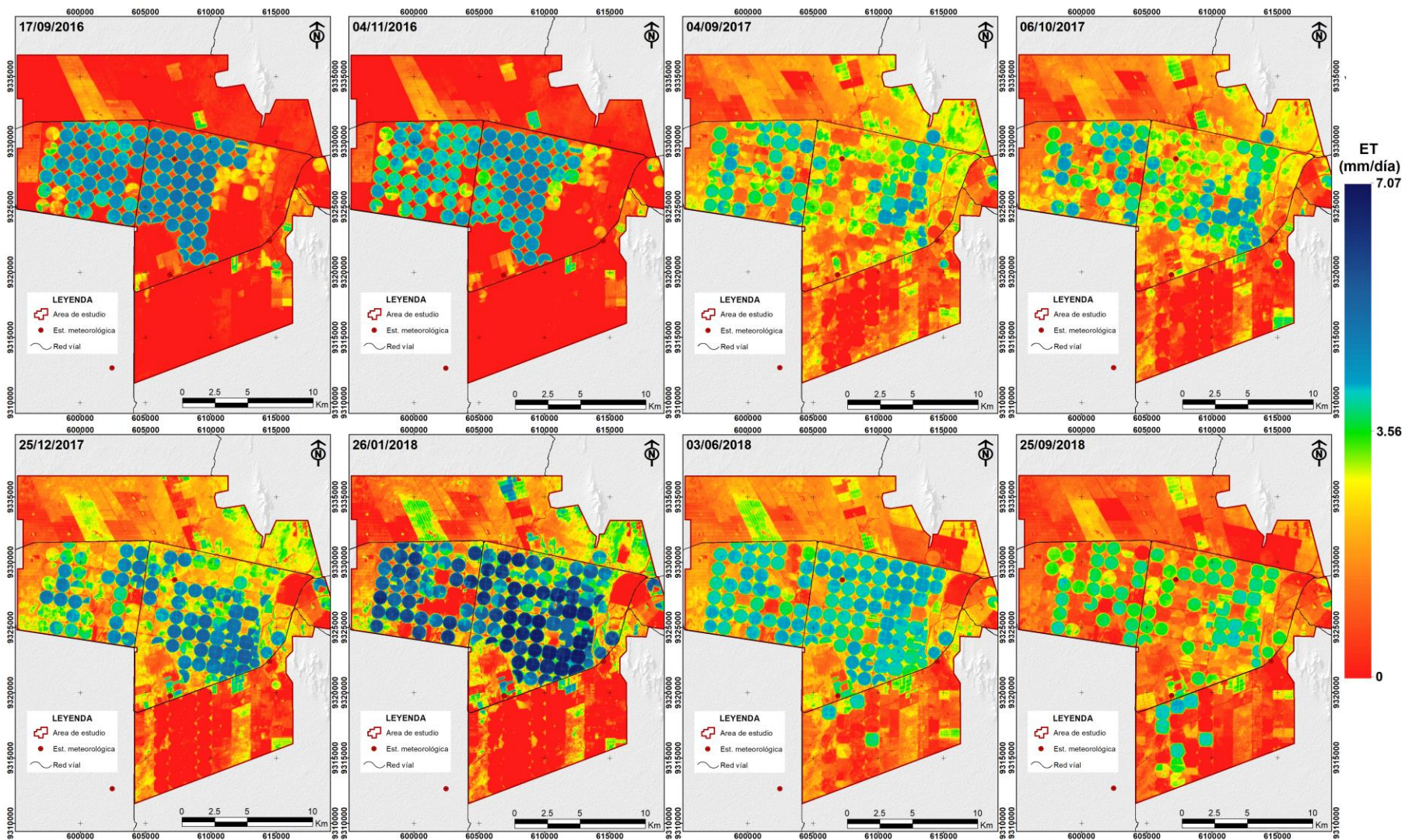


Figura 42: Distribución espacial y temporal de la evapotranspiración (Periodo 17/09/2016 a 25/06/2018)

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

4.7 VALIDACIÓN DE LOS RESULTADOS DE EVAPOTRANSPIRACIÓN

En la Figura 43, se muestra gráficamente la comparación entre la ET observada (derivados de Penman-Monteith) y la ET estimada por SEBAL en función de las diferentes fases fenológicas del cultivo y en la Tabla 10, se presentan las estadísticas de rendimiento de la ET para el conjunto de datos completo (n=41).

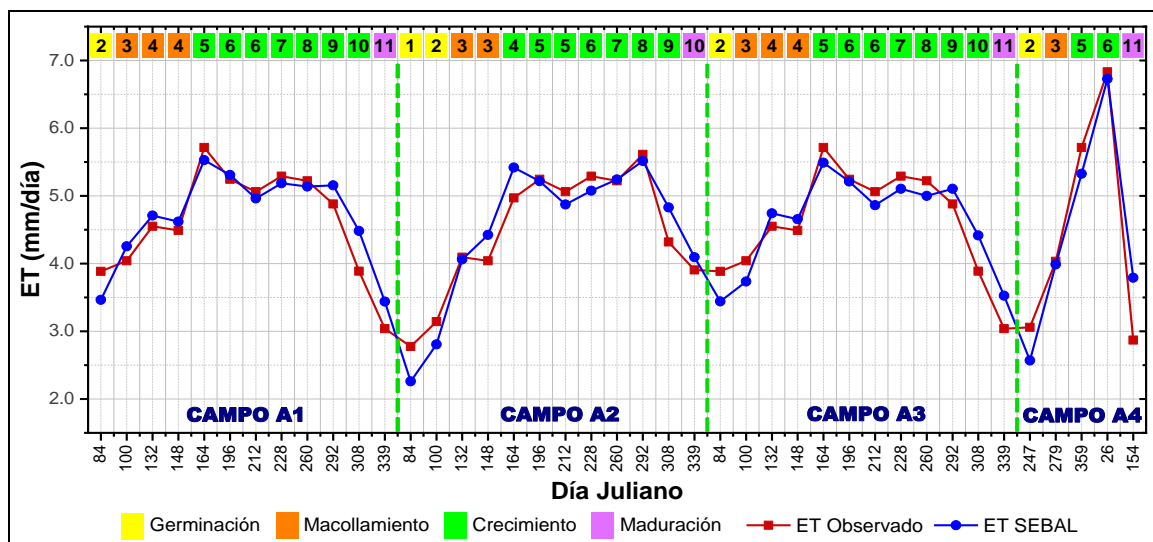


Figura 43: Variación de la ET observada (Penman-Monteith) y estimada por SEBAL.

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

Tabla 10: Estadísticas de comparación entre los valores estimados (SEBAL) y observados (Penman-Monteith)

Métodos estadísticos	Valor
Error medio cuadrático (RMSE)	0.327
Coefficiente de determinación (R^2)	0.871
Eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE)	0.873
Error porcentual absoluto medio (MAPE)	6.76%

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

En general según la Figura 43 y las estadísticas de la Tabla 10, las estimaciones del modelo SEBAL indican un buen desempeño del modelo con un error medio cuadrático (RMSE) de 0.327, un coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) de 0.873 y un error porcentual absoluto medio (MAPE) de 6.76%, estas estadísticas son comparables con los reportados por otros investigadores: por ejemplo, la diferencia de 1-10% observada por Bastiaanssen *et al.* (2002) y 1-11% observado por Bastiaanssen y Chandrapala (2003).

En la Figura 44 se muestra el análisis de regresión lineal donde se observa una fuerte relación entre los valores de evapotranspiración observados y simulados con un coeficiente de determinación (R^2) igual a 0.871.

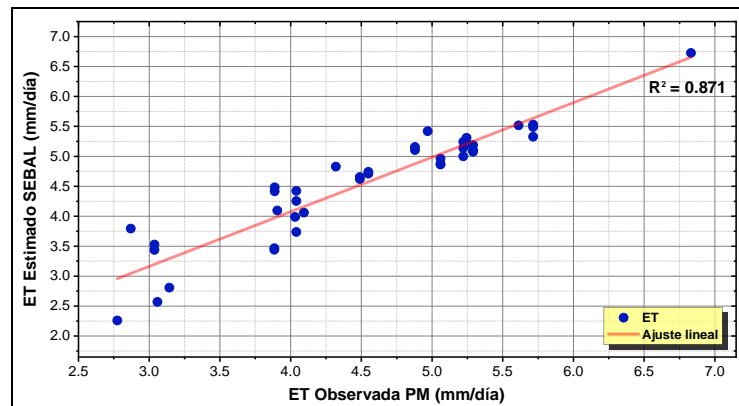


Figura 44: Regresión entre los valores de ET observados (PM) y estimados (SEBAL)

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

En la Figura 45, 46 y 47, se presenta las tasas de evapotranspiración de tres de los campos que se utilizaron para validar los resultados estimados por SEBAL, estos campos han sido seleccionados debido a que no presentaban grandes diferencias espaciales en la evolución del NDVI durante las diferentes fases fenológicas del cultivo. Los mayores valores de las tasas de ET fueron encontrados en el período en que el cultivo se encuentra en pleno crecimiento alcanzando valores de ET de 5.53 mm.día^{-1} , 5.52 mm.día^{-1} y 5.49 mm.día^{-1} mientras tanto los valores más bajos se registraron en las fases de germinación y maduración con valores de ET de 3.43 mm.día^{-1} , 2.26 mm.día^{-1} y 3.52 mm.día^{-1} respectivamente.

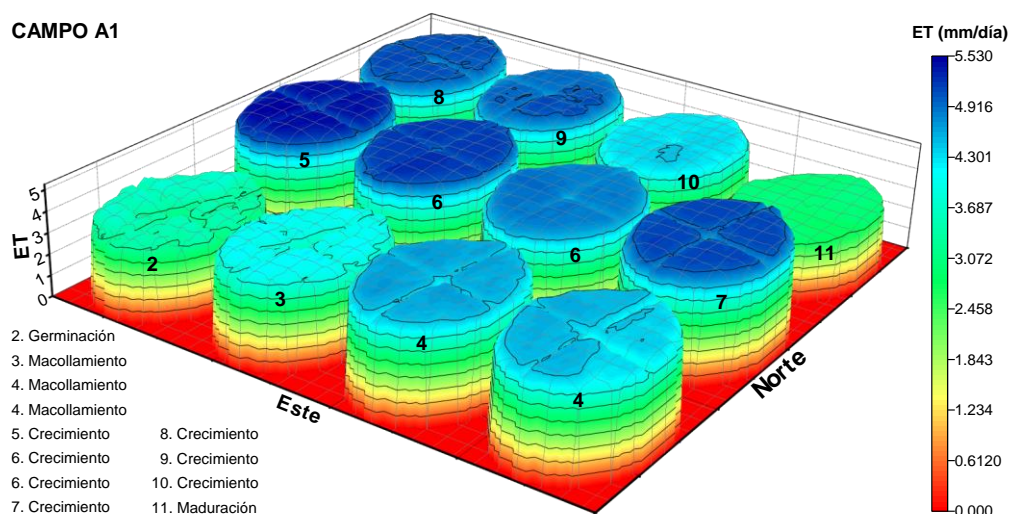


Figura 45: Distribución espacial de las tasas de evapotranspiración campo A1

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

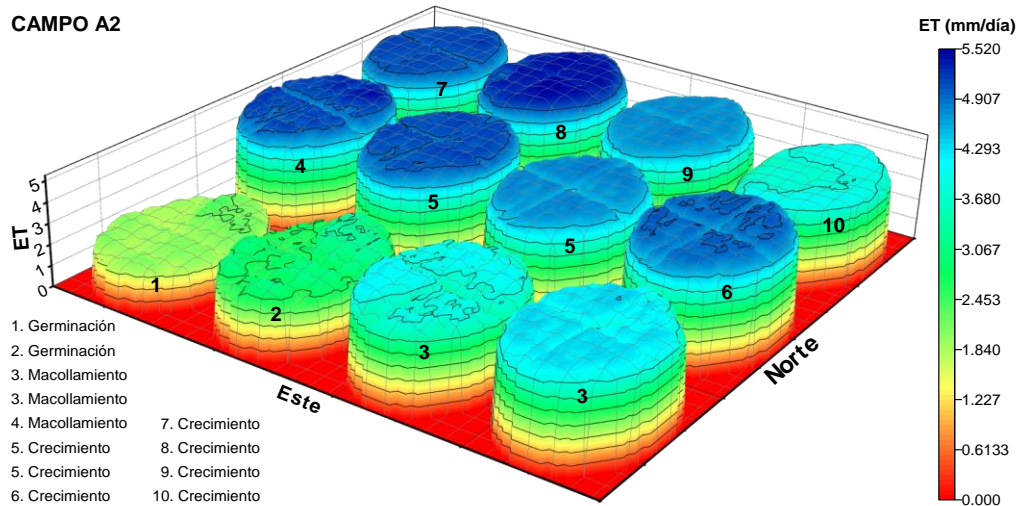


Figura 46: Distribución espacial de las tasas de evapotranspiración campo A2

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

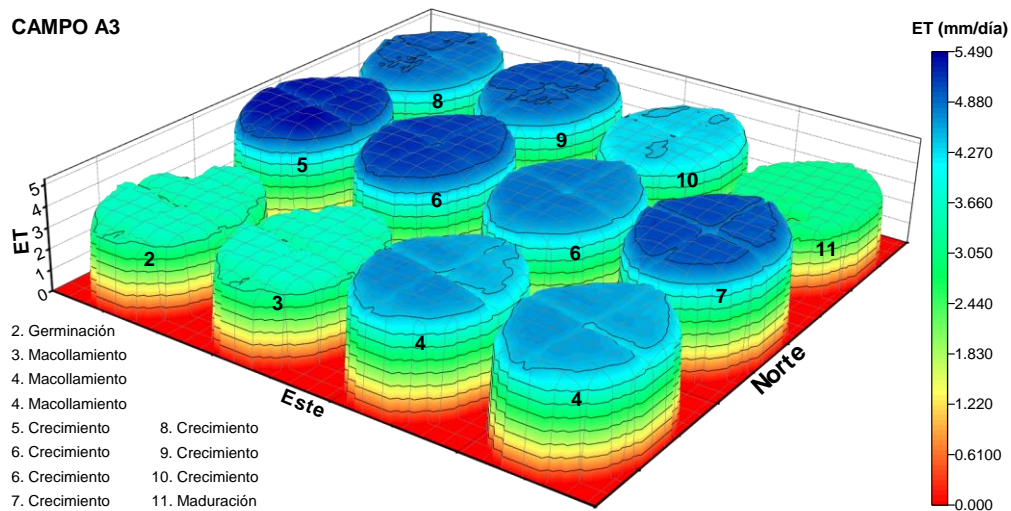


Figura 47: Distribución espacial de las tasas de evapotranspiración campo A3

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

Los métodos de evapotranspiración más comunes determinan las estimaciones puntuales de la evapotranspiración. Tales métodos incluyen las ecuaciones de Penman, Thornthwaite, Hargreaves, Priestley y Taylor, Makkink y FAO Penman-Monteith (Allen *et al.* 1998), sin embargo, estos métodos basados en mediciones de puntos meteorológicos no tienen la capacidad de proporcionar una evapotranspiración espacial considerando la heterogeneidad de las propiedades del suelo, la salud de las plantas, la presión de las plagas, la topografía entre otras causas que generan este cambio significativo de la evapotranspiración en un mismo campo como se aprecia en la Figura 48.

En ese entender el seguimiento de la evapotranspiración usando información de sensores remotos, ofrece un potencial importante para cerrar la brecha entre la medición de punto y la medición a gran escala de la evapotranspiración, proporciona información muy valiosa para el conocimiento de los requerimientos de agua a nivel de campo, permitiendo conocer donde, cuando y cuánta agua se ha movido a la atmosfera por evapotranspiración (Figura 48). Actualmente en el área de estudio y en gran parte de irrigaciones de Perú se usa un solo valor de ET obtenida comúnmente multiplicando la evapotranspiración de referencia E_{To} por un coeficiente de cultivo constante sin considerar las posibles variaciones espaciales para un campo o área definida a partir del cual determinan los requerimientos de riego para las diferentes fases fenológicas del cultivo, sin embargo, los resultados obtenidos en la presente investigación como se muestra en los detalles de los histogramas de frecuencias, análisis de tendencias y esquemas 3D (Figura 48), algunos campos presentan una variabilidad espacial importante de la evapotranspiración, en base a esta información, las aplicaciones de riego se pueden evaluar con mayor precisión (agricultura de precisión) garantizando que se asignen de una manera más eficiente y equitativa los recursos hídricos a través de un riego de tasa variable evitando así conducir a un riego excesivo o insuficiente en ciertas áreas dentro del mismo campo.

Los mapas de evapotranspiración obtenidos de las imágenes satelitales Landsat 8 y el modelo SEBAL, resaltan claramente las potencialidades del modelo para optimizar un riego de tasa variable, sin embargo, estas imágenes satelitales solo permiten obtener mapas de evapotranspiración cada 16 días siendo esta una limitante para lograr una buena gestión del agua para riego, esto podría ser superado usando técnicas de fusión de imágenes de múltiples sensores como Landsat, Sentinel 2A, Sentinel 2B, Sentinel 3, Aster, Spot-5, Modis, Himawari-8 entre otros, el cual permitirá mejorar la resolución tanto temporal y espacial de la ET.

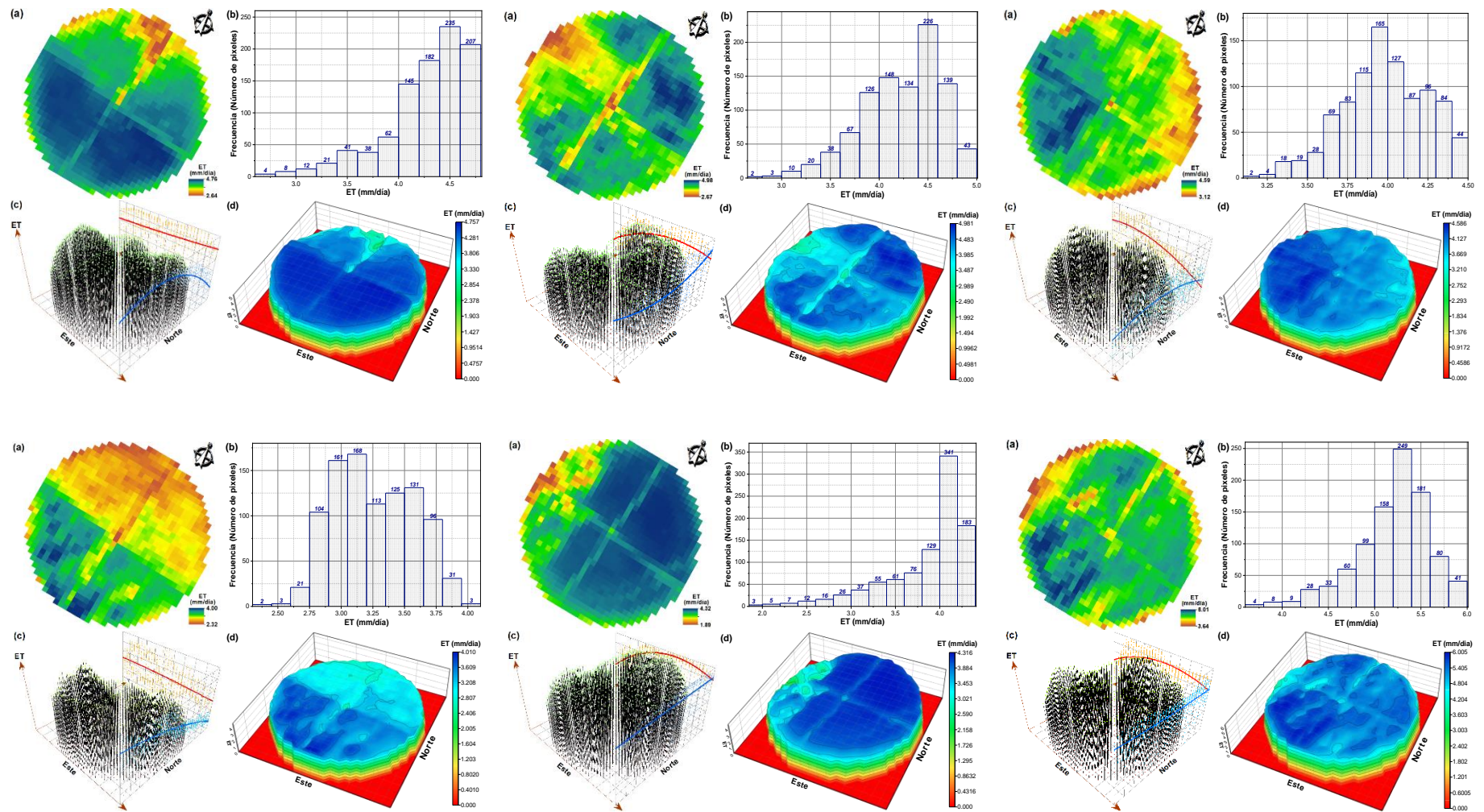


Figura 48: Evapotranspiración espacial a nivel de campo

Fuente: Elaboración propia en base a resultados

V. CONCLUSIONES

- Los resultados alcanzados con el uso de sensores remotos permiten obtener una visión general de manera cualitativa y cuantitativa de la variación espacial y temporal de las tasas de evapotranspiración en la irrigación Olmos, es así que, las técnicas de teledetección se constituyen en una herramienta muy útil a partir del cual se puede realizar un mejor uso de los recursos hídricos.
- Se logró implementar una barra de herramientas denominado “Evapotranspiración SEBAL” en el software ArcGIS que automatiza el modelo SEBAL, a partir del cual de una manera más rápida y segura se obtuvo la evapotranspiración en cultivos de caña de azúcar, alcanzando valores de 0.0 mm.día^{-1} a 7.07 mm.día^{-1} en las fechas analizadas, los valores más altos se registraron durante la fase fenológica de crecimiento, mientras tanto los valores más bajos se registraron en campos de cultivo secos y sin vegetación.
- Al realizar el análisis estadístico de los valores estimados por SEBAL con los valores obtenidos usando la ecuación de la FAO Penman-Monteith muestra resultados buenos para la predicción de la ET, con un error medio cuadrático (RMSE) de 0.327, un coeficiente de determinación (R^2) de 0.871, una eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) de 0.873 y un error porcentual absoluto medio (MAPE) de 6.76%, esto demuestra que las mediciones de ET utilizando datos de sensores remotos proporcionan información adecuada y coherente para su aplicación en el área de estudio.
- La evapotranspiración a nivel de campo permite identificar aplicaciones de riego excesivo o insuficiente en ciertas áreas dentro del mismo campo a partir de esta información se podría hacer un mejor uso del agua a través de un riego de tasa variable convirtiéndose así en una herramienta operacional para el riego de cultivos.

VI. RECOMENDACIONES

- Para posteriores investigaciones la validación de los resultados se recomienda realizar usando valores de evapotranspiración ET obtenidos con métodos directos es así que se aconseja instalar lisímetros en la Irrigación Olmos a fin de obtener una mejor certeza en las estimaciones realizadas por el modelo SEBAL.
- Para obtener información con alta resolución temporal y espacial de la evapotranspiración se recomienda hacer investigaciones usando técnicas de fusión de imágenes de múltiples sensores como Landsat, Sentinel 2A, Sentinel 2B, Sentinel 3, Aster, Spot-5, Modis, Himawari-8 entre otros.
- Es importante la continuidad de este tipo de investigaciones en las diferentes irrigaciones de Perú a fin de identificar problemas o anomalías en los campos de cultivo, vulnerabilidad a la escases de agua, áreas problemáticas en términos de rendimiento entre otros.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Acharya, B; Sharma, V. 2021. Comparison of Satellite Driven Surface Energy Balance Models in Estimating Crop Evapotranspiration in Semi-Arid to Arid Inter-Mountain Region. *Remote Sens.* N. ° 13: 1822.

Achuy, J. 2006. *Sistemas de información geográfica*. Lima, PE. Editorial Grupo Universitario, 321 p.

Allen, RG; Pereira, LS; Raes, D; Smith, M. 1998. *Crop Evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements – FAO Irrigation and Drainage Paper 56*, Roma, IT. s.e. 300 p.

Allen, RG; Pereira, LS; Raes, D; Smith, M. 2006. *Evapotranspiración del cultivo. Estudio Riego y Drenaje FAO-56*. Roma, IT. s.e., 322 p.

Allen, RG; Tasumi, M; Trezza, R. 2007a. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)-Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. N. ° 133: 380-394.

Allen, RG; Tasumi, M; Morse, A; Trezza, R; Wright, JL; Bastiaanssen, W; Kramber, W; Lorite, I; Robinson, CW. 2007b. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - applications. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. N. ° 133: 395-406.

Allen, RG; Irmak, A; Trezza, R; Hendrickx, JMH; Bastiaanssen, W; Kjaersgaard, J. 2011. Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. *Hydrol. Process.* N. ° 25: 4011-4027.

ANA (Autoridad Nacional del Agua, PE). 2009a. *V foro mundial del agua, tendiendo puentes hacia el trabajo conjunto en torno al agua: la experiencia peruana*. Lima, PE. 80 p.

ANA (Autoridad Nacional del Agua, PE). 2009b. *Política y estrategia nacional de recursos hídricos del Perú*. Lima, PE. 85 p.

- ANA (Autoridad Nacional del Agua, PE). 2014. Diagnóstico de la calidad de los recursos hídricos en el Perú 2000-2012. Lima, PE. 68 p.
- Ariza, A. 2013. Descripción y corrección de productos Landsat 8 LDCM (Landsat Data Continuity Mission). Bogota, CO. s.e., 46 p.s, DA; Carnahan, WH. 1982. Survey of emissivity variability in thermography of urban areas. *Remote Sensing of Environment*. N. ° 12: 313-329.
- Baca, JA; Chávez, LF; Collantes, JC; Mora, LR. 2017. Planeamiento estratégico del sector industrial de la caña de azúcar en el Perú. Tesis Mag. Surco, PE, Pontificia Universidad Católica del Perú, 136 p.
- Bachour, R. 2013. Modeling and forecasting evapotranspiration for better management of irrigation command areas. Tesis D. Utah, US, Utah State University, 115 p.
- Bala, A; Rawat, KS; Misra, AK; Srivastava, A. 2015. Assessment and validation of evapotranspiration using SEBAL algorithm and Lysimeter data of IARI agricultural farm. *Geocarto Int.* N. ° 31: 739-764.
- Barraza, VD. 2015. Modelos aproximaciones basadas en información satelital en microondas pasivas para la estimación de la evapotranspiración en áreas boscosas de la cuenca del río bermejo. Tesis D. Buenos Aires, AR, Universidad de Buenos Aires, 233 p.
- Bastiaanssen, W; Chandrapala, L. 2003. Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. *Agric. Water Manage.* N. ° 58(2): 171-192.
- Bastiaanssen, W. 1995. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climate. Tesis D. Wageningen, NL. Landbouw Universiteit Wageningen, 273 p.
- Bastiaanssen, W; Menenti, M; Feddes, RA; Holtslag, AAM. 1998a. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *Journal Hydrology*, N. ° 212-213: 198-212.
- Bastiaanssen, W; Pelgrum, H; Wang, J; Ma, Y; Moreno J; Roerink, GJ; van der Wal, T. 1998b. The surface energy balance algorithm for land (SEBAL): Part 2 validation, *Journal Hydrology*. N. ° 212-213: 213-229.

- Bastiaanssen, W. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*. N. ° 229(1-2): 87-100.
- Bastiaanssen, W; Ahmad, M; Chemin, Y. 2002. Satellite surveillance of evaporative depletion across the Indus Basin. *Water Resources Research*. N. ° 38(12): 1-9.
- Bastiaanssen, W; Chandrapala, L. 2003. Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. *Agric. Water Manage.* N. ° 58(2): 171-192.
- Bastiaanssen, W; Noordman, EJM; Pelgrum, H; Davids, G; Thoreson, BP; Allen, RG. 2005. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions, *J. Irrig. Drain. Eng.* N. ° 131: 85–93.
- Benvenuti, FA. 2005. Relação de índices espectrais de vegetação com a produtividade da cana-de-açúcar e atributos edáficos Dissertação. Tesis Mag. São Paulo, BR. Universidade Estadual de Campinas, 120 p.
- Berti, A; Tardivoa, G; Chiaudani, A; Rechc, F; Borina, M. 2014. Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in north-eastern Italy. *Agricultural Water Management*. N. ° 140: 20-25.
- Brutsaert, W. 1982. *Evaporation into the Atmosphere, Theory, History, and Applications*. Boston, US. D.Reidel Publishing Company. 299 p.
- Calera, A. 2018. *Proceso de transporte: balance de energía en la superficie terrestre (diapositivas)*, Real, ES. 92 diapositivas.
- Chang, YP; Ding, YJ; Zhao, QD; Zhang, SQ. 2017. Remote estimation of terrestrial evapotranspiration by Landsat 5 TM and the SEBAL model in cold and high-altitude regions: a case study of the upper reach of the Shule River Basin, *Hydrol. Process*. N. ° 31: 514–524.
- Chavez, JL; Neale, CMU; Hipps, LE; Prueger, JH; Kustas, WP. 2005. Comparing aircraft-based remotely sensed energy balance fluxes with eddy covariance tower data using heat flux source area functions. *Journal of Hydrometeorology, AMS*. N. ° 6(6): 923-940.
- Chávez, E; González, G; González, JL; Dzul, E; Sánchez, I; López, A; Chávez, JA. 2013. Uso de estaciones climatológicas automáticas y modelos matemáticos para determinar la evapotranspiración. *Tecnología y Ciencias del Agua*. N. ° 4: 115–126.

- Chehbouni, A; Lo, D; Njoku, EG; Monteny, B. 1996. Examination of the difference between radiative and aerodynamic surface temperatures over sparsely vegetated surfaces. *Remote sensing of Environment*. N. ° 58(2): 176-186.
- Chemin; Y; Platonov, A; Hassan, M; Abdulla, I. 2004. Using remote sensing data for water depletion assessment at administrative and irrigation-system levels: case study of the ferghana province of Uzbekistan. *Agricultural Water Manageme*. N. ° 64: 183-196.
- Chen, H; Huo, Z; Dai, X; Ma, S; Xu, X, Huang; G. 2018. Impact of agricultural water-saving practices on regional evapotranspiration: the role of groundwater in sustainable agriculture in arid and semi-arid area. *Agricultural and Forest Meteorology*. N. ° 263: 156-168.
- Chow, V; Maidment, D; Mays, L. 1988. *Applied hydrology*. New York, US. McGraw-Hill Book Company, 572 p.
- Chuvieco, E. 1996. *Fundamentos de teledetección espacial*. 3 ed. Madrid, ES. RIALP, 568 p.
- Chuvieco, E. 2016. *Fundamentals of satellite remote sensing: an environmental approach*. 2 ed. Boca Raton, US. CRC press, 468 p.
- Crago, R; Friedl, M; Kustas, W; Wang, Y. 2004. Investigation of aerodynamic and radiometric land surface temperatures. *NASA Scientific and Technical Aerospace Reports (STAR)*. N. ° 42(21): 201.
- Burman, RD; Cuenca, RH; Weiss, A. 1983. Techniques for estimating irrigation water requirements. In *Advances in Irrigation*, (1983, New York, US). Eds. D. Hillel, Academic Press, New York, p. 336-394.
- Deering, DW. 1978. *Rangeland reflectance characteristics measured by aircraft and spacecraft sensors*. Tesis PhD. Texas, US. Texas A & M University, 338 p.
- Diarra, A. 2017. *Suivi de l'évapotranspiration des cultures irriguées du Sud de la Méditerranée par télédétection multi-capteurs et modélisation globale*. Tesis D. Paris, FR. Université Pierre et Marie Curie - Université Cadi Ayyad, 212 p.
- Digonzelli, P; Romero, ER. 2013. La caña de azúcar y la disponibilidad hídrica. *Avance Agroindustrial*. N. ° 4: 14-15.

- Doorenbos, J; Pruitt, W. 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. Irrigation and Drainage. Paper FAO 24, Roma, IT. s.e., 144 p.
- Entraigas, I; Rivas, R; Usunoff, E. 2001. Intercepción y distribución de la precipitación bajo el canopeo de maíz. Rainfall interception and distribution by a corn canopy. Rev. Argent. Agrometeorol. N. ° 1: 89-94.
- Fan, X; Thomas, A. 2013. Spatiotemporal variability of reference evapotranspiration and its contributing climatic factors in Yunnan Province, SW China, 1961-2004. Climatic Change. N. ° 116: 309–325.
- FAO (Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, IT). 2013. Afrontar la escasez de agua, un marco de acción para la agricultura y la seguridad alimentaria. Roma, IT. 97 p.
- Fisher, JB; Melton, F; Middleton, E; Hain, C; Anderson, M; Allen, R; Kilic, A. 2017. The future of evapotranspiration: Global requirements for ecosystem functioning, carbon and climate feedbacks, agricultural management, and water resources. Water Resour. Res. N. ° 53: 2618–2626.
- Friedrich, C. 2014. Comparison of ArcGIS and QGIS for Applications in Sustainable Spatial Planning. Tesis Mag. Viena, AU. Universtitat Wien, 117 p.
- Francois, J. 2018. Análisis espacial con R. Kocani, MK. European Scientific Institute, 151 p.
- Gavilán, PD. 2002. La advección de calor sensible en el Valle Medio del Guadalquivir y su influencia en la medida y estimación de la evapotranspiración. Tesis D. Córdoba, ES. Córdoba University, 169 p.
- GEOS (Geospatial System Analysis and Design). 2020. Overview of programming languages for GIS (en línea). Consultado 28 mar. 2021. Disponible en <https://www.e-education.psu.edu/geog583/node/67/>
- George, P. 2013. Evaluation of surface energy balance models for mapping evapotranspiration using very high resolution airborne remote sensing. Tesis D. Kansas, US. Kansas State University, 138 p.

- GIS Ag Maps. 2013. GIS & Remote Sensing Information for Crops & More: Landsat & Sentinel-2 Conversion to Surface Reflectance (SR). (en línea). Consultado 01 nov. 2018. Disponible en <http://www.gisagmaps.com/landsat-8-atco/>
- Godoy, RE. 2005. Aplicaciones de la teledetección en el análisis de la concentración de clorofila en las costas de la cuarta región de Coquimbo. Coquimbo, CL. s.n.t.
- Gong, L; Xu, C; Chen, D; Halldin, S; Chen, YD. 2006. Sensitivity of the PenmanMonteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. *Journal of Hydrology*. N. ° 329: 620–629.
- Goward, S; Cruickshanks, GD; Hope, A. 1985. Observed relation between thermal emission and reflected spectral radiance of a complex vegetated landscape. *Remote Sensing of Environment*. N. ° 18: 137-146.
- Gowda, PH; Chávez, JL; Colaizzi, PD; Evett, SR; Howell, TA; Tolk, JA. 2007. Remote sensing-based energy balance algorithms for mapping ET: Current status and future challenges. *Transactions of the ASABE*. N. ° 50 (5): 1639-1644.
- Goyal, MR; Ramirez, VH. 2005. Elementos de Agroclimatología. Risaralda, CO. Editorial UNISARC, 307 p.
- Guzmán, OF. 2007. Fundamentos físicos de teledetección. Bogotá, CO. s.e., 85 p.
- Hargreaves, G; Samani. Z. 1985. Reference crop evapotranspiration from temperatura. *Applied Engineering in Agriculture*. N. ° 1(2): 96-99.
- Herman, MR; Nejadhashemi, AP; Abouali, M; Hernandez-Suarez, JS; Daneshvar, F; Zhang, Z; Anderson, MC; Sadeghi, AM; Hain, CR; Sharifi, A. 2018. Evaluating the role of evapotranspiration remote sensing data in improving hydrological modeling predictability. *J. Hydrol*. N. ° 556: 39–49.
- Howell, TA; Bucks, DA; Goldhamer, DA; Lima, JM. 1983. Irrigation scheduling. In *Trickle Irrigation for Crop Production: Design, Operation and Management*. (1983, Arizona, US). Eds. FS. Nakayama; DA. Bucks. Elsevier Science Publishers, p. 241-358.
- Huete, AR: 1988. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sens. Environ*. N. ° 25: 295-309.
- Humbert, RP. 1974. El cultivo de la caña de azúcar. Distrito Federal, MX. Editorial Continental, 719 p.

Huntington, JL; Allen, RG. 2010. Evapotranspiration and net irrigation water requirements for Nevada. Nevada, US. s.e., 288 p.

Ibérico, J. 2016. Abastecimiento de agua para la agricultura en la costa. Revista Moneda. N. ° 138: 35-39.

IICA (Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura, MX). 2017. El agua para la agricultura de las Américas. MX. 78 p.

Inoue, Y; Moran, MS. 1997. A simplified method for remote sensing of daily canopy transpiration—a case study with direct measurements of canopy transpiration in soybean canopies. Int. J. Remote Sens. N. ° 18: 139-152.

Irmak, S; Allen, RG; Whitty, EB. 2003. Daily grass and alfalfa-reference evapotranspiration estimates and alfalfa-to-grass evapotranspiration ratios in Florida, J. Irrig. Drain Eng. N. ° 129: 360-370.

Irmak A; Ratcliffe, I; Ranade, P; Hubbard, K; Singht, R; Kamble, B; Kjaersgaard, J. 2011. Estimation of land surface evapotranspiration with a satellite remote sensing procedure. Great plains research. N. ° 21: 73-88.

Irons, JR; Loveland, TR. 2013. Eighth Landsat satellite becomes operational. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. N. ° 79: 398–401.

Jackson, R; Idso, SB; Reginato, RJ; Pinter, PJ, 1981. Canopy temperature as a crop water stress indicator. Water Resources Res. N. ° 17: 1133-1138.

Jiang, L; Islam, S. 1999. A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations. Geophysical Research Letters. N. ° 26(17): 2773-2776.

Jorge, T. 2009. Análisis experimental de marcadores de estrés a nivel cortical y subcortical en el cerebro de rata expuesta a radiación de 2.45 GHz. Tesis D. Santiago de Compostela, ES. Universidad de Santiago de Compostela, 197 p.

Kaheil, YH; Rosero, E; Gill, MK; McKee, M; Bastidas, LA; 2008. Downscaling and forecasting of evapotranspiration using a synthetic model of wavelets and support vector machines. Geoscience and Remote Sensing. N. ° 46: 2692-2707.

- Kalma, JD; McVicar, TR; McCabe, MF. 2008. Estimating land surface evaporation: A review of methods using remotely sensed surface temperature data. *Surveys in Geophysics*. N. ° 29 (4-5): 421-469.
- Kimura, W. 2017. *Electromagnetic waves and lasers*. San Rafael, US. Morgan & Claypool Publishers, 33 p.
- Kishan, R; Sudhir, S; Anju, B; Szilárd, S. 2019. Estimation of crop evapotranspiration through spatial distributed crop coefficient in a semi-arid environment. *Agricultural Water Management*. N. ° 213: 922-933.
- Kite, GW; Droogers, P. 2000. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *Journal of Hydrology*. N. ° 229: 3-18.
- Kjaersgaard, JH; Plauborg, F; Mollerup, M; Petersen, C; Hansen, S. 2008. Crop coefficients for winter wheat in a sub-humid climate regime. *Agricultural Water Management*. N. ° 95: 918-925.
- Kundu, S; Mondal, A; Khare, D; Hain, C; Lakshmi, V. 2018. Projecting climate and land use change impacts on actual evapotranspiration for the narmada river basin in Central India in the future. *Rem. Sens*. N. ° 10(4): 1-22.
- Kustas, WP; Daughtry, CST. 1990. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from multispectral data. *Agric. Forest Meteorology*. N. ° 49(3): 205-223.
- Kustas, WP; Norman, JM., 1996. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrol. Sci, J*. N. ° 41(4): 495-516.
- Ladlani, I; Houichi, L; Djemili, L. 2012. Modeling daily reference evapotranspiration (ET_0) in the north of Algeria using generalized regression neural networks (GRNN) and radial basis function neural networks (RBFNN): a comparative study. *Meteorology and Atmospheric Physics*. N. ° 118(3-4): 163-178.
- Landeras, G; Ortiz, A; Lo, JJ. 2008. Comparison of artificial neural network models and empirical and semi-empirical equations for daily reference evapotranspiration estimation in the Basque Country (Northern Spain). *Agricultural Water Management*. N. ° 95(5): 553-565.
- Lauer, DT; Morain, SA; Salomonson, VV. 1997. The Landsat program: Its origins, evolution, and impacts. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. N. ° 63: 831-838.

- Lee, Y; Kim, S. 2016. The modified SEBAL for mapping daily spatial evapotranspiration of south korea using three flux towers and terra MODIS data. *Remote Sensing*. N. ° 8(12): 1-20.
- Lewis, DC. 1982. *Industrial and business forecasting methods*. London, UK. s.e., 143 p.
- Li, HJ; Zheng, L; Lei, YP; Li, CQ; Liu, ZL; Zhang, SW. 2008. Estimation of water consumption and crop water productivity of winter wheat in North China Plain using remote sensing technology, *Agric. Water Manage.* N. ° 95: 1271–1278.
- Li, G; Yuanshu, J; Yihua, Wu; Zhang, F. 2018. Improvement of two evapotranspiration estimation models using a linear spectral mixture model over a small agricultural watershed. *Water*. N, ° 10(4): 474.
- Li, ZL; Tang, R; Wan, Z; Bi, Y; Zhou, C; Tang, B; Yan, G; Zhang, X. 2009. A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data. *Sensors*. N. ° 9(5): 3801-3853.
- Liou, Y; Kar, S. 2014. Evapotranspiration estimation with remote sensing and various surface energy balance algorithms-A Review. *Energies*. N. ° 7(5): 2821-2849.
- Liu, G; Hafeez, M; Xu, D; Volé, C. 2012. Comparison of two methods to derive time series of actual evapotranspiration using eddy covariance measurements in the southeastem Australia. *Journal of Hydrology*. N. ° 454-455: 1-6.
- Lillesand, TM; Kiefer, RW; Chipman, JW. 2004. *Remote Sensing and Image Interpretation*. 5 ed. New York, US. Fifth Edition, 763 p.
- Loheide, SP; Gorelick, SM. 2005. A local-scale high-resolution evapotranspiration mapping algorithm (ETMA) with hydroecological applications at riparian meadow restoration sites. *Remote Sensing of Environment*. N. ° 98(2-3): 182-200.
- Longley P; Goodchild M; Maguire D; Rhind D. 2015. *Geographic Information, Science and Systems*. London, US. Library of Congress Cataloging in Publication, 461 p.
- Loveland, T; Dwyer, J. 2012. Landsat: Building a strong future. *Remote Sensing of Environment*. N. ° 122: 22-29.

- Lu, X; Chen, M; Liu, Y; Miralles, DG; Wang, F. 2017. Enhanced water use efficiency in global terrestrial ecosystems under increasing aerosol loadings. *Agricultural and Forest Meteorology*. N. ° 237-238: 39-49.
- Lu, H; Yan, Y; Zhu, J; Jin, T; Liu, G; Wu, G; Stringer, LC; Dallimer, M. 2020. Spatiotemporal water yield variations and influencing factors in the Lhasa River Basin, Tibetan Plateau. *Water*. N. ° 12, 1498.
- Majozi, NP.; Mannaerts, CM; Ramoelo, A; Mathieu, R; Mudau, AE; Verhoef, W. 2017. An Intercomparison of Satellite-Based Daily Evapotranspiration Estimates under Different Eco-Climatic Regions in South Africa. *Remote Sensing*. N. ° 9: 307.
- Mao, Y; Wang, K. 2017. Comparison of evapotranspiration estimates based on the surface water balance, modified Penman-Monteith model, and reanalysis data sets for continental China. *J. Geophys. Res. Atmos.* N. ° 122: 3228-3244.
- MappingGIS 2021. Lenguajes de programación para GIS y su tendencia de crecimiento (en línea). Consultado 29 mar. 2021. Disponible en <https://mappinggis.com/2012/11/lenguajes-de-programacion-gis>
- Marek, W; Evett, R; Gowda, H; Howell, A; Copeland, S; Baumhardt, L. 2014. Post-processing techniques for reducing errors in weighing lysimeter evapotranspiration (ET) datasets. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*. N. ° 57: 499-515.
- Markham, BL; Barker, JL. 1985. Spectral characteristics of the LANDSAT Thematic Mapper sensors. *International Journal of Remote Sensing*. N. ° 6: 697-716.
- Markham, BL; Barker, JL. 1986. Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperatures. *EOSAT Landsat Data User Notes*, N. ° 1:3-8.
- Marzal A; Gracia I; Gracia P. 2014. Introducción a la programación con Python 3. *Castello de la Plana, ES. Publicacions de la Universitat Jaume I*, 415 p.
- Massimo, Z. 2017. Advanced methods for the analysis of multispectral and multitemporal remote sensing images. *Tesis D. Trento, IT, University of Trento*, 198 p.
- McMahon, TA; Peel, MC; Lowe, L; Srikanthan, R; McVicar TR. 2013. Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* N. ° 17: 1331–1363.

- Menenti, M; Choudhury, BJ. 1993. Parameterization of Land Surface evapotranspiration using a location dependent potential evapotranspiration and surface temperature range. In Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales (1993, Jokohama, JP). Eds. HJ. Bolle; RA. Feddes; JD. Kalma. IAHS Publication, p. 561-568.
- Monin, AS; Obukhov AM. 1954. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*. N. ° 24: 163-187.
- Monteith, JL. 1972. Solar radiation and productivity in tropical ecosystems. *Journal of Applied Ecology*. N. ° 9: 747-766.
- Moran, MS; Clarke, TR; Inoue, Y; Vidal, A. 1994. Estimating crop water deficit using the relationship between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*. N. °49: 246-363.
- Moriasi, DN; Gitau, MW; Pai, N; Daggupati, P. 2015. Hydrologic and water quality models: performance measures and evaluation criteria. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*. N. ° 58(6): 1763-1785.
- Morse, A; Tasumi, M; Allen, RG; Kramber, WJ. 2000. Application of the SEBAL methodology for estimating consumptive use of water and streamflow depletion in the bear river basin of Idaho through remote sensing. Idaho, US. 107 p.
- Mu Q; Heinsch, F; Zhao, M; Running, S. 2007. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*. N. ° 111: 519-536.
- Mylevaganam, S; Ray, C. 2016. The Spatial Sensitivity Analysis of Evapotranspiration using Penman-Monteith Method at Grid Scale. *Journal of Geographic Information System*. N. ° 8: 121-136.
- Najmaddin, PM; Whelan, MJ; Balzter, H. 2017. Estimating Daily Reference Evapotranspiration in a Semi-Arid Region Using Remote Sensing Data. *Remote Sensing*. N. ° 9: 1-20.
- NASA (National Aeronautics and Space Administration, US). 2008. Space faring, the radiation challenge. Huntsville, US. 36 p.

- NASA (National Aeronautics and Space Administration). 2018. Landsat Science. (en línea). Consultado 20 oct. 2018. Disponible en <https://landsat.gsfc.nasa.gov/landsat-8/mission-details/>
- ONU (Organización de la Naciones Unidas, FR). 2003. Agua para todos, agua para la vida. Paris, FR. 36 p.
- Oudin, L. 2004. Recherche d'un modele d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entree d'un modele pluie-debit global. Tesis D. Paris, FR, Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts, 495 p.
- Paulson, CA. 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Appl. Meteorol.* N. ° 9: 857-861.
- Peña, RV; Chávez, LT; Nolasco, AQ; Pichardo, C. 2001. Comparison of some micrometeorological methods to estimate evapotranspiration. *Terra.* N. ° 19: 281-291.
- Ramírez, MA. 2008. Cultivos para la producción sostenible de biocombustibles: Una alternativa para la generación de empleos e ingresos. 1 ed. Tegucigalpa, HN, s.e., 20 p.
- Rana, G; Katerji, N. 2000. Measurement and Estimation of Actual Evapotranspiration in the Field under Mediterranean Climate: A Review. *European Journal of Agronomy.* N. ° 13: 125-153.
- Raven, P; Evert, R; Eichhorn, S. 1992. *Biología de las plantas.* New York, US. Editorial Reverté, 755 p.
- Reuter, DC; Richardson, CM; Pellerano, FA; Irons, JR; Allen, RG; Anderson, M; Jhabvala, MD; Lunsford, AW; Montanaro, M; Smith, RL; Tesfaye, Z. 2015. The thermal infrared sensor (TIRS) on Landsat 8: Desing overview and pre-launch characterization. *Remote Sensing.* N. ° 7(1): 1135-1153.
- Rivas, R. 2004. Propuesta de un modelo operativo para la estimación de la evapotranspiración. Tesis D. Valencia, ES, Universitat de València, 143 p.
- Roerink, GJ; Su, B; Menenti, M. 2000. S-SEBI: A simple Remote Sensing Algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B.* N. ° 25 (2): 147-157.

Ruhoff, AL; Paz, AR; Collischonn, W; Aragao, LE; Rocha, HR; Malhi, YS. 2012. A MODIS-based energy balance to estimate evapotranspiration for clear-sky days in Brazilian tropical savannas. *Remote Sensing*. N. ° 4(12): 703-725.

Savage, J; Everson, C; Metelerkamp, B. 2009. Bowen ratio evaporation measurement in a remote montane grassland: Data integrity and fluxes. *Journal of Hydrology*. N. ° 376: 249-260.

Sentelhas, PC; Gillespie, TJ; Santos, EA. 2010. Evaluation of FAO Penman – Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. *Agricultural Water Management*. N. ° 97(5): 635-644.

Skidmore, A. 2002. *Environmental modeling with GIS and Remote Sensing*. New York, US. British Library Cataloguing in Publication List, 259 p

Su, Z. 2002. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrol. Earth Syst. Sci*. N. ° 6: 85-100.

Sun, Z; Wei, B; Su, W; Shen, W; Wang, C; You, D; Liu, Z. 2011. Evapotranspiration estimation based on the SEBAL model in the Nansi Lake Wetland of China. *Mathematical and Computer Modelling*. N. ° 54(3-4): 1086-1092.

Spiliotopoulos, M. 2014. *Water resources management in agricultural watersheds using remote sensing*. Tesis D. Volos, GR, University of Thessaly, 341 p.

Tasumi, M. 2003. *Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery*. Tesis PhD. Moscow, US, University of Idaho, 357 p.

Thornthwaite, CW. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*. N. ° 38: 55-94.

USGS (United States Geological Survey). 2016. *Landsat 8 (L8) data users handbook*. (en línea). Consultado 27 oct. 2018. Disponible en <https://landsat.usgs.gov/landsat-8-data-users-handbook>

USGS (United States Geological Survey). 2018a. *USGS Landsat Global Archive*. (en línea). Consultado 21 oct. 2018. Disponible en <https://landsat.usgs.gov/usgs-landsat-global-archive>

USGS (United States Geological Survey). 2018b. *Landsat 7 (L7) data users handbook*. (en línea). Consultado 02 nov. 2018. Disponible en

https://landsat.usgs.gov/sites/default/files/documents/LSDS1927_L7_Data_Users_Handbook.pdf

Valera, FA, 2013. Análisis geoespacial para la caracterización funcional de las infraestructuras viarias en modelos de accesibilidad territorial utilizando sistemas de información geográfica. Tesis D. Coruña, ES, Universidad de Coruña, 297 p.

Valverde, JC. 2007. Riego y drenaje. 1 ed. San José, CR. Editorial Universidad Estatal a Distancia, 223 p.

Velluet, C. 2014. Modélisation et analyse pluriannuelles du fonctionnement hydrologique et énergétique de deux écosystèmes dominants au Sahel agropastoral (Sud-Ouest Niger). Tesis D. Montpellier, FR, Université Montpellier, 309 p.

Wang, L; Wu, B; Elnashar, A; Zeng, H; Zhu, W; Yan, N. 2021. Synthesizing a Regional Territorial Evapotranspiration Dataset for Northern China. *Remote Sens.* N. ° 13: 1076.

Waters, R; Allen, RG; Tasmi, M; Trezza, R; Bastiaanssen, W. 2002. Idaho Implementation Surface Energy Balance Algorithms for Land – SEBAL, Advanced Training and Users Manual, Idaho, US. s.e. 98 p.

WB (Banco Mundial, US). 2013. El futuro del riego en el Perú, desafíos y recomendaciones. Washington, US. 63 p.

Webb, EK. 1970. Profile relationships: the log-linear range, and extension to strong stability. *Meteorol. Soc.* N. ° 96: 67-90.

Westerhoff, RS. 2015. Remote sensing of environment using uncertainty of Penman and Penman – Monteith methods in combined satellite and ground-based evapotranspiration estimates. *Remote Sensing of Environment.* N. ° 169: 102-112.

Williams, DL; Goward, S; Arvidson, T. 2006. Landsat: yesterday, today, and tomorrow. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing.* N. ° 72(10): 1171–1178.

Wulder, MA; Masek, JG; Cohen, WB; Loveland, T R; Woodcock, CE. 2012. Opening the archive: How free data has enabled the science and monitoring promise of Landsat. *Remote Sensing of Environment.* N. ° 122: 2-10.

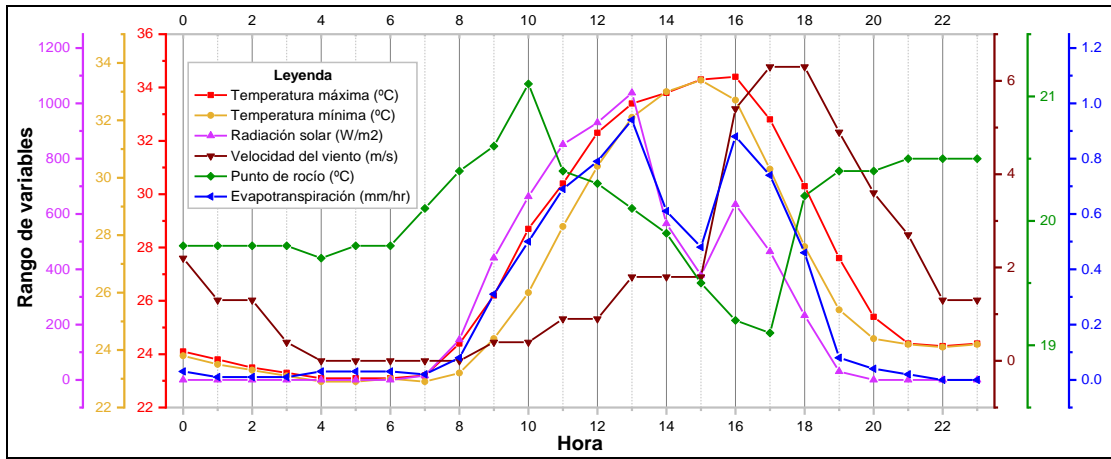
Xu, CY; Singh, VP. 1998. Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods. *Hydrological Processes.* N. ° 12(3): 429-442.

- Xu, CY; Singh, VP. 2002. Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from Switzerland. *Water Resources Management*. N. ° 16(3): 197-219.
- Xu, XF; Li, XL; Wang, XJ; He, CS; Tian, W; Tian, J; Yang, LX. 2020. Estimating daily evapotranspiration in the agricultural-pastoral ecotone in Northwest China: A comparative analysis of the Complementary Relationship, WRF-CLM4.0, and WRF-Noah methods. *Sci. Total Environ* 138635.
- Yang, F; Zhou, G. 2011. Characteristics and modeling of evapotranspiration over a temperate desert steppe in Inner Mongolia, China. *Journal of Hydrology*. N. ° 396(1-2): 139–147.
- Yang, Y. 2015. *Evapotranspiration Over Heterogeneous Vegetated Surfaces*. Tesis D. Beijing, CN, Tsinghua University, 144 p.
- Yang, Y; Cui, Y; Luo, Y; Lyu, X; Traore, S; Khan, S; Wang, W. 2016. Short-term forecasting of daily reference evapotranspiration using the Penman–Monteith model and public weather forecasts. *Agric Water Manag.* N. ° 177: 329-339.
- Zhang, K; Kimball, JS; Running, SW. 2016. A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation. *Wiley Interdiscip. Rev. Water*. N. ° 3: 834-853.
- Zhao, J; Xu, Z; Zuo, D; Wang, X. 2015. Temporal variations of reference evapotranspiration and its sensitivity to meteorological factors in Heihe River Basin, China. *Water Science and Engineering*. N. ° 8: 1–8.
- Zheng, C. 2013. *Multi-scale evapotranspiration in arid land*. Tesis Mag. Shizuoka, JP. Shizuoka University, 128 p.

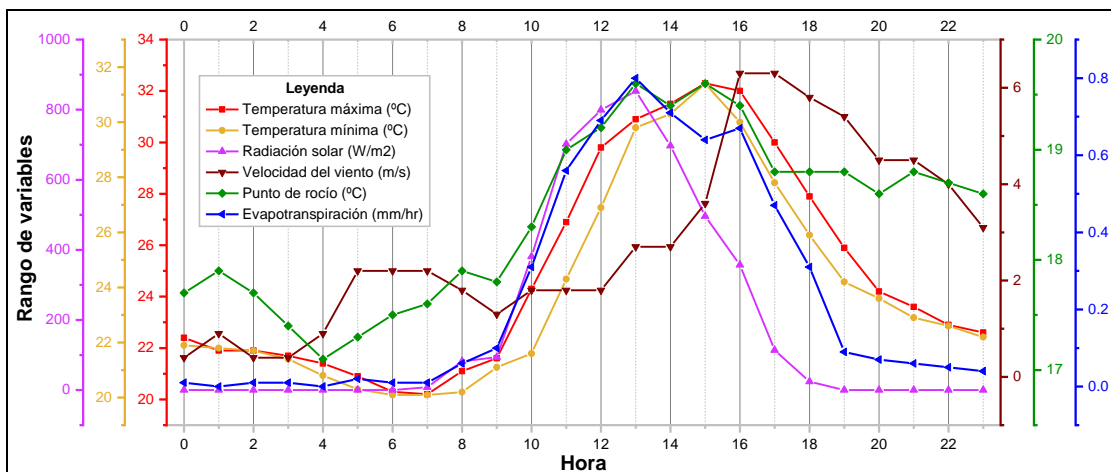
ANEXOS

Anexo 1: Variación horaria de variables meteorológicas

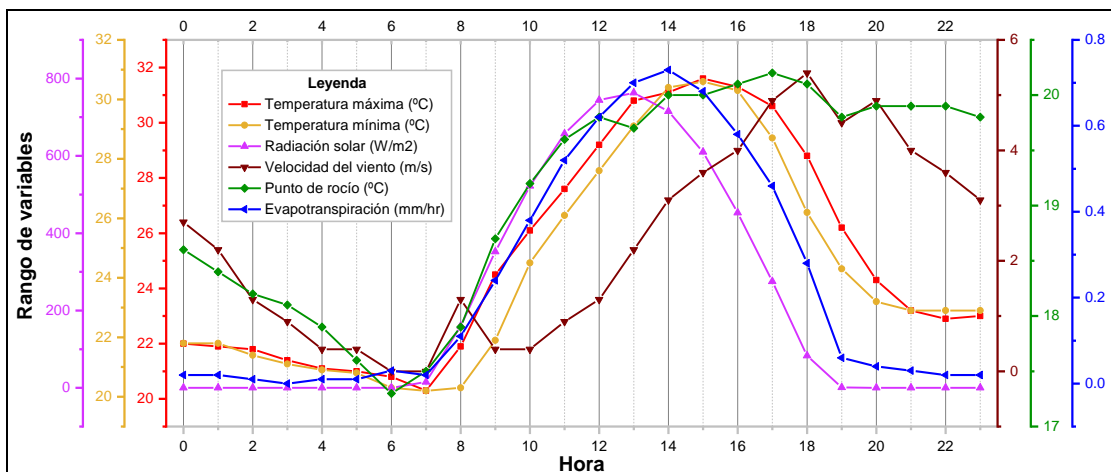
DJ - 84



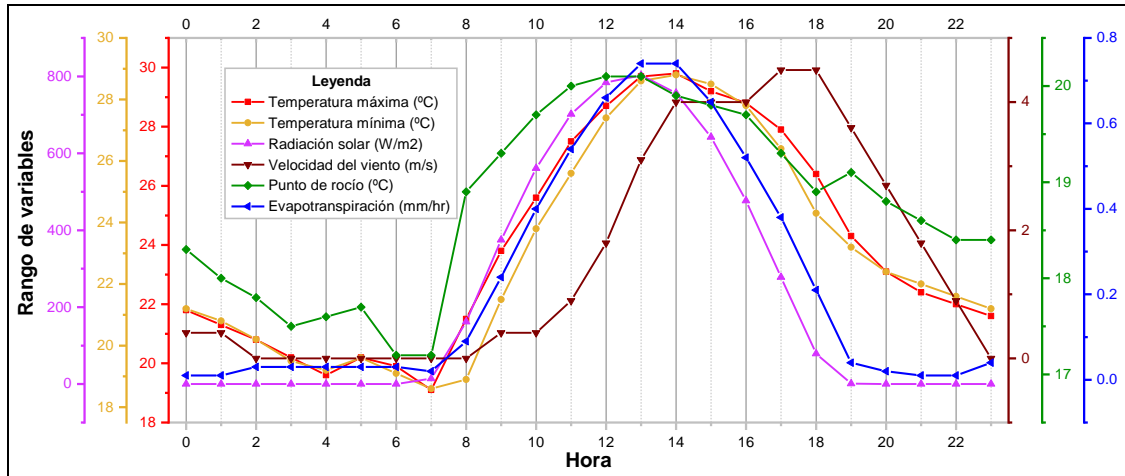
DJ - 100



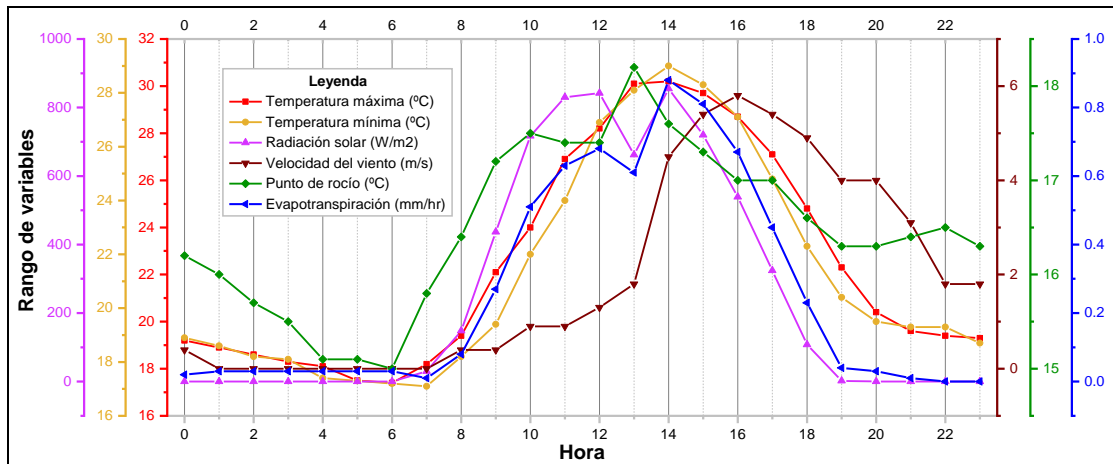
DJ - 132



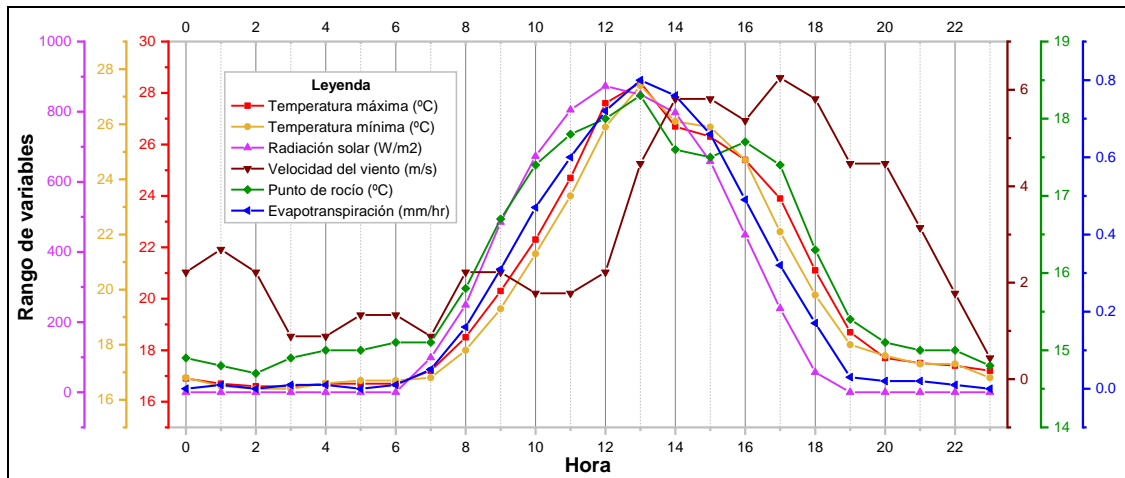
DJ - 148



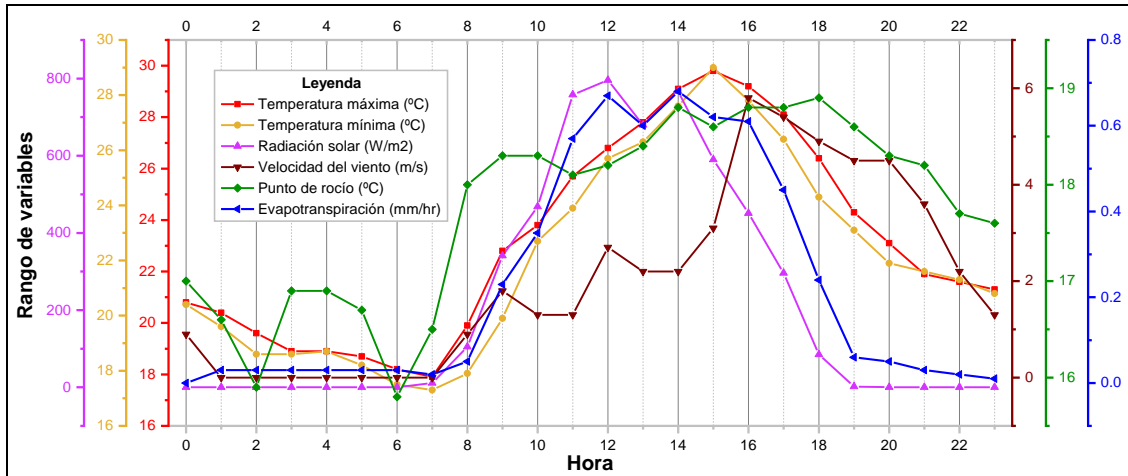
DJ - 164



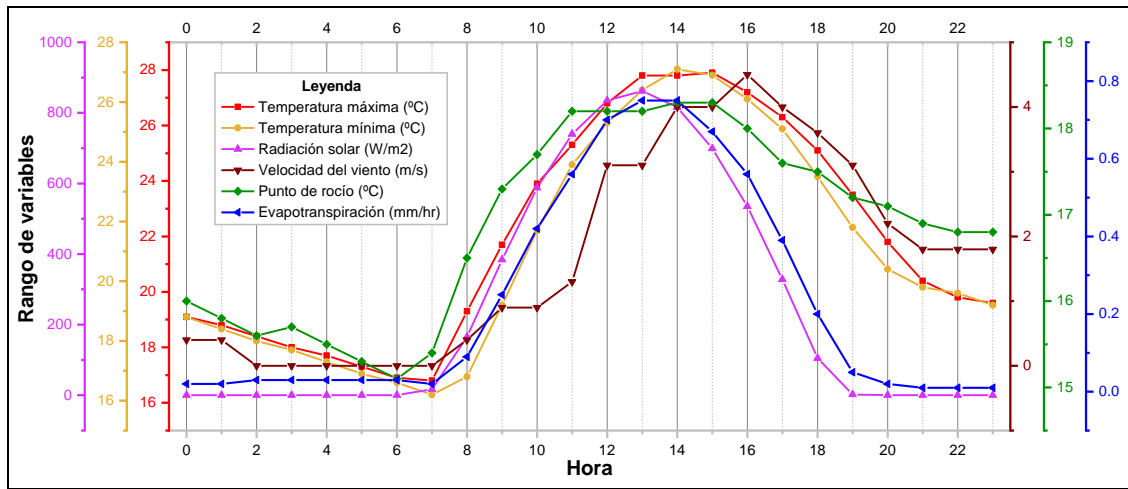
DJ - 196



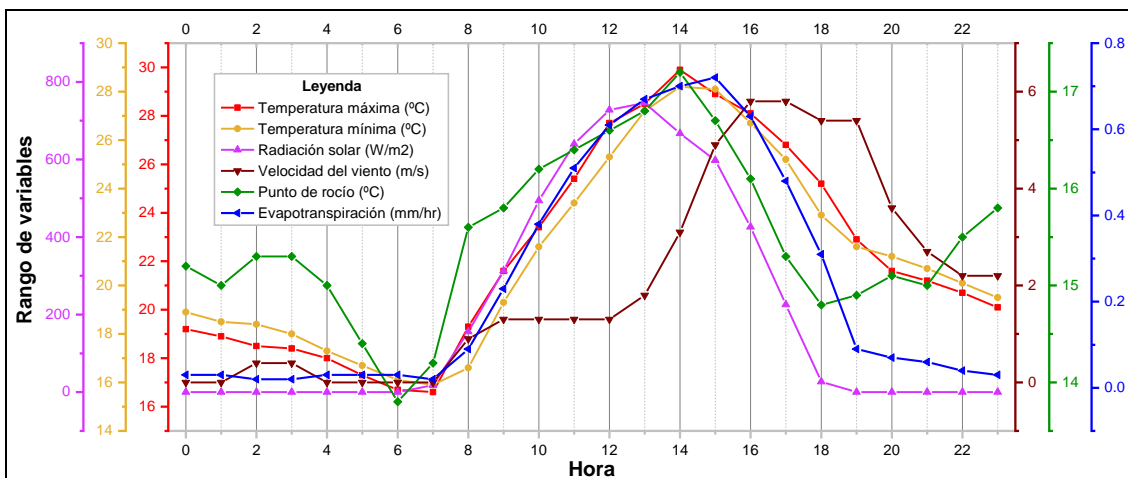
DJ - 212



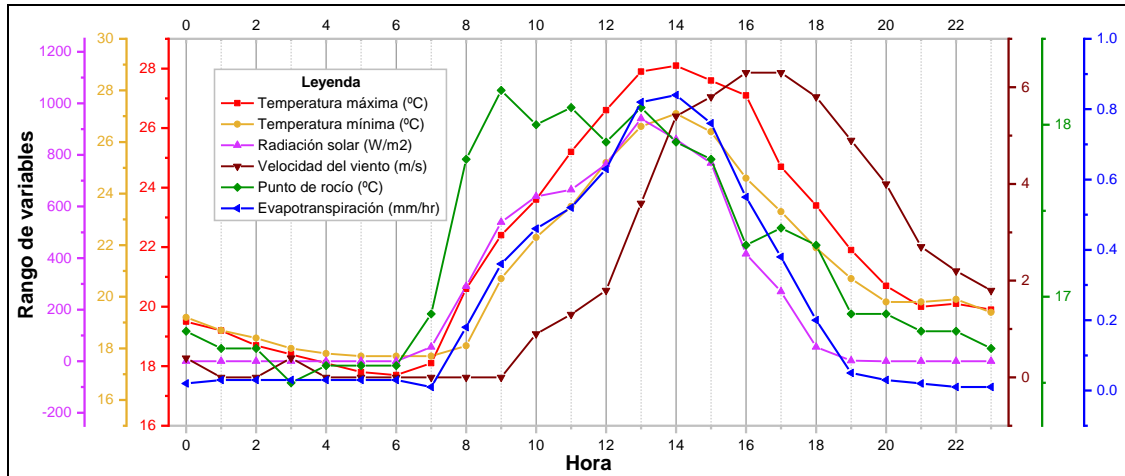
DJ - 228



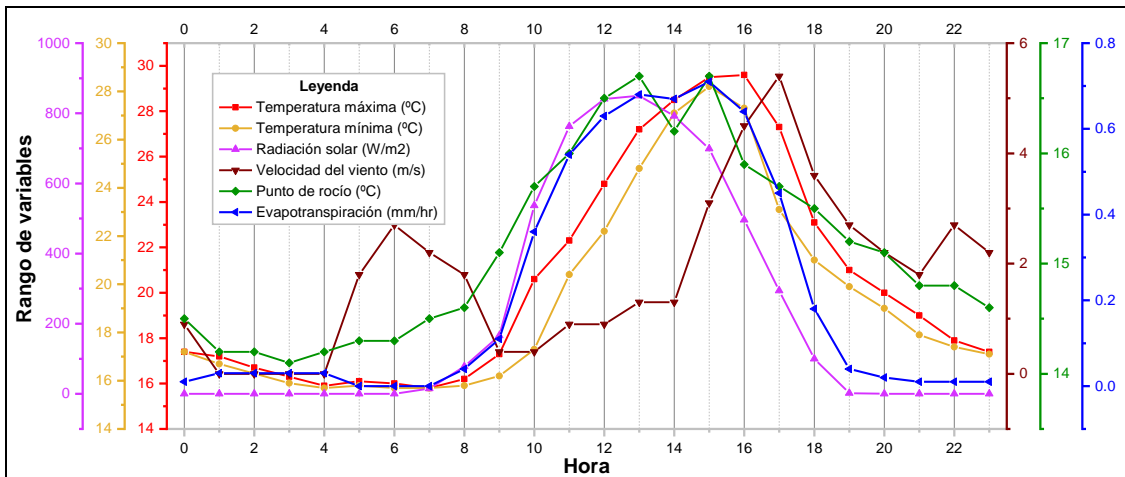
DJ - 260



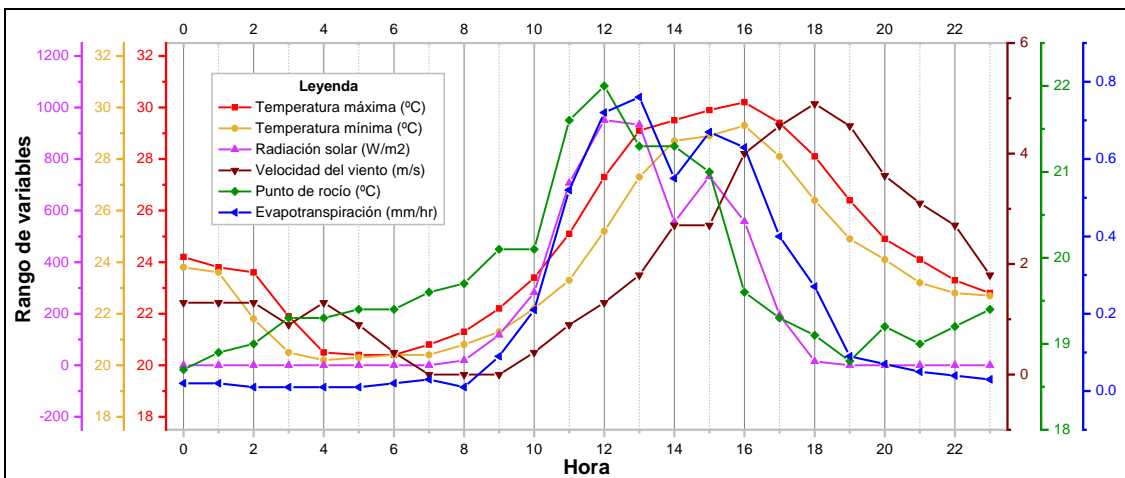
DJ - 292



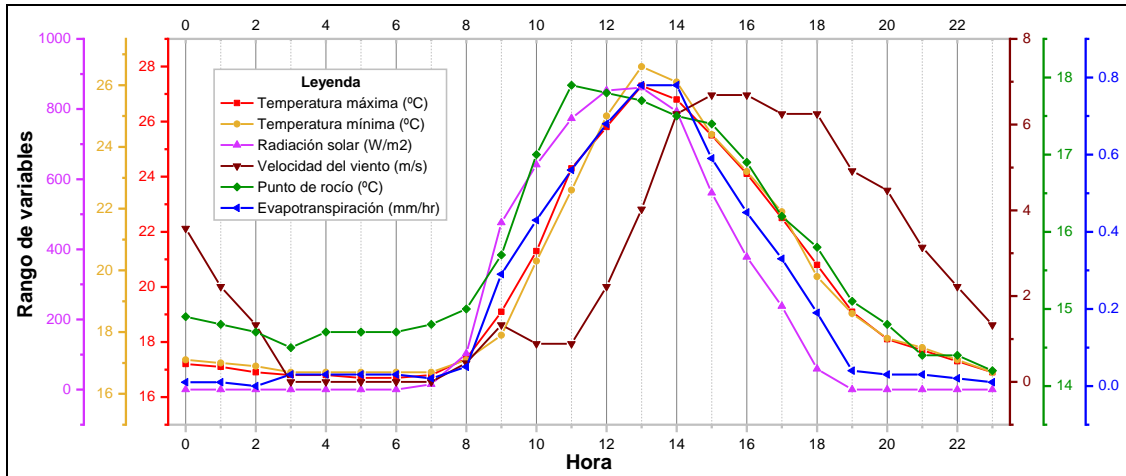
DJ - 308



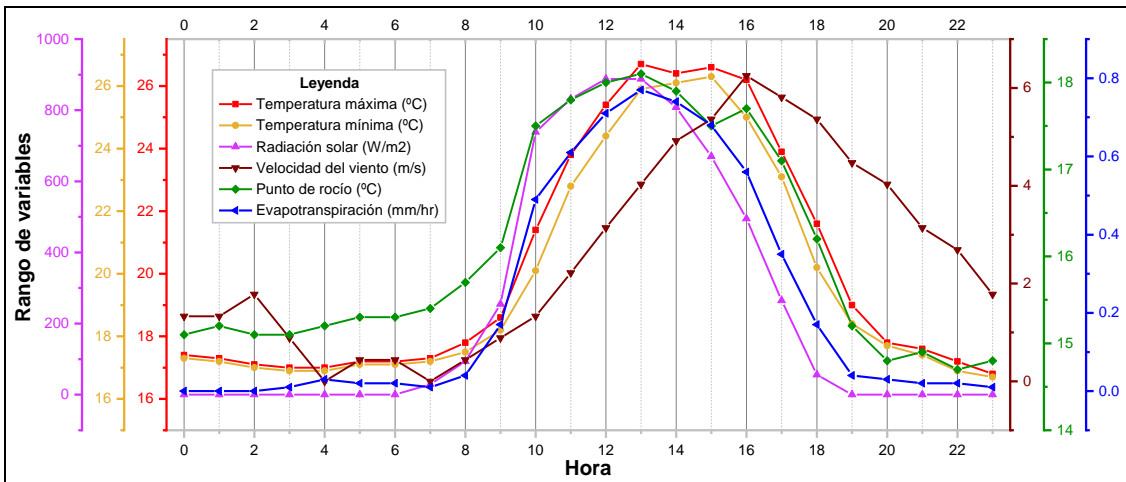
DJ - 339



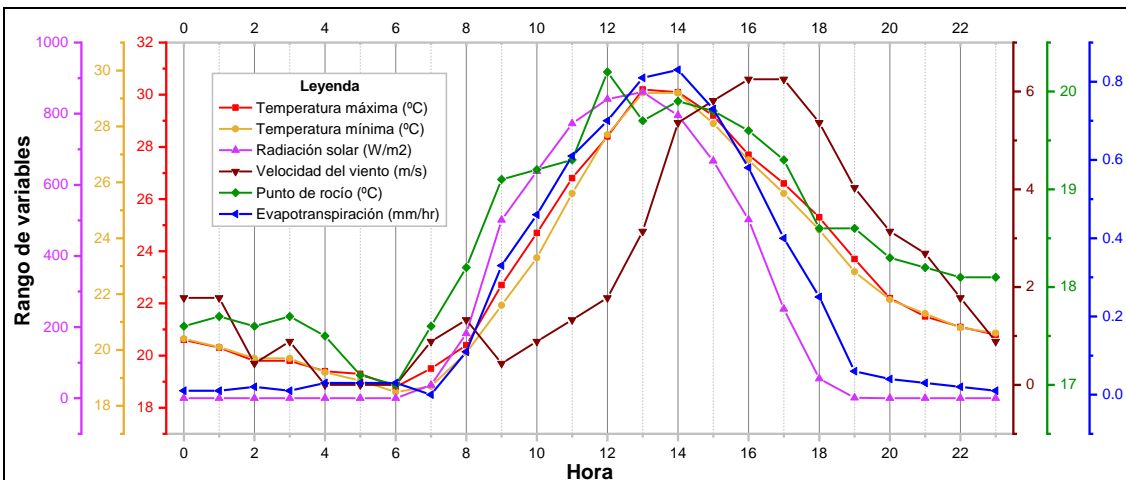
DJ - 247



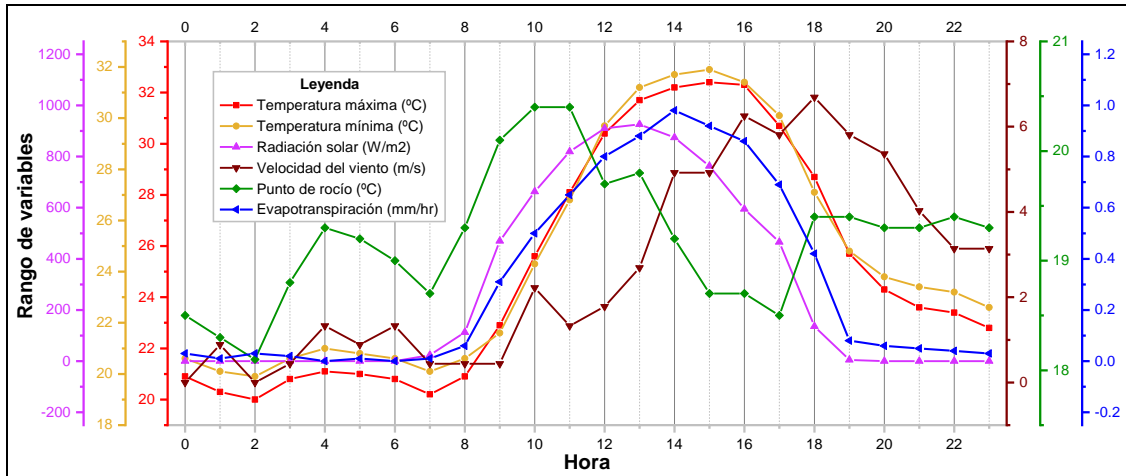
DJ - 279



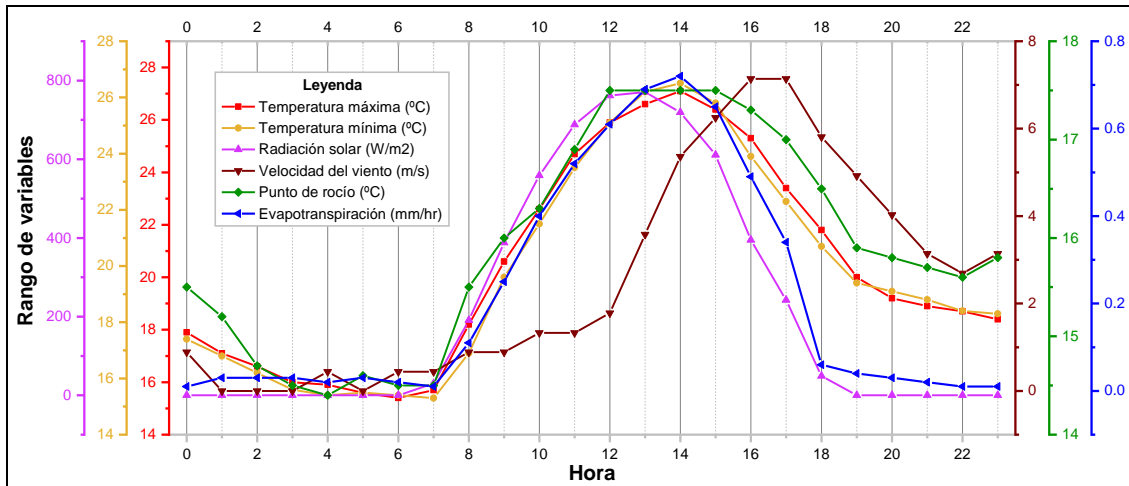
DJ - 359



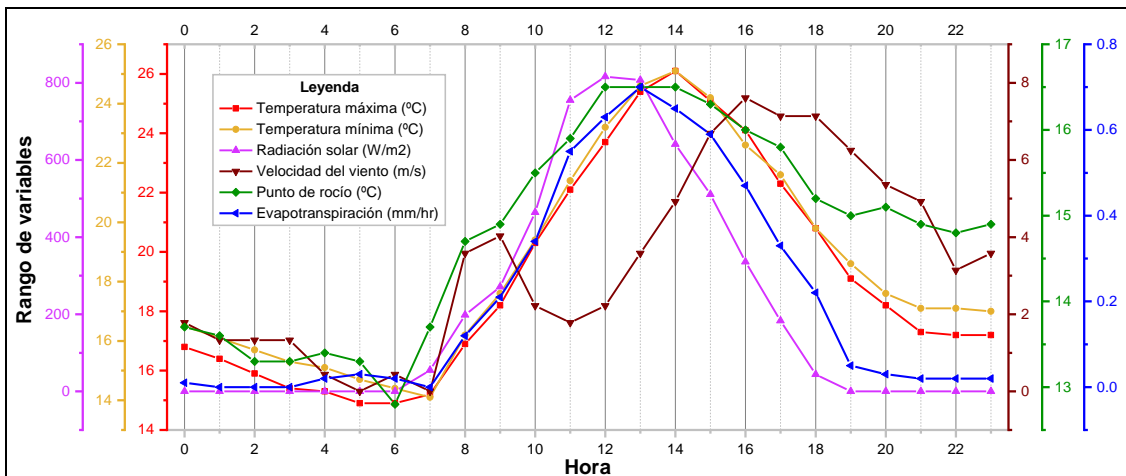
DJ - 26



DJ - 154

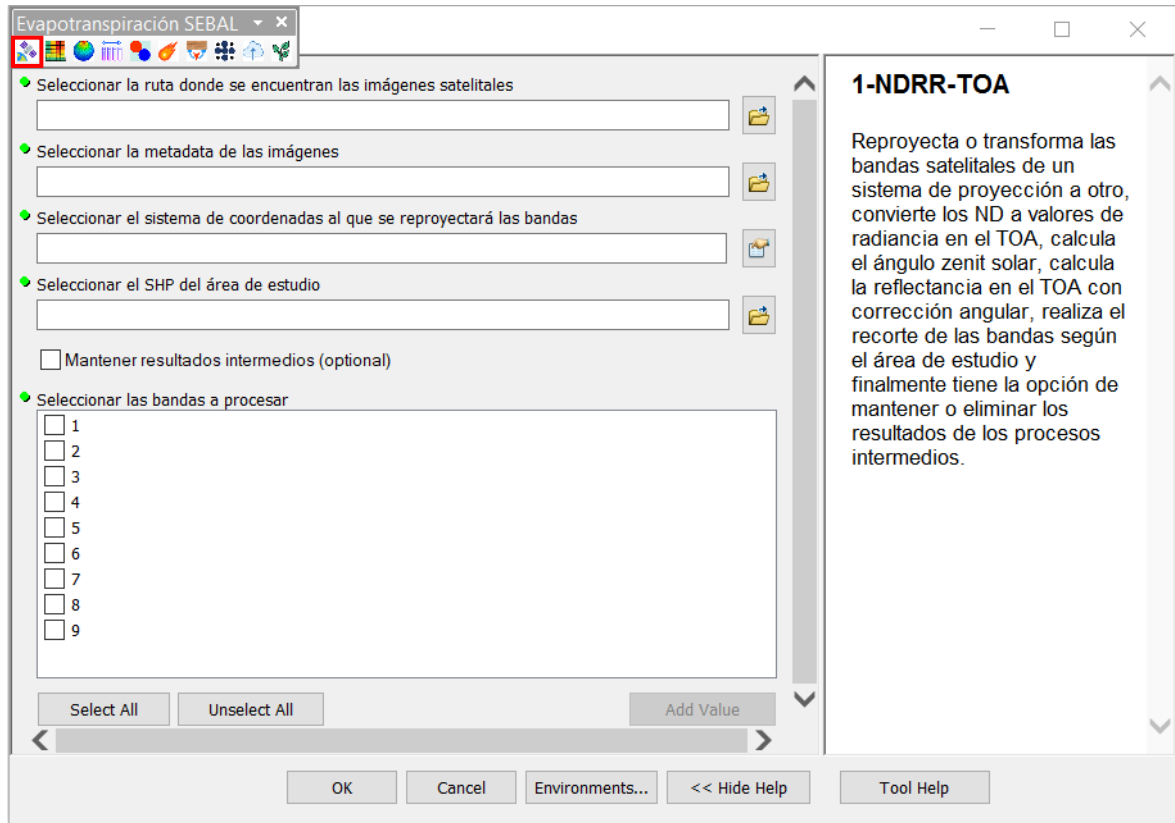


DJ - 266

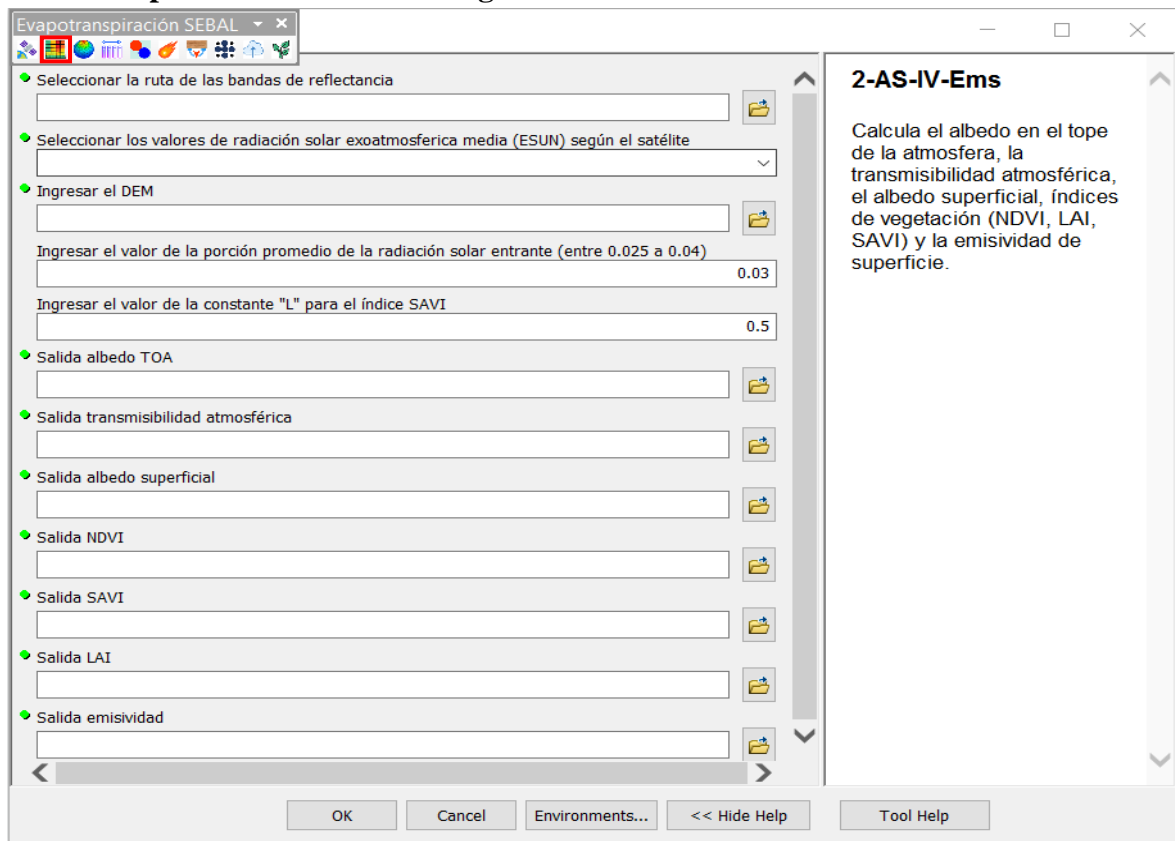


Anexo 2: Interfaz gráfica de los botones de la barra de herramientas

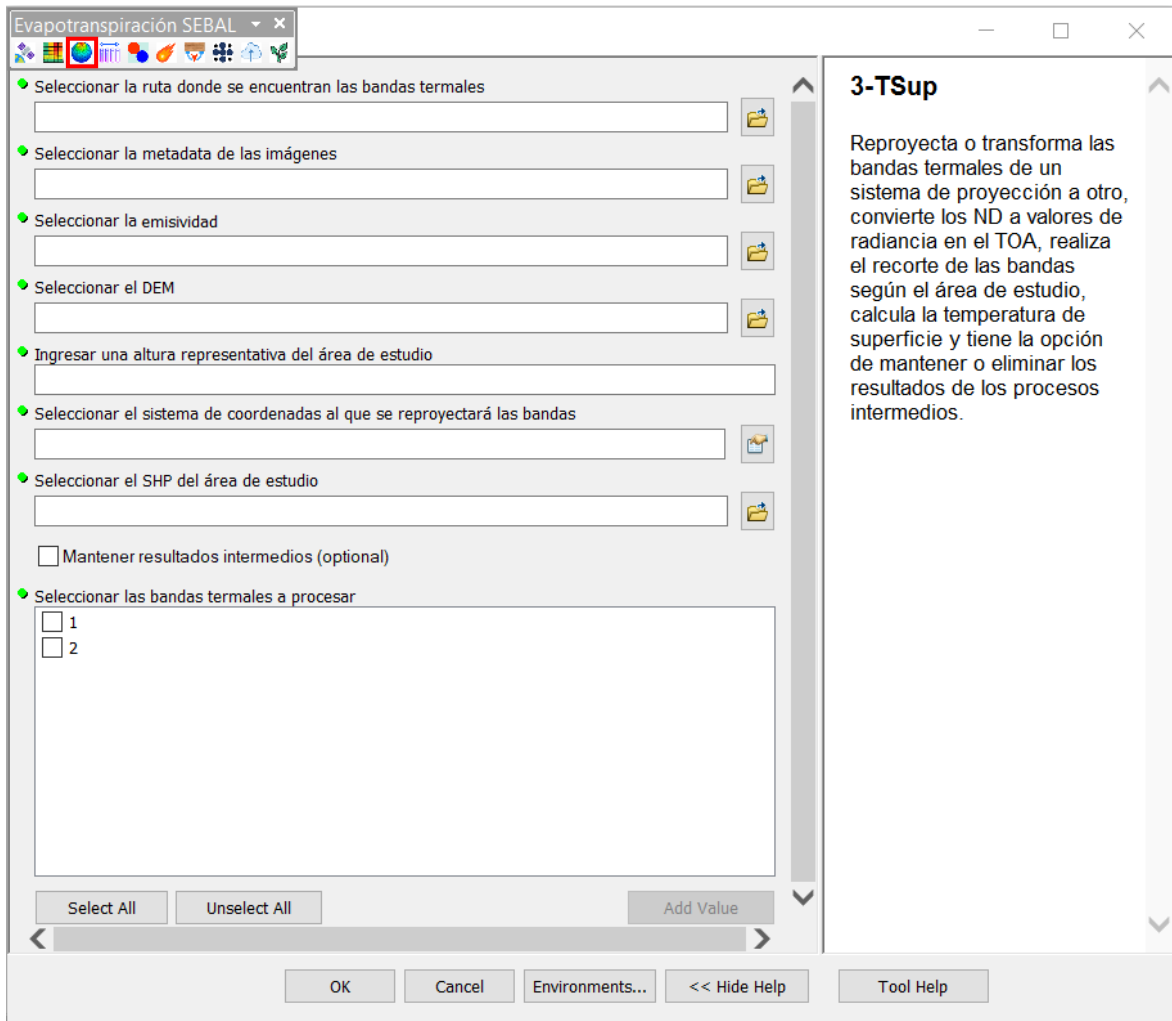
Radiacia y Reflectancia en el TOA



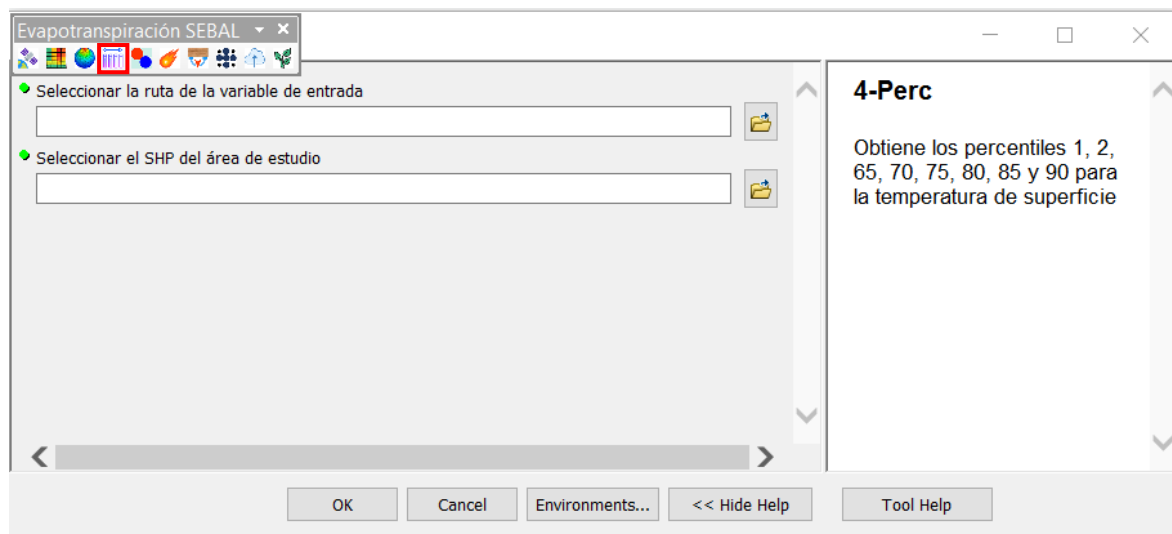
Albedo Superficial – Índices de Vegetación – Emisividad



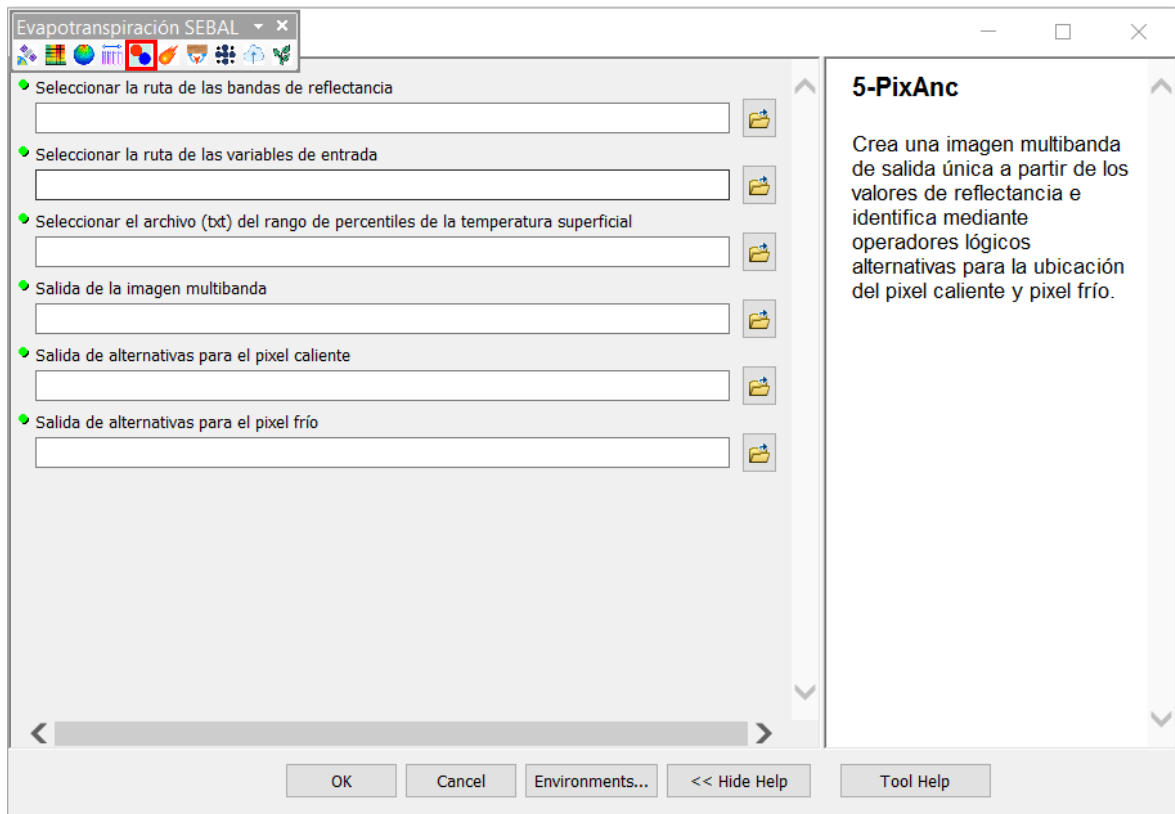
Temperatura Superficial



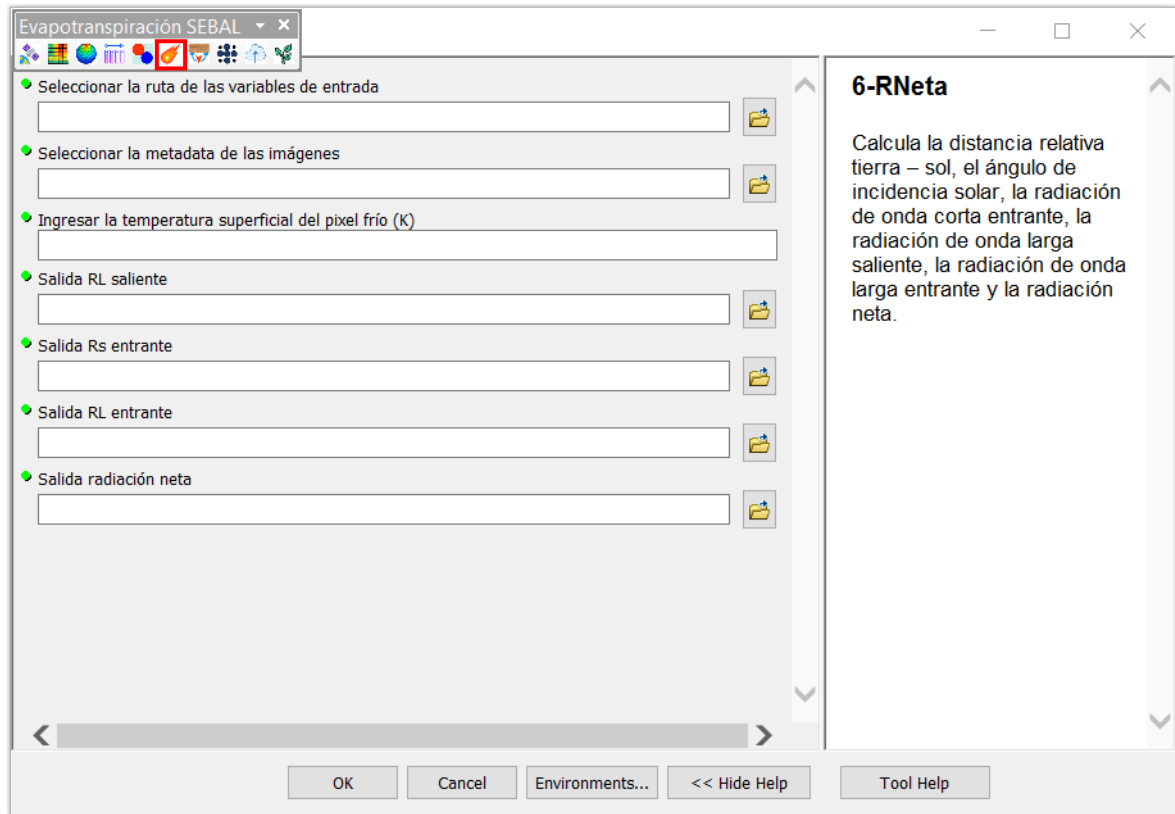
Percentiles



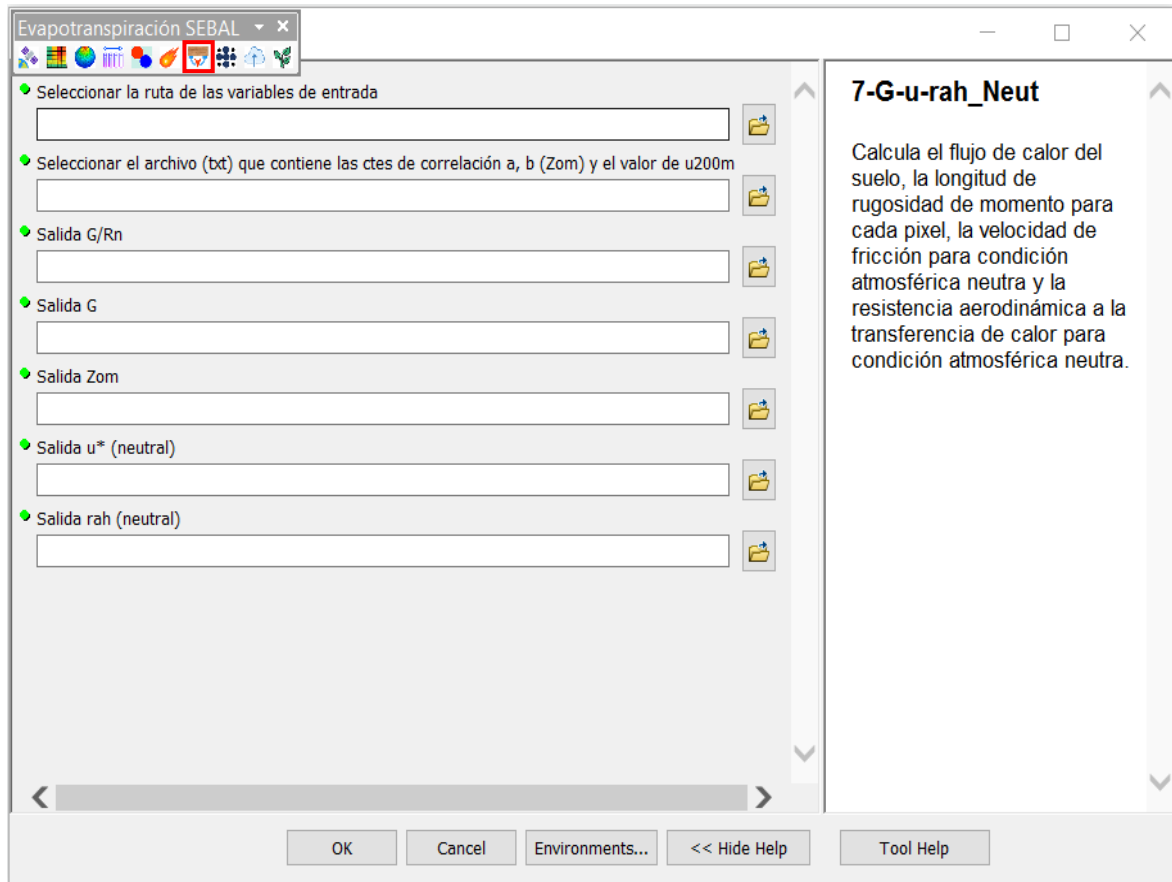
Pixeles Ancla



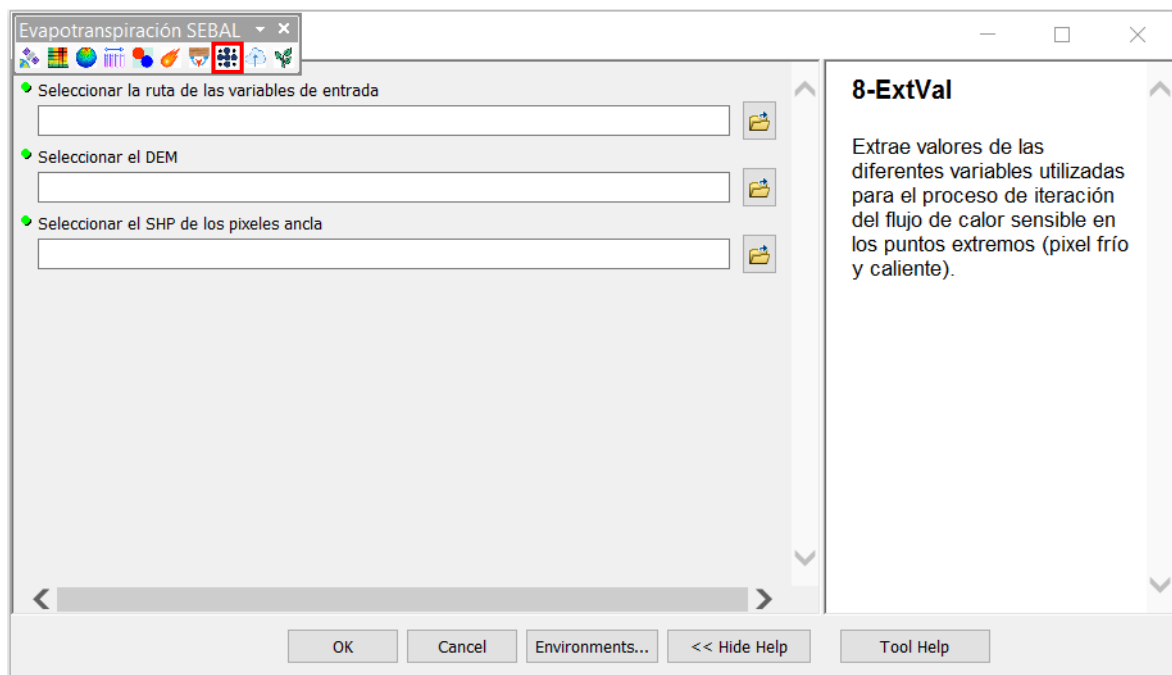
Radiación Neta



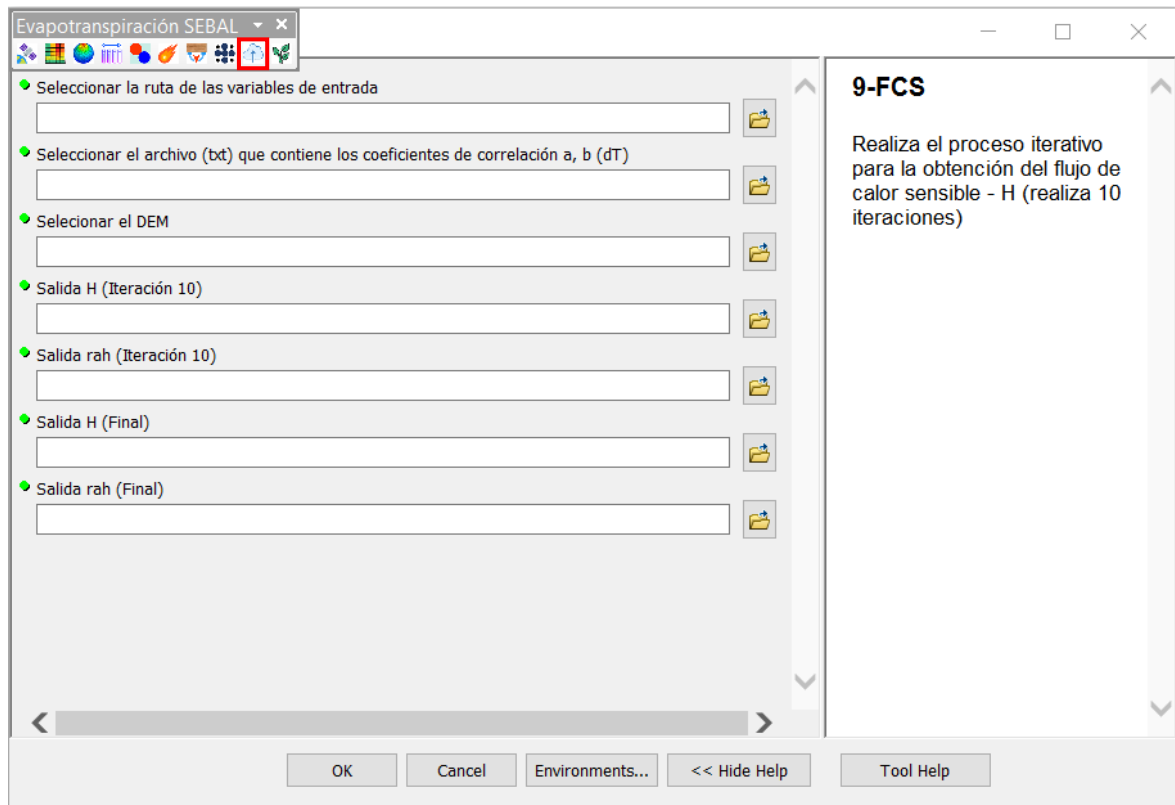
Flujo de Calor del Suelo – Velocidad de Fricción (neutra) - Resistencia Aerodinámica a la Transferencia de Calor (neutra)



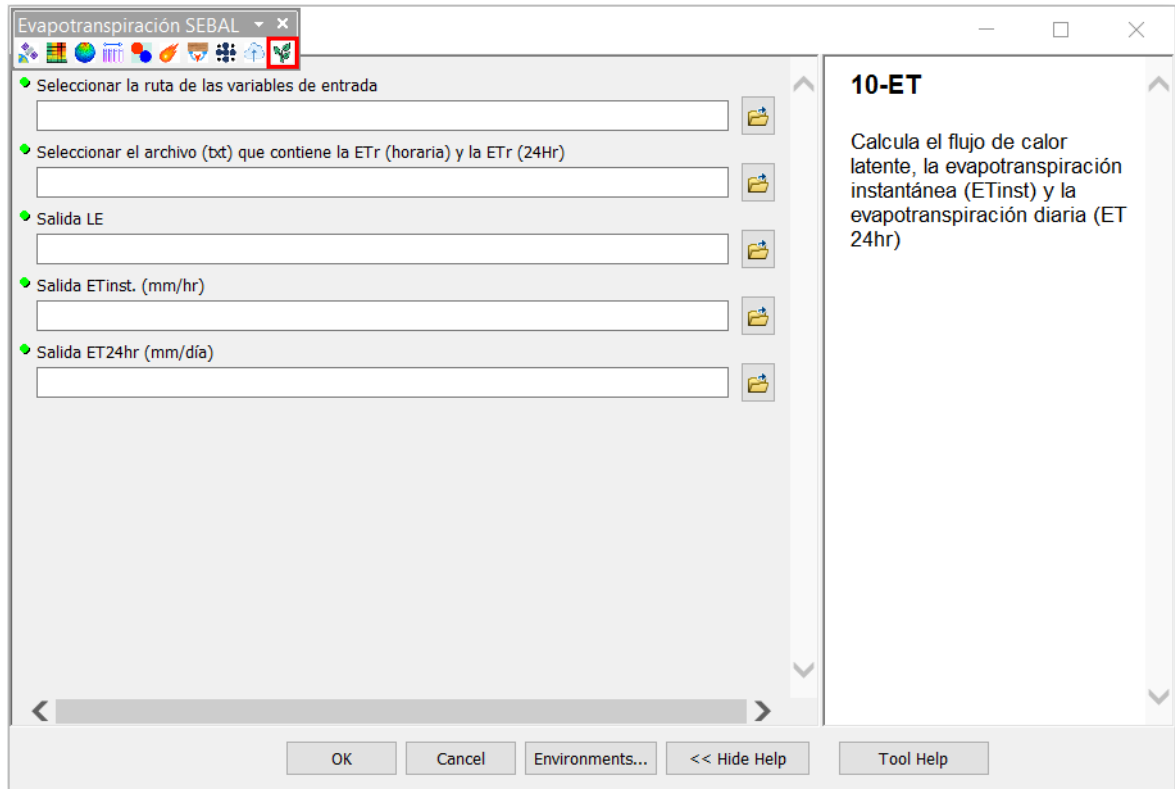
Extraer Valores



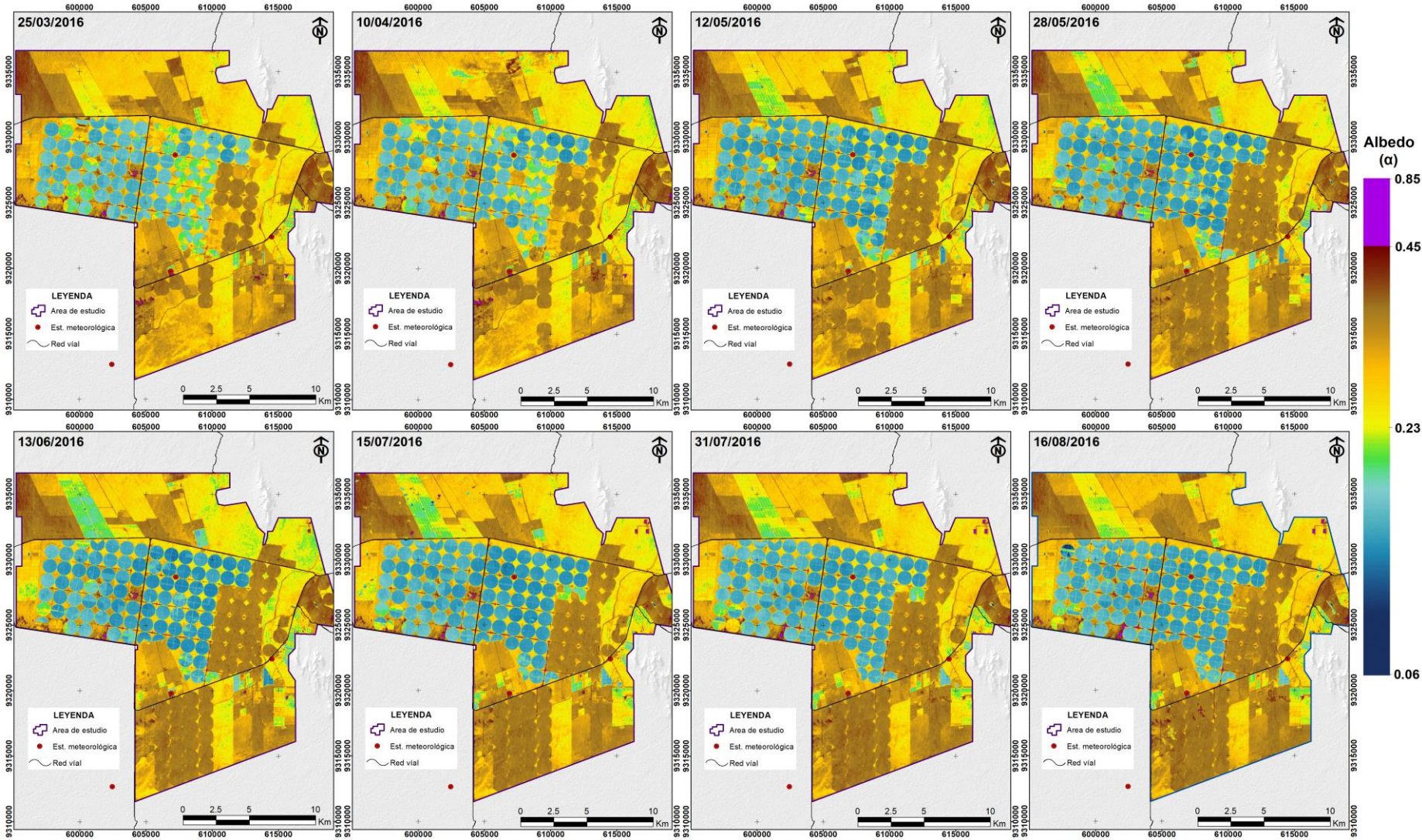
Flujo de Calor Sensible



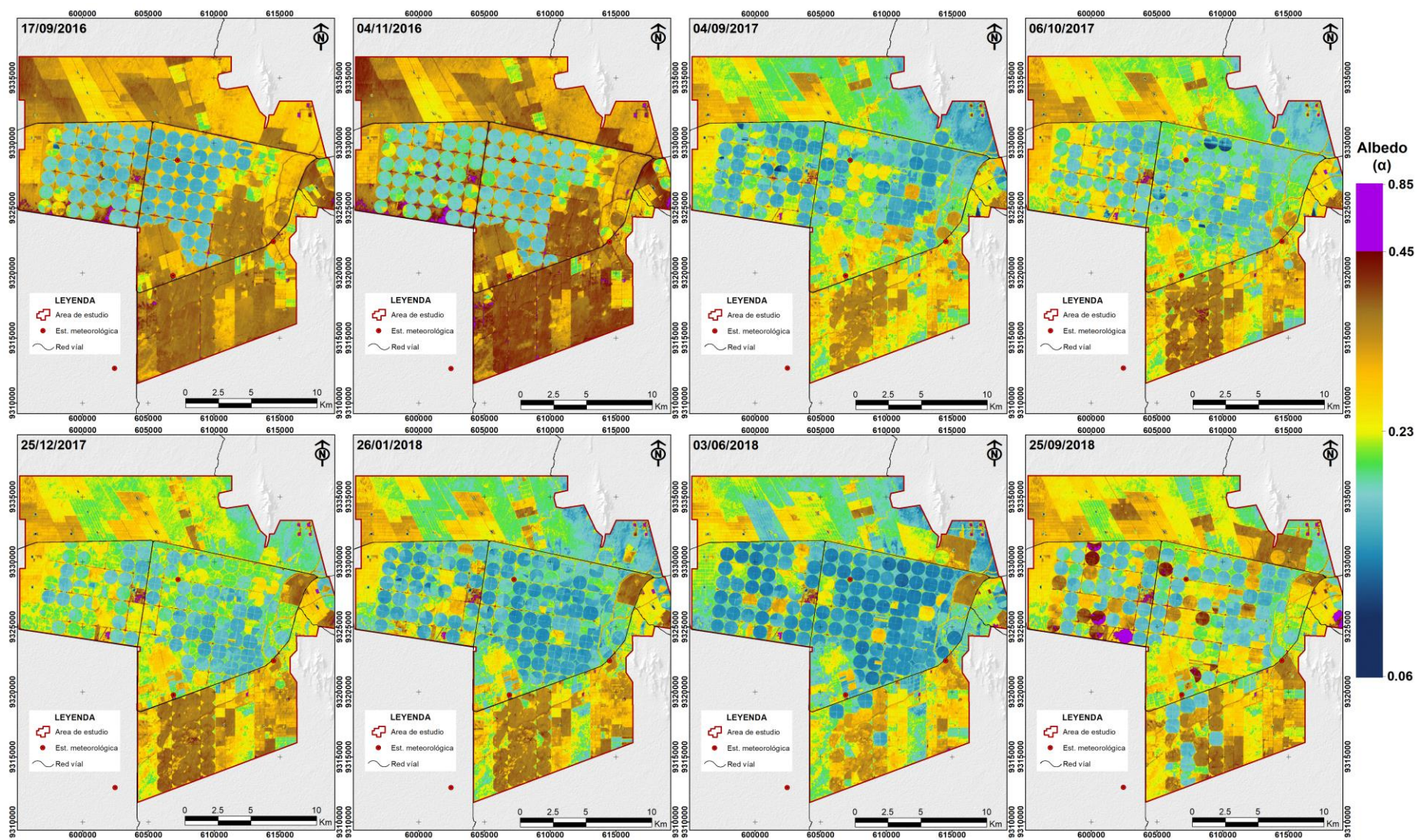
Calor Latente – Evapotranspiración Instantanea – Evapotranspiración Diara



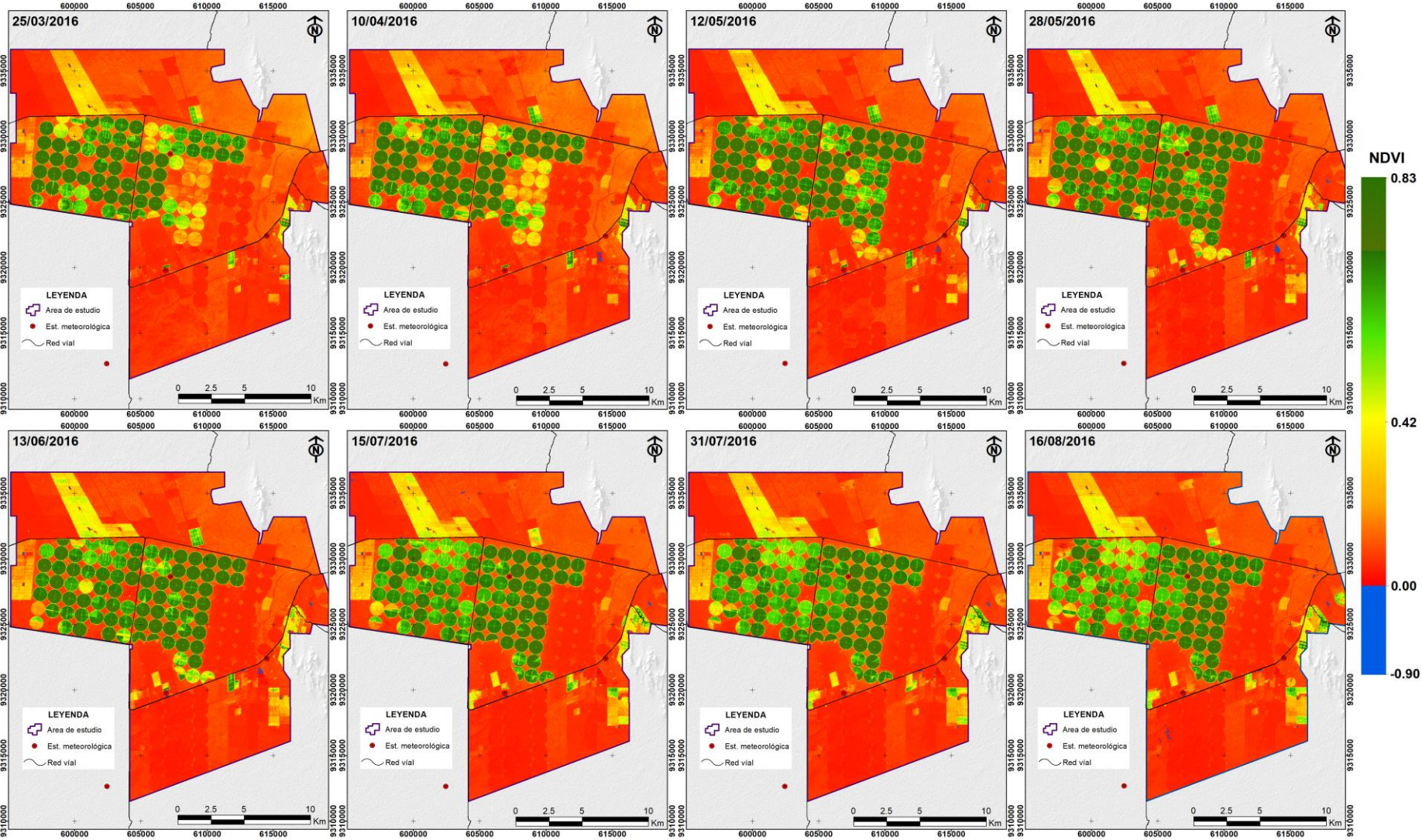
Anexo 3: Distribución espacial y temporal del albedo superficial (periodo 25/03/2016 a 16/08/2016)



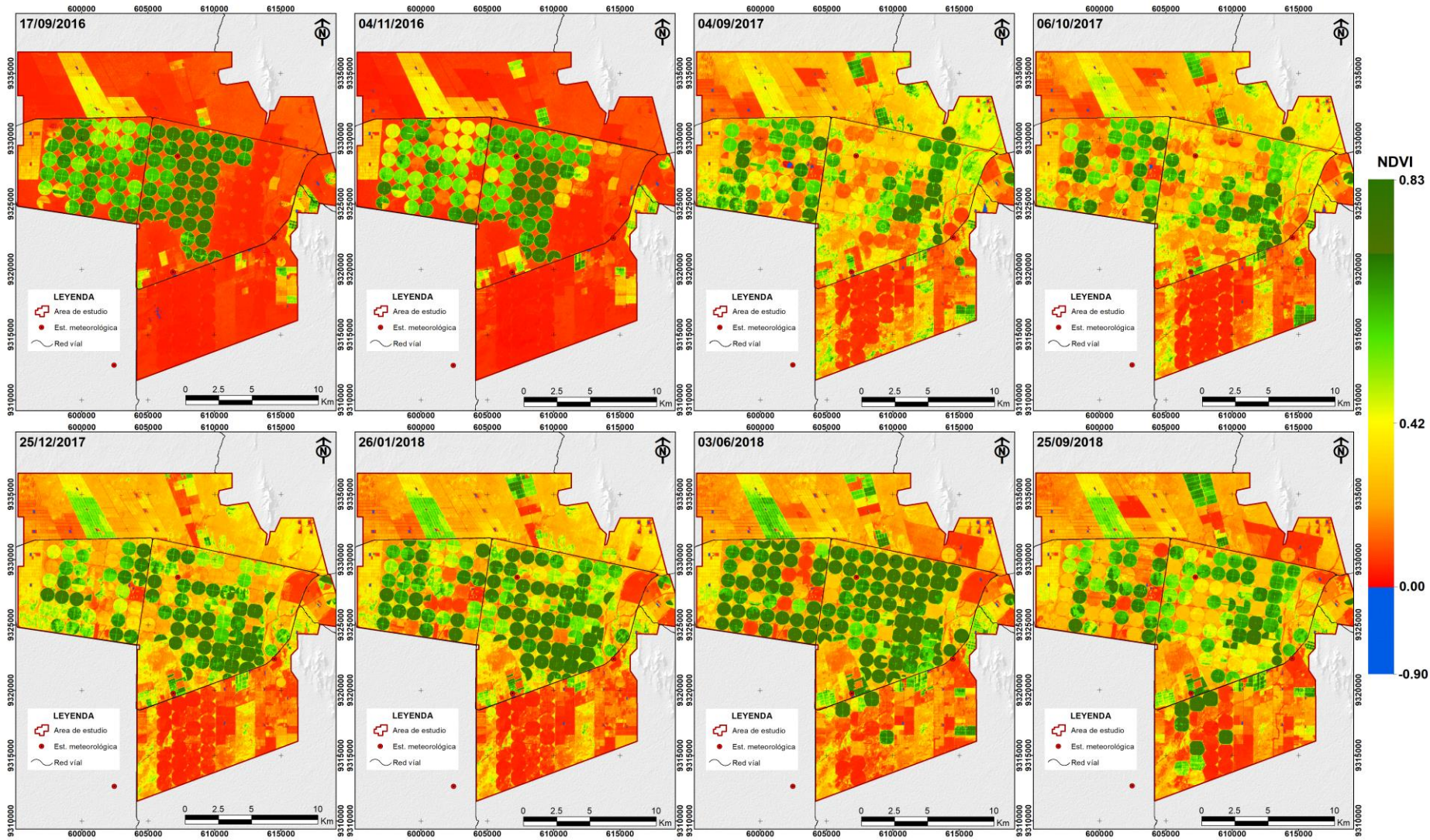
Albedo superficial (periodo 17/09/2016 a 25/09/2018)



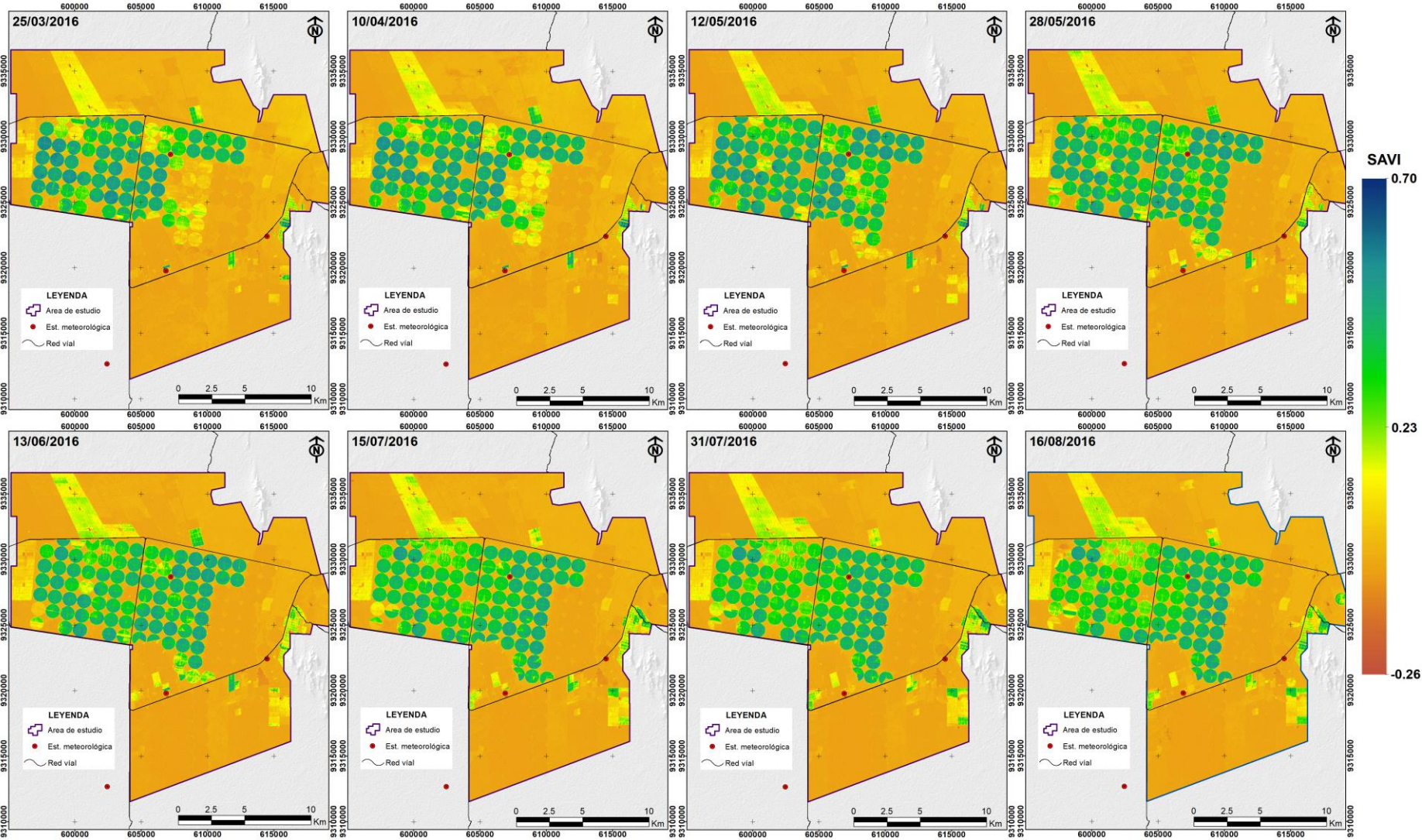
Anexo 4: Distribución espacial y temporal índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) (periodo 25/03/2016 a 16/08/2016)



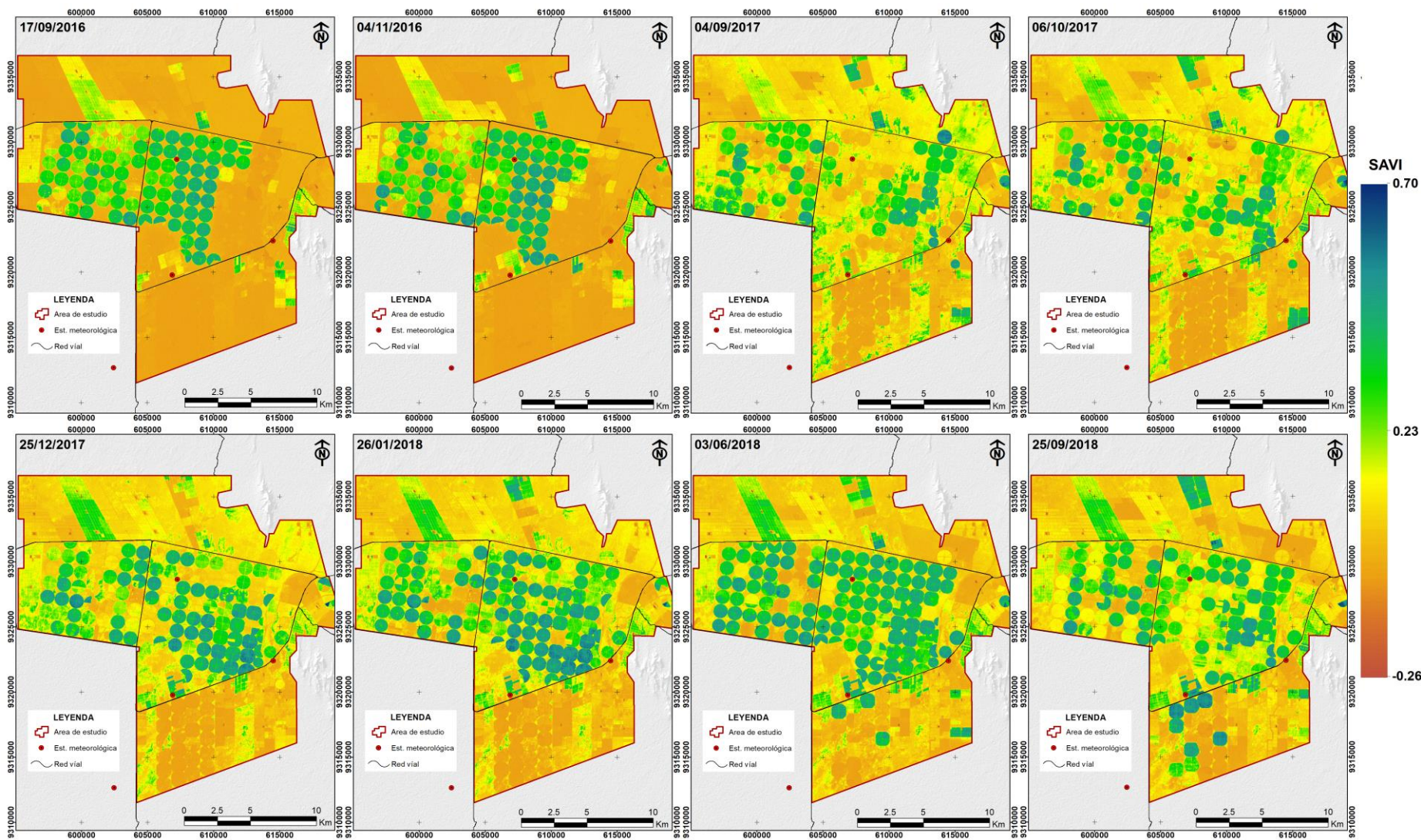
Índice de vegetación de diferencia normalizada - NDVI (periodo 17/09/2016 a 25/09/2018)



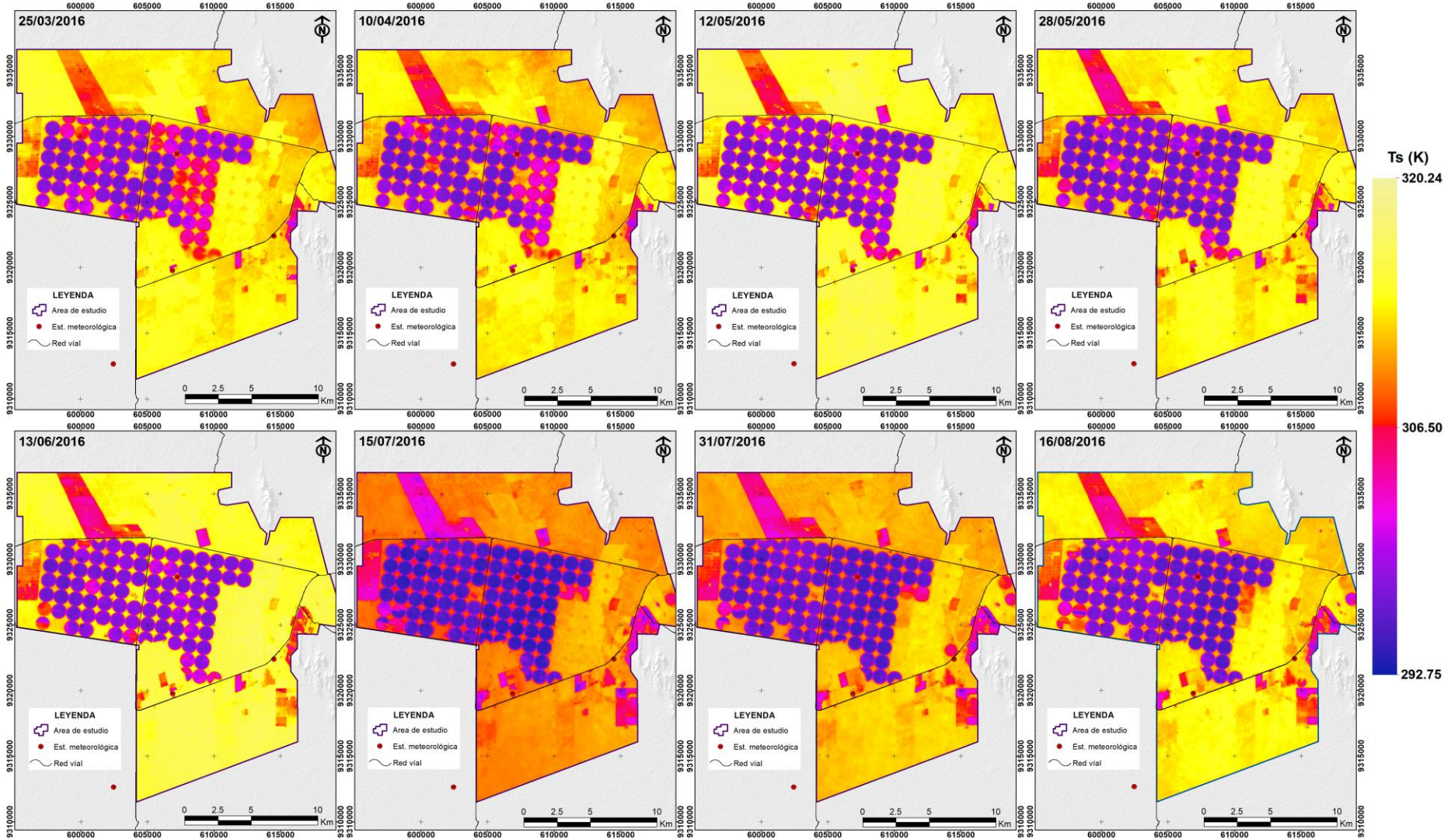
Anexo 5: Distribución espacial y temporal índice de vegetación ajustado al suelo (SAVI) (periodo 25/03/2016 a 16/08/2016)



Índice de vegetación ajustado al suelo - SAVI (periodo 17/09/2016 a 25/09/2018)



Anexo 6: Distribución espacial y temporal de la temperatura superficial (periodo 25/03/2016 a 16/08/2016)



Temperatura superficial (periodo 17/09/2016 a 25/09/2018)

