

MODELADO DEL BALANCE HÍDRICO A PARTIR DE DATOS SATELITALES Y METEOROLÓGICOS PARA EL ANÁLISIS DE LOS FLUJOS SUPERFICIALES DEL CICLO HIDROLÓGICO



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA

Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales

Autor: Sebastián Anibal Gavilán

Director: Dr. Juan Ignacio Pastore

Co-Director: Dra. Estela Rodriguez

Asesora Académica: Dra. María Isabel Delgado

Fecha de defensa pública: 15 de abril de 2019

Jurados:

Dr. Marcelo Nosetto

Dr. Pablo Weinzettel

Dr. Eduardo Kruse

MODELADO DEL BALANCE
HÍDRICO A PARTIR DE DATOS
SATELITALES Y METEOROLÓGICOS
PARA EL ANÁLISIS DE LOS FLUJOS
SUPERFICIALES DEL CICLO
HIDROLÓGICO

*Dedicado a
mi familia,
mis amigos y
mi Diamante*

*Habla mucho de un país la forma
en la que maneja sus recursos hídricos*
Shimon Tal, exdirector de la
Comisión del Agua de Israel

Índice general

Agradecimientos	1
Resumen	3
Abstract	5
1. Introducción	7
1.1. Introducción General	7
1.2. Objetivos e Hipótesis de la Tesis	9
1.2.1. Objetivo General	9
1.2.2. Objetivos Específicos	9
1.2.3. Hipótesis de trabajo	9
1.3. Conceptos Básicos	9
1.3.1. Ciclo Hidrológico	9
1.3.2. Balance Hídrico (BH)	11
1.3.3. La Cuenca Hidrográfica	12
1.3.4. Avances Informáticos en el estudio del Ciclo Hidrológico	13
1.3.5. Evapotranspiración	15
1.3.5.1. Aspectos Físicos de la Evapotranspiración . .	15
1.3.5.2. Aspectos Biológicos de la Evapotranspiración	17
1.3.6. Acepciones del término Evapotranspiración	22
1.3.6.1. Evapotranspiración del cultivo de referencia .	22
1.3.6.2. Evapotranspiración Real del cultivo	23
1.3.6.3. Coeficiente del Cultivo (Kc)	24
1.3.7. Métodos de determinación de la Evapotranspiración . .	26
1.3.7.1. Medición directa de la Evapotranspiración . .	26
1.3.7.2. Método de Balance de Energía	26
1.3.7.3. Balance de agua en el suelo	27
1.3.7.4. Lisímetro	28
1.3.7.5. Tanques de Evaporación	29
1.3.7.6. Ecuaciones basadas en Datos Meteorológicos .	29

ÍNDICE GENERAL

1.4.	Monitoreo Ambiental desde Satélites	29
1.4.1.	Comportamiento Espectral de la Vegetación	33
1.5.	Elección del Área de Estudio: Cuenca del Arroyo Las Conchas	36
1.5.1.	Características Hidrológicas e Hidro-geológicas	38
1.5.2.	Suelos	41
1.5.3.	Vegetación	43
1.5.4.	Historial de uso del Suelo	44
1.6.	Fundamentos de la elección del tema	46
2.	Estimación Satelital de la Evapotranspiración Real	51
2.1.	Introducción	51
2.2.	Ecuación de Balance de Energía Superficial	53
2.2.1.	Radiación Neta (Rn)	54
2.2.2.	Flujo de Calor Sensible (H)	57
2.2.3.	Flujo de Calor del suelo (G)	59
2.2.4.	Flujo de Calor Latente (λET)	59
2.2.5.	Gradiente de temperatura	60
2.2.6.	Datos Necesarios	61
2.2.7.	Consideraciones Finales	62
2.3.	Procedimiento de Cálculo	63
2.3.1.	Cálculo de la Radiación neta	63
2.3.1.1.	Cálculo del Albedo Superficial (α)	63
2.3.1.2.	Cálculo de la Radiación de onda corta entrante ($R_{S\downarrow}$)	66
2.3.1.3.	Cálculo de la Radiación de onda larga saliente ($RL\uparrow$)	66
2.3.1.4.	Selección de píxeles “fríos” y “calientes”	70
2.3.1.5.	Radiación de onda larga entrante ($RL\downarrow$)	71
2.3.1.6.	Cálculo de la Radiación Neta	72
2.4.	Cálculo del Flujo de Calor del Suelo	72
2.5.	Cálculo del Flujo de calor sensible	72
2.5.1.	Cálculo del Flujo de calor sensible para los píxeles fríos y calientes	73
2.5.2.	Cálculo de la Resistencia Aerodinámica	74
2.5.2.1.	Proceso iterativo para el cálculo de la Resistencia Aerodinámica	74
2.5.3.	Cálculo del Flujo de Calor Latente	82
2.5.3.1.	Flujo de Calor latente Instantáneo	82
2.5.4.	Cálculo de la Evapotranspiración	82
2.5.4.1.	Evapotranspiración Real Instantánea	82
2.5.4.2.	Evapotranspiración Real Diaria	83

ÍNDICE GENERAL

2.5.4.3. Fracción de Evapotranspiración	83
2.6. Resultados del Modelo	83
2.6.1. Aplicación 1	83
2.6.2. Aplicación 2	90
2.6.3. Aplicación 3	94
2.6.4. Aplicación 4	97
2.6.5. Discusión y Conclusión	101
3. Estimación Satelital de las Precipitaciones	103
3.1. Introducción	103
3.2. Obtención de Datos del TRMM	108
3.3. Validación de los datos TRMM	111
3.4. Discusión y Conclusión	117
4. Estimación Satelital del Balance Hídrico Superficial	119
4.1. Introducción	119
4.2. Resultados	122
4.2.1. Balances Hídricos para la Aplicación 2 del Modelo de Evapotranspiración	123
4.2.2. Balances Hídricos para la Aplicación 4 del Modelo de Evapotranspiración	126
4.3. Discusión y Conclusiones Generales	129
4.4. Perspectivas futuras	130
4.5. Producción científica	130

Índice de figuras

1.1.	Esquema general del ciclo hidrológico	10
1.2.	Representación esquemática de un estoma	18
1.3.	Resistencias al flujo de agua en el sistema suelo planta atmósfera	19
1.4.	Firmas espectrales típicas para vegetación, suelo y agua en el rango visible e infrarrojo reflejado del espectro electromagnético	35
1.5.	Ubicación de la Cuenca del Arroyo Las Conchas dentro del límite Nacional y ubicación de la estación meteorológica de la Estación Experimental del INTA de Oro Verde.	37
1.6.	Principales afluentes de la cuenca del Arroyo Las Conchas . .	38
1.7.	Sección estratigráfica característica de la Cuenca del Arroyo Las Conchas	40
1.8.	Ordenes de suelo de la provincia de Entre Ríos	41
1.9.	Sub-Grupo de suelos de la cuenca del Arroyo Las Conchas . .	43
2.1.	Flujos de energía radiativa entrantes y salientes de una superficie de vegetación homogénea y plana	54
2.2.	Ubicación del sitio donde se realizó la Aplicación 1 del modelo y ubicación de la estación meteorológica del INTA Balcarce . .	84
2.3.	Imagen de <i>NDVI</i> , de <i>Temperatura Superficial</i> e imagen en falso color compuesto RGB obtenida con la subescena de imagen Landsat 5 TM utilizada para la Aplicación 1	85
2.4.	Evapotranspiración Real Diaria (mm/día) obtenida por el modelo para la Aplicación 1	87
2.5.	Gráfico de cajas y bigotes (Boxplot) para las clases “Riego” y “Rastrojo”	88
2.6.	Curva generalizada del coeficiente del cultivo (<i>Kc</i>) en una estación de crecimiento	89
2.7.	Ubicación de la subescena utilizada para la Aplicación 2 dentro del límite de la cuenca del Arroyo Las Conchas	90
2.8.	Gráfico de barras de Evapotranspiración real promedio para las clases analizadas en la Aplicación 2 del modelo	93

ÍNDICE DE FIGURAS

2.9. Ubicación de los sitios de muestreo de la Aplicación 3 dentro del límite de la cuenca del Arroyo Las Conchas	96
2.10. Evapotranspiración real y Fracción de Evapotranspiración para las cubiertas analizadas en la Aplicación 3 del modelo en las dos fechas analizadas	97
2.11. Ubicación de los sitios muestreados con diferentes cultivos dentro del límite de la cuenca del Arroyo Las Conchas para la Aplicación 4	99
2.12. Evapotranspiración Real y Coeficiente del cultivo para las cubiertas analizadas en la Aplicación 4	100
2.13. Gráficos de regresión lineal de Evapotranspiración Real (mm/-dia) vs Temperatura Superficial y NDVI para cada tipo de cultivo	101
3.1. Instrumentos a bordo del TRMM	106
3.2. Gráfico conceptual en UML (Unified Modelling Language) que muestra el procesamiento distribuido en el que se basa <i>Google Earth Engine</i>	110
3.3. Gráficos de distribución anual de las precipitaciones diarias obtenidos a partir de la TRMM para el período 2000-2015.	111
3.4. Precipitación acumulada anual obtenida de la estación meteorológica y de datos TRMM	112
3.5. Diagrama de dispersión de la precipitación anual estimada por TRMM versus la medida en el INTA Paraná	113
3.6. Precipitación mensual promedio para datos TRMM e INTA	114
3.7. Diagramas de evolución anual de la precipitación mensual estimada (TRMM) y medida (INTA)	115
3.8. Diagrama de dispersión de la precipitación diaria estimada por TRMM versus la medida en la Estación INTA Paraná	117
4.1. Gráficos de Balance Hídrico para la fecha 2011/01/23 para las coberturas analizadas en la Aplicación 2	124
4.2. Gráficos de la evolución del Balance Hídrico diario para las coberturas analizadas en la Aplicación 2 para todo el mes de enero del año 2011	125
4.3. Gráficos de Balance Hídrico mensual para las coberturas analizadas en la Aplicación 2 del modelo durante el mes de enero del 2011	126
4.4. Gráficos de Balance Hídrico diario para las coberturas analizadas en la Aplicación 4 del modelo	127

ÍNDICE DE FIGURAS

- 4.5. Evolución mensual del Balance Hídrico diario para las coberturas analizadas en la Aplicación 4 del modelo 128
- 4.6. Gráficos de Balance Hídrico mensual para las coberturas analizadas en la Aplicación 4 del modelo 128

Agradecimientos

Esta tesis doctoral, si bien ha requerido esfuerzo y mucha dedicación por parte del autor y su director de tesis, no hubiese sido posible su finalización sin la cooperación desinteresada de todas y cada una de las personas que a continuación citaré.

Primero y antes que nada, dar gracias a Cristo, por estar conmigo en cada paso que doy, por fortalecer mi corazón e iluminar mi mente y por haber puesto en mi camino a aquellas personas que han sido mi soporte y compañía durante todo el período de estudio.

Agradecer hoy y siempre a mi familia porque a pesar de no estar presentes físicamente, se que procuran mi bienestar y si no fuese por el esfuerzo realizado por ellos, mis estudios universitarios no hubiesen sido posibles.

De igual manera mi más sincero agradecimiento al Director del CICyTTP/CONICET, Dr. Carlos Piña, a la Directora del Grupo de Procesamiento Digital de Imágenes/ICyTE/UNMDP Dra. Virginia Ballarín, a mi director de tesis y beca doctoral, el Dr. Juan Ignacio Pastore, a mi codirector de beca doctoral, el Dr. Pablo Aceñolaza, a mi codirectora de tesis doctoral, la Dra. Estela Elizabeth Rodriguez y a mi Asesora académica de Doctorado, la Dra. María Isabel Delgado.

Así también a todo el personal del CICyTTP de la ciudad de Diamante quienes me brindaron toda su amabilidad y calidez durante los 4 años que duró mi beca doctoral en dicha ciudad.

Un agradecimiento especial a la Dra. Anabella Ferral, al Lic. Andrés Liguizzolo y el Ing. Javier Uranga de la Comisión Nacional de Actividades Espaciales por la colaboración y el apoyo que me sirvió para finalizar esta tesis y durante toda mi estadía de investigación en el Instituto Mario Gullich.

A mis compañeros del laboratorio 12 donde realicé mis tareas como becario doctoral.

Por último, quisiera agradecer a toda la comunidad de la ciudad de Diamante por mostrarme sus costumbres, sus hermosos paisajes, su vida al aire libre, sus ríos y ofrecerme un hermoso lugar para desempeñarme como Ingeniero Agrónomo.

Resumen

La mayoría de las transformaciones impulsadas por el hombre, a pesar de generar bienestar económico, son acompañadas por el deterioro de los recursos naturales y la pérdida de la biodiversidad. La necesidad de explorar nuevos horizontes productivos, frente a un crecimiento demográfico sostenido, y el aumento en la demanda de alimentos genera una presión creciente sobre los recursos naturales a nivel mundial. Por estos motivos, los desafíos de la agricultura y el desarrollo argentino se relacionan con satisfacer las futuras demandas y reducir el impacto ambiental. Por el contrario, los beneficios obtenidos con la intensificación y expansión de la agricultura en las últimas décadas, estuvieron asociados con importante impacto sobre el ambiente. En este contexto, el agua se reconoce como el elemento esencial que vincula la mayoría de los procesos biológicos, físicos y químicos que ocurren en la biósfera y que impactan directamente en el desarrollo socioeconómico.

Una variable que constituye uno de los flujos más importantes dentro del ciclo hidrológico es la evapotranspiración. Se conoce con este nombre a la combinación de dos procesos separados por los que el agua se pierde de la superficie del suelo. Uno de esos procesos es el de evaporación directa y el otro es la transpiración a través del cultivo. Existen distintos tipos de metodologías utilizadas para estimar la evapotranspiración utilizando imágenes de diferentes satélites. Distintas versiones de algoritmos basados en la ecuación de balance de energía han sido ampliamente utilizados para estimar la evapotranspiración real a distintas escalas espaciales y temporales. Estimaciones precisas de los cambios espaciales y temporales en la evapotranspiración son fundamentales para mejorar la comprensión de las interacciones entre los sistemas atmósfera, hidrosfera y biosfera siendo un importante tema emergente en la investigación sobre el cambio climático.

Por otra parte, conocer la distribución temporal de la precipitación es importante para la gestión del agua en actividades de agricultura, generación de energía eléctrica, control de inundaciones y sequía. El sensoramiento remoto, provee información sólida y constante para relacionar con los datos de precipitación medidos por hidrómetros e hidrógrafos. El sensoramiento re-

moto es, cada vez más, una fuente de datos viable para aplicar a los modelos de hidrología convencional, en especial para zonas poco accesibles. En esta tesis doctoral se propone un modelo que permite obtener datos de balance hídrico a partir de datos satelitales y meteorológicos. El modelo divide el balance hídrico en sus dos componentes más importantes, la evapotranspiración y la precipitación. La evapotranspiración se modela a partir de información de satélites ópticos (Landsat 5 y Landsat 8) e información meteorológica. Para ello, se parte de procedimientos incluidos en los algoritmos SEBAL y METRIC, programados en código MATLAB, con el agregado de ecuaciones actualizadas y metodologías para automatizar los cálculos. Como modelo generador de datos de precipitación satelital se propone utilizar el propuesto por la *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) a través de la plataforma *Google Earth Engine*.

Se probó la performance del modelo de evapotranspiración a partir de 4 aplicaciones a distintos recortes de escenas tomadas por los satélites Landsat. En cada una de las aplicaciones se fue aumentando el área de estudio para abarcar mayor cantidad de coberturas. La primera aplicación corresponde a un pivote de riego y a un suelo desnudo en el sur de la provincia de Buenos Aires y las restantes a distintas coberturas dentro de la cuenca del Arroyo Las Conchas. Además, para este último sitio se generaron datos de precipitación satelital y se validaron los mismos con datos pluviométricos obtenidos en estación meteorológica. Los resultados de las experiencias generadas han sido satisfactorios tanto para las estimaciones de evapotranspiración como para las de precipitación. A modo de síntesis de esta tesis doctoral, se realizan balances hídricos diarios y mensuales. La validación preliminar de estos balances fueron hechas, como se mencionó anteriormente, a partir de la validación individual de sus componentes.

Se espera que con esta metodología se puedan obtener datos de balance hídrico complementarios a otras fuentes de datos. Por ejemplo, se podrá analizar la evolución del balance hídrico superficial y su efecto sobre la humedad del suelo estimada por el nuevo satélite argentino radar en banda L SAOCOM. A su vez, este modelado constituye la base sobre la cual se irán mejorando parámetros utilizando imágenes de drone como ayuda al conocimiento agronómico. Por lo antes mencionado, se espera que esta tesis tenga un amplio impacto en la generación de nuevas líneas de investigación, en las existentes y en la generación de aplicaciones de base científica y tecnológica.

Abstract

Most transformations driven by man, despite generating economic welfare, are accompanied by deterioration of natural resources and loss of biodiversity. The need to explore new productive horizons, in face of a sustained demographic growth, and the increase in the demand for food generates a growing pressure on natural resources worldwide. For these reasons, challenges of agriculture and Argentine development are related to the fulfillment of future demands and reduce the environmental impact. In this context, water is recognized as essential element that links most of the biological, physical and chemical processes that happen at the biosphere and directly impact socioeconomic development.

A variable that constitutes one of the most important flows within the hydrological cycle is evapotranspiration. It is known by this name to the combination of two separate processes by which water is lost from the surface of the soil. One of these processes is direct evaporation and the other is transpiration through cultivation. There are different types of methodologies used to estimate evapotranspiration using images from different satellites. Different versions of algorithms based on the energy balance equation have been widely used to estimate real evapotranspiration at different spatial and temporal scales. Accurate estimates of the spatial and temporal changes in evapotranspiration are fundamental to improve the understanding of the interactions between the atmosphere, hydrosphere and biosphere systems, being an important emerging issue in climate change research.

On the other hand, knowing temporal distribution of precipitation is important for water management in agricultural activities, electric power generation, flood control and drought. Remote sensing provides solid and constant information to relate to precipitation data measured by hydrometers and hydrographs. Remote sensing is, increasingly, a viable data source to apply to conventional hydrology models, especially for inaccessible areas. In this doctoral thesis a model is proposed that allows obtaining water balance data from satellite and meteorological data. The model divides the water balance into its two most important components, evapotranspiration and precipita-

tion. Evapotranspiration is modeled from information from optical satellites (Landsat 5 and Landsat 8) and meteorological information. To do this, we start with procedures included in the SEBAL and METRIC algorithms, programmed in MATLAB code, with the addition of updated equations and methodologies to automate the calculations. As a model for generating satellite precipitation data, it is proposed to use the one proposed by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) through the platform textit Google Earth Engine.

Performance of evapotranspiration model was tested from 5 applications to different cuts of scenes taken by the Landsat satellites. In each of the applications, the study area was increased to cover a greater number of coverages. The first application corresponds to an irrigation pivot and a bare ground in the south of the province of Buenos Aires and the rest to different coverings within the Arroyo Las Conchas basin. In addition, for this last site, satellite precipitation data were generated and validated with rainfall data obtained at the meteorological station. The results of the experiences generated have been satisfactory for both evapotranspiration and precipitation estimates. As a synthesis of this doctoral thesis, daily and monthly water balances are carried out. The preliminary validation of these balances were made, as mentioned above, from the individual validation of its components.

It is expected that with this methodology, water balance data complementary to other data sources can be obtained. For example, it will be possible to analyze the evolution of the surface water balance and its effect on soil moisture estimated by the new Argentine satellite in the L-band SAOCOM. In turn, this modeling is the basis on which parameters will be improved using drone images as an aid to agronomic knowledge. Due to the aforementioned, this thesis is expected to have a broad impact in the generation of new research lines, in the existing ones and in the generation of scientific and technological applications.

Capítulo 1

Introducción

1.1. Introducción General

Los avances en tecnologías de la información han ido incrementando la capacidad para generar grandes cantidades de datos, sin embargo, no han evolucionado a la misma velocidad los métodos para extraer de esas fuentes información útil (Sumathi and Sivanandam, 2006; Tan et al., 2005). Hace ya algunos años, viene creciendo vertiginosamente el desarrollo de técnicas para la observación de la tierra desde el espacio cuyo fin es monitorear procesos ambientales de gran impacto social y económico. En comparación con otras técnicas de monitoreo, los satélites ofrecen una mayor cobertura espacial y temporal que ha ido mejorando a medida que se ponen más instrumentos en órbita alrededor de la tierra (Chuvieco Salinero et al., 2002). A su vez, la información proveniente de estaciones meteorológicas aporta la medida real de las condiciones ambientales del sitio. Fusionar ambos flujos de información es un desafío que impone el uso de técnicas modernas de compilación y procesamiento de datos. De esta manera, se constituye una herramienta para transformar los flujos de datos satelitales en información utilizable para la resolución de problemas (Lillesand et al., 2014).

Debido a la importancia del agua como recurso productivo estratégico, se necesitan herramientas que permitan una óptima gestión del mismo (Piedade et al., 2010). Actualmente, se ha alertado en todo el mundo sobre el peligro de escasez o exceso de agua en determinadas regiones y la influencia que puede tener sobre esto el llamado cambio climático (Natenzon et al., 2007). Los eventos hídricos extraordinarios plantean serios riesgos cuando sus efectos se encuentran interrelacionados con la acción antrópica, produciendo impactos económicos, sociales y/o ambientales negativos (Paoli and Giacosa, 2003). El vínculo entre los modelos hidrológicos con la teledetección está presente

desde los años 80 cuando se observó que existía una relación entre las series temporales de *NDVI* (*Normalized Difference Vegetation Index*) y la evolución fenológica de las plantas (Van de Griend and Engman, 1985). Desde entonces, se utiliza la información remota para estimar parámetros hidrológicos relacionados con la vegetación en todo tipo de ambientes (Piedade et al., 2010).

En esta tesis doctoral se integró el aporte de la teledetección y los modelos de cálculo computacional en el ámbito de la investigación aplicada a la gestión y aprovechamiento del recurso hídrico en una pequeña cuenca de llanura. Para cumplir con este objetivo se ha generado una metodología automatizada para generar datos de balance hídrico superficial (BH) partiendo de datos obtenidos por satélites y estaciones meteorológicas. En general, en los ambientes de llanura la Evapotranspiración Real (*ET_r*) es el componente de salida de agua de mayor peso en el ciclo hidrológico regional pudiendo alcanzar valores del orden del 90% de las precipitaciones. Por lo tanto, el modelado de la evapotranspiración real es lo que ha llevado el mayor tiempo de desarrollo. Como resultado, se ha desarrollado un modelo de balance de energía superficial basado en los algoritmos SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) y METRIC (*Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration*) (Allen et al., 2002; Bastiaanssen et al., 1998a). Por otra parte, el principal aporte de agua en la cuenca estudiada es a través de las precipitaciones ya que la mayor parte de la superficie se encuentra con cultivos de secano o vegetación natural. Para determinar este componente se analizaron los datos de la Misión de Medición de Precipitaciones Tropicales (TRMM del inglés *Tropical Rainfall Measuring Mission*). Estos datos son obtenidos a partir de tres instrumentos: el Microwave Imager (TMI), el radar de precipitación (PR) y el sistema de radiómetro visible e infrarrojo (VIRS) (Huffman et al., 2007; Kummerow et al., 1998). Los lenguajes de programación utilizados como entorno de trabajo para desarrollar los modelos fueron (a) MATLAB para los cálculos de *ET_r* y (b) *JavaScript* para la plataforma *Google Earth Engine* para obtener datos de precipitación.

Los modelos generados y la obtención de datos de precipitaciones, necesarios para calcular el balance hídrico a nivel de píxel se explicarán en los capítulos siguientes. El capítulo 1 ofrece una introducción general al tema de estudio poniendo énfasis en los conceptos teóricos del ciclo hidrológico que se abordan en esta tesis. En el capítulo 2 se explica el modelo de balance de energía superficial que se desarrolló para calcular el flujo de calor latente o energía disponible para evapotranspirar agua y que esta pase del suelo a la atmósfera. En el capítulo 3 se explica el sistema experto desarrollado para automatizar la descarga de series temporales de datos de la misión TRMM y la validación de sus resultados. Por último, en el capítulo 4, a modo de

ejemplo, se presenta la reconstrucción de los balances hídricos para algunas de las fechas analizadas.

1.2. Objetivos e Hipótesis de la Tesis

1.2.1. Objetivo General

Generar un modelo basado en datos satelitales y meteorológicos para estimar los términos de mayor peso del Balance Hídrico Superficial en cuencas de llanura.

1.2.2. Objetivos Específicos

1. Estimar la evapotranspiración real (ET_r) a partir de un modelo que utilice datos de imágenes satelitales ópticas y estaciones meteorológicas.
2. Obtener medidas de las precipitaciones utilizando un modelo basado en datos de sensores remotos y validar la precisión de las estimaciones.

1.2.3. Hipótesis de trabajo

1. La información provista por sensores remotos es útil para estimar la evapotranspiración real de las distintas cubiertas presentes en el terreno.
2. La información provista por sensores remotos es útil para estimar las precipitaciones en diferentes escalas temporales.

1.3. Conceptos Básicos

1.3.1. Ciclo Hidrológico

El ciclo hidrológico es un modelo de circulación general que explica el complejo sistema de movimientos y transformaciones del agua dentro de una región. Como toda circulación, no tiene ni inicio ni fin, sin embargo, puede iniciarse una descripción del mismo desde el momento en que la precipitación desciende (Lee et al., 1980). La precipitación que cae sobre la tierra es dispersada mediante varios caminos antes de volver a la atmósfera. El almacenamiento del dosel es la fracción de la precipitación bruta que no alcanza el suelo y es interceptada por superficies vegetativas donde se retiene y queda disponible para la evaporación directa. La cantidad de agua interceptada es

la diferencia entre la precipitación bruta y la precipitación neta. La primera componente se refiere al agua que cae por encima del dosel mientras la segunda es el agua que llega al suelo por translocación o escorrentía cortical. La interceptación de lluvia por el follaje depende de las características de las lluvias, las condiciones meteorológicas, la estructura de la vegetación y las interacciones entre estos factores. Al producirse una precipitación sobre una cubierta vegetal una parte de ésta es interceptada por su follaje (Hewlett et al., 1969). Esta agua, capturada por el dosel de la vegetación puede redistribuirse a través de las hojas (precipitación directa), escurrirse por los troncos (escurrimiento fustal) o evaporarse directamente desde las hojas (Crockford and Richardson, 2000; Lee et al., 1980). La cantidad de

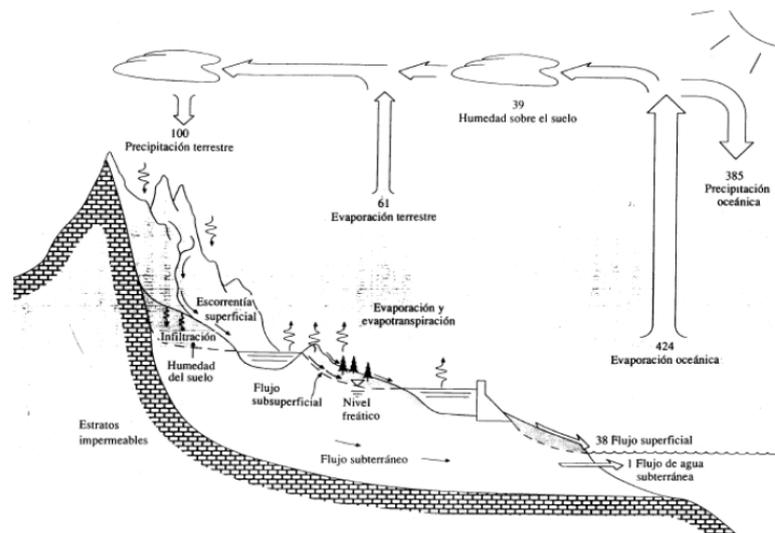


Figura 1.1: Esquema general del ciclo hidrológico¹

agua que entra en el sistema suelo por infiltración, dependiente de la condición de humedad precedente, de las características texturales y del tipo de cubierta que presente. El agua que no se infiltra se mueve por escorrentía hacia algún canal dentro de las vías de drenaje y contribuye, en un corto plazo, en el crecimiento de embalses, ríos o lagunas. La fracción que no escurre puede llegar a canales por flujo interno o puede percolar por recarga hacia flujos subterráneos y aflorar a la red superficial en otras regiones. Las precipitaciones que alcanzan el suelo y penetran en él modifican la reserva de agua edáfica y son utilizadas para la evapotranspiración o percolan hacia

¹Imagen extraída de Chow et al. (1994)

los estratos inferiores del perfil (Echeverría et al., 2007). La evapotranspiración, es la combinación del proceso de evaporación y el de transpiración que ocurren simultáneamente en zonas con vegetación. La evapotranspiración es uno de los flujos más importantes dentro del ciclo hidrológico aumentando su participación en cuencas de escasa pendiente donde la escorrentía se vuelve despreciable. La evapotranspiración real, a su vez, es el proceso que enlaza el balance de agua en el suelo con el balance de energía superficial (Itier et al., 1992). En cuencas de llanura el término extractivo más importante es la evapotranspiración.

Cuando la capacidad del suelo para infiltrar y almacenar agua se satura comienza la escorrentía superficial, al volumen de agua necesario para que esto ocurra se lo conoce como umbral de escorrentía. La fracción restante del agua precipitada se convierte en flujo superficial, o escorrentía directa, que fluye en una dirección descendente para acumularse en arroyos locales que convergen en los ríos de mayor cauce (Bedient et al., 2008). El flujo de aguas subterráneas se mueve por el subsuelo en un medio poroso y saturado llamado acuífero. El sistema acuífero puede encontrarse a distintos niveles de profundidad, o cota, y puede ser bombeado para el suministro de agua de riego o de uso humano (Appelo and Postma, 1993; Costa et al., 2002). El agua superficial y subterránea fluye desde las zonas de cota más alta hacia las más bajas y puede descargar al océano, especialmente después de grandes eventos de lluvia (Wada, 2016). La precipitación es una fuerza importante que impulsa el ciclo hidrológico, y la comprensión de los principales parámetros del sistema suelo-vegetación-atmósfera es importante para determinar situaciones de peligrosidad (Blanco, 2017).

1.3.2. Balance Hídrico (BH)

El balance de agua de un suelo donde crece un cultivo resulta de las diferencias entre los ingresos y los egresos o pérdidas de agua del sistema (Cervantes Martínez, 2007). Este balance del agua contenida en el suelo se lo conoce como variación en el almacenamiento (Allen, 2006). El agua que ingresa proviene de las precipitaciones (P), el riego (R), la capa freática (CF) y la escorrentía superficial (Esc) desde áreas más elevadas, aunque esta última tiene un peso menor en cuencas de llanura. Los egresos se producen por la evaporación del agua desde la superficie del suelo (E), la transpiración del cultivo (T), la (Esc) hacia zonas más bajas y el drenaje (D) por debajo de la zona de las raíces. Si los ingresos superan a los egresos ($BH > 0$), el agua excedente puede acumularse en el perfil de suelo explorado por el cultivo, generando un ΔAlm positiva, en caso contrario sería negativa y el perfil de suelo perdería humedad (Satorre et al., 2004).

Para cualquier sistema hidrológico se puede estimar un presupuesto de agua para los componentes de almacenamiento y los de flujo. Los principales componentes de flujos del ciclo hidrológico incluyen precipitación, evapotranspiración, infiltración, escorrentía y ascenso freático. Los componentes de almacenamiento son el suelo, los cauces de agua, los acuíferos y la atmósfera (Sokolov and Chapman, 1981). Es posible realizar cálculos del presupuesto de agua para predecir cambios en los componentes de almacenamiento esperados en función de la variación en los flujos de entrada y salida. Despreciando la evaporación en el período de entrada, y asumiendo un largo período de lluvia, toda la lluvia que ingresa se convierte en flujo de salida de la cuenca. Esto se debe a que el balance hídrico se rige por el principio de conservación de la materia en un determinado volumen de suelo (Pereira et al., 2002).

1.3.3. La Cuenca Hidrográfica

Desde tiempos de los sumerios, hace más de 3000 años, el ser humano ha reconocido a las cuencas hidrográficas como unidades del paisaje sumamente útiles para el manejo de sus recursos hidrológicos (Maass and Cotler, 2007). Una cuenca hidrográfica es un área contigua que desemboca en un único punto de salida y la precipitación que cae dentro de esta región fluye hacia ese punto. Geográficamente la cuenca es la fuente natural de captación y concentración de agua superficial (Gaspari and Senisterra, 2016). Estas unidades constituyen embudos naturales que permiten coleccionar el agua de lluvia que cae sobre grandes extensiones de terreno. A pesar de ser conocidas desde la antigüedad, recién a mediados del siglo pasado se las comienza a reconocer como excelentes unidades de manejo integrado de los recursos y servicios que nos brindan los ecosistemas (Swank et al., 1988). La combinación de factores antrópicos y naturales, en conjunción con las características morfométricas de una cuenca hidrográfica (relieve, red de drenaje y forma), pueden establecer una zonificación de la vulnerabilidad ambiental, útil para la planificación del territorio (Gaspari et al., 2011).

El conocimiento de los factores intervinientes en los procesos hidrológicos de una cuenca hidrográfica es muy importante debido a que es allí donde se capta y almacena el agua necesaria para diferentes usos del suelo o consumo urbano (Gaspari and Senisterra, 2016). La correcta utilización agrohidrológica de la cuenca tiene en cuenta el cuidado y/o implantación de una cobertura arbolada en las cabeceras o áreas dominantes. Es preciso analizar las capacidades bioclimáticas en diferentes zonas de la cuenca para establecer una vegetación protectora contra la erosión que al mismo tiempo contribuye en la regulación de la lámina de escurrimiento (Mintegui Aguirre and Robredo Sánchez, 1994). Una situación de exceso hídrico ($P > ETr$), implica un

incremento de agua almacenada en la zona de aireación y eventualmente incrementos del nivel freático por recarga. Por el contrario, si las salidas son mayores que los aportes ($P < ET_r$) se podrá observar una disminución de la humedad del suelo y una potencial ausencia de recarga que llevaría a una disminución de los niveles freáticos (Ferreira et al., 2012).

El área de la cuenca es una propiedad fisiográfica importante que determina el volumen de escorrentía esperado de un evento de precipitación dado. La divisoria de aguas de la cuenca hidrográfica es el lugar geométrico que separa dos cuencas adyacentes, que luego drenan en dos salidas diferentes. La respuesta hidrológica de la lluvia a la salida de un área, llamada hidrograma, es un diagrama de descarga en el canal, en metros cúbicos por segundo, frente al tiempo. La escorrentía se origina en elevaciones más altas y se mueve hacia elevaciones más bajas en una dirección perpendicular a las líneas de contorno. Los flujos de agua generalmente se mueven hacia la corriente más cercana en una dirección de gradiente descendente (Bedient et al., 2008).

1.3.4. Avances Informáticos en el estudio del Ciclo Hidrológico

La modelación hidrológica simula los procesos físicos que ocurren en un sistema hidrológico. La cuenca, vista como un sistema hidrológico, es la unidad espacial fundamental donde se desarrollan tales procesos. Los modelos hidrológicos utilizan ecuaciones que gobiernan el flujo de agua, las cuales relacionan variables de estado, de entrada/salida y parámetros (Pusineri et al., 2005). La introducción de la computadora digital en la hidrología durante las décadas de 1960 y 1970 permitió simular complejos problemas de agua como sistemas completos por primera vez. Los modelos hidrológicos de computadora desarrollados en la década de 1970 se han aplicado a áreas no estudiadas previamente, sólo definidas teóricamente (Singh et al., 1995). Ahora se pueden usar grandes modelos de computadora para unir datos históricos y ayudar a responder preguntas hidrológicas difíciles. El primer modelo hidrológico integral, desarrollado por un grupo de la Universidad de Stanford se llama Modelo de Cuenca Hidrográfica de Standford (Crawford and Linsley, 1966; Donigian and Imhoff, 2009).

Los primeros modelos fueron espacialmente concentrados y representaban la respuesta de una cuenca entera. Bajo este enfoque, la cuenca se discretiza en un conjunto de subcuencas en donde los parámetros se consideran como homogéneos desde el punto de vista hidrológico (Bedient et al., 2008). Los modelos espacialmente concentrados son todavía ampliamente usados, aunque no son capaces de representar la variabilidad espacial de los procesos

hidrológicos. En las últimas dos décadas se comenzó a desarrollar una segunda generación de modelos de simulación hidrológica, los modelos distribuidos. Estos representan explícitamente la variabilidad espacial de las características superficiales de la cuenca y de las precipitaciones (Cabrera, 2011). La heterogeneidad espacial se debe a dos niveles de variabilidad, una variabilidad organizada y otra aleatoria. Los modelos distribuidos son la forma más adecuada de representar ambos niveles y son necesarios si queremos tener resultados en cualquier punto de la cuenca (Blöschl and Sivapalan, 1995). Se representan por mallas de celdas regulares de igual tamaño en donde la unidad de análisis es la celda. La resolución espacial está dada por el tamaño de la misma (Francés et al., 2007).

Otro modelo que ha alterado significativamente el curso de la hidrología moderna es el HEC-1, desarrollado por el Centro de Ingeniería Hidrológica del *Army Corps of Engineers* de Estados Unidos (USACE). Este modelo simuló inundaciones a partir de datos de lluvia usando funciones simples de pérdida y unidades de hidrogramas (Feldman, 1995, 1981). Posteriormente, un modelo complementario, HEC-2, realiza cálculos de perfil de superficie de agua para una geometría de flujo dada y tasas de flujo máximo, que se pueden calcular en HEC-1. El modelado HEC funciona mejor en el entorno informático moderno, donde es importante manejar grandes conjuntos de datos en una cuenca hidrográfica compleja (US Army Corps of Engineers, 1991). En los últimos 35 años, el desarrollo de estas herramientas ha ayudado a dirigir la recolección de los datos hidrológicos para calibrar y hacer más robustos los modelos.

Los modelos hidrológicos de eventos revelan la respuesta de una cuenca a un evento de lluvia individual estimando picos de escorrentía superficial, momento del pico, detención, etc. Por el contrario, el modelado hidrológico continuo sintetiza procesos y fenómenos hidrológicos de una cuenca a una serie de eventos de lluvia y estima sus efectos acumulativos durante un período de tiempo más largo (Chu and Steinman, 2009). El laboratorio USACE desarrolló posteriormente, en el año 1995, el modelo HEC-RAS para modelado hidrológico y, en el año 1995, el HEC-HMS para modelado hidráulico (Chu and Steinman, 2009; Mohames and Hamad, 2008). El modelo de gestión de aguas pluviales (SWMM), desarrollado para la Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos (USEPA), es el modelo más completo disponible para el tratamiento del escurrimiento urbano en sistemas de alcantarillado pluvial (Tsihrintzis and Hamid, 1998). La versión 5 (SWMM5) incorpora una nueva codificación y una interfaz gráfica de usuario de dominio público. Los modelos SWMM y los modelos HEC también son compatibles con los grupos de soporte al usuario en línea. Muchos de los modelos disponibles se han actualizado completamente con interfaces gráficas de usuario que ayuda a mejorar

su utilidad y poder de cómputo (Huber et al., 2005).

Los enfoques modernos para el uso de modelos hidrológicos HEC ahora incluyen opciones para la simulación continua así como la consideración de lluvia radar como entrada de datos y herramienta de mapeo GIS (HEC-GeoHMS y HEC-GeoRAS) (Baumann and Halaseh, 2011; Kim et al., 2003). El modelo SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) es un modelo de simulación a escala de cuenca para la evaluación de suelos y aguas desarrollado por el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA) (Douglas-Mankin et al., 2010; Neitsch et al., 2011). SWAT ha evolucionado a partir de numerosos modelos individuales y ha sido probado para una amplia gama de regiones, condiciones, prácticas y escalas de tiempo (Gassman et al., 2007). Otro modelo que puede mencionarse es MIKE SHE, siendo este un marco avanzado y flexible para el modelado hidrológico. MIKE SHE cubre los principales procesos del ciclo hidrológico e incluye modelos de procesos para la evapotranspiración, el flujo superficial, el flujo no saturado, el flujo de agua subterránea, el flujo de canales y sus interacciones (Butts et al., 2004; Graham and Butts, 2005).

Estos modelos son comúnmente utilizados por los investigadores y los hidrólogos de ingeniería y representan algunas de las herramientas informáticas más poderosas en la hidrología moderna (Bedient et al., 2008). Enfoques más actuales para la predicción hidrológica incluyen como entrada estimaciones de lluvia a partir de radar y mapas digitales de elevación (DEM) (Asurza Véliz et al., 2018; Pusineri et al., 2005). Incuestionablemente, estos nuevos enfoques digitales combinados con el modelado distribuido del terreno revolucionarán la hidrología. Estos avances han hecho disponibles conjuntos de datos más nuevos y precisos sobre topografía, pendiente, lluvia, suelos y uso del suelo. Estos conjuntos de datos, combinados con los modelos de simulación existentes en hidrología proporcionan el enfoque más nuevo para comprender los sistemas complejos de recursos hídricos.

1.3.5. Evapotranspiración

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

1.3.5.1. Aspectos Físicos de la Evapotranspiración

La evaporación es el proceso por el cual el agua líquida se convierte en vapor y se retira de la superficie. La energía necesaria para cambiar el estado de las moléculas de agua proviene de dos fuentes, la más importante es la

radiación solar y la otra es la temperatura del aire (Penman, 1948). Esta energía hace que el proceso avance y el aire que rodea la superficie evaporante se vaya saturando de vapor gradualmente. A medida que esto ocurre, el traspaso de agua de estado líquido a gaseoso se hace cada vez más lento hasta detenerse completamente. Este proceso es impulsado por el déficit de presión de vapor (DPV) que es proporcional a la diferencia entre la cantidad de agua vaporizada en el aire y la cantidad de humedad que este puede almacenar (Brutsaert, 1982). Matemáticamente, la DPV es la diferencia entre la presión de vapor de saturación (e_s) y la presión real de vapor en el aire (e_a). La e_s es la presión de vapor que se obtiene cuando el aire llega a tener el máximo contenido de humedad posible y está relacionada directamente con la temperatura. La e_a es una medida de la cantidad de vapor presente en el aire en el momento en que fue medido, más vapor de agua en el aire resulta en una mayor presión de vapor. La velocidad del viento es otra variable de importancia ya que remueve el aire saturado de agua, baja DPV, cambiándolo por aire seco, con alta DPV (Allen and Pruitt, 1991). Estos factores meteorológicos serán los únicos que modelan la evaporación si la superficie evaporante puede proveer agua rápida y fácilmente. Por el contrario, si no existe alguna fuente de reabastecimiento hídrico, la evaporación disminuye rápidamente y puede cesar casi totalmente en un corto lapso de tiempo (Allen, 2006).

Cuando el contenido de agua del suelo está por encima del umbral crítico, el consumo de agua está determinado por la demanda atmosférica asociada con determinadas condiciones del cultivo, como su grado de cobertura, altura, rugosidad y resistencia al flujo de agua (Satorre et al., 2004). La demanda atmosférica es diferente para cada tipo de ambiente y se caracteriza a través de la evapotranspiración de referencia (ET_o). La ET_o representa el consumo de agua de un cultivo de alfalfa de 30 a 50 *cm* de altura o de una pastura de 8 a 12 *cm* creciendo activamente con buena provisión de agua (Pruitt and Doorenbos, 1977). Esta variable puede ser medida usando cultivos de alfalfa o pasturas implantados en lisímetros, estimada con tanques de evaporación o a partir de datos meteorológicos. La ET_o medida con lisímetros está disponible sólo en pocas localidades y habitualmente debe ser estimada por otros métodos (Allen, 2006). Existen numerosas fórmulas de cálculo de diferente grado de complejidad, según el número de variables meteorológicas requerido. Por ejemplo, el método de Penman-Monteith necesita de temperatura, radiación solar, velocidad del viento y déficit de presión de vapor (Hargreaves and Samani, 1985). Debido a la importancia de estandarizar el método de cálculo de ET_o a partir de datos meteorológicos un grupo de especialistas reunidos por la FAO propusieron una simplificación de la fórmula original de Penman-Monteith. El método generado es el más utilizado actualmente y se lo conoce como FAO-Penman-Monteith. El método FAO-Penman-Monteith

se recomienda como el único método para determinar ET_o con datos meteorológicos (Allen et al., 1998). El método de Penman-FAO requiere las mismas variables meteorológicas medidas, mientras que el método de Presley-Taylor simplifica el cálculo reemplazando el componente aerodinámico, que necesita información no siempre disponible, por un coeficiente empírico. El método de Thornthwaite requiere solo de datos medidos de temperatura. En general, mayor complejidad del método mejora las estimaciones, aunque métodos de similar complejidad pueden presentar diferente precisión en la estimación (Allen, 2006).

1.3.5.2. Aspectos Biológicos de la Evapotranspiración

El proceso de evapotranspiración comprende un fenómeno biológico llamado transpiración. El proceso de transpiración es aquel por el cual el agua en estado líquido ubicada en los espacios intercelulares de los tejidos de la planta es removida hacia la atmósfera en estado gaseoso (Connor et al., 2011). La transpiración comprende un flujo de agua desde la fuente, el agua potencialmente extraíble almacenada en el suelo, hasta el destino que es la atmósfera. El movimiento entre ambos compartimentos es directamente proporcional a la diferencia de potencial hídrico (ψ), energía libre del agua, entre la matriz del suelo (potencial más alto) y la atmósfera (potencial más bajo). A su vez, estas magnitudes son inversamente proporcional a las resistencias al flujo de agua (r) ofrecidas por los distintos componentes del sistema suelo-planta-atmósfera (Satorre et al., 2004). Aunque una pequeña cantidad del vapor de agua se puede perder por pequeñas aberturas (lenticelas) ubicadas en la corteza del tallo y ramas jóvenes, la mayor proporción, aproximadamente el 90 %, sale por los estomas (Sánchez-Díaz and Aguirreolea, 2000). Estos son orificios que atraviesan la epidermis de la hoja comunicando el ambiente gaseoso del interior de la planta con el atmosférico. Por debajo de la epidermis, en el interior de la hoja, se encuentran células fotosintéticas llamadas células del mesófilo. Estas células se encuentran en disposición dispersa formando un sistema interconectado de espacios aéreos intercelulares. Este sistema puede ser muy extenso, llegando a ocupar, en algunos casos, el 70 % del volumen foliar total. Inmediatamente por debajo de los estomas el sistema de espacios aéreos forma cavidades llamadas cámaras subestomáticas, y es ahí, donde se produce un proceso de evaporación similar al que ocurre en una superficie libre. Una vez evaporada, el agua fluye de la hoja a la atmósfera por difusión. La intensidad de la misma depende de la energía disponible para vaporizar agua, de la DPV y de la magnitud de la resistencia foliar (Allen, 2006)(Figura:1.2).

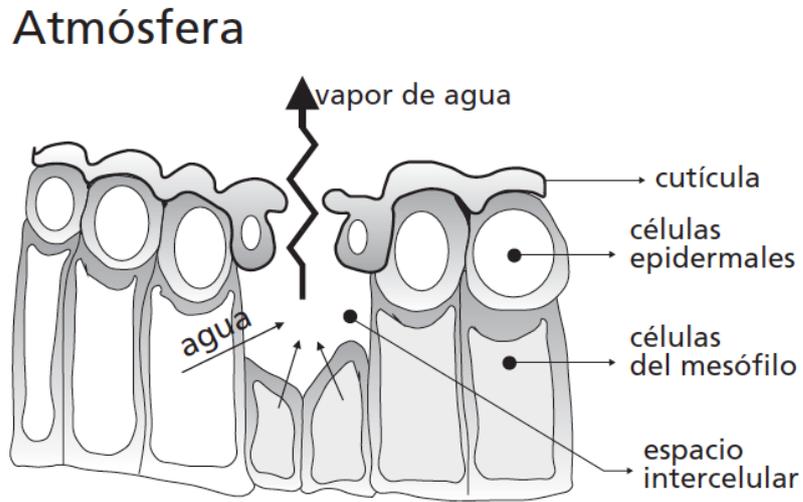


Figura 1.2: Representación esquemática de un estoma²

La resistencia foliar consta de dos resistencias, la resistencia estomática (r_e) y la resistencia cuticular (r_c). La (r_e) depende del número de estomas por unidad de área foliar, su geometría y el grado de abertura. Las variaciones en la abertura estomática se producen como consecuencia de cambios en la turgencia de las células oclusivas. La (r_c) depende, por otra parte, de las características de la cutícula que es una capa de cera que recubre las hojas (Vila, 2011) (Figura:1.3).

²Imagen extraída de Allen (2006)

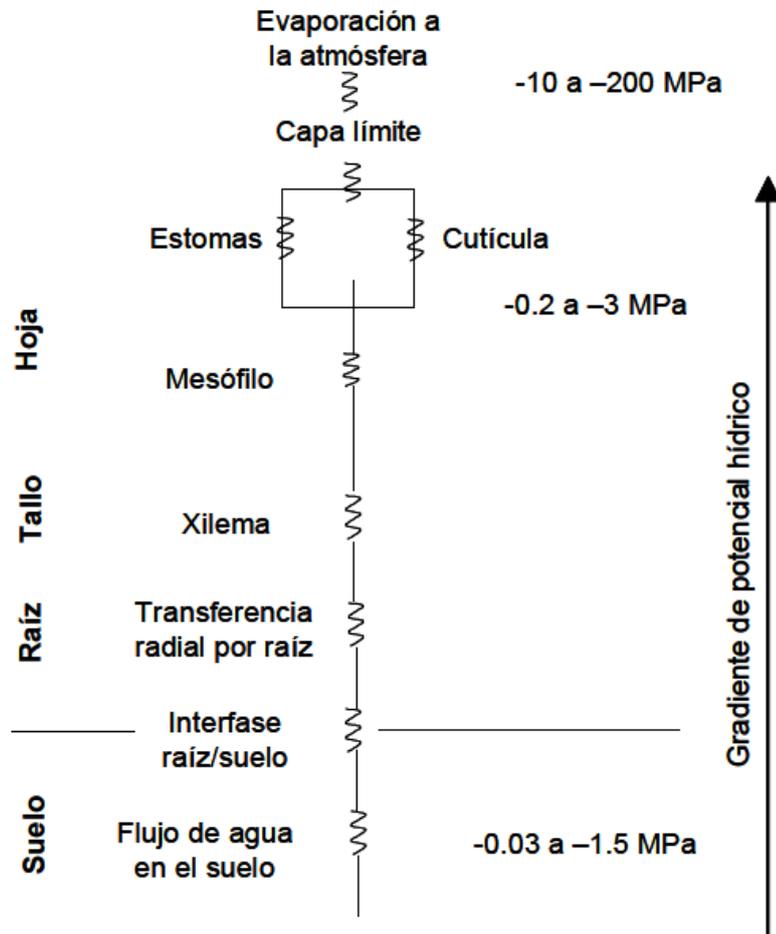


Figura 1.3: Resistencias al flujo de agua en el sistema suelo planta atmósfera³

Una cutícula gruesa y rica en materiales hidrofóbicos ofrecerá una mayor resistencia a la salida de vapor. Cabe señalar que esta última resistencia no es controlada por la planta como lo es la (r_e) y disminuye con el aumento de la temperatura y de la humedad relativa (Tafolla-Arellano et al., 2013). Otra resistencia que encuentra el vapor de agua a la hora de difundir hacia el exterior es la de la capa límite de aire relativamente en calma, casi saturada de vapor, que recubre la superficie foliar. La resistencia de la capa límite (r_a) es proporcional al grosor de esa capa de aire quieto en contacto con la superficie foliar. El aumento de la velocidad del viento afecta a esta resistencia

³Imagen obtenida de Satorre et al. (2004)

haciendo disminuir el grosor de la capa límite (Golberg, 2010). Un último factor que afecta a la tasa transpiratoria es el suministro de agua y la capacidad de absorción del sistema radical. Un cambio en alguno de estos factores no produce, necesariamente, un cambio proporcional en la tasa transpiratoria debido a que la intensidad está controlada por más de un factor y estos, varían constantemente (Satorre et al., 2004).

La transpiración es el término del balance de agua que está directamente ligado con el crecimiento del cultivo a través de la fotosíntesis. El flujo transpiratorio es de vital importancia sobre dos aspectos centrales del funcionamiento de los cultivos. Por un lado, proporciona el vehículo para el transporte de nutrientes y hormonas desde la raíz a los órganos aéreos. Por otro lado, la energía involucrada en la evaporación de agua en la cavidad subestomática y desde el suelo es un componente importante en el balance de energía del cultivo. Desde el punto de vista energético, la extracción de agua del perfil del suelo utiliza el flujo de energía llamado flujo de calor latente (Latent Heat Flux; λET) (Miller and Gates, 1967). Es posible estimar la cantidad de energía que corresponde a λET a partir de la ecuación de balance de energía superficial:

$$\lambda ET = Rn - G - H \quad (1.1)$$

λET : Flujo de calor latente

Rn : Radiación Neta

G : Flujo de calor del suelo

H : Flujo de calor sensible

Según la ecuación anterior, el flujo de calor latente se obtiene de descontarle a la radiación neta proveniente del sol (Rn) el flujo de calor del suelo (G) y el flujo de calor sensible (H). Los dos últimos términos de la ecuación hacen referencia a la cantidad de energía que se utiliza para calentar el estrato superior del suelo y el aire circundante, respectivamente. La evaporación de agua desde el suelo a través de las plantas requiere energía provista por la radiación neta. Para cultivos con buena disponibilidad de agua edáfica, raíces y tejido vascular sano, con condiciones favorables para la absorción de agua, una buena parte de la Rn se disipa en el término λET en caso contrario, el término H toma más importancia (Miller and Gates, 1967).

El flujo transpiratorio está directamente relacionado a la fijación de CO_2 ya que, por un lado, la radiación solar es la fuente de energía para ambos procesos, y por otra parte, a que ambos gases tienen resistencias en común. Por

consiguiente, bajo condiciones favorables para la absorción de agua, cuanto más energía absorbe un canopeo, más agua puede transpirar y más CO_2 puede fijar. A su vez, el rendimiento en granos está estrechamente asociado con la transpiración y fijación del CO_2 (Satorre et al., 2004). Para lograr un rendimiento óptimo, es importante que el cultivo pueda capturar la mayor cantidad posible de agua y utilizarla eficientemente para intercambiarla por CO_2 a nivel estomático. Luego, estos asimilados se deben convertir, la mayor parte posible de ellos, a órganos de cosecha (granos), como resume la siguiente ecuación (Passioura, 1983):

$$Y = T \times EUA \times IC \quad (1.2)$$

Y : Rendimiento (g)

T : cantidad de agua transpirada (g)

EUA : Eficiencia en el uso del agua (%)

IC : Índice de cosecha

Este último es un coeficiente adimensional que relaciona el rendimiento en grano con la biomasa aérea producida. En condiciones de campo, los cultivos pueden manifestar deficiencias hídricas, en especial a las horas de máxima demanda atmosférica, cuando la absorción de agua por las raíces es insuficiente para compensar las pérdidas por transpiración (Satorre et al., 2004). Si este desbalance es muy pronunciado, o se prolonga en el tiempo, genera en el cultivo una situación de estrés hídrico que afecta su normal funcionamiento (Flexas and Gil, 2003; Valladares et al., 2004). De persistir el estrés, especialmente durante los estadios definidos como críticos para la determinación del rendimiento, este último se reduce, principalmente por una disminución del IC (Passioura, 1983). Para disminuir la intensidad del estrés durante los períodos críticos, las prácticas de manejo deberán orientarse a obtener un balance de agua más favorable para el cultivo durante esos estadios.

Las limitantes al consumo de agua son el principal factor responsable de las pérdidas de rendimiento de los cultivos de secano (Otegui, 2009). Por el contrario, cuando el agua se encuentra en abundancia, la tasa de transpiración de las plantas está dictada principalmente por los factores meteorológicos, siendo cercana a la que establece la demanda atmosférica (Gardner and Ehlig, 1963). Cuando el contenido de agua disponible está por debajo del umbral crítico (UC), la tasa de transpiración depende de la capacidad del cultivo para absorber el agua del suelo. El valor de UC depende de la especie, el cultivar, la demanda atmosférica, el cultivar, el tipo de suelo, la distribución

de las raíces y otros factores que afectan a la capacidad del cultivo de extraer agua del suelo (Satorre et al., 2004).

Tanto la evaporación como la transpiración ocurren simultáneamente en un suelo con vegetación y no hay una manera sencilla de cuantificar los dos procesos por separado (Allen and Pruitt, 1991). La fracción de la radiación solar que llega a la superficie del suelo y la que llega a las plantas determina la partición de la energía en evaporación y transpiración (Connor et al., 2011). A medida que avanza el ciclo de un cultivo, el dosel se va cerrando haciendo que cada vez menos radiación llegue a la superficie del suelo. Este proceso hace que en las primeras etapas del cultivo, el agua se pierda principalmente por evaporación directa del suelo, pero con el desarrollo del cultivo y finalmente cuando este cubre totalmente el suelo, la transpiración se convierte en el proceso principal. En el momento de la siembra, casi el 100 % de la ET ocurre en forma de evaporación, mientras que cuando la cobertura vegetal es completa, más del 90 % de la ET ocurre como transpiración (Allen, 2006).

1.3.6. Acepciones del término Evapotranspiración

1.3.6.1. Evapotranspiración del cultivo de referencia

La evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o) es un parámetro relacionado con el clima que expresa el poder evaporante de la atmósfera. Se denomina de esta manera a la tasa de evapotranspiración de una superficie de referencia la cual no presenta restricciones hídricas. Esta superficie de referencia corresponde a un cultivo hipotético de pasto con características específicas (Chiew et al., 1995). Otra definición muy comúnmente usada para definir esta variable agrometeorológica es la de evapotranspiración potencial, sin embargo, no se recomienda el uso de esta acepción debido a las ambigüedades que pueden derivarse de este concepto (Allen et al., 1998). El concepto de ET_o se introdujo para estudiar la demanda de evapotranspiración de la atmósfera independientemente del tipo de cultivo, su desarrollo y las condiciones de manejo. Desde este concepto, los factores del suelo no tienen influencia para la ET_o ya que el suelo estaría en condiciones hídricas óptimas. Relacionar la ET a una superficie específica permite tener una referencia a la cual relacionar otro tipo de superficies de condiciones no óptimas. A su vez, se elimina la necesidad de definir valores de ET para cada cultivo y período de crecimiento. Gracias a este concepto, se pueden comparar valores medidos o estimados de ET_o en diferentes localidades o en diferentes épocas del año (Allen, 2006). Los únicos factores que afectan la ET_o son los parámetros climáticos sin considerarse características del cultivo ni del suelo. El método FAO Penman-Monteith se recomienda como el único método de

determinación de ET_o con variables climáticas (Della Maggiora et al., 1997). Este método ha sido seleccionado debido a que aproxima de una manera cercana la ET_o de cualquier localidad, tiene bases físicas sólidas e incorpora parámetros fisiológicos y aerodinámicos. La ecuación para el cálculo de ET_o de Penman-Monteith propuesta por FAO incluye un término de radiación (E_{RAD}) y uno aerodinámico (E_{AERO}) (Allen, 2006).

$$E_{RAD} = \frac{0,408 \times \Delta \times (Rn - G)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} \quad (1.3)$$

$$E_{AERO} = \frac{\gamma}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} \times \frac{890}{(T + 273)} \times U_2(e_a - e_d) \quad (1.4)$$

Δ : Pendiente de la curva de presión de vapor a saturación ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$)

Rn : Radiación Neta ($MJ \text{ } m^{-2} \text{ } dia^{-1}$)

G : Flujo de calor en el suelo ($MJ \text{ } m^{-2} \text{ } dia^{-1}$)

γ : Constante psicrométrica ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$)

U_2 : Velocidad del viento a 2 metros sobre la superficie del suelo [$m \text{ } s^{-1}$]

T : Temperatura del aire ($^\circ C$)

$(e_a - e_d)$: Déficit de presión de vapor con respecto a la saturación

1.3.6.2. Evapotranspiración Real del cultivo

Muy comúnmente, condiciones idénticas a las del cultivo de referencia no se encuentran en la práctica, debido a esto, se incorpora el concepto de evapotranspiración real (ET_r) (Doorenbos and Kassam, 1980). para hacer referencia a la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_{cE}) y a la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ET_{cNE}). La ET_{cE} se refiere a un cultivo exento de enfermedades, con buena fertilización y que se desarrolla en parcelas amplias. Aquí se observan óptimas condiciones de suelo y agua, el cultivo alcanza la máxima producción de acuerdo a las condiciones climáticas reinantes (Allen, 2006). La evapotranspiración del cultivo puede ser calculada a partir de datos climáticos e integrando directamente los factores de la resistencia del cultivo, el albedo y la resistencia del aire en el enfoque de Penman-Monteith. Debido a que todavía existe una considerable falta de información para los diferentes cultivos, el método de Penman-Monteith se utiliza solo para la estimación de la tasa de evapotranspiración del cultivo estándar de referencia (ET_o) (Beven,

2001). La relación ET_c/ET_0 puede ser determinada experimentalmente para diferentes cultivos y es conocida como Coeficiente del Cultivo (Kc). Las diferencias en la anatomía de las hojas, características de los estomas, las propiedades aerodinámicas, e incluso el albedo, ocasionan que la evapotranspiración del cultivo difiera de la evapotranspiración del cultivo de referencia bajo las mismas condiciones climáticas (Della Maggiora et al., 2000). Debido a variaciones en las características del cultivo durante los diferentes períodos de crecimiento, para un determinado cultivo, Kc cambia desde la siembra hasta la cosecha (Connor et al., 2011).

ET_{cE} requiere generalmente una corrección, cuando no existe un manejo óptimo y se presentan limitantes ambientales que afectan el crecimiento del cultivo y que restringen la evapotranspiración, es decir, bajo condiciones no estándar de cultivo (ET_{cNE}). La ET_{cNE} se refiere a la evapotranspiración de cultivos que crecen bajo condiciones ambientales y de manejo diferentes de las condiciones estándar. Esto es bajo condiciones no óptimas como son la presencia de plagas y enfermedades, salinidad del suelo, baja fertilidad del suelo y limitación o exceso de agua. Esto puede resultar en un reducido crecimiento de las plantas, menor densidad de plantas y así reducir la tasa de evapotranspiración por debajo de los valores de ET_{cE} . La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar se calcula utilizando un coeficiente de estrés hídrico ajustando a todos los otros tipos de condiciones de estrés y limitaciones ambientales en la evapotranspiración del cultivo (Allen, 2006).

1.3.6.3. Coeficiente del Cultivo (Kc)

Como se mencionó anteriormente, la evapotranspiración de un cultivo puede ser estimada a partir de datos meteorológicos y del cultivo utilizando la ecuación de Penman-Monteith. A su vez, Se puede inferir la tasa de evapotranspiración ajustando el valor de albedo, las resistencias aerodinámicas y de la superficie del cultivo (Hillel et al., 1990). Sin embargo, los valores de albedo y las resistencias mencionadas son difíciles de estimar con precisión debido a su variabilidad durante la temporada de crecimiento del cultivo. Esta es una gran dificultad a la hora de estimar la evapotranspiración real en condiciones de campo (Della Maggiora et al., 2000). De acuerdo al enfoque del coeficiente del cultivo, la evapotranspiración real (ET_r) se calcula como el producto de la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0) y el coeficiente del cultivo (Allen, 2006):

$$ET_r = Kc \times ET_0 \tag{1.5}$$

ET_r : Evapotranspiración Real ($mm\ dia^{-1}$)

K_c : Coeficiente del Cultivo

ET_0 : Evapotranspiración Real ($mm\ dia^{-1}$)

La mayoría de los efectos de los diferentes factores meteorológicos se encuentran incorporados en la estimación de ET_0 . Por lo tanto, mientras ET_0 representa un indicador de la demanda climática, el valor de K_c varía principalmente en función de las características particulares de cada cultivo (Gowing and Pereira, 2014). Este coeficiente integra el efecto de cuatro características principales que diferencian un cultivo cualquiera con el cultivo de referencia. Esas características son:

- Altura del cultivo. Esta variable tiene influencia en el valor de la resistencia aerodinámica (r_a) y en la transferencia turbulenta del vapor del agua desde el cultivo hasta la atmósfera. El término r_a aparece en la ecuación simplificada de FAO Penman-Monteith.
- Albedo de la superficie del cultivo y suelo. El valor del albedo está afectado por la porción del suelo cubierta por la vegetación y por la humedad presente en la superficie del suelo. Esta variable afecta el valor de la radiación neta (R_n) que constituye la fuente de energía principal para la evapotranspiración.
- Resistencia del cultivo a la transferencia del vapor de agua. Esta variable es afectada por el área foliar, que afecta la cantidad de estomas, la edad y la condición de la hoja y por el grado de control estomático.
- Evaporación que ocurre en el suelo, especialmente en la parte no cubierta por vegetación.

Las diferencias en la evaporación del suelo y la transpiración del cultivo, que existen entre los cultivos de campo y el cultivo de referencia, están incorporados en el coeficiente del cultivo. Distintos tipos de cultivos tienen distintos valores de K_c y, a su vez, las distintas etapas de desarrollo también afectan al valor del coeficiente (Allen et al., 1998). Es posible trasladar valores estandarizados del coeficiente del cultivo entre distintas áreas geográficas y climas. Este hecho constituye la razón principal de la utilidad de la metodología del coeficiente del cultivo y de la aceptación de los valores desarrollados en estudios anteriores. Espaciamientos estrechos entre plantas, mayor altura y rugosidad de la superficie hacen que una gran cantidad de cultivos presenten coeficientes K_c mayores a 1. En esos casos, el factor K_c es frecuentemente

5 a 10 % mayor que el valor de referencia pudiendo ser hasta 15 o 20 % mayor para cultivos altos como el maíz, el sorgo o la caña de azúcar. En la mayoría de las especies, los estomas se abren en respuesta al aumento de la radiación solar, sin embargo, algunos cultivos pueden cerrar sus estomas durante el día disminuyendo su K_c . Otros factores estructurales que afectan a la pérdida de agua de los cultivos son la resistencia de la cutícula a la transferencia de vapor de agua, el número de estomas y su posición. Las especies que presentan estomas en la parte inferior de la hoja solamente y/o que presentan gran resistencia en las hojas tienen menores K_c , como es el caso de los cítricos y los frutales de hojas caducas. El valor de K_c para cultivos altos, de 2 o 3 metros de altura, puede ser hasta un 30 superior en condiciones de vientos fuertes y clima árido. Después de un evento de lluvia o riego, el efecto de evaporación es predominante cuando el cultivo es pequeño y sombrea escasamente el suelo. En esas condiciones de poca cobertura, el coeficiente K_c está determinado principalmente por la frecuencia con la cual se humedece la superficie del suelo. Por otro lado si la superficie del suelo está seca, la evaporación será restringida, traduciéndose en un valor de K_c pequeño, pudiendo incluso alcanzar valores tan bajos como 0,1 (Allen, 2006).

1.3.7. Métodos de determinación de la Evapotranspiración

1.3.7.1. Medición directa de la Evapotranspiración

La evapotranspiración no es simple de medir, para determinarla experimentalmente se requieren aparatos específicos y mediciones precisas de varios parámetros físicos o el balance del agua del suelo en lisímetros (López-Urrea, 2004). Los métodos experimentales de campo, son en general caros, exigiendo precisión en las mediciones, y pueden ser completamente realizados y analizados apropiadamente sólo por personal de investigación suficientemente preparado (Sanchez, 2001). A pesar de que estos procedimientos no son apropiados para mediciones de rutina, siguen siendo importantes para la evaluación de las estimaciones de ET obtenidas con otros métodos indirectos. Por último, puede mencionarse que estos métodos suelen ser caros de construir y de mantener.

1.3.7.2. Método de Balance de Energía

La evaporación de agua requiere cantidades relativamente altas de energía, ya sea en la forma de calor sensible o de energía radiante. Por ello, el proceso de evapotranspiración es controlado por el intercambio de energía en la

superficie de la vegetación y es limitado por la cantidad de energía disponible (Sanchez, 2001). Debido a esto, es posible predecir la evapotranspiración aplicando el principio de conservación de energía. La energía que llega a la superficie debe ser igual a la energía que sale de la superficie en el mismo período de tiempo (Choudhury et al., 1987). Todos los flujos de energía deben ser considerados cuando se deriva una ecuación de balance de energía:

$$Rn - G - \lambda ET - H = 0 \quad (1.6)$$

Rn : Radiación Neta ($W m^2$)

H : Flujo de calor sensible ($W m^2$)

G : Flujo de calor del suelo ($W m^2$)

λET : Flujo de calor latente ($W m^2$)

Los distintos términos pueden ser positivos o negativos, cuando Rn es positiva, proporciona energía a la superficie y cuando G , λET y H son positivos retiran energía de la superficie. En la ecuación 1.6, solamente se consideran flujos verticales y se ignora la tasa neta de energía que se transfiere horizontalmente por advección. La ecuación está restringida a cuatro componentes: Rn , λET , H y G . No se consideran otros términos de energía como el calor almacenado y liberado de la planta, o la energía utilizada en actividades metabólicas. Estos términos son considerados despreciables ya que solo utilizan una pequeña fracción de la radiación solar. λET representa la fracción de la evapotranspiración que puede ser derivada de la ecuación 1.6 si todos los otros componentes son conocidos. La radiación neta (Rn) y el flujo de calor del suelo (G) pueden ser medidos o estimados en función de parámetros climáticos. Sin embargo, la medición del calor sensible (H) es compleja y sus valores no pueden obtenerse fácilmente. Para determinar H son necesarias mediciones precisas de los gradientes de temperatura por encima de la superficie (Allen, 2006).

1.3.7.3. Balance de agua en el suelo

La evapotranspiración (ET) también puede determinarse midiendo varios componentes del balance de agua en el suelo analizando los flujos de agua que entran y salen de la zona radicular en un período de tiempo. El riego (R) y la precipitación (P) son los componentes del balance que proporcionan agua a la zona radicular. Parte de estos componentes pueden perderse por escurrimiento superficial (E_{sc}) o por percolación profunda (D) la cual

eventualmente recargará la capa freática. El agua también puede ser transportada hacia la superficie mediante capilaridad desde la capa freática (C) hacia la zona de raíces. También existe un flujo horizontal hacia adentro y afuera de la zona radicular sub-superficial (ΔFS). Algunos flujos como el flujo sub-superficial, la percolación profunda y la capilaridad desde la capa freática son difíciles de medir y pueden no considerarse en períodos cortos de tiempo. Excepto bajo condiciones de pendientes pronunciadas, los movimientos horizontales pueden no ser considerados. La evaporación del suelo y la transpiración del cultivo pueden agotar el agua de la zona radicular. Por lo tanto, si se conocen todos los términos del balance, puede estimarse ET conociendo la variación de agua en el suelo (ΔSW) (Allen, 2006):

$$ET = R + P - Esc - D + C \pm \Delta FS \pm \Delta SW \quad (1.7)$$

ET : Evapotranspiración

R : Riego

P : Precipitación

Esc : Esguerrimiento Superficial

D : Percolación Profunda

C : Ascenso capilar desde la capa freática

ΔFS : Flujo sub-superficial hacia dentro o fuera de la zona radicular

ΔSW : Variación del contenido de agua en el suelo

1.3.7.4. Lisímetro

Los lisímetros son tanques aislados llenados con suelo en el que crece un cultivo seleccionado (Abtew and Obeysekera, 1995). Con esto se logra aislar la zona radicular del cultivo y se controlan los procesos que son difíciles de medir. Los diversos términos en la ecuación del balance de agua en el suelo se pueden determinar con exactitud. En lisímetros de pesaje de precisión, la evapotranspiración se puede obtener con una exactitud de centésimos de milímetro. Con estos equipamientos, la pérdida de agua es medida directamente por el cambio de masa. Debido a que los lisímetros son difíciles de manejar, caros de construir y mantenimiento requieren de especial cuidado, su uso se restringe normalmente a trabajos de investigación científica (Allen, 2006).

1.3.7.5. Tanques de Evaporación

La evaporación en una superficie de agua libre brinda información del efecto conjunto de la radiación, la temperatura del aire, la humedad del aire y del viento. Sin embargo, existen diferencias entre la evaporación en una superficie libre y la evapotranspiración en una superficie cultivada (Linsley et al., 1992). A pesar de ello, puede obtenerse estimaciones conociendo los coeficientes de regresión de ambas variables (de Pablo Hernández, 2013).

1.3.7.6. Ecuaciones basadas en Datos Meteorológicos

Una gran cantidad de ecuaciones empíricas o semi-empíricas se han desarrollado para determinar la ET_r o ET_0 utilizando datos meteorológicos. Estas ecuaciones se basan comúnmente en datos meteorológicos y se deben a la dificultad de obtener mediciones de campo precisas de ET . Numerosos investigadores han analizado el funcionamiento de los varios métodos del cálculo para diversas localidades (Della Maggiora et al., 1997; Sánchez et al., 2015; Trezza, 2008). Como resultado de una Consulta de expertos llevada a cabo en mayo de 1990, el método FAO Penman-Monteith se recomienda actualmente como el método estándar para el cálculo de ET_0 (Hur et al., 2006). A partir de esta estimación, puede obtenerse la ET_r para cualquier cultivo y estado de desarrollo conociendo su coeficiente del cultivo (Allen, 2006).

1.4. Monitoreo Ambiental desde Satélites

La palabra teledetección es un vocablo latino del término en inglés remote sensing ideado a principios de los sesenta para designar cualquier medio de observación remota. El marco de estudio de la teledetección es la observación remota de la superficie terrestre (Sobrino, 2001). Anteriormente, este término se aplicaba a la fotografía aérea ya que era el único sensor existente. Desde ese momento, se han desarrollado instrumentos para la observación de la tierra desde el espacio con el fin de monitorear procesos ambientales de gran impacto social y económico. Resumidamente, un sistema de teledetección espacial incluye los siguientes elementos (Chuvieco Salinero et al., 2002):

1. Fuente de energía, origen de la radiación electro-magnética que detecta el sensor. El foco de emisión puede ser externo al sensor (teledetección pasiva) o emitido por el sensor (teledetección activa).
2. Cubierta terrestre, formada por distintas masas de vegetación, suelos, agua o construcciones humanas que reciben la señal energética proce-

dente de la fuente y la reflejan o emiten de acuerdo a sus características físicas.

3. Sistema sensor, compuesto por el sensor, propiamente dicho, y la plataforma que lo alberga. Este sistema cumple la función de captar la energía procedente de las cubiertas terrestres, codificarla y grabarla o enviarla directamente al sistema de recepción.
4. Sistema de recepción y comercialización, en donde se recibe la información transmitida por la plataforma, se graba en un formato apropiado y se distribuye a los interesados luego de sus respectivas correcciones.
5. Interprete, que convierte esos datos en información temática de interés, ya sea visual o digitalmente, de cara a facilitar la evaluación del problema en estudio.
6. Usuario final, encargado de analizar el documento fruto de la interpretación, así como de dictaminar sobre las consecuencias que de él deriven.

Debido al aumento en la cantidad de sensores disponibles para la observación terrestre, estamos en una época donde la cantidad de datos va en aumento generando nuevas formas de estudiar el planeta (Denore and García, 1999). Comparados con otras fuentes de información, los satélites tienen la ventaja de ofrecer gran cobertura espacial y temporal. Esto es útil a la hora de monitorear fenómenos de gran importancia social, ambiental y económica (Chuvieco Salinero et al., 2002). Paulatinamente, estos flujos de información comenzaron a ser más aplicados en ramas de la ciencia donde la mayor parte de la información proviene de datos de campo. La popularización de las imágenes de alta resolución, a través de servidores de dominio público, ha permitido extender el rango de usuarios de estas tecnologías acelerando procesos y reduciendo costos de investigación (Macêdo Filho, 2016). El resultado de esta apertura en el uso de la teledetección ha generado que existan equipos de distintas características montados en plataformas más diversas ampliando las posibilidades de aplicación. Las tendencias observadas parecen confirmar un creciente desarrollo de su aplicación tanto en países desarrollados como en aquellos con una situación tecnológica más deficiente (Lillesand et al., 2014). EE.UU ha tenido un desarrollo destacado en materia satelital, tanto a nivel académico como comercial. Desde principios de los años 80 existían en ese país más de 50 organizaciones comerciales dedicadas al empleo de la teledetección espacial. En ese momento, en más de 18 estados se utilizaban datos Landsat para la construcción de sus sistemas de información territorial. La situación actual de la teledetección en ese país muestra un desarrollo

mucho mayor encontrándose en variadas instituciones de la administración pública y del ámbito privado. Dentro de estos, cabe destacar la importancia del U.S. Geological Survey, que se encarga de la distribución de una amplia colección de imágenes tomadas por distintos sensores. La NASA (National Aeronautics and Space Administration) mantiene la distribución de sus propios programas, Terra-Aqua y las series meteorológicas NOAA y GOES, entre otras. En Canadá la situación también es muy favorable, contando con una institución nacional, el Canada Center of Remote Sensing, que cuenta con diversos centros regionales y coordina la actividad docente e investigadora en teledetección (Chuvieco Salinero, 2008; Sobrino, 2001).

En el contexto Europeo, Reino Unido y Francia han sido los países que se han involucrado más en la investigación aplicada en teledetección (White, 1993). En Reino Unido, ya a inicios de los ochenta podían citarse hasta 50 instituciones con producciones bibliográficas importantes, varios manuales universitarios, diversas publicaciones científicas y una sociedad, la Remote Sensing Society, dedicada a tareas de enseñanza y difusión (Rhind, 1986). En este país, se encuentra la empresa Surrey Satellite Technology Ltd, dedicada a la fabricación de micro satélites, que ya ha lanzado diversos satélites de bajo coste (Xue et al., 2008). Las autoridades francesas han realizado un gran esfuerzo en este campo que llevó al lanzamiento del primer satélite SPOT en 1986, seguido de otros cuatro satélites de la misma serie. Este proyecto fue desarrollado por el Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) con colaboración del Swedish Space Corporation (Chevrel et al., 1981). Alemania también cuenta con un programa de observación de la tierra propio, canalizado a través de la Agencia Espacial Alemana DLR. En junio de 2007 lanzaron el primer satélite radar, denominado TerraSAR X, que muy recientemente ha entrado en fase operativa (Werninghaus, 2004). La Unión Europea (UE), en conjunto, pretende impulsar las aplicaciones de la teledetección mediante una mayor colaboración con la Agencia Espacial Europea (ESA) que ya ha lanzado varios stélites meteorológicos (Meteosat, MSG y Metop)(Schmetz et al., 2002) y otros de recursos naturales (ERS-1 y ERS-2) (Stricker et al., 1995).

En el ámbito iberoamericano, podemos mencionar al Instituto Nacional de Pesquisas Espaciales (INPE) y también se puede citar la actividad de la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE) en Argentina. Esta última institución ha lanzado varios proyectos propios de observación de la tierra como el SAC-C, el SAC-D y recientemente el SAOCOM. En cuanto a centros universitarios o profesionales comprometidos con la observación de la tierra desde el espacio se pueden mencionar la Universidad Autónoma y el INEGI de México, el Instituto de Geografía cubano, el centro de procesamiento Digital de Imágenes en Venezuela, el Instituto Agustín Codazzi

en Colombia, la Universidad Católica en Santiago de Chile, el CLIRSEN ecuatoriano y la Universidad de Lujan y el INTA argentinos. La Sociedad de Expertos Latinoamericanos en Percepción Remota (SELPER) cuenta actualmente con unos mil miembros organizados en capítulos nacionales, celebra bienalmente un congreso internacional y publica en boletín con noticias y artículos académicos. Otro grupo de países también involucrados con esta tecnología comprende a Japón, China, India y Rusia que apuestan a proyectos espaciales propios.

Comparada con otros métodos de observación más convencionales como la fotografía aérea o los trabajos de campo, la teleobservación satelital ofrece algunas ventajas. Anteriormente, se encontraba la dificultad de tener datos globales debido al carácter puntual de los métodos de medición de campo. Sin embargo, estas ventajas no hacen que se reemplacen las técnicas antes utilizadas sino que se complementen. A partir de la aparición de los sensores satelitales, se impulsó el desarrollo de bases de datos globales a partir de imágenes satelitales. Como resultado de estas iniciativas se generó el mapa mundial de cobertura del suelo (IGBP-Land Cover:(Loveland et al., 2000; Townshend et al., 1991) que más adelante se actualizarían en el programa MODIS y VEGETATION (Lambin et al., 2006). Otra ventaja que puede mencionarse es que la altura orbital del satélite permite detectar grandes áreas proporcionando una visión amplia para analizar la geografía desde una perspectiva panorámica. Otra ventaja ofrecida por esta tecnología es ofrecer información sobre regiones no visibles del espectro electromagnético. Estas regiones del espectro, por ejemplo la región del infrarrojo medio y térmico o las microondas no son accesibles al ojo humano o a la fotografía convencional. Como ejemplo, se puede citar el uso de la temperatura superficial obtenida a partir del espectro térmico que permite detectar focos de calor con los que se puede delimitar incendios forestales (Di Bella et al., 2008; Martin et al., 1999). Otra característica orbital de los satélites de observación permite adquirir imágenes repetitivas de toda la tierra comparables entre sí para hacer estudios multidisciplinares. Gracias a estas observaciones periódicas se pueden observar procesos de desertificación (Boletta et al., 2001), análisis de inundaciones y predicciones de escorrentía (Ferris and Congalton, 1989), deforestación (Chuvieco Salinero et al., 2002) y la dinámica de los fenómenos meteorológicos (Davies and Wernli, 2016).

La mayor parte de los sistemas de teledetección graban las imágenes en formato digital, lo que permite transmitir las a las estaciones terrestres en tiempo real. En situaciones de emergencia, esta disponibilidad inmediata puede resultar vital, por lo que se considera una de las características más destacadas de la teledetección en la gestión de catástrofes (Trench, 2011). En la práctica sólo los satélites meteorológicos se ofrecen en tiempo real a los

usuarios finales, los demás sensores requieren de una etapa previa de calibración de los datos. Sin embargo, todos ellos tienen el potencial de evolucionar hacia una transmisión inmediata debido a la evolución de internet. El tratamiento digital de las imágenes agiliza el proceso de interpretación permitiendo generar modelos cuantitativos e integrar los resultados con otra información geográfica. Las limitaciones que pueden encontrarse son derivadas del propio desarrollo de la tecnología como son la resolución espacial, espectral o temporal disponible. Por ejemplo, hasta la llegada de los satélites comerciales de alta resolución espacial existían fenómenos como el seguimiento de construcciones urbanas que estaban muy limitados (Rodríguez and González, 2014). La cobertura de nubes, por su parte, es otra limitante ya que reduce, en algunas zonas, la frecuencia temporal proporcionada por los sistemas ópticos. Esta última limitante se puede atenuar acoplando a los modelos la información proveniente de sistemas de radar (Chuvieco Salinero, 2008).

Particularmente en hidrología, la información satelital se está utilizando para modelar variables de superficie debido a la estrecha relación que existe entre estas y el estado de la vegetación (Ferreira et al., 2012). El vínculo entre los modelos hidrológicos con la teledetección está presente desde los años 80 cuando se observó que existía una relación entre las series temporales de NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) y la evolución fenológica de las plantas. Desde entonces, se utiliza la información remota para estimar parámetros relacionados con la vegetación en todo tipo de ambientes (Piedade et al., 2010). Además, los Sistemas de Información Geográfica (SIG) han sido utilizados en el análisis de riesgo de inundaciones en la regionalización, discretización e interpolación de datos hidrológicos, obtención de parámetros morfométricos, confección de bases de datos georeferenciadas y edición de cartografía integrada de riesgo, entre otras (Anaya et al., 2017). Diversos trabajos realizados durante los últimos años han demostrado que la combinación de los SIG con la información procedente de imágenes satelitales resulta ser la metodología que mejor solución ofrece en temas relacionados con mapeo de zonas anegadas, tanto en términos de rapidez como de calidad de los resultados (Giraut et al., 2010; Pessacg et al., 2015).

1.4.1. Comportamiento Espectral de la Vegetación

La caracterización espectral de las masas vegetales presenta, desde el inicio de la teledetección, tres problemas a resolver. El primer problema está relacionado con la reflectividad de la hoja determinado por la presencia de pigmentos, la estructura celular y el contenido de humedad. El segundo problema se relaciona con las características geométricas de la planta, principalmente su área foliar, la forma de las hojas, su distribución en la planta, la geometría

del dosel, la importancia del componente leñoso, etc. Finalmente, hay que considerar aquellos aspectos derivados de la situación geográfica donde se ubica la planta como pendiente, orientación, asociación con otras plantas, condiciones atmosféricas, etc (Chuvieco Salinero et al., 2002). La observación remota de las cubiertas vegetales puede apoyarse en el gran contraste cromático que presenta la vegetación vigorosa entre las distintas bandas del espectro, baja absorción y baja reflectividad en el visible y alta reflectividad en el infrarrojo cercano (IRC) (Sobrino, 2001). Se puede enunciar que cuanto mayor sea el vigor de la vegetación mayor será el contraste entre estas dos bandas y mejor será la separación con otro tipo de cubierta. Esto es la base de la obtención de índices que se utilizan para ver características de la vegetación (Bannari et al., 1995).

En lo referido a la reflectividad de la hoja, existen estudios realizados en laboratorio a partir de espectro-radiómetros que han generado curvas de reflectividad. Estas curvas varían con el tipo de hoja, aunque se pueden establecer patrones generales como baja reflectividad en el espectro visible, alta en el infrarrojo cercano y baja, con presencia de algunos máximos relativos, en el infrarrojo de onda corta (SWIR) (Figura: 1.4)(Ballado et al., 2017; Hernández and Montaner, 2009). La baja reflectividad en la porción visible del espectro se debe al efecto absorbente de los pigmentos de la hoja, principalmente las clorofilas, xantofilas y carotenos (Jiang et al., 2018). Todos estos pigmentos absorben en la banda del espectro situada en torno a los $0,445 \mu m$ mientras que la clorofila tiene una segunda banda de absorción en torno a los $0,645 \mu m$. Entre ambas porciones del espectro, aparece una banda intermedia, alrededor de los $0,55 \mu m$, en donde el efecto absorbente es menor. Por esta causa aparece un pico relativo de reflectividad que coincide con la banda verde del espectro (Chuvieco Salinero et al., 2002; Zarco-Tejada et al., 2003a).

Cuando se aproxima la caída otoñal de las hojas, la clorofila ejerce una menor influencia aumentando la reflectancia de la banda roja, esto se visualiza en el amarillamiento de las hojas. La elevada reflectividad en el infrarrojo cercano se debe a la baja absorción de las clorofilas y a la estructura celular interna (Jay et al., 2017). La hoja cuenta con unas cavidades de aire internas que dispersan la mayor parte de la radiación incidente en el infrarrojo cercano (Araque et al., 2009). Por ello, la hoja sana ofrece una alta reflectividad en esta banda, en claro contraste con la baja reflectividad que presenta en el espectro visible, especialmente en la banda roja. Debido a que la estructura de la hoja es muy variada según la especie, esta banda también resulta idónea para discriminar entre plantas, incluso entre aquellas que no podrían separarse en el espectro visible (Guyot et al., 1989). Diversos autores han

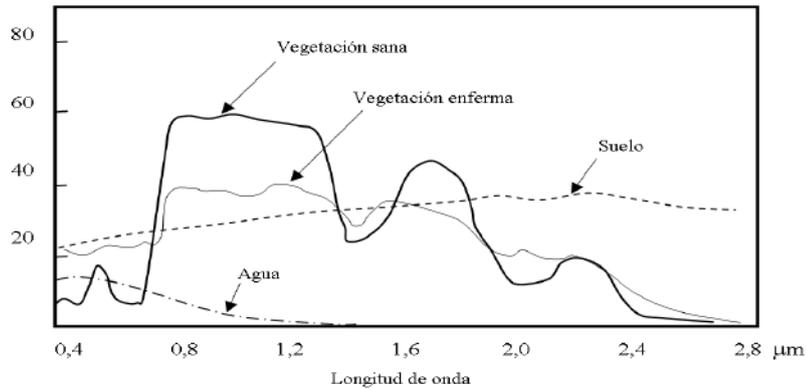


Figura 1.4: Firmas espectrales típicas para vegetación, suelo y agua en el rango visible e infrarrojo reflejado del espectro electromagnético ⁴

estudiado relaciones entre la reflectividad y el contenido de agua tanto de hojas aisladas como de doseles vegetales (Peñuelas et al., 1993). A partir de $1,4 \mu m$ el efecto absorbente del agua es muy claro, por lo que la reflectividad de la vegetación sana se reduce drásticamente en el SWIR (Chuvienco Salinero, 2008). Las medidas de laboratorio muestran una notable diferencia en esta región del espectro entre las hojas secas y las que tienen buen contenido hídrico (Yebra Álvarez et al., 2012). En teledetección, el grado de cobertura vegetal del suelo (PV) es un parámetro importante que se analiza habitualmente a través del Índice de Área Foliar (LAI). El LAI se relaciona directamente con la PV hasta un cierto nivel de saturación (100 % de PV) (Guyot et al., 1989). Este valor se alcanza cuando el LAI se sitúa entre 3 y 6, según el ecosistema en cuestión. A partir de ahí, se puede seguir aumentando el LAI, aunque el PV ya se mantenga estable, como consecuencia del apilamiento vertical de las hojas (Sellers et al., 1992). La hoja senescente o enferma tiende a perder actividad clorofílica y, en consecuencia, a ofrecer una menor absorción en las bandas azul y roja del espectro visible. El aumento consecuente de la reflectividad en estas bandas elimina el máximo relativo antes situado en el verde, por lo que la hoja tiende a mostrar un color amarillento (Paz Pellat et al., 2005). Por el contrario, en el infrarrojo cercano se produce una reducción de la reflectividad, como consecuencia de un deterioro en la estructura celular de la hoja. Estas observaciones son válidas para detectar daños producidos por plagas o incendios forestales (Chuvienco Salinero, 2008).

También se ha estudiado una clara relación entre el cociente IRC/SWIR y el contenido de humedad en las hojas, lo que permite determinar aquellas

⁴Imagen extraída de Hernández and Montaner (2009)

zonas afectadas por estrés hídrico (Ceccato et al., 2001). Las hojas suelen tener un contenido hídrico que va desde un 80 % a un 400 % del peso seco, según la especie (Chuvieco Salinero, 2008). Diversos estudios han mostrado que el contenido hídrico de la vegetación está relacionado negativamente con la reflectividad en el infrarrojo cercano (entre 0,4 y 2,5 μm) debido a que a estas longitudes de onda se observan picos de alta absorción en presencia de agua (Zarco-Tejada et al., 2003b). Durante el día, la vegetación absorbe una gran cantidad de energía solar para la fotosíntesis que luego es reemitida durante la noche para mantener el balance energético. Debido a esto, la vegetación posee una alta inercia térmica haciendo que este más fría que otras cubiertas durante el día y más caliente durante la noche. Este mecanismo es vital para el funcionamiento vegetal y por eso la regulación hídrica es uno de los procesos fisiológicos ms importantes para la planta. El aumento de la temperatura ambiente, debido a una mayor radiación, implica un aumento en la transpiración de las hojas para mantener el equilibrio térmico. La energía liberada como flujo de calor latente disminuye el calor sensible de las plantas lo que explica que tengan una menor temperatura que su entorno durante el día. Durante la noche, la vegetación re-emite la energía recibida durante el día en longitudes de onda del espectro térmico haciendo que esté a mayor temperatura que las áreas circundantes. Este mecanismo de regulación térmica permite analizar el estado hídrico de la vegetación a partir de la información registrada en el infrarrojo térmico (Chuvieco et al., 2001).

1.5. Elección del Área de Estudio: Cuenca del Arroyo Las Conchas

Para abordar las problemáticas derivadas del efecto antrópico se ha consensuado la necesidad de aplicar una visión holística que permita evaluar el efecto del uso de los sistemas naturales en su propio funcionamiento. En este contexto, las cuencas hidrográficas son excelentes puntos de partida de este enfoque ya que el agua es determinante de procesos ecológicos, económicos, sociales y es afectada por ellos (Zalewski et al., 2004). Numerosos estudios documentan las relaciones entre uso de la tierra y el estado de los cursos de agua. Los impactos sobre la calidad y disponibilidad del agua varían de acuerdo al conjunto de factores naturales y socioeconómicos presentes dentro del área delimitada por la cuenca hidrológica (Allan, 2004; Calder et al., 2002). Entre los factores naturales se incluyen variables como el clima, topografía, estructura del suelo, tipo de vegetación. Dentro de los factores socioeconómicos se pueden mencionar los tipos de uso y prácticas de manejo de las tierras,

tanto actuales como pasadas y el desarrollo de infraestructura, entre otros (Bortoluzzi et al., 2008). Dentro de este sistema, el tipo de vegetación posee un papel clave en la salud y funcionamiento de las cuencas hidrográficas. En particular se destaca la vegetación natural por su importante participación en la colecta, retención, almacenamiento y purificación del agua. Este tipo de vegetación, además de ser soporte de otros elementos de la biodiversidad, provee un ambiente de conservación del suelo donde se dan procesos de ciclado de nutrientes y carbono con influencias en el clima local (Pinho et al., 2006; Smith et al., 2000). Para el desarrollo de esta tesis se seleccionó la cuenca del Arroyo Las Conchas ubicada al sur del departamento Paraná, provincia de Entre Ríos.

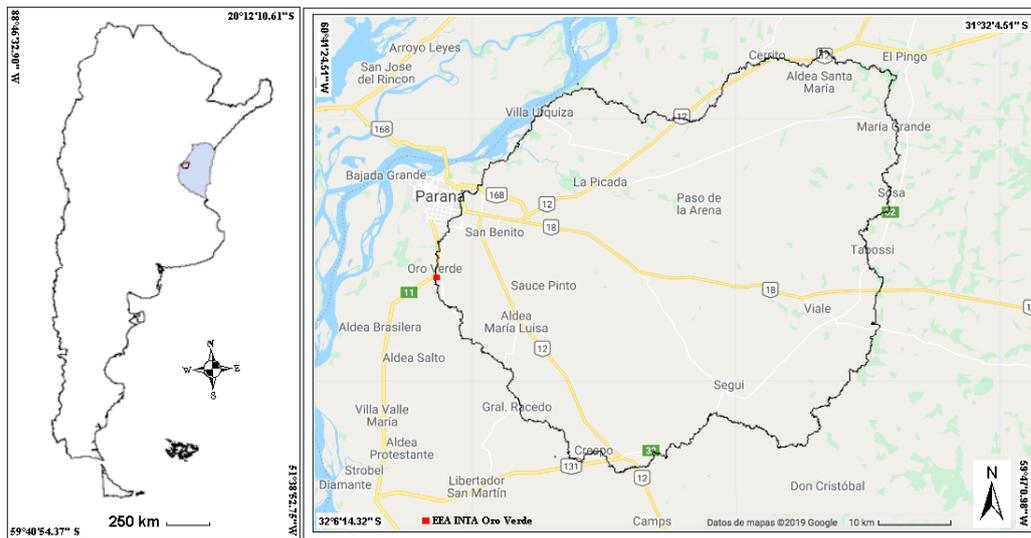


Figura 1.5: Ubicación de la Cuenca del Arroyo Las Conchas dentro del límite Nacional y ubicación de la estación meteorológica de la Estación Experimental del INTA de Oro Verde.

Esta denominación proviene de los depósitos de material calcáreo de origen marino que caracterizan a la desembocadura de este arroyo (Chemin, 1992). En esta región, continúan produciéndose cambios en el sistema natural y antrópico con repercusiones en el funcionamiento general del sistema. La población total involucrada dentro de la cuenca es del orden 58.000 habitantes, excluyendo la ciudad de Paraná ya que solo una porción de la ciudad forma parte de la misma, de acuerdo al censo nacional 2001. Existen poblaciones urbanas de diferente tamaño como Colonia Avellaneda, Villa Urquiza, Cerrito, María Grande, Tabossi, Seguí y Crespo, junto con numerosas poblaciones menores (Bortoluzzi et al., 2008).

1.5.1. Características Hidrológicas e Hidro-geológicas

Dentro de los límites de la cuenca se extiende una importante red hidrográfica que converge en el arroyo de nombre homónimo, el cual tributa finalmente al Río Paraná (Bortoluzzi et al., 2008). La superficie de la cuenca es de $2.156,6 \text{ km}^2$ y tiene un perímetro de 207,6 Km. Presenta una geometría bastante regular que se aproxima a la forma circular. La cota máxima es de 100 m, la mínima de 13,5 m y la pendiente media de la cuenca es de 14,52 m/Km (Sasal et al., 2011). Uno de los paisajes fisiográficos más extensos y característicos de la región lo constituye la peniplanicie, refiriéndose a una planicie con relieve suavemente ondulado a plano, modelada por ciclos erosivos. Ésta posee un rango de pendientes que van de las moderadamente pronunciadas (2-4% de inclinación y localmente hasta 8-10%) a otras con gradientes menores (0,5-1%). Sobre el margen NE de la cuenca se encuentra otro ambiente fisiográfico denominado cuchillas, que actúan como amplias divisorias de aguas. El otro paisaje característico y predominante en el departamento lo constituyen los depósitos sedimentarios, que forman el relleno aluvial de los arroyos más importantes (Engler et al., 2008). El ambiente tiene un drenaje pobre debido a la poca pendiente y a la lenta permeabilidad de los suelos que lo componen (mapa de suelos, 1998).

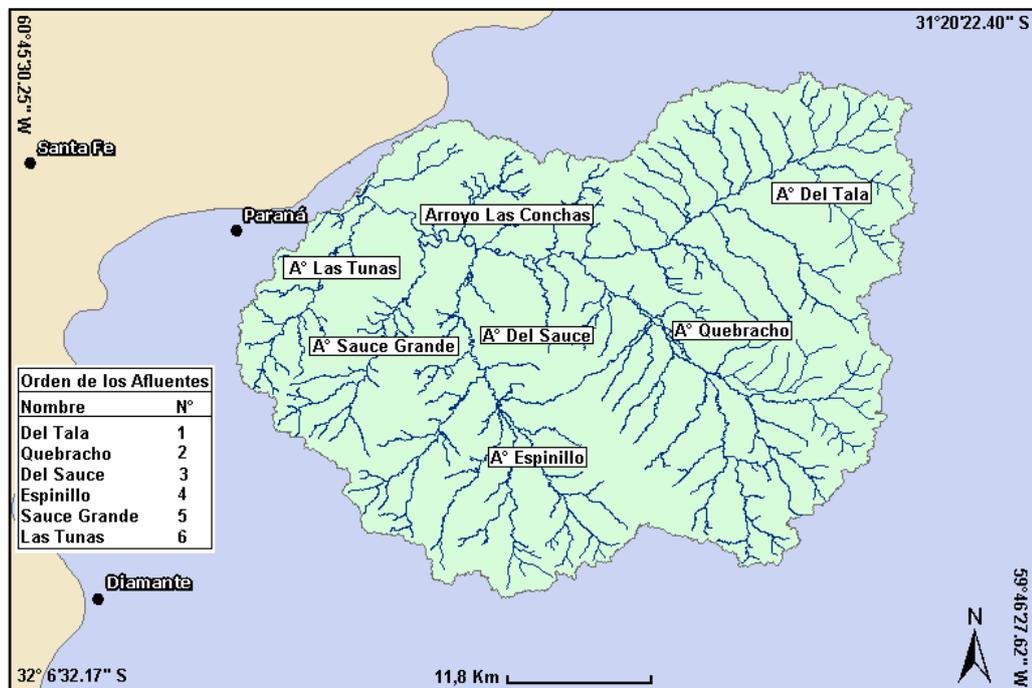
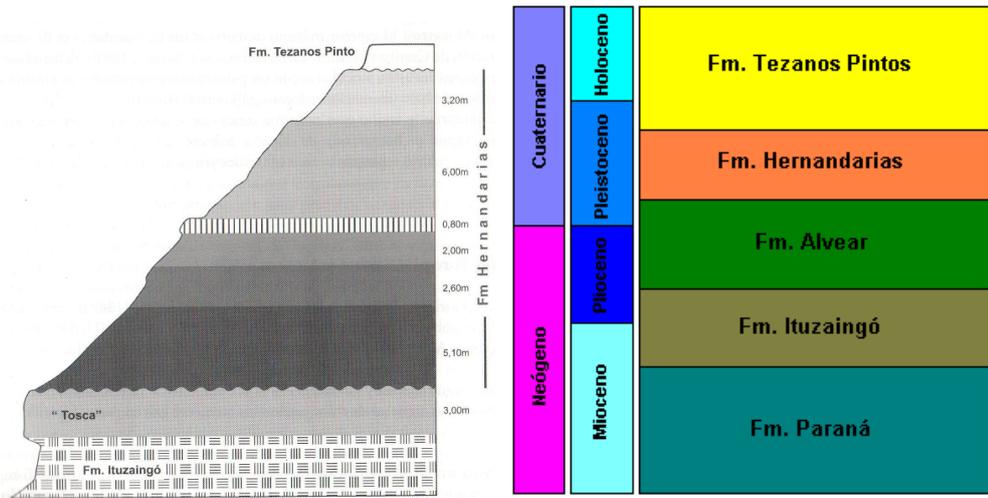


Figura 1.6: Principales afluentes de la cuenca del Arroyo Las Conchas.⁵

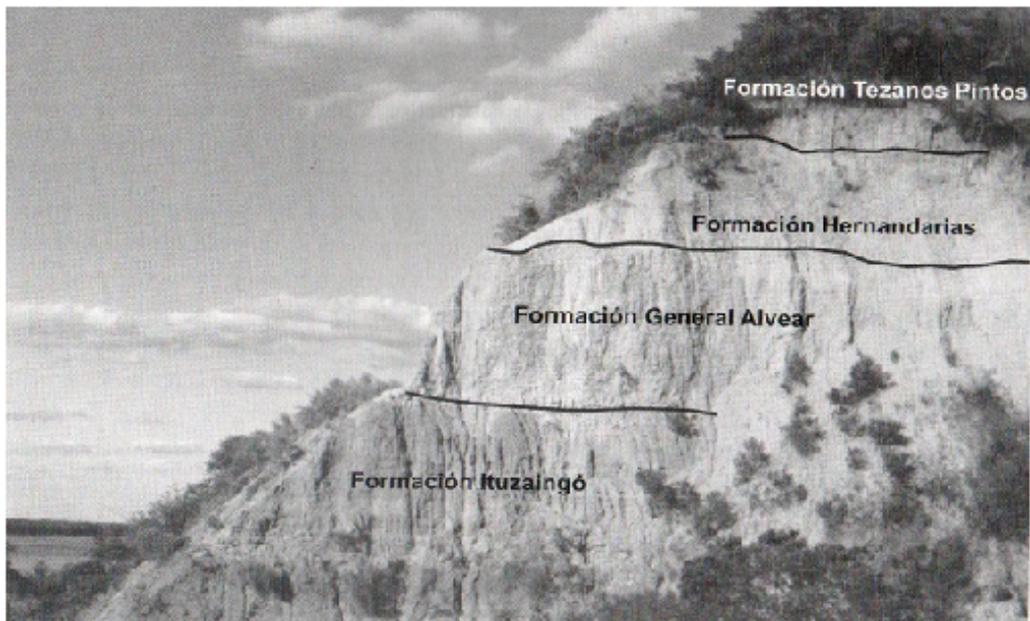
En el estrato superior de la secuencia estratigráfica característica de la cuenca se encuentra la Formación Tezanos Pintos apoyándose en discordancia por sobre la Formación Hernandarias (Aceñolaza, 2007). Los niveles freáticos se encuentran alojados dentro de la cubierta cuaternaria compuesta por la formación del Holoceno Tezanos Pintos, y las formaciones del Pleistoceno Hernandarias y Alvear. En tiempos de elevadas precipitaciones los niveles freáticos se sitúan en la interfase Tezanos Pintos/Hernandarias. Este hecho genera encharcamientos y vertientes de magnitud variable en los campos de la zona, afectando de esa manera la zona sometida a cultivos (Aceñolaza, 2007). La profundidad del nivel freático oscila entre valores de 0,39 m y 12 m, con una profundidad media de 3,7 m. En general, toda la cuenca presenta niveles freáticos cercanos a la superficie. Este acuífero libre presenta una variación de la recarga entre 0 y más de 25 cm al año (Sasal et al., 2011). Por debajo de esta cubierta se ubican acuíferos semiconfinados, en las formaciones Ituzaingó y Paraná, que son los más explotados para consumo humano, riego e industria de la provincia de Entre Ríos (Santi and Sanguinetti, 2000).

⁵Mapa realizado en base a capa vectorial de la Red Hidrográfica Nacional, extraída del sitio web Dirección de Hidráulica de Entre Ríos



(a)

(b)



(c)

Figura 1.7: a) Sección esquemática de la secuencia estratigráfica de la Formación Hernandarias. b) Esquema de la sección estratigráfica en relación a la escala de tiempo geológico. c) Fotografía de la barranca del Paraná con indicación de la secuencia estratigráfica que involucra, Villa Urquiza, Entre Ríos.⁶

⁶Extraído de Aceñolaza (2007)

1.5.2. Suelos

En esta región se pueden encontrar 5 unidades edáficas representadas con diferente importancia en la cuenca: Unidad 1, Molisoles; Unidad 2, Vertisoles; Unidad 3, Alfisoles; Unidad 4, Entisoles y Unidad 5, Entisoles e Inceptisoles. Los suelos predominantes de la región son Molisoles (41 %) y Vertisoles (36%), hallándose en menor proporción Alfisoles y Entisoles (Plan Mapa de Suelos, 1998).

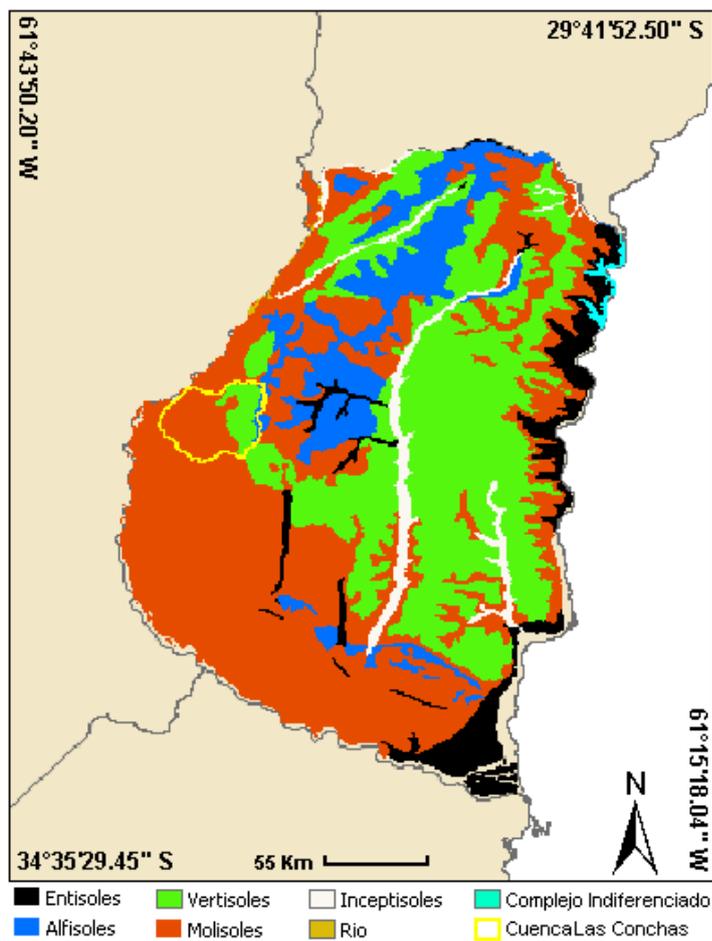


Figura 1.8: Ordenes de suelo de la provincia de Entre Ríos.⁷

Los Molisoles, se ubican en una franja paralela al río Paraná en zonas plano onduladas con algunas áreas de pendientes pronunciadas. Están compuestos por limos y arcillas originados en el loess depositado durante el Cua-

⁷Mapa realizado a partir de datos extraídos de GeoINTA

ternario. Son los más aptos para el uso agrícola dentro de la provincia con ciertas limitaciones por la presencia de un horizonte B2 textural y el relieve quebrado. Los Vertisoles, son suelos hidromórficos provenientes de limos y arcillas calcáreas de origen palustre o lacustre que constituyen la Formación Hernandarias. Son de color oscuro a negro, con alto contenido de arcillas expansibles que le confieren su característica “vértica”. Están sobre una planicie ondulada a muy suavemente ondulada más frecuentes en la porción NE de la cuenca. Los Alfisoles son suelos que se ubican en las áreas altas planas a muy suavemente onduladas del centro y centro norte de la provincia. Estos suelos denominados también Planosoles, se encuentran en áreas planas, sin red de drenaje definida, con horizontes superficiales muy someros y lixiviados con un cambio muy abrupto del horizonte subsuperficial. Este es muy denso, oscuro y arcilloso, prácticamente impermeable e impenetrable para las raíces. Los Entisoles son suelos muy poco evolucionados con propiedades determinadas principalmente por el material original. En el área de estudio se localizan de forma saltuaria como áreas de re-deposición de sedimentos transportados por los arroyos y ríos de la cuenca. Se pueden encontrar como suelos arenosos con intercalaciones de limos y por lo general sin la conformación de horizontes edáficos. La desembocadura del Arroyo Las Conchas conforma un área de deposición sedimentaria con sedimentos de variada granulometría y origen, pudiendo incluir depósitos de crecientes extraordinarias del Paraná (Bortoluzzi et al., 2008; Tasi, 1981).

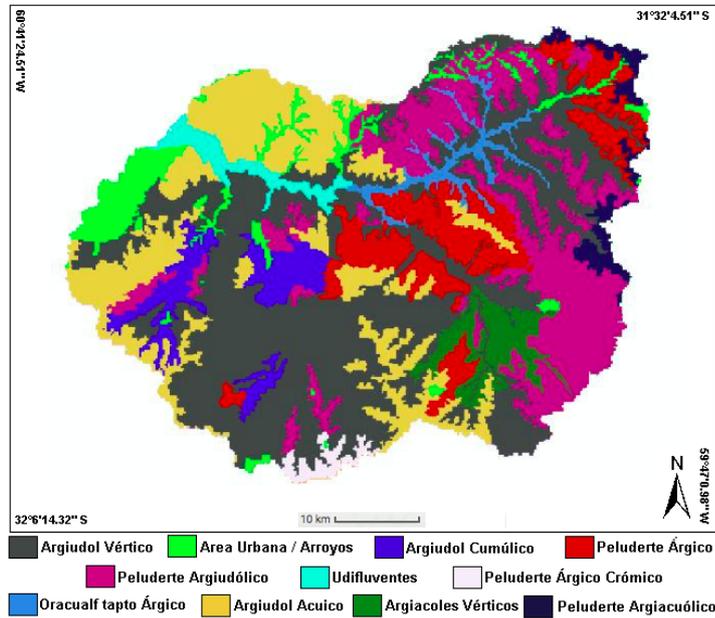


Figura 1.9: Sub Grupo de suelos de la cuenca del Arroyo Las Conchas.⁸

1.5.3. Vegetación

Según estudios históricos de la vegetación se pueden distinguir dos formaciones, una estepa de gramíneas y una formación boscosa. Estas dos formaciones pueden ser definidas como provincias fitogeográficas distintas. Este límite no está del todo definido debido a las características de paisaje ondulado y sin barreras geográficas marcadas. La porción norte de la cuenca posee una mayor dominancia de bosques y sabanas asignados a la Provincia Fitogeográfica del Espinal, mientras que cubriendo la porción Sur, se encuentra la pradera de gramíneas de la Provincia Pampeana (Cabrera, 1976). En 1993, Aceñolaza y Manghesi, distinguieron 3 unidades fitogeográficas: la asociación de fisonomías y formaciones del Distrito del Ñandubay (dentro de la Provincia Fitogeográfica del Espinal), y el Pastizal Pampeano (Aceñolaza and Manghesi, 1993). La tercera unidad posee un muy escaso desarrollo espacial dentro de la cuenca y corresponde a los bosques de barranca asociados al río Paraná. En el paisaje dominado por las unidades del Distrito del Ñandubay se pueden encontrar parches de bosques más o menos cerrados, de diferente altura y densidad. En estos parches se cuenta con presencia de Ñandubay (*Prosopis affinis*), algarrobo negro (*Prosopis nigra*), espi-

⁸Mapa realizado a partir de datos extraídos de GeoINTA

nillo (*Acacia caven*), quebracho blanco (*Aspidosperma quebracho-blanco*) y ombú (*Phytolacca dioica*). Hacia las partes bajas y más cercanas a cursos de agua, permanente o temporarios, se encuentran guaraniná (*Sideroxylon obtusifolius*), tembetarí (*Fagara hyemalis*), guayabo (*Myrcianthes cisplatensis*), curupí (*Sapium haematospermum*), caranday (*Trithrinax campestris*) y virajú (*Achatocarpus praecox*). Además, existen situaciones sucesionales dominadas por espinillares de *Acacia caven*, arbustales de *Eupatorium* spp. o chiclales (*Baccharis* spp.) (Aceñolaza, 2000).

La otra unidad fitogeográfica, el Pastizal Pampeano, según (Cabrera, 1976) corresponde a una estepa de gramíneas con dominancia de pastos especialmente de las tribus Estípeas, Poeas y Eragrósteas. Las Clorídeas, Paníceas y Andropogóneas están representadas por un menor número de especies, pero sus individuos pueden ser localmente abundantes. El “flechillar” constituye la comunidad característica de los campos altos, con *Stipa neesiana*, *S. hyalina* y *S. papposa* entre otras especies. Son abundantes *Briza subaristata* (lágrimas), *Melica macra* (espartillo de la vía, indicadora de disturbio), *Piptochaetium stipoides*, *Aristida* spp., *Paspalum notatum* (pasto horqueta), *Paspalum dilatatum* (pasto miel), *Schizachyrium microstachyum* etc. y numerosas especies herbáceas no graminiiformes, como *Polygala linoidea*, varias especies de *Oxalis* y de *Conyza*. Pueden encontrarse arbustales de *Baccharis coridifolia* (mio mio), *Baccharis articulata* (carquejilla), *Baccharis notoserigila*, *Eupatorium buniifolium* (chilca) y *Heimia salicifolia* (quiebra arado), entre otras. La tercera y última unidad es la correspondiente a los bosques de barranca asociados al río Paraná. Estos bosques poseen una distribución restringida a la porción final del arroyo de Las Conchas, en su desembocadura al río Paraná (Santa María). Posee una composición donde se encuentran especies propias del Espinal (*P. nigra*, *P. dioica*, *A. quebracho-blanco*) y otras asociadas a los cursos de agua del Espinal, o al corredor generado por el río Paraná (*Eugenia uniflora*, *Coccoloba argentinensis*, *Myrsine laetevirens*, *Rupretchia laxiflora*, *Nectandra angustifolia*, *Erythrina crista-galli*, *Hexaclamys edulis*) (Cabrera, 1976).

1.5.4. Historial de uso del Suelo

La cuenca del Arroyo Las Conchas constituye una de las primeras áreas de colonización regional. A lo largo del tiempo, el uso de la tierra fue pasando de mayoritariamente ganadero durante el siglo XIX hacia uno agrícola/ganadero durante el siglo XX. Esta tendencia ha hecho que, en los últimos tiempos, se manifieste un aumento del uso agrícola (Muñoz et al., 2005). Debido a esto, se plantea el problema de la pérdida de las masas boscosas en la Provincia de Entre Ríos. Los procesos de fragmentación y disminución de las

superficies forestadas originan parches con diferentes grados de degradación (Aceñolaza, 2000). Los bosques son utilizados como áreas de pastoreo extensivo y han sido objeto de la extracción selectiva de maderas para aserrado (*Prosopis nigra*), para postes (*Prosopis affinis*) o leña (*P. affinis*, *P. nigra*, *A. caven*, etc.) (Roskopf et al., 2007). Esto ha producido que parte del área haya pasado de un paisaje de bosque a parque, con árboles dispersos en una matriz herbáceo/arbustiva continua. Por otra parte, el pastizal pampeano también ha sido alterado por el avance de las actividades agrícolas, esto se ve mayormente en la porción centro sur de la cuenca. La ganadería extensiva impactó sobre la composición y estructura original debido al manejo de campos naturales con intersiembra de gramíneas y leguminosas forrajeras o su total reemplazo por pasturas implantadas. Por último, la zona de barrancas, presenta uso ganadero de baja carga y esporádico, que determina cierto grado de alteración (Bortoluzzi et al., 2008).

En los procesos de degradación del bosque nativo se encuentran presentes especies arbóreas exóticas con alta presencia en toda la cuenca invadiendo grandes áreas. Desde la segunda mitad del siglo pasado, el paraíso (*Melia azederach*) fue colonizando bordes de caminos y campos abandonados. A esta especie se le sumó con posterioridad la mora (*Morus alba*), el siempre verde (*Ligustrum lucidum*), la acacia negra (*Gleditsia triacanthos*), la higuerilla (*Broussonetia papyrifera*) y más recientemente la ligustrina (*Ligustrum sinense*) y el árbol del pan (*Maclura pomifera*). El paraíso es frecuente como invasora de bordes de caminos secundarios en la porción centro norte de la cuenca, siendo más frecuente la aparición de *Bauhinia forficata*, *Robinia pseudoacacia* o *Manihot flabellifolia* en la porción sur de la misma. *Morus alba* es una especie de amplia distribución que por las características de su distribución ornitócora fue invadiendo gran parte de las fisonomías boscosas. De la interpretación y clasificación de las imágenes satelitales, se estimó que sólo el 12,71 % de la superficie total de la cuenca corresponde a cobertura vegetal natural. En esta categoría se destacan bloques de vegetación en la cabecera del Arroyo El Tala, en el tramo medio del arroyo Las Conchas, correspondientes al área natural protegida “Parque General San Martín” y en la desembocadura de la cuenca en el Río Paraná. El resto de los remanentes corresponden, en general, a pequeños y dispersos fragmentos asociados a los márgenes de los cursos de agua y cabeceras de cuencas. Por último, el análisis del porcentaje de cobertura de vegetación riparia, definida dentro de los 150 metros a cada lado del curso de agua, reveló valores menores al 50 % (Bortoluzzi et al., 2008).

1.6. Fundamentos de la elección del tema

La mayoría de las transformaciones generadas por el hombre, a pesar de generar bienestar económico, son acompañadas por el deterioro de los recursos naturales y pérdida de la biodiversidad. La necesidad de explorar nuevos horizontes productivos, frente a un crecimiento demográfico sostenido, y el aumento en la demanda de alimentos genera una presión creciente sobre los recursos naturales a nivel mundial (Goudie and Viles, 2013). Los desafíos de la agricultura y el desarrollo argentino se relacionan con satisfacer las futuras demandas y reducir el impacto ambiental. La creciente demanda de productos agropecuarios constituye una gran oportunidad para el desarrollo equitativo de las distintas regiones del país a través de la producción primaria con agregado de valor y de la agroindustria. Argentina tiene una gran responsabilidad, a nivel mundial, para la futura seguridad alimentaria ya que es uno de los países con mayores potenciales para la producción de alimentos. Sin embargo, los beneficios obtenidos con la intensificación y expansión de la agricultura argentina, en las últimas décadas, estuvieron asociados con importantes impactos sobre el ambiente. Entre estas externalidades negativas se destacan la degradación de los suelos, la deforestación, la contaminación con agroquímicos, la pérdida de biodiversidad, las emisiones de gases de efecto invernadero y los problemas derivados del uso de agua azul (Andrade et al., 2017).

La Argentina está posicionada como uno de los líderes en los mercados internacionales de productos agroalimenticios por sus favorables condiciones naturales, su historia y su capital humano. La importancia estratégica de la agricultura en la economía argentina se pone de manifiesto considerando que el sector aporta más del 50 % del valor total de las exportaciones con una participación aproximada del 7 % sobre el Producto Interno Bruto (PIB) total. Este valor llegaría a 18-22 % si se agrega la contribución neta indirecta sumando la cadena de agroprocesamiento. Al mismo tiempo, emplea de manera directa aproximadamente al 7 % de la fuerza laboral registrada, a lo que habría que agregar el empleo asociado con actividades agroindustriales, lo que elevaría este porcentaje al 17 % (Nogues, 2015). En este contexto, el agua se reconoce como el elemento esencial que vincula la mayoría de los procesos biológicos, físicos y químicos que ocurren en la biósfera y que impactan directamente en el desarrollo socioeconómico (Sanz, 2007). El agua de ríos, lagos y acuíferos (agua azul) se torna cada vez más limitante en el planeta (Wallace and Gregory, 2002). Por este motivo, los recursos hídricos se perfilan como un factor de conflicto para las sociedades, por su desigual disponibilidad, calidad y acceso. En la mayoría de los países, la agricultura es el principal sistema consumidor de agua aumentando a medida que se po-

nen más tierras bajo sistemas de riego. La característica fundamental de este recurso es su capacidad de renovarse mediante el ciclo hidrológico haciendo que la cantidad de agua en el planeta permanezca constante a lo largo del tiempo (Bedient et al., 2008).

La mayoría de las formas de uso de la tierra están estrechamente relacionadas con los recursos hídricos de dos maneras diferentes. Por un lado, por la dependencia de la vegetación sobre el agua y, por el otro, por la interacción con procesos hidrológicos que tienen lugar en el mismo sitio, cerca de la superficie del suelo, donde se da la entrada de lluvia. En ese lugar se da la interacción de partículas de agua dentro de flujos de vapor y flujos de agua líquida (Falkenmark and Mikulski, 1994). En la agricultura, el manejo del suelo, los cultivos y el agua son herramientas fundamentales para hacer que la producción de cultivos sea más efectiva, aumentando la producción de cultivos por unidad de agua evapotranspirada (Rockström et al., 2009). La disponibilidad global de agua azul alcanza los 43.359 km^3 pero con una distribución marcadamente desigual entre regiones. Además, la extracción global anual de agua azul, para uso humano, creció notablemente durante el pasado siglo. Dicho valor rondaba los 500 km^3 en el año 1900, alcanzó los 4000 km^3 en el año 2000 y se espera que crezca a 5200 km^3 en el año 2025 (Shiklomanov, 2000). La presión sobre el recurso ha llevado a que, en algunas regiones del mundo, se hayan alcanzado elevados niveles de estrés medidos como la relación entre las extracciones y la disponibilidad del recurso, llegando a ser el 55% del umbral de seguridad (Andrade et al., 2017; Rockström et al., 2009).

Aproximadamente 1200 millones de personas en todo el mundo sufren, en la actualidad problemas de escasez de agua, en cantidad y en calidad. Se estima que esta situación se agravará ya que la cantidad de habitantes con problemas de escasez de agua crecería a 2700 millones en el 2025 alcanzando entre el 59% y el 66% de la población mundial en el 2050 (Molden, 2013; Programme), 2012). El riego de los cultivos significa a nivel mundial el 69% de la utilización global de agua azul, con valores que alcanzan 81% en África y Asia, 71% en Latinoamérica, 65% en Oceanía, 35% en América del Norte y 25% en Europa (Shiklomanov, 2000). El uso del recurso está llevando también a que las fuentes de agua azul sufran procesos de contaminación por residuos industriales, municipales y por ingreso de agua de riego con sales y residuos. Este tipo de aguas, conocidas como aguas grises pueden ser reutilizadas para riego pero no para consumo directo. Mientras tanto, las aguas con mayor nivel de contaminación, aguas negras, no son utilizables porque su costo de limpieza es muy elevado. Debido a esto, se considera que, tanto las aguas grises como las negras, representan una restricción extra a la disponibilidad de agua con fines alimentarios (Andrade et al., 2017).

Teniendo en cuenta esta tendencia de menor disponibilidad de agua para la producción agropecuaria y que el agua es el principal factor limitante para los rendimientos de los cultivos a nivel global, se resalta la necesidad de concentrar esfuerzos para optimizar el uso de este recurso. Para reducir los efectos de las sequías agrícolas e incrementar la disponibilidad de agua para otros usos relevantes se requiere mejorar la eficiencia de riego y de captura de las precipitaciones y aumentar la eficiencia de uso del agua evapotranspirada por los cultivos (Corominas, 2010; Gleick, 2003).

Latinoamérica dispone del 31 % del agua azul del planeta y, a la Argentina le corresponde el 6 % de esa porción, lo que significa un volumen disponible de $814 \text{ km}^3/\text{año}$. El 75 % del agua azul extraída anualmente corresponde a la agricultura irrigada, ese porcentaje es semejante a la media mundial y latinoamericana (Andrade et al., 2017). Según las últimas estimaciones, el área total irrigada del país es de 2.100.000 ha, lo que corresponde al 5 % del área agrícola de la Argentina. Aproximadamente el 53 % de dicha superficie (1.097.000 ha) se ubica en las provincias de las regiones áridas y semiáridas, la mayoría de las cuales tienen como fuente de agua los cursos superficiales. El restante 47 % (1.003.000 ha) corresponde a las provincias de la región subhúmeda y húmeda e incluyen al riego de arroz y al riego suplementario de cultivos extensivos y fruti-hortícolas de los cinturones verdes de las grandes ciudades (Andrade et al., 2017). Esta tendencia, que seguramente continuará en el futuro, abre un nuevo interrogante sobre sostenibilidad ambiental en la región, por un peligro de sobreexplotación de los acuíferos y por la calidad del agua de alguno de ellos. La productividad del agua de riego es el resultado de una serie de factores de eficiencia multiplicativos. Estos son i) la eficiencia de conducción y distribución del agua de la fuente al lote, ii) la eficiencia de aplicación, que es la relación entre el agua disponible en el suelo para los cultivos y el agua que llega al lote, iii) la eficiencia de captura, que es la relación entre el agua evapotranspirada por el cultivo y la disponible en el suelo y iv) la eficiencia de uso del agua evapotranspirada, que es la relación entre la producción de biomasa o rendimiento de producto comercial y el agua evapotranspirada (Hsiao et al., 2007).

Los trabajos nacionales realizados indican que la eficiencia general del manejo del riego, que incluye la eficiencia de conducción, distribución y aplicación, se sitúa en el rango de 35 % a 40 % , valores similares a los reportados internacionalmente (Burt and Styles, 1998; Morabito et al., 1997). La eficiencia de aplicación presenta alta variabilidad y cumple un rol muy importante en la productividad del agua azul (Schilardi et al., 2011). A escala de cuenca la fracción no utilizada del agua derivada para riego (ineficiencias) se reincorpora al ciclo hidrológico natural y, por lo tanto, no tiene un efecto importante sobre la disponibilidad del recurso a esta escala (Allen et al., 1997;

Keller et al., 1995; Pereira et al., 2002). Genera externalidades ambientales negativas por regresar con mayores contenidos salinos y en muchas ocasiones con contaminantes que condicionan su uso para aprovechamientos ubicados aguas abajo (Pereira et al., 2002).

Otro efecto negativo del riego a escala de distritos y parcelas regadas de las regiones áridas y semiáridas son los excesos de agua aplicada que recargan el acuífero freático y que cuando este alcanza un nivel cercano a la zona radical de los cultivos genera un proceso de salinización secundaria seguido de sodificación que reduce la capacidad productiva de los suelos irrigados. De acuerdo a las últimas estimaciones, la superficie salinizada a nivel nacional alcanza 412.000 ha (Sánchez et al., 2015). Un efecto negativo adicional de los excesos que superan la capacidad de drenaje de los suelos es la generación de problemas locales temporarios o permanentes de anegamiento que afectan la producción y las condiciones de vida de la población. En el riego suplementario, la eficiencia de manejo del riego es mayor debido a la alta eficiencia de aplicación propia de los sistemas presurizados (mayormente pivot centrales), a la utilización de fuentes de agua individuales (pozos en el mismo predio regado) y a la conducción entubada y a corta distancia. Pero estos tipos de riego no están libres de externalidades ambientales negativas. Una de ellas es la sobreexplotación de los acuíferos subterráneos, problema incipiente en algunas regiones, pero no bien comprendido por falta de información sobre el potencial de explotación de estos. Otra, a escala de lote, es el riesgo de sodificación de los suelos si no se aplican buenas prácticas de manejo del riego relacionadas con el tipo de suelo, la calidad de agua de riego y las condiciones ambientales (Costa, 2000; Génova, 2006). En el país se están implementando políticas públicas que tienen como objetivo duplicar el área irrigada. No obstante, dicha superficie no superará el 10 % de la superficie agrícola, y si bien la productividad de esta agricultura es mayor que la de secano, no generará más de un 15 % o 20 % de la producción total. Por lo tanto, la productividad de la agricultura de secano seguirá siendo determinante en la producción de alimentos de la Argentina. El agua verde constituye entonces el principal recurso hídrico para la producción agrícola. Esta fuente de agua representa, por ejemplo, el 92 % de la huella hídrica del cultivo de maíz en el centro norte de la región Chaco-Pampeana (Alvarez et al., 2016). Por lo expresado, es importante poner atención en la productividad del agua en la agricultura de secano. La productividad del agua verde es el producto de la eficiencia de captura y la eficiencia de uso de agua evapotranspirada (Hsiao et al., 2007). La eficiencia de captura puede ser definida como la relación entre el agua evapotranspirada y la precipitación en base anual, y depende principalmente de la proporción del tiempo que el suelo está bajo cobertura vegetal. Según estimaciones realizadas, la cantidad de agua de las precipita-

ciones capturada (evapotranspirada) por los cultivos simples es usualmente inferior al 50 (Wallace, 2000). Por otro lado, la eficiencia de uso de agua evapotranspirada, calculada como la relación entre el rendimiento en grano y el agua evapotranspirada, es sumamente variable aunque puede tomar valores entre 7 y 20 $kg/ha/mm$ según cultivo, ambiente y manejo (Hsiao et al., 2007; Nagore et al., 2010).

El estudio de los sistemas hidrológicos para determinar todas las externalidades suele ser muy costoso y requerir de una gran cantidad de datos debido a la escala regional a la que se debe trabajar. En los últimos años, se ha relacionado a la gran cantidad de problemas hidrológicos, mayormente los excesos, a la falta de infraestructura hidráulica. Sin embargo, a pesar de ser necesaria en algunos casos, no resulta suficiente para garantizar el uso sustentable del recurso. Cabe remarcar que el concepto de sustentabilidad del recurso hídrico abarca, no solo el desarrollo económico, sino también la calidad del agua para uso humano. Por estos motivos, se debe avanzar en el estudio del impacto hidrológico de la actividad humana para lograr una correcta gestión del recurso. Este cambio de época viene marcado por la enorme cantidad de datos que se encuentran disponibles casi en tiempo real. Esto ha permitido incrementar el alcance de las investigaciones y la escala de trabajo. A su vez, los Sistemas de Información Geográfica (SIG) se posicionan como una herramienta fundamental para la planificación territorial permitiendo vincular las técnicas clásicas de medición con nuevas tecnologías espaciales (Buzai and Baxendale, 2010). En este proyecto, se evaluará la utilidad de la información obtenida por teledetección y estaciones meteorológicas para determinar, en tiempo operativo, las variables principales del ciclo hidrológico. Se espera que el modelo propuesto permita una observación a escala de pixel y con cobertura regional, con alto grado de repetitividad temporal y aplicación en regiones con distintas características climáticas. Esto permitirá realizar estudios periódicos de la dinámica del ciclo hidrológico y su aprovechamiento para generar estrategias de gestión que apunten al manejo sustentable y a la mitigación de problemas ambientales.

Capítulo 2

Estimación Satelital de la Evapotranspiración Real

2.1. Introducción

Los métodos para estimar la evapotranspiración explicados en el capítulo anterior son muy utilizados y han sido estudiados obteniéndose buenos resultados. Sin embargo, la mayoría de ellos son de carácter local debido a la naturaleza de los datos de entrada, a partir de los cuales se realiza la estimación (Moran et al., 1989). Por lo tanto, la estimación puede considerarse representativa de la parcela donde se ha medido, y únicamente son extrapolables en caso de situaciones especiales como en zonas planas y homogéneas (Rivas and Caselles, 2004). Esto es un factor limitante cuando se necesitan datos de *ET* para decidir, por ejemplo, láminas de riego para un cultivo en un estado de desarrollo y situación especial. Por eso, la teledetección satelital representa una atractiva herramienta para detectar los cambios o anomalías a escala regional y también de parcela (Boegh et al., 2002). Debido a las características de los datos que las imágenes satelitales ofrecen se puede extender los modelos de cálculo de la evapotranspiración a zonas amplias con características diferentes entre sí (Rivas and Carmona, 2013). Para extrapolar las medidas puntuales de *ET* a escalas más amplias muchos investigadores han trabajado en el desarrollo de modelos para la estimación de la *ET* a partir de datos satelitales (ver por ejemplo (Bastiaanssen et al., 1998a; Caselles et al., 1998; Choudhury et al., 1994; Kustas and Norman, 1996; Rahimi et al., 2015; Semmens et al., 2016)). La mayoría de estos modelos se sustentan en la ecuación de conservación de la energía superficial. Aunque existen otros modelos que relacionan la información satelital con la información medida a campo a través de regresiones. Estos se denominan modelos empíricos (Sánchez et al.,

2015). Dentro de estas estimaciones pueden mencionarse las generadas por métodos directos que utilizan la diferencia entre la temperatura de la superficie y del aire, y la relacionan mediante coeficientes empíricos con mediciones de ET (Seguin et al., 1982).

Como se mencionó anteriormente, las imágenes satelitales proporcionan una base confiable para modelos computacionales que determinan ET por ecuaciones de balance energético superficial (EBE) (Irmak et al., 2012). Estos modelos son operaciones rutinarias que se aplican como parte de las operaciones de gestión de recursos hídricos de los estados y distritos y también son un componente integral de los programas de investigación en tierra y clima (Tasumi et al., 2005). La evapotranspiración es uno de los principales consumidores de energía solar en la superficie de la Tierra. La energía utilizada para la evapotranspiración se conoce generalmente como flujo de calor latente (λET). Este término incluye otros procesos relacionados con la transpiración, incluidos condensación (por ejemplo niebla o rocío), nieve y sublimación de hielo (Stancalie, 2012). En las EBE se calcula λET como un residuo de energía superficial. Para llevar a cabo los cálculos, es necesario que la imagen a utilizar tenga mediciones en el espectro térmico. Las cámaras térmicas son caras de construir, sin embargo, futuros satélites de resolución moderada necesitarán estar equipados con cámaras de este tipo para proporcionar estimaciones de ETr en tiempo real (Irmak et al., 2012). La estimación se basa en la evaluación del balance de energía a través de varias propiedades de la superficie tales como albedo, temperatura de la superficie, cobertura vegetal e índice de área foliar (Su, 2002). Dentro de este tipo de modelos pueden mencionarse el SSEB (Senay et al., 2014), METRIC (Allen et al., 2007), SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998a), SEBS (Su, 2002) y TSEB (Kustas and Norman, 1999; Norman et al., 1995). SEBAL es un algoritmo que usa estimaciones satelitales del albedo superficial, índices de vegetación y temperatura de superficie de manera sinérgica para calcular densidades de flujos de energía de la superficie terrestre sobre la base de las leyes físicas existentes (Bastiaanssen, 1995). En esta tesis doctoral se ha desarrollado un modelo de balance de energía basado, fundamentalmente, en SEBAL y METRIC, con el agregado de métodos de automatización de los procesos y la propuesta de nuevas formulas para determinar algunos parámetros. Por ejemplo, se automatizó la selección de píxeles de condición hídrica contrastante a partir de umbrales de NDVI y Temperatura Superficial. El modelo propuesto fue codificado en MATLAB para que el modelo incorpore los datos satelitales y, luego de un proceso iterativo, obtener imágenes de ETr sin realizar trabajo manual.

2.2. Ecuación de Balance de Energía Superficial

En esta sección, se explican los componentes básicos que componen la ecuación de balance de energía (EBE). Sin embargo, las ecuaciones utilizadas para cada uno de los términos se describen con más detalle en la Sección 2.3 de este capítulo.

La mayoría de los modelos de teledetección basan las estimaciones de ET en la información de las bandas térmicas y visibles dentro de la ecuación de balance de energía (Gokmen et al., 2012; van der Tol and Parodi, 2012):

$$Rn = G + H + \lambda ET \quad (2.1)$$

Rn : Radiación Neta (W/m^2)

G : Flujo de calor en el suelo (W/m^2)

H : Flujo de calor sensible (W/m^2)

λET : Flujo de calor latente (W/m^2)

Esta ecuación se basa en la forma en que se distribuye la radiación neta en la superficie terrestre. Esta se particiona en el flujo de calor en el suelo (G), el flujo de calor sensible (H) y el flujo de calor latente (λET) (Brutsaert, 1982). Este último término, corresponde a la fracción de la radiación neta disponible para la evapotranspiración, por lo tanto, es el término que se necesita estimar. Este flujo de energía es usado para transformar el agua líquida en vapor de agua y se lo conoce también como calor latente de vaporización (Bastiaanssen, 2000). El flujo de calor del suelo, por su parte, es un componente menor en áreas de vegetación densa, pero es un término grande en áreas con poca o nula vegetación (Heusinkveld et al., 2004). Con esta ecuación, λET es calculado como un residuo del balance de energía. Luego, λET se convierte, a su vez, en una tasa de evapotranspiración después de la integración en el espectro temporal. Un problema inherente de este enfoque es que los errores de estimación de los diversos términos del balance de energía están afectando el flujo de calor latente de una manera que es difícil de predecir. Por esta razón, es necesario evaluar los diferentes términos del balance energético individualmente. La partición de energía entre los términos se controla, en gran medida, por la disponibilidad de agua o humedad en el sistema. Cuando la humedad no está restringida, λET alcanza un máximo y el término H es pequeño (Bastiaanssen et al., 1998a). Para este modelo la temperatura de la

superficie terrestre es la variable de estado más importante por su estrecha relación con la humedad del suelo (Rivas et al., 2005).

2.2.1. Radiación Neta (R_n)

La radiación neta es el término dominante en la EBE , ya que representa la fuente de energía que debe quedar en equilibrio termodinámico con los otros términos. La R_n también puede expresarse como un equilibrio electromagnético de los flujos de energía entrantes y los salientes que alcanzan y abandonan una superficie horizontal y homogénea plana, como se representa en la Figura 2.1:

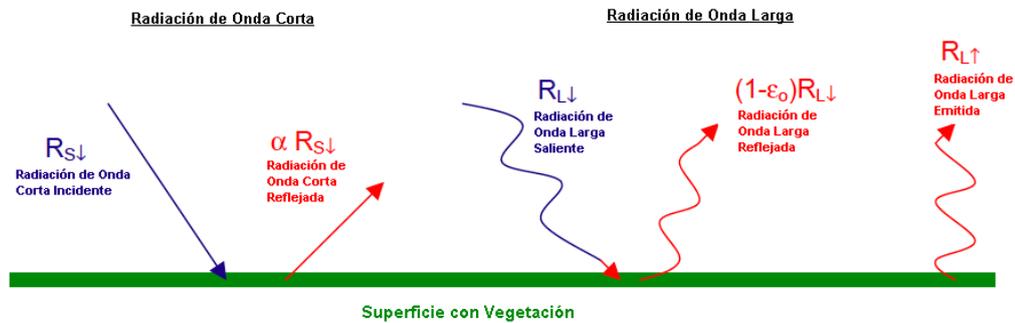


Figura 2.1: Flujos de energía radiativa entrantes y salientes de una superficie de vegetación homogénea y plana.⁸

El balance de radiación neta, se computa resolviendo dos balances de radiación, uno en la fracción de radiación de onda corta (S) y otro en la fracción de radiación de onda larga (L), como puede verse en la ecuación 2.2 (Bastiaanssen, 1995):

$$R_n = S_{\downarrow} - S_{\uparrow} + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad (2.2)$$

S_{\downarrow} : Radiación de onda corta entrante

S_{\uparrow} : Radiación de onda corta saliente

L_{\downarrow} : Radiación de onda larga entrante

L_{\uparrow} : Radiación de onda larga saliente

⁸Extraído de Allen et al. (2002)

La radiación de onda corta normalmente se ubica entre 0,25 y 3 μm y, por otra parte, la radiación de onda larga se ubicada entre 3 a 100 μm (Bastiaanssen et al., 1998a). Los flujos de radiación que salen desde la tierra o son reflejados por esta ($S\uparrow$) son tomados por el satélite, en cambio, los flujos de energía entrantes ($S\downarrow$) deben ser estimados o determinados a través de modelos de base meteorológica (Bertoldi et al., 2012). La radiación de onda corta entrante ($S\downarrow$), también llamada a veces radiación global, se mide comúnmente con piranómetros o paneles solares digitales. Estos instrumentos funcionan en el rango de radiación de onda corta, aproximadamente entre 0,24 y 2,4 μm . Este rango comprende casi el 96 % del intervalo espectral de la irradiancia solar de onda corta (van der Tol and Parodi, 2012).

La cantidad de radiación solar de onda corta que llega a la superficie terrestre depende de la absorción atmosférica y la dispersión de la radiación. La interacción atmosférica de la radiación solar de onda corta se puede descomponer en tres categorías principales: (i) dispersión de Rayleigh con moléculas que son pequeñas en comparación con la longitud de onda (Bates, 1984; Lognonné et al., 2016), (ii) dispersión Mie con aerosoles que tienen aproximadamente el tamaño de la longitud de onda dispersada (Liebe, 1989; Vogelbacher et al., 2015) y (iii) absorción gaseosa por Ozono, vapor de agua y gases mezclados (Girado-Polo and Gónima-Gónima, 2018). Los valores para el rango de absorción generalmente oscilan entre 0,05 para un cielo despejado y 0,15 para atmósferas nubladas y polvorientas (Raschke et al., 1991). Los efectos causados por la dispersión de Rayleigh son bien conocidos, sin embargo, la cuantificación de la dispersión de Mie es mas complicado. Este problema es evitado estimando la perturbación atmosférica macroscópica en la transferencia de radiación por medio de un coeficiente de transmisión (τ_{SW}) en el rango de onda corta (Bastiaanssen, 1995).

La radiación de onda corta saliente ($S\uparrow$) es la parte de la radiación de onda corta entrante reflejada hacia la atmósfera, o sea afectada por el albedo superficial (Ecuación 2.3). El albedo superficial (α) es un coeficiente de reflexión definido como la proporción del flujo de radiación incidente que es reflejada por la superficie (Roerink et al., 2000). Su magnitud se calcula utilizando la información de la irradiancia espectral de cada una de las bandas del satélite (Paruelo, 2008). Por lo tanto, el balance de radiación de onda corta queda expresado de la siguiente manera:

$$\Delta S = S\downarrow - S\uparrow = (1 - \alpha)S\downarrow \quad (2.3)$$

ΔS : Balance de radiación de onda corta

$S\downarrow$: Radiación de onda corta entrante

$S\uparrow$: Radiación de onda corta saliente
 α : Albedo Superficial

Para calcular los flujos de radiación de onda larga se utiliza la ley de emisión de Planck, la cual describe la distribución de la radiación electromagnética emitida por un cuerpo en función de su temperatura (Bastiaansen, 1995):

$$L_{\lambda}(T)^{bb} = \frac{3,74 * 10^8}{\lambda^5} (e^{\frac{1,44 * 10^4}{\lambda T}} - 1)^{-1} \quad (2.4)$$

$L_{\lambda}(T)^{bb}$: Radiancia espectral de un cuerpo negro ($Wm^{-2}\mu m^{-1}$)

λ : Longitud de onda (μm)

T : Temperatura del cuerpo negro ($^{\circ}K$)

Las constantes en esta ecuación comprimen las constantes de Planck, la velocidad de la luz y las constantes de Stefan-Boltzmann.

La ecuación 2.4 calcula la radiación para un cuerpo negro perfecto con una emisividad de uno ($\varepsilon = 1$). Sin embargo, las coberturas terrestres se comportan como cuerpos grises que reflejan una pequeña fracción de radiación de onda larga ($\varepsilon \neq 1$). Por lo tanto, se requieren valores de emisividad para completar la ecuación anterior:

$$L_{\lambda}(T) = \varepsilon_{\lambda} L_{\lambda}(T)^{bb} \quad (2.5)$$

$L_{\lambda}(T)^{bb}$: Radiancia espectral de un cuerpo negro ($Wm^{-2}\mu m^{-1}$)

$L_{\lambda}(T)$: Radiancia espectral de un cuerpo gris ($Wm^{-2}\mu m^{-1}$)

ε_{λ} : Emisividad (adimensional)

La emisividad (ε) es la relación entre la energía emitida desde un material natural y la energía emitida por un cuerpo negro ideal a la misma temperatura (Jin and Liang, 2006). Entre los 8 y 14 μm , rango donde se ubican las bandas térmicas de los satélites, la emisividad es bastante similar y cercana a uno (0,97 a 0,99) para rocas, suelos, agua y vegetación (Salisbury and D'Aria, 1992). Haciendo una integral en todo el espectro electromagnético de la ecuación 2.4 y la ecuación 2.5

$$L = \int_0^{\infty} \varepsilon_{\lambda} L_{\lambda}(T)^{bb} d\lambda = \sigma \varepsilon_0 T_0^4 \quad (2.6)$$

L : Radiación emitida (W/m^2)

σ : Constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 * 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$)

$T_0(^{\circ}K)$: Temperatura superficial

Como se ve en la ecuación 2.7, la emisividad y la temperatura de la superficie determinan la radiación de onda larga ascendente ($L\uparrow$), o emisión superficial, siguiendo la ley de Stefan Boltzmann (Jin and Liang, 2006).

La atmósfera consta de varias capas con diferentes concentraciones de vapor de agua y polvo y cada capa tiene su propio contenido de calor. La estratificación térmica entre el nivel cercano a la superficie ($T_{aire} \approx 300^{\circ}K$) y las nubes de mayor altitud ($T_{aire} \approx 210^{\circ}K$) hace que la aplicación de la ecuación 2.7 sea prácticamente imposible. Para solucionar esto (Brunt, 1932) introdujo un valor de emisividad atmosférica que se aplica a una altura de referencia cercana a la superficie donde la temperatura del aire puede usarse para determinar $L\downarrow$.

$$L \downarrow = \sigma \varepsilon_a T_a^4 \quad (2.7)$$

$L \downarrow$: Radiación de onda larga entrante (W/m^2)

σ : Constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 * 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$)

$T_a(^{\circ}K)$: Temperatura del aire cercano a la superficie

ε_a : Emisividad atmosférica (adimensional)

Para completar el balance de radiación de onda larga se debe calcular la fracción de la radiación entrante que se pierde de la superficie debido a la reflexión ($(1 - \varepsilon_0)L\downarrow$):

$$\Delta L = L\downarrow - L\uparrow = L\downarrow - L\uparrow - (1 - \varepsilon_0)L\downarrow \quad (2.8)$$

ΔL : Balance de radiación de onda larga

$L\downarrow$: Radiación de onda larga entrante

$L\uparrow$: Radiación de onda larga saliente

ε_0 : Emisividad de la superficie

2.2.2. Flujo de Calor Sensible (H)

El flujo de calor sensible es la transferencia de calor entre el suelo y la atmósfera, por convección forzada o libre. H es el intercambio de calor a

través del aire como resultado de un gradiente de temperatura entre la superficie y la atmósfera (Allen et al., 2002). La temperatura de la superficie terrestre es más alta que la temperatura del aire durante el día y el flujo de calor sensible, normalmente, se dirige hacia arriba. Durante la noche, la situación puede revertirse (Bastiaanssen et al., 1998a). El transporte de calor cerca de la superficie se da principalmente por procesos difusivos mientras que, a mayor altura, se da mayormente por transporte turbulento. La formulación matemática del flujo de calor sensible se basa en la teoría de transporte de calor, masa y momentum entre la superficie y la atmósfera cercana a la superficie (capa límite). Todos los algoritmos de teledetección existentes para el flujo de calor sensible utilizan una ecuación análoga a la *leydeohm*, donde la fuerza impulsora es el gradiente de temperatura:

$$H = \rho \times Cp \times (Ts - Ta)/r_{ah} \quad (2.9)$$

ρ : Densidad del aire húmedo (kg/m^3)

Cp : Calor específico del aire a presión constante (J/kg/K)

r_{ah} : Resistencia aerodinámica al transporte de calor

$Ts - Ta$: Gradiente de temperatura entre la superficie y la altura de referencia

La estimación del flujo de calor sensible tiene dos elementos principales: una diferencia de temperatura entre dos alturas y la resistencia correspondiente. Como primera aproximación podemos decir que el error en el calor sensible es linealmente proporcional al error en el gradiente de temperatura, y linealmente proporcional al error en el inverso de la resistencia. Sin embargo, esto es aproximadamente cierto, porque la ecuación no es lineal y la resistencia aerodinámica en sí depende del gradiente de temperatura. Debido a esto, r_{ah} solo puede resolverse de forma iterativa. Comprender los conceptos físicos involucrados en el cálculo de H , y en particular la resistencia aerodinámica, es esencial para una evaluación de las técnicas de teledetección. La parametrización actual no es óptima ya que algunos parámetros sólo pueden ser estrictamente evaluados bajo condiciones de investigación experimental controlada.

Cerca del suelo ocurren dos fenómenos simultáneos en la transferencia de calor entre la superficie y la atmósfera. Uno es el de convección libre producida por el gradiente de temperatura ($Ts - Ta$) y el otro es la convección forzada por las fuerzas de arrastre del viento. La estimación de los flujos de calor por convección forzada requieren una descripción del perfil de viento turbulento cerca de la superficie. El punto de partida del análisis es el perfil del viento en una atmósfera neutra sin convección y donde Ts es igual a Ta .

2.2.3. Flujo de Calor del suelo (G)

El flujo de calor ha recibido relativamente poca atención en comparación con los demás términos. Esto se debe a que el flujo de calor de la tierra suele ser más pequeño en la ecuación de balance. A su vez, la suma de las 24 horas del flujo de calor del suelo es cercano a cero ya que el calor absorbido durante el día se emite durante la noche. Al momento del paso del satélite, el flujo de calor de la tierra no es necesariamente insignificante. Al mediodía, el valor de G varía generalmente del 10 de la radiación neta para la vegetación densa al 45 para el suelo desnudo (Clothier et al., 1986).

2.2.4. Flujo de Calor Latente (λET)

El flujo de calor latente se calcula finalmente como un residuo del balance de energía. Debido a que H , G y Rn son medidas instantáneas, es necesario encontrar un procedimiento para integrar las estimaciones a totales diarios. Una forma común de llevar a cabo esta integración es haciendo uso de la fracción evaporativa (Brutsaert and Sugita, 1992). La fracción evaporativa es la energía utilizada para el proceso de evaporación dividido por la cantidad total de energía disponible para dicho proceso:

$$\Lambda = \frac{\lambda LE}{\lambda LE + H} = \frac{\lambda LE}{(Rn - G)} \quad (2.10)$$

Λ : Fracción evaporativa

Rn : Radiación Neta

G : Flujo de calor en el suelo

H : Flujo de calor sensible

λLE : Flujo de calor latente

Se asume que la fracción evaporativa permanece constante durante todo el día:

$$\Lambda_{inst} = \Lambda_{24hs} \quad (2.11)$$

Λ_{inst} : Fracción evaporativa instantánea

Λ_{24hs} : Fracción evaporativa diaria

La suposición de una fracción de evaporación constante puede llevar a subestimar los valores diarios ya que, en realidad, tiene un ciclo diurno con

un forma cóncava (Gentine et al., 2007). Esta forma cóncava es causada por cambios en las condiciones climáticas (viento, advección y humedad), la diferencia de fase entre el flujo de calor del suelo y la radiación neta y la regulación estomática. Hay una alternativa a la suposición de una fracción de evaporación constante si existieran datos meteorológicos horarios disponibles. Se puede suponer que la relación entre la evapotranspiración real y la de referencia es constante durante el día y los valores horarios de ET_0 pueden calcularse (Allen, 2006). La relación de la ET real con la de referencia es más estable y elimina los efectos de las variaciones diurnas en las condiciones climáticas.

2.2.5. Gradiente de temperatura

La temperatura del aire necesaria es la de la capa superficial, por encima del dosel, para la cual se define la resistencia aerodinámica. La altura de medición estándar en estaciones meteorológicas es de 2 metros. Debido a que no se puede usar para vegetaciones más altas que la altura mencionada, se necesita una conversión a alturas mayores. Otra opción podría ser utilizar perfiles de temperatura como los distribuidos por organizaciones como EU-Metsat que ofrecen datos climáticos y meteorológicos relacionados a datos satelitales.

Como se discutió anteriormente, la temperatura radiométrica es la temperatura obtenida por un radiómetro remoto mediante la aplicación de la ley de Stefan-Boltzmann. La heterogeneidad de las temperaturas del suelo y del dosel afecta a la temperatura superficial radiométrica. Principalmente, la parte superior del dosel es la que más afecta esta temperatura. Las capas inferiores del dosel también contribuyen a la radiación saliente hacia arriba, aunque su efecto es relativamente bajo debido a que existe reabsorción de la radiación. La temperatura radiométrica también depende del ángulo solar y del ángulo de observación del satélite. En base a esto, es posible eludir el problema de estimar el gradiente de temperatura mediante el uso de una clasificación basada en imágenes (Bastiaanssen et al., 1998b). En esta clasificación se realizan suposiciones para el estado de equilibrio de energía en el píxel más caliente y el más frío de la imagen.

En el modelo de evapotranspiración con calibración interna (METRIC) se utiliza la evapotranspiración de una superficie de alfalfa de referencia para calibrar la relación entre el gradiente de temperatura y la temperatura superficial media (Allen, 2006). En este modelo se supone que la evapotranspiración en el píxel más húmedo es un 5 superior a la de referencia y la evaporación del píxel más seco se estima con un modelo de relación suelo-vegetación-atmósfera. Esto incorpora la ventaja de que los valores mínimos

de evaporación están ligados a un mínimo realista.

2.2.6. Datos Necesarios

Cada modelo de balance de energía superficial (*SEB*) basado en sensores remotos requiere una secuencia de datos terrestres y otros de detección remota. Si bien los algoritmos de teledetección son cada vez más robustos y complejos, los datos de tierra son aún necesarios. Como similitud, puede decirse que la radiación neta y la temperatura superficial es comúnmente observada en la mayoría de los modelos. Los datos obtenidos en el terreno que son usualmente requeridos por los modelos SEB son los siguientes:

1. Altura de referencia (z_{ref} (m)), es la altura desde el suelo donde son tomadas las mediciones de temperatura, viento, presión y humedad relativa.
2. Temperatura del aire a la altura de referencia (T_a (°C)).
3. Humedad específica (kg/kg) o humedad relativa (%) para realizar los cálculos de emisividad atmosférica.
4. Velocidad del viento a la altura de referencia (u_{ref} (m/s)).
5. Presión del aire a la altura de referencia (Pa).
6. Presión del aire en la superficie del suelo (Pa).
7. La altura de la capa límite planetaria ($hi(m)$), esta es la capa de la atmósfera terrestre que está directamente influenciada por la actividad humana y por las condiciones atmosféricas. Esta medida es necesaria para los cálculos de estabilidad. Puede ser estimada por radiosondeos o usando modelos atmosféricos. Por default, puede tomarse $hi = 1000m$.
8. Mapa de altura de la vegetación, o alternativamente, un mapa de índice de área foliar (LAI) desde el cual se pueda estimar la altura de la vegetación.

Aunque los datos de entrada varían por algoritmo, los más importantes son los relacionados con el cálculo del flujo de calor sensible, en particular el gradiente de temperatura entre la superficie y el aire circundante y la resistencia aerodinámica (r_{ah}). El éxito o fracaso de un modelo SEB se basa en las habilidades del equipo de investigación para extraer valores realistas para estas dos variables. Para el gradiente de temperatura necesitamos estimar

tanto la temperatura de la superficie del aire como la del terreno. El problema es que el flujo de calor sensible es proporcional a la diferencia entre dos temperaturas que se obtienen de dos fuentes diferentes dentro de la misma vertical.

Para llevar a cabo los cálculos se requiere una imagen satelital coincidente en fecha y lugar con los datos meteorológicos. En esta tesis, se aplica el modelo a imágenes del satélite Landsat 5 ya que los coeficientes fueron calibrados para este tipo de sensor. El sensor Thematic Mapper (TM), ubicado a bordo de la constelación Landsat, posee 6 bandas en el espectro visible e infrarrojo cercano y una banda en el espectro termal. Las bandas 1-5 y 7 están compuestas por píxeles de 30 m x 30 m y la banda termal, banda 6, tiene una resolución de 120 m. El satélite Landsat ofrece imágenes cada 16 días, sin embargo no todas ellas ofrecen buena información debido a las condiciones de nubosidad. Es importante que la imagen a utilizar sea de un día con cielo despejado ya que unas pocas nubes en la escena podrían hacer descender las medidas de la banda termal. Las imágenes provenientes de los satélites de teleobservación son generadas acompañadas por un archivo “*header*”. Este archivo contiene información importante para los cálculos. Esta es información referida al día y hora de paso del satélite, latitud y longitud del centro de la imagen, el ángulo de elevación solar y coeficientes de corrección para los niveles digitales de la imagen.

2.2.7. Consideraciones Finales

La mayoría de los algoritmos de teledetección desarrollados para calcular ET hacen uso de la ecuación del balance de energía (EBE). En esta ecuación, el flujo de calor latente λLE se calcula como un residuo del balance de energía. La radiación neta (Rn) se puede estimar a partir de productos de teledetección con relativa facilidad. El flujo de calor del suelo (G) solo puede ser recuperado con satélites geoestacionarios para áreas escasamente cubiertas de vegetación o desnudas. Por lo general, es un término menor en áreas con vegetación que causa errores relativamente pequeños en el producto ET final. El componente más crítico del balance de energía es el flujo de calor sensible (H). En el cálculo de H tanto la diferencia de temperatura y la resistencia aerodinámica requieren una cuidadosa atención. La longitud de la rugosidad (z_{0m}) se reconoce como la principal fuente de error en la estimación de ET por medios remotos. Debido a esto, se requiere información de rugosidad precisa, la cual debe ser, preferiblemente, verificada y monitoreada en el terreno. La altimetría láser por satélite proporciona una herramienta prometedora para obtener mejores estimaciones de rugosidad en el futuro cercano.

2.3. Procedimiento de Cálculo

Para comenzar, se requiere una imagen satelital del área de estudio y su archivo “header”, el cual contiene información importante para los cálculos. Una vez obtenida la imagen se deben llevar a cabo las tareas de preprocesamiento, esto es la georreferenciación. Esta tarea permitirá que la imagen final cuyos píxeles contengan valores de ET contenga las coordenadas terrestres necesarias según el sistema de referencia elegido. Además de las imágenes, se requiere para correr el modelo, información meteorológica del área donde se desea trabajar. Cabe resaltar que esta metodología es una forma de interpolar los valores de ET obtenidos con datos meteorológicos utilizando la información que nos brinda una imagen satelital. Por lo tanto, a diferencia de otros modelos, la información meteorológica es el punto de anclaje de la información satelital con lo que realmente ocurre en la superficie terrestre.

2.3.1. Cálculo de la Radiación neta

El primer paso del modelo consiste en obtener un mapa de radiación neta (Rn) usando la ecuación de balance de energía superficial:

$$Rn = (1 - \alpha)RS\downarrow + RL\downarrow - RL\uparrow - (1 - \varepsilon_0)RL\downarrow \quad (2.12)$$

$RS\downarrow$: Radiación de onda corta entrante (W/m^2)

$RL\downarrow$: Radiación de onda larga entrante (W/m^2)

$RL\uparrow$: Radiación de onda larga saliente (W/m^2)

α : Albedo superficial (adimensional)

ε_0 : Emisividad superficial termal (adimensional)

2.3.1.1. Cálculo del Albedo Superficial (α)

El albedo superficial (α) es definido como la proporción de la radiación de onda corta incidente ($RS\downarrow$) que es reflejada por la superficie terrestre. Esta variable es dependiente del tipo de cobertura que posea la tierra en el momento del análisis. Los pasos para obtener α son los siguientes:

1. Cálculo de la Radiancia espectral (L_λ)

En este paso se debe pasar de los niveles digitales “crudos” de los píxeles de cada banda a valores de radiancia usando los coeficientes

de calibración propios del satélite. La radiancia espectral es la energía en forma de radiación que el satélite observa al tope de la atmósfera. Pueden obtenerse los valores de radiancia (L_λ) para cada longitud de onda (λ) a partir de la siguiente ecuación:

$$L_\lambda = (Gain \times ND) + Bias \quad (2.13)$$

Gain, Bias: Coeficientes de calibración
ND: Niveles Digitales

Los valores obtenidos de radiancia para cada banda están expresados en $W/m^2/sr/\mu m$.

2. Cálculo de la Reflectancia (ρ_λ)

La reflectividad para cada banda es definida como la proporción de la radiación incidente que es reflejada y se calcula con la siguiente ecuación:

$$\rho_\lambda = \frac{\pi \times L_\lambda}{ESUN_\lambda \times \cos\theta \times d_r} \quad (2.14)$$

L_λ : Radiancia Espectral para cada banda
 $ESUN_\lambda$: Irradiancia media solar exo-atmosférica para cada banda
 θ : Ángulo de incidencia solar
 d_r : Valor referido a la distancia entre la tierra y el sol

Para resolver esta ecuación, se puede calcular d_r a partir del día juliano (DOY) de la siguiente manera (Duffie and Beckman, 1974):

$$d_r = 1 + 0,033 \times \cos(DOY \times \frac{2\pi}{365}) \quad (2.15)$$

DOY: Día Juliano

La reflectividad se calcula para todas las bandas exceptuando la 6 que será utilizada en el cálculo de la temperatura superficial.

3. Cálculo del Albedo a tope de la atmósfera (α_{toa})

Este parámetro corresponde al albedo que llega la superficie de la atmósfera sin aplicarle, aún, factores correctores de la transmisividad atmosférica:

$$\alpha_{toa} = \sum (\varpi_{\lambda} \times \rho_{\lambda}) \quad (2.16)$$

ρ_{λ} : Reflectancia de cada banda

ϖ_{λ} : Coeficiente de peso para cada banda

Para llevar a cabo esta ecuación, habiendo calculado las reflectividades anteriormente, se debe calcular los coeficientes de peso para cada banda (ϖ_{λ}):

$$\varpi_{\lambda} = \frac{ESUN_{\lambda}}{\sum ESUN_{\lambda}} \quad (2.17)$$

$ESUN_{\lambda}$: Irradiancia media solar exo-atmosférica para cada banda

4. Cálculo del Albedo Superficial (α)

Por último, se calcula el albedo superficial corrigiendo α_{toa} con un coeficiente de transmisividad atmosférica:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path_radiance}}{\tau_{SW}^2} \quad (2.18)$$

$\alpha_{path_radiance}$: Fracción de radiación retrodispersada

τ_{SW} : Transmisividad Atmosférica

$\alpha_{path_radiance}$ es la porción promedio de radiación solar incidente que es retro dispersada antes de llegar a la superficie terrestre. Valores para se encuentran entre 0,025 y 0,04, para este procedimiento se recomienda un valor de 0,03 (Bastiaanssen, 2000). τ_{SW} es la fracción de la radiación

incidente que es transmitida por la atmósfera, representa el efecto de la absorción y reflexión ocurrida por las partículas suspendidas en el aire. Para calcular τ_{SW} se utiliza la siguiente ecuación extraída del informe FAO-56 (Allen, 2006):

$$\tau_{SW} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} \times z \quad (2.19)$$

z : Elevación sobre el nivel del mar

τ_{SW} : Transmisividad atmosférica

Esta elevación debería ser la que mejor represente el área de estudio o la elevación del sitio donde se encuentra la estación meteorológica.

2.3.1.2. Cálculo de la Radiación de onda corta entrante ($R_{S\downarrow}$)

$R_{S\downarrow}$ se refiere al flujo de radiación solar directo y difuso que actualmente está llegando a la superficie de la tierra medido en W/m^2 . Para el cálculo se consideran condiciones de cielo despejado constantes para toda la imagen:

$$R_{S\downarrow} = G_{SC} \times \cos\theta \times d_r \times \tau_{SW} \quad (2.20)$$

G_{SC} : Constante Solar ($1367 W/m^2$)

$\cos\theta$: Coseno del ángulo cenital

d_r : Factor corrector de la distancia Tierra-Sol

τ_{SW} : Transmisividad atmosférica

Los valores obtenidos para $R_{S\downarrow}$ generalmente se encuentran en el rango que va desde 200 a 1000 W/m^2 dependiendo del tiempo y la locación de la imagen.

2.3.1.3. Cálculo de la Radiación de onda larga saliente ($RL\uparrow$)

$RL\uparrow$ es el flujo de radiación en la longitud de onda térmica emitida desde la superficie de la tierra medida en W/m^2 , esto se calcula utilizando la ecuación de Stefan-Boltzmann:

$$RL\uparrow = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (2.21)$$

ε_0 : Emisividad en todo el ancho de la banda tèrmica

σ : Constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} W/m^2/K^4$)

T_s : Temperatura superficial ($^{\circ}K$) obtenida por la banda tèrmica del satélite

Los valores para $RL\uparrow$ pueden variar de 200 a $700 W/m^2$. Para obtener ε_0 y T_s se deben seguir los siguientes pasos:

1. Cálculo de Índices de vegetación

En este paso se debe calcular el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada ($NDVI$), el Índice de Vegetación Ajustado al Suelo ($SAVI$) y el Índice de Área Foliar (LAI). El $NDVI$ indica la diferencia en la reflectividad de la banda 4 (infrarrojo cercano) y la banda 3 (rojo) como una proporción de la suma de las mismas:

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad (2.22)$$

ρ_3 : Reflectividad de la banda 3

ρ_4 : Reflectividad de la banda 4

Este índice es un buen indicador del vigor y la condición en que se encuentra la vegetación. Los valores que puede tomar el $NDVI$ varían entre -1 y 1. Superficies con vegetación verde tendrán valores entre 0 y 1 dependiendo del vigor de la misma y el agua tendrá valores entre -1 y 0 dependiendo de la cantidad de sedimento en suspensión.

El $SAVI$, por su parte, es un índice que sustrae del $NDVI$ el efecto de la humedad del suelo por debajo de la vegetación:

$$SAVI = \frac{(1 + L) \times (\rho_4 - \rho_3)}{L + \rho_4 + \rho_3} \quad (2.23)$$

L : Constante 0,5

Si L vale 0 el $SAVI$ será igual al $NDVI$. En la literatura, frecuentemente aparece un valor de 0,5 para L . Sin embargo, el valor de L puede ser derivado de análisis de múltiples imágenes donde la vegetación no sufra cambios pero si la humedad del suelo (Allen et al., 2002).

Por último, el LAI es un índice que indica la cantidad total del área de hojas por unidad de superficie de suelo. Es un indicador de la biomasa y la resistencia del canopy y se lo calcula con la siguiente ecuación:

$$LAI = -\frac{\ln\left(\frac{0,69-SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (2.24)$$

LAI: Índice de área foliar

2. Cálculo de la Emisividad Superficial (ε_{NB} y ε_0)

La emisividad superficial se refiere a la proporción que representa la energía termal irradiada por la superficie sobre la energía termal irradiada por un cuerpo negro a la misma temperatura ((Ferrer-Vidal and Solé-Sugrañes, 1995)). En esta tesis se utilizan dos tipos de emisividades. La primera, Emisividad Narrow Band (ε_{NB}), representa el comportamiento superficial de la emisión termal dentro del rango espectral de la banda 6 del satélite Landsat (10,4 a 12,5 μm). La segunda (ε_0), representa el comportamiento superficial de la emisión termal en todo el ancho espectral térmico (6 a 14 μm). Posteriormente, ε_{NB} es utilizada para calcular la temperatura superficial y ε_0 es usada para calcular $RL\uparrow$.

Para calcular las dos emisividades se utilizan las siguientes ecuaciones y operaciones lógicas:

$$\varepsilon_{NB} = \begin{cases} 0,97 + 0,0033 \times LAI & \text{si } LAI < 3 \\ 0,98 & \text{si } LAI \geq 3 \\ 0,99 & \text{si } NDVI < 0 \text{ y } \alpha < 0,47 \end{cases} \quad (2.25)$$

$$\varepsilon_0 = \begin{cases} 0,95 + 0,01 \times LAI & \text{si } LAI < 3 \\ 0,98 & \text{si } LAI \geq 3 \\ 0,985 & \text{si } NDVI < 0 \text{ y } \alpha < 0,47 \end{cases} \quad (2.26)$$

3. Cálculo de la Radiancia Termal corregida (R_c)

El término R_c hace referencia a la radiación emitida por la superficie de la tierra. En el recorrido de esta radiación emitida entre la superficie terrestre y el satélite ocurren dos cosas. En primer lugar, algo de la radiación emitida es interceptada por la atmósfera (τ_{NB}). Y, en segundo lugar, algo de radiación en el espectro térmico es emitida por

la atmósfera en dirección hacia el satélite (R_P). Este factor debe ser descontado de la radiancia espectral de la banda 6. De no ser así, el sensor sobreestimaría la radiación emitida por la superficie en el espectro térmico. El término R_c puede ser obtenido a partir de la siguiente ecuación (Wukelic et al., 1989):

$$R_c = \frac{L_6 - R_P}{\tau_{NB}} - (1 - \varepsilon_{NB}) \times R_{sky} \quad (2.27)$$

R_c : Radiancia Termal corregida

L_6 : Radiancia espectral de la banda 6

R_P : Radiación térmica emitida por la atmósfera

τ_{NB} : Transmisividad del aire

R_{sky} : Radiación térmica emitida por la atmósfera hacia abajo

La mayoría de los componentes de esta ecuación son expresados en ($W/m^2/sr/\mu m$) salvo los coeficientes de emisividad.

Valores para R_P y τ_{NB} requiere el uso de algún modelo de simulación de transferencia de la radiación en la atmosfera, por ejemplo MODTRAN (Berk et al., 1999). En ausencia de datos para estos términos, se los puede ignorar asignándole a R_P , τ_{NB} y R_{sky} valores de 0, 1 y 0 respectivamente. Esta omisión, convierte a R_c en una medida de la radiancia espectral de la banda 6 incorrecta. El resultado de la no corrección de genera una subestimación de la temperatura superficial (T_s) en unos 5°. Sin embargo, en pasos posteriores de este algoritmo se debe generar una función en torno a T_s para determinar la diferencia entre la temperatura superficial y la temperatura del aire. Debido a esta función, el error en la estimación de impacta poco sobre el valor final de ET_r estimado por el modelo (Allen et al., 2002).

4. Cálculo de la Temperatura Superficial (T_s)

Por último, la temperatura superficial, en grados Kelvin (°K), se la puede estimar a partir de la siguiente ecuación basada en la Ley de Plank:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} \times K_1}{R_c} + 1\right)} \quad (2.28)$$

T_s : Temperatura superficial ($^{\circ}\text{K}$)
 ε_{NB} : Emisividad de banda estrecha
 K_1 : Constante $607,76 \text{ mW/cm}^2/\text{sr}/\mu\text{m}$
 K_2 : Constante $1260,56 \text{ mW/cm}^2/\text{sr}/\mu\text{m}$
 K_2 : Constante $1260,56 \text{ mW/cm}^2/\text{sr}/\mu\text{m}$

Ambas constantes para la banda 6 de Landsat 5.

2.3.1.4. Selección de píxeles “fríos” y “calientes”

El modelo requiere “anclar” los valores máximos y mínimos de ET_r a dos condiciones de balance de energía contrastantes. Estas condiciones contrastantes se encuentran en píxeles seleccionados dentro de la imagen a utilizar. Los píxeles “fríos” son aquellos que representan una superficie de suelo húmeda, con un cultivo bien regado y con buena cobertura vegetal. Por otra parte, los píxeles “calientes” son representativos de una superficie seca y con poca cobertura vegetal donde la ET_r es cercana a 0. Se asume que la temperatura superficial en los píxeles fríos es similar a la temperatura del aire, mientras que la máxima diferencia entre estas dos se da en los píxeles calientes. La temperatura de estos dos grupos de píxeles se utiliza para obtener valores de calor sensible (H) y obtener como residual una medida del calor latente de vaporización (λET) (Allen et al., 2002).

La información extraída de los píxeles fríos es usada para estimar la ET_r que ocurre en un área bien regada y con plena cobertura vegetal. El modelo presume que en estas áreas, la mayor parte de la energía disponible se esta consumiendo en el proceso de evaporación. Esto hace que haya menos cantidad de energía disponible para calentar la superficie del suelo. Por eso, este grupo de píxeles muestran temperaturas superficiales menores al resto de la imagen. Para el modelo presentado en esta tesis, se decidió automatizar la selección de los píxeles fríos utilizando operadores lógicos que imponen condiciones. Luego, se seleccionan los píxeles que satisfagan las condiciones impuestas. Para los píxeles fríos, la condición es que la temperatura superficial de los mismos este entre el percentil 10 y el 20. Además, se le pide que tenga un $NDVI$ entre 0,7 y 0,8. Adicionalmente, puede pedirse la condición de que el albedo superficial tenga valores en el rango de 0,22 a 0,24 y un LAI entre 4 y 6. La selección de los píxeles calientes sigue un procedimiento similar a la de los píxeles fríos. Este grupo de píxeles corresponden a superficies secas, campos agrícolas sin cultivo donde se puede asumir que no hay evapotranspiración. Para seleccionar estos píxeles se ha puesto la condición de que la temperatura superficial este entre el percentil 80 y el percentil 90 y que tengan un $NDVI$ entre 0,2 y 0,3. También se le puede agregar a estos

criterios de selección la condición de que el LAI este entre los valores 0 y 0,4 correspondientes a poca o nula vegetación.

2.3.1.5. Radiación de onda larga entrante ($RL \downarrow$)

La radiación de onda larga entrante es el flujo de radiación térmica que desciende desde la atmósfera medida en W/m^2 . $RL \downarrow$ puede ser calculada a partir de la ecuación de Stefan-Boltzmann:

$$RL \downarrow = \epsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (2.29)$$

σ : Constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} W/m^2/K^4$)

T_a : Temperatura del aire cercano a la superficie ($^{\circ}K$)

ϵ_a : Emisividad Atmosférica (adimensional)

La emisividad atmosférica puede ser calculado en función de la transmisividad atmosférica (τ_{SW}) calculada anteriormente (Bastiaanssen et al., 1998a):

$$\epsilon_a = 0,85 \times (-\ln(\tau_{SW}))^{0,09} \quad (2.30)$$

τ_{SW} : Transmisividad atmosférica

Posteriormente, se debe incorporar la ecuación 2.30 a la ecuación 2.29 y se reemplaza la temperatura del aire por la temperatura promedio de los píxeles fríos seleccionados. Esto se debe a que se asume que la temperatura de la superficie y la temperatura del aire cerca de la superficie son similares en estos píxeles (Bastiaanssen, 1995):

$$RL \downarrow = 0,85 \times (-\ln(\tau_{SW}))^{0,09} \times \sigma \times T_{cold}^4 \quad (2.31)$$

$RL \downarrow$: Radiación de onda larga entrante

T_{cold} : Temperatura promedio de los píxeles fríos ($^{\circ}K$)

τ_{SW} : Transmisividad atmosférica

Los valores esperados para $RL \downarrow$ están dentro del rango que va desde 200 a $500 W/m^2$.

2.3.1.6. Cálculo de la Radiación Neta

El último paso consiste en resolver el balance de radiación neta utilizando todos los parámetros radiativos obtenidos en los pasos anteriores. Al completar este paso se obtendrá un mapa de Rn para toda el área de estudio. Los valores obtenidos pueden estar entre 100 y 700 W/m^2 , dependiendo del tipo de cobertura de la superficie (Allen et al., 2002).

2.4. Cálculo del Flujo de Calor del Suelo

El flujo de calor del suelo (G) hace referencia a la energía que se almacena en el suelo y en la vegetación y se disipa por conducción. Antes de obtener un valor de G , se debe calcular la relación G/Rn utilizando la siguiente ecuación:

$$\frac{G}{Rn} = \frac{T_s}{\alpha} * (0,0038 * \alpha + 0,0074 * \alpha^2) * (1 - 0,98 * NDVI^4) \quad (2.32)$$

T_s : Temperatura superficial ($^{\circ}C$)

α : Albedo Superficial

Luego, conociendo los valores para Rn , se despeja G de la ecuación anterior. En el siguiente cuadro pueden ver valores esperados de la relación G/Rn para distintas coberturas (Cuadro: 2.1).

Tipo de cobertura	G/Rn
Agua clara	0,5
Nieve	0,5
Desierto	0,2-0,4
Agricultura	0,05-0,15
Suelo agrícola descubierto	0,2-0,4
Suelo cubierto de alfalfa	0,04

Cuadro 2.1: Valores estimados de G/Rn para cada tipo de cobertura del suelo

2.5. Cálculo del Flujo de calor sensible

El flujo de calor sensible (H) es la fracción de calor perdida al aire por convección y conducción. La fuerza impulsora de este flujo de energía es la diferencia de temperatura entre la superficie del suelo y el aire circundante. Para calcular este término se puede utilizar la ecuación de transporte de calor:

$$H = \frac{(\rho * C_p * dT)}{r_{ah}} \quad (2.33)$$

ρ : Densidad del aire (Kg/m^3)

C_p : Calor específico del aire (1004 J/Kg/K)

$dT(^{\circ}K)$: Diferencial de temperatura (T_1-T_2) entre dos alturas (Z_1-Z_2)

r_{ah} : Resistencia Aerodinámica al transporte de calor (s/m)

2.5.1. Cálculo del Flujo de calor sensible para los píxeles fríos y calientes

H es función del gradiente de temperatura, de la rugosidad superficial y de la velocidad del viento. Estas variables ingresan en el cálculo a través de r_{ah} y dT , siendo estas las dos incógnitas que dificultan la ecuación. Para resolver este problema se utilizan los píxeles de “anclaje” y una medida de la velocidad del viento a una altura dada. En los píxeles de “anclaje” (píxeles fríos y calientes), H puede ser predecido y, a partir de este, puede estimarse el gradiente de temperatura (dT). En los píxeles fríos se define al flujo de calor sensible como:

$$H_{frio} = R_n - G - \lambda ET_{frio} \quad (2.34)$$

λET_{frio} : Flujo de Calor Latente (W/m^2)

λET_{frio} es la energía disponible para evaporar agua, se asume que ET_{frio} es un 5% mayor que ET_0 calculada con datos meteorológicos, usando el método de FAO Penman-Monteith, por lo tanto:

$$\lambda ET_{frio} = 1,05 * \lambda ET_0 \quad (2.35)$$

Para los píxeles calientes, donde no hay vegetación ni humedad en el suelo, se asume que no hay evapotranspiración, por lo tanto, quedaría expresado como:

$$H_{caliente} = R_n - G \quad (2.36)$$

2.5.2. Cálculo de la Resistencia Aerodinámica

Por otra parte, la resistencia aerodinámica al transporte de calor (r_{ah}) es calculada, en una primera instancia, para una condición de estabilidad atmosférica neutral:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u^* \times k} \quad (2.37)$$

Z_1, Z_2 : Alturas sobre la superficie donde se encuentra la vegetación

u^* : Velocidad de fricción

k : Constante de Von Karman (0,41)

La velocidad de fricción, cuantifica las fluctuaciones de velocidad en el aire. Es calculada, en principio, usando la ley logarítmica del viento para condiciones atmosféricas neutrales:

$$u^* = \frac{k * u_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{om}}\right)} \quad (2.38)$$

u_x : Velocidad del viento a la altura (Z_x)

Z_{om} : Coeficiente de longitud de rugosidad

Z_{om} es una medida de la fricción con la que se encuentra la capa de aire que interactúa con la superficie. El cálculo del H es el más difícil dentro de este algoritmo ya que se necesitan corregir los efectos de la inestabilidad atmosférica sobre los parámetros u_x y Z_{om} . Esto se logra incorporando condiciones de estabilidad simulada a través de un proceso iterativo que se describe a continuación.

2.5.2.1. Proceso iterativo para el cálculo de la Resistencia Aerodinámica

1. El primer paso consiste en calcular la velocidad de fricción (u^*) en la estación meteorológica utilizando información de la velocidad del viento (u_x) a una altura dada (Z_x). En general, en las estaciones meteorológicas, la velocidad del viento se mide a 2 metros de altura sobre la superficie. La variable Z_{om} es estimada, en esta primera instancia, teniendo en cuenta la altura promedio de la vegetación en la estación meteorológica usando la siguiente ecuación (Brutsaert, 1982):

$$Z_{om} = 0,12 * h \quad (2.39)$$

h : Altura de la vegetación (m)

Debido a que la mayoría de las estaciones meteorológicas no ofrecen una medida de la vegetación circundante se tomó una altura de 0,3 metros como representativa de una superficie extendida de gramíneas.

2. Se calcula la velocidad del viento a 200 metros (u_{200}) por encima de la estación meteorológica. A esta altura, conocida como “altura de mezcla”, se pueda asumir que no hay efectos de la rugosidad superficial. Se calcula (u_{200}) usando la ley logarítmica del viento:

$$u_{200} = u_x \times \frac{\ln(\frac{200}{Z_{om}})}{k} \quad (2.40)$$

3. Se calcula la velocidad de fricción (u^*) para cada uno de los píxeles de la imagen. El parámetro u_{200} se asume constante para todos los píxeles de la imagen ya que este fue calculado para una altura en la cual no hay efecto de la rugosidad de la superficie del terreno.

$$u^* = \frac{k * u_{200}}{\ln(\frac{200}{Z_{om}})} \quad (2.41)$$

Z_{om} : Coeficiente de rugosidad para cada píxel

Z_{om} para cada píxel se obtiene a partir de datos tabulados encontrados en (Allen et al., 2002). Para definir cual es el valor de Z_{om} que le corresponde a cada píxel de la imagen puede utilizarse una clasificación que contenga las clases mencionadas en el Cuadro 2.2.

Tipo de cobertura	Z_{om} (m)
Agua	0,0005
ciudades	0,2
forestal	0,5
pastizales	0,02
agrícola	0,018 x LAI

Cuadro 2.2: Valores estimados de Z_{om} para cada tipo de cobertura del suelo

4. Se calcula el valor de resistencia al transporte de calor (r_{ah}) utilizando el valor de u^* para cada píxel. A partir de este paso se ingresará en un proceso iterativo. El número de iteraciones será determinado según el impacto que se considere que tiene la inestabilidad atmosférica sobre r_{ah} y H . En el proceso inicial se deben calcular los parámetros asumiendo una condición atmosférica neutral. Para ello, se debe asignar a las variables Z_1 y Z_2 , 0,1 y 2 metros respectivamente:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u^* \times k} \quad (2.42)$$

5. Se calcula la diferencia de temperatura cerca de la superficie (dT) para cada píxel de la imagen comenzando por los píxeles fríos y calientes. La variable dt representa la diferencia de temperatura entre las alturas Z_1 y Z_2 . Como no se conocen estas dos temperaturas para cada píxel de la imagen, se puede hacer una aproximación utilizando la temperatura superficial calculada en pasos anteriores:

$$dT = b + a \times T_s \quad (2.43)$$

donde a y b son coeficientes de regresión calculados utilizando los valores de H calculados para los píxeles fríos y calientes. La relación lineal que existe entre dT y T_s es uno de los supuestos más importantes de este algoritmo. Esto se basa en investigaciones hechas por varios científicos que encontraron que esta respuesta se da en un amplio espectro de condiciones (Bastiaanssen et al). Para los píxeles fríos, se calcula dT utilizando la siguiente ecuación:

$$dT_{frio} = \frac{H_{frio} * r_{ah_{frio}}}{\rho_{frio} * C_p} \quad (2.44)$$

Análogamente, se utiliza la misma ecuación para calcular dT para los píxeles calientes. Para completar esta ecuación, es necesario calcular la densidad del aire, la cual es función de la temperatura del aire y de la humedad relativa. Para ello se utiliza una fórmula recomendada por el comité internacional de pesas y medidas (CIPM), la ecuación CIPM 1981/91 (Davis, 1992):

$$\rho = \frac{p \times M_a}{Z \times R \times T} \times \left(1 - x_v \times \left(1 - \frac{M_v}{M_a}\right)\right) \quad (2.45)$$

ρ : Densidad del aire en kg/m^3

p : Presión atmosférica (101325 Pascales)

M_a : Masa molar del aire seco (0,0289635 kg/mol, para aire con una fracción molar de CO_2 igual a 0,0004)

Z : Factor de compresibilidad

R : Constante molar de los gases (8,31451 J/K/mol)

T : Temperatura del aire ($^{\circ}K$)

x_v : Fracción molar de vapor de agua

M_v : Masa molar del vapor de agua (0,0180154 kg/mol)

Para completar esta ecuación, es necesario calcular previamente los dos coeficientes adimensionales, x_v y Z :

$$x_v = \frac{h}{100} \times (\alpha + \beta \times \rho + \gamma \times t^2) \times \frac{e^{(A \times T + B \times T + C + \frac{D}{T})}}{p} \quad (2.46)$$

h : Humedad Relativa (%)

t : Temperatura Ambiente ($^{\circ}C$)

h y t son variables meteorológicas requeridas, los demás parámetros de la ecuación son constantes especificados para el cálculo de la densidad del aire húmedo, sus valores pueden verse en el Cuadro 2.3:

Coficiente	Valor
α	1,0062
β	$3,14 \times 10^{-8}$
γ	$5,6 \times 10^{-7}$
A	$1,24 \times 10^{-5}$
B	$-1,91 \times 10^{-2}$
C	33,93711047
D	$-6,34 \times 10^{-3}$

Cuadro 2.3: Coeficientes constantes para el cálculo de la densidad del aire húmedo

Para calcular el factor de compresibilidad (Z) se utiliza la siguiente ecuación:

$$Z = 1 + \frac{\rho^2}{T^2 \times (d + E \times x_v^2)} - \frac{\rho}{T \times [\alpha_0 + \alpha_1 \times t + \alpha_2 \times t^2 + (b_0 + b_1 \times t) \times x_v + (c_0 + c_1 \times t) \times x_v^2]} \quad (2.47)$$

p : Presión Atmosférica en Pascales

t : Temperatura ambiente ($^{\circ}\text{C}$)

T : Temperatura ambiente ($^{\circ}\text{K}$)

X_v : Fracción molar de vapor de agua calculada anteriormente

Los demás parámetros son constantes y sus valores pueden verse en el siguiente Cuadro 2.4:

Constantes	Valores
0	$1,58123 \times 10^{-6}$
1	$-2,9331 \times 10^{-8}$
2	$1,1043 \times 10^{-10}$
0	$5,7070 \times 10^{-6}$
b1	$-2,05 \times 10^{-8}$
c0	$1,9898 \times 10^{-4}$
c1	$-2,3760 \times 10^{-6}$
d	$1,83 \times 10^{-11}$
E	$7,65 \times 10^{-9}$

Cuadro 2.4: Coeficientes constantes necesarios para calcular el factor de compresibilidad (Z)

Habiéndose estimado el diferencial de temperatura para los píxeles seleccionados, se debe confeccionar un gráfico de regresión lineal entre dT y T_s . Los coeficientes de la línea de tendencia de esta regresión (a y b) son los que se utilizarán para calcular dT para todos los píxeles de la imagen, en función de su temperatura superficial.

6. En este paso se calculará la temperatura del aire para cada píxel de la imagen:

$$T_{air} = T_s + dT \quad (2.48)$$

Es posible hacer esta aproximación debido a que la temperatura superficial obtenida radiométricamente es una medida representativa de la temperatura del aire. Sin embargo, esta no es la temperatura real del aire, sino una aproximación realizada debido a que difícilmente existen datos para cada píxel. A partir de esta temperatura calculada, se calcula el valor de p para cada píxel utilizando la ecuación CIPM 1981/91.

7. Se calcula el flujo de calor sensible (H) asumiendo condiciones atmosféricas neutrales. Para ello se utilizan los parámetros dT , r_{ah} y ρ para cada píxel.

$$H = \frac{(\rho \times C_p \times dT)}{r_{ah}} \quad (2.49)$$

8. Se calculan los efectos de la flotabilidad generados por la superficie de calentamiento, se aplica la teoría de Monin-Obukhov. Esto se debe a que las condiciones de estabilidad atmosférica tienen un amplio efecto sobre la resistencia aerodinámica (r_{ah}). Por eso, deben ser consideradas en el cálculo del flujo de calor sensible (H). La fórmula de longitud de Monin-Obukhov (L) es el parámetro que se utilizará para definir las condiciones de estabilidad de la atmosfera en pasos iterativos:

$$L = \frac{\rho \times C_p \times u_*^3 \times T_s}{k \times g \times H} \quad (2.50)$$

ρ : Densidad del aire (kg/m^3)

C_p : Calor específico del aire ($1004 \text{ J}/\text{kg}/\text{K}$)

u_* : Velocidad de fricción (m/s)

T_s : Temperatura Superficial ($^\circ\text{K}$)

g : Constante Gravitacional ($9,81 \text{ m}/\text{s}^2$)

H : Flujo de calor sensible previamente calculado (W/m^2)

Los valores de L definen la estabilidad de la atmósfera de la siguiente manera: si $L < 0$, la atmósfera es considerada inestable, si $L > 0$ se considera atmósfera estable y si $L = 0$ la atmósfera es considerada neutral. Dependiendo de la condición de la atmósfera, los valores de corrección de estabilidad para el momentum (ψ_m) y el transporte de calor (ψ_h) son calculados de la siguiente manera (Paulson, 1970; Webb, 1970):

si $L < 0$ (condición inestable):

$$\begin{aligned} \psi_{h(200m)} = & 2 * \ln \left(\frac{1 + x_{200m}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{200m}^2}{2} \right) \\ & - 2 * ARCTAN(x_{200m}) + 0,5 * \pi \end{aligned} \quad (2.51)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 * \ln \left(\frac{1 + x_{2m}^2}{2} \right) \quad (2.52)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = 2 * \ln \left(\frac{1 + x_{0,1m}^2}{2} \right) \quad (2.53)$$

donde:

$$X_{(200m)} = \left(1 - 16 * \frac{200}{L} \right)^{0,25} \quad (2.54)$$

$$X_{(2m)} = \left(1 - 16 * \frac{2}{L} \right)^{0,25} \quad (2.55)$$

$$X_{(0,1m)} = \left(1 - 16 * \frac{0,1}{L} \right)^{0,25} \quad (2.56)$$

si $L > 0$ (condición estable):

$$\psi_{h(200m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (2.57)$$

$$\psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (2.58)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right) \quad (2.59)$$

y, si $L=0$ (condición neutral), ψ_m y $\psi_h = 0$

9. A partir de los parámetros de corrección calculados anteriormente, se calcula la velocidad de fricción corregida:

$$u^* = \frac{u_{200} \cdot k}{\ln \left(\frac{200}{Z_{om}} \right) - \psi_{m(200m)}} \quad (2.60)$$

10. Se calcula un valor corregido de resistencia aerodinámica (r_{ah_corr}):

$$r_{ah_corr} = \frac{\ln \left(\frac{Z_2}{Z_1} \right) - \psi_{h(2m)} + \psi_{h(0,1m)}}{u^* \cdot k} \quad (2.61)$$

11. Una vez calculado r_{ah_corr} se debe volver al paso 5 para calcular nuevos valores de dT para los píxeles fríos y calientes. Con estos nuevos valores, se obtendrán nuevos coeficientes de correlación (a y b) y con ellos, nuevos valores de dT para cada píxel.
12. Se vuelve al paso 6 para calcular nuevos valores de densidad del aire (ρ) y temperatura del aire (T_{air}) en base a los valores corregidos de dT .
13. En esta instancia, se debe volver al paso 7 para calcular nuevos valores corregidos de H .
14. Se calculan nuevamente los valores de corrección de la estabilidad atmosférica volviendo al paso 8.

15. Este proceso iterativo se realiza hasta que los valores de dT y r_{ah} para los píxeles calientes se estabilicen. Esto se logra agregando la cantidad de iteraciones necesarias para que los parámetros antes mencionados no muestren un cambio muy grande entre iteraciones sucesivas.
16. Se calcula un valor final de H para cada píxel el cual será usado en el computo del flujo de calor latente instantáneo (λET_{inst}).

2.5.3. Cálculo del Flujo de Calor Latente

2.5.3.1. Flujo de Calor latente Instantáneo

El flujo de Calor latente Instantáneo ET_{inst} es la fracción de energía de la Radiación Neta que está disponible para evaporar agua desde diferentes superficies y es calculado para cada píxel:

$$\lambda ET_{inst} = Rn - G - H \quad (2.62)$$

λET_{inst} : Valor instantáneo de energía disponible para evapotranspirar agua al momento de paso del satélite (W/m^2)

Puede ocurrir que aparezcan valores negativos de λET_{inst} aunque se necesitan análisis puntuales en esos sitios para entender el origen de esos valores. Debido a que esos valores negativos se han visto en suelos descubiertos, se decidió “truncar” el valor mínimo de λET_{inst} , y por lo tanto de ET_r , en cero.

2.5.4. Cálculo de la Evapotranspiración

2.5.4.1. Evapotranspiración Real Instantánea

Se calcula la evapotranspiración instantánea, en milímetros por hora, para cada píxel de la imagen.

$$ETr_{inst} = 3600 \times \frac{\lambda ET_{inst}}{\lambda} \quad (2.63)$$

3600: Factor de conversión de segundos a hora

λ : Calor latente de vaporización ($2,45 \times 10^6 J/kg$)

λ es la energía requerida para cambiar de fase de líquido a gaseoso. Esta energía en forma de calor se invierte para el cambio de fase y no para un aumento de la temperatura.

2.5.4.2. Evapotranspiración Real Diaria

Los valores de ETr_{dia} son usados más frecuentemente que los de ETr_{inst} por los agrónomos para definir, entre otras cosas, las láminas de riego. Para extrapolar las estimaciones horarias a diarias se parte de la presunción de que, en el horario de paso del satélite (aproximadamente a las 11 hs), la evapotranspiración estimada se encuentra en un punto intermedio entre la máxima y la mínima ETr_{inst} ($mm/hora$), como puede verse en (Allen et al., 2002). Por este motivo, se llega a una estimación de la evapotranspiración diaria multiplicando por 24:

$$ET_r(mm/dia) = 24 \times ET_r(mm/hora) \quad (2.64)$$

2.5.4.3. Fracción de Evapotranspiración

La fracción de evapotranspiración (ET_rF) hace referencia a la relación entre ETr_{dia} y ET_0 calculada con datos meteorológicos. Esta variable, calculada por el modelo, es análoga al coeficiente del cultivo (Kc) explicado en el capítulo anterior.

$$ET_rF = \frac{ETr_{dia}}{ET_0} \quad (2.65)$$

Se espera que en un píxel totalmente seco los valores de ET_r y ET_rF estén cercanos a 0. Por el contrario, un píxel con una cobertura de cualquier cultivo bien establecido y en buenas condiciones hídricas podrá tener valores de ET_rF mayores a 1 ya que la ET_r es mayor que la ET_0 .

2.6. Resultados del Modelo

2.6.1. Aplicación 1

Se realizó una primera aplicación del modelo a una región acotada que comprende un pivot de riego con cultivo de maíz y un suelo descubierto, posiblemente un barbecho. El objetivo de acotar el área se debe a que, para realizar una primera puesta a punto del modelo, se necesitaba anclar los valores de los píxeles fríos y los calientes a dos situaciones hídricas contrastantes. Dentro del pivot de riego, se espera encontrar al píxel frío, en donde la ET_r

es 5 % mayor a la ET_0 . Por el contrario, en el suelo desnudo deberíamos encontrar al píxel caliente ya que la ET_r en estos píxeles debería ser cercana a 0. Se utilizó un recorte de una imagen Landsat 5 TM de la fecha 29/01/2009 (225/86 path/row) cuya ubicación se encuentra en el sur de la provincia de Buenos Aires (Figura 2.2).

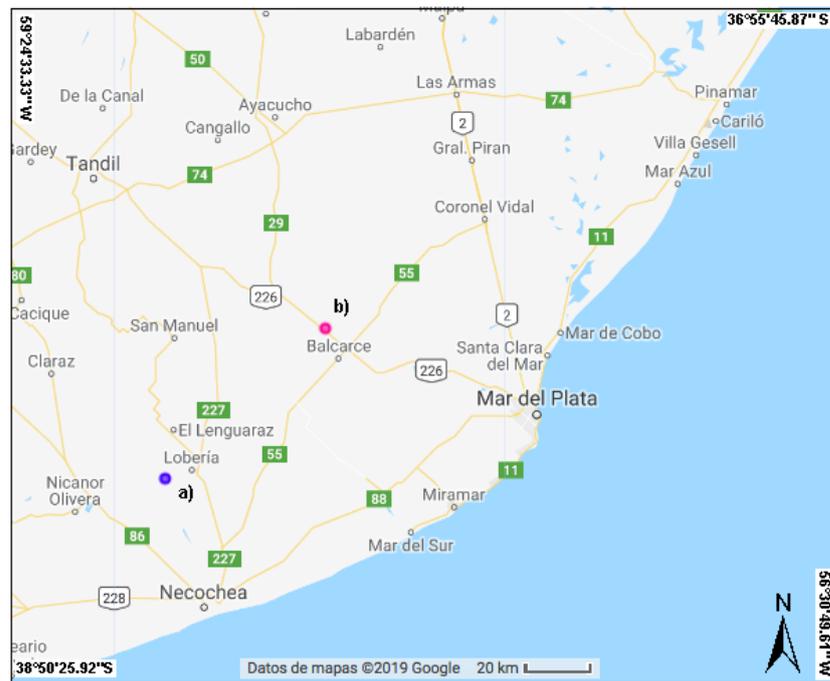
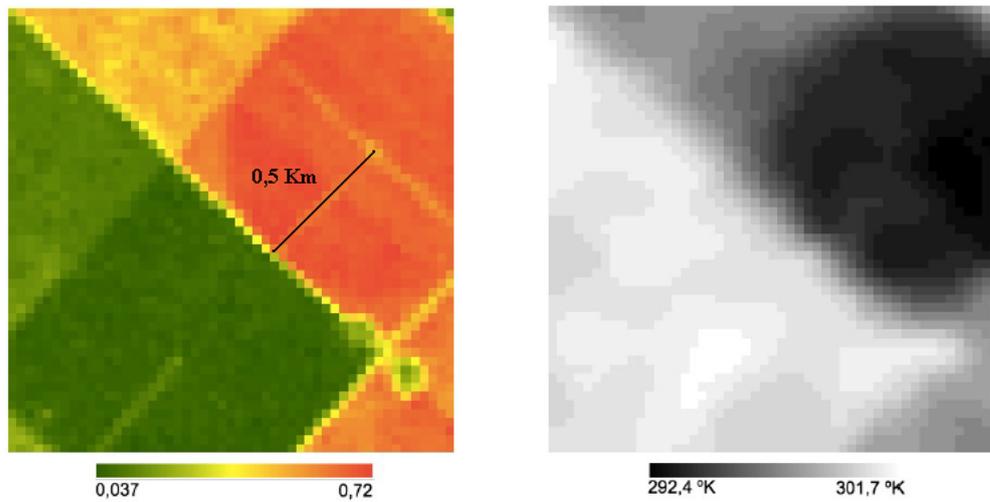


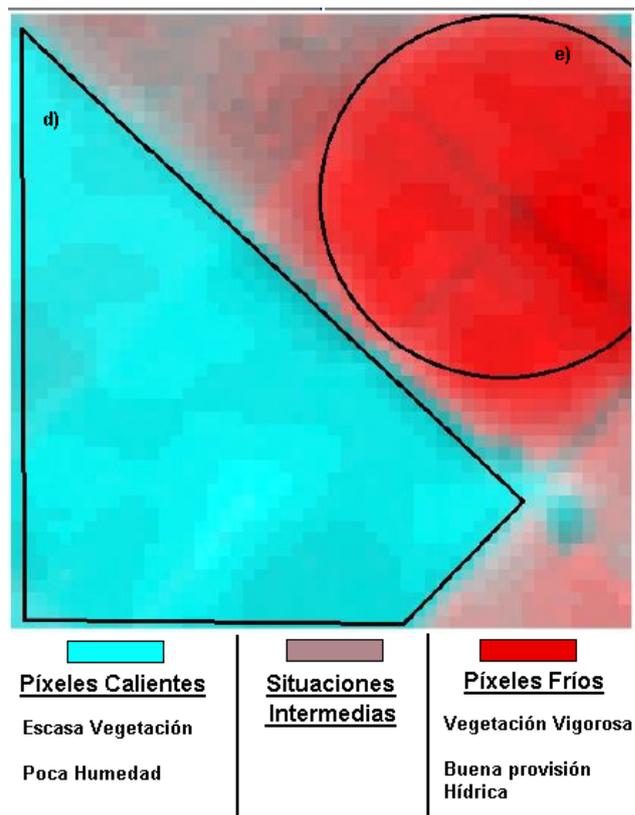
Figura 2.2: a) Ubicación del sitio donde se realizó la primera aplicación del modelo y b) ubicación de la estación meteorológica del INTA Balcarce de donde se extrajeron los datos.

En primer lugar, se generó una imagen de $NDVI$ a partir de la información provista por las bandas 4 y 3 de la subescena de la imagen satelital Landsat 5 TM (29/01/2009, 225/86 path/row). En la imagen compuesta (canales rojo: $NDVI$, Verde:Temperatura Superficial y Azul:Temperatura Superficial) se puede ver, en forma cromática, la interacción entre los valores de $NDVI$ y de Temperatura Superficial para cada píxel. En este tipo de composiciones, el color de cada píxel es el resultado de la mezcla de colores de cada canal (Figura 2.3).



(a) NDVI

(b) Temperatura Superficial(°K)



(c) Falso Color Comuesto

Figura 2.3: a)Imagen de *NDVI* y b) de *Temperatura Superficial* obtenida con la subescena de imagen Landsat 5 TM (29/01/2009, 225/86 path/row).

Este tipo de imágenes se utilizan para visualizar áreas con similares comportamientos en más de una capa de información, aquí se pueden ver claramente las dos zonas con diferentes características. La región de píxeles rojos, delimitada por el polígono “a”, corresponde a un área con cobertura vegetal vigorosa y buena provisión hídrica característica de un cultivo bajo riego clase “Riego”. Por otra parte, el polígono “b” delimita un área con poca vegetación, bajo NDVI, y poco contenido hídrico, altos valores en la banda 6 a la que se le asignó la clase “Rastrojo”. En el cuadro 2.5 se observan los valores promedio de las variables analizadas para ambas clases. Sobre estas dos regiones se realizarán las pruebas de hipótesis que validan el modelo.

Clase	NDVI promedio	Temp. Superf. promedio
Riego	0,66	23,20
Rastrojo	0,08	30,71

Cuadro 2.5: Valores promedio de las variables NDVI y Temperatura Superficial para las clases seleccionadas

Los datos meteorológicos que se utilizaron para realizar los cálculos de la primera aplicación del modelo fueron extraídos del servicio de agrometeorología del INTA de Balcarce (Ubicación 58°17'56.52" W, 37°45'40.89" S). Los datos extraídos para la fecha analizada pueden verse en el cuadro 2.6.

Fecha	Temp.(°C)	ET_0 (mm/día)	Vel. Viento ($m.s^{-1}$)	H.R.(%)
29/01/2009	20,95	4,46	8,1	65

Cuadro 2.6: Información Meteorológica proveniente de la Estación Experimental del INTA de Balcarce, provincia de Buenos Aires.

Resultados de la Aplicación 1

La imagen resultante de la primera aplicación del modelo puede verse en la figura 2.4.

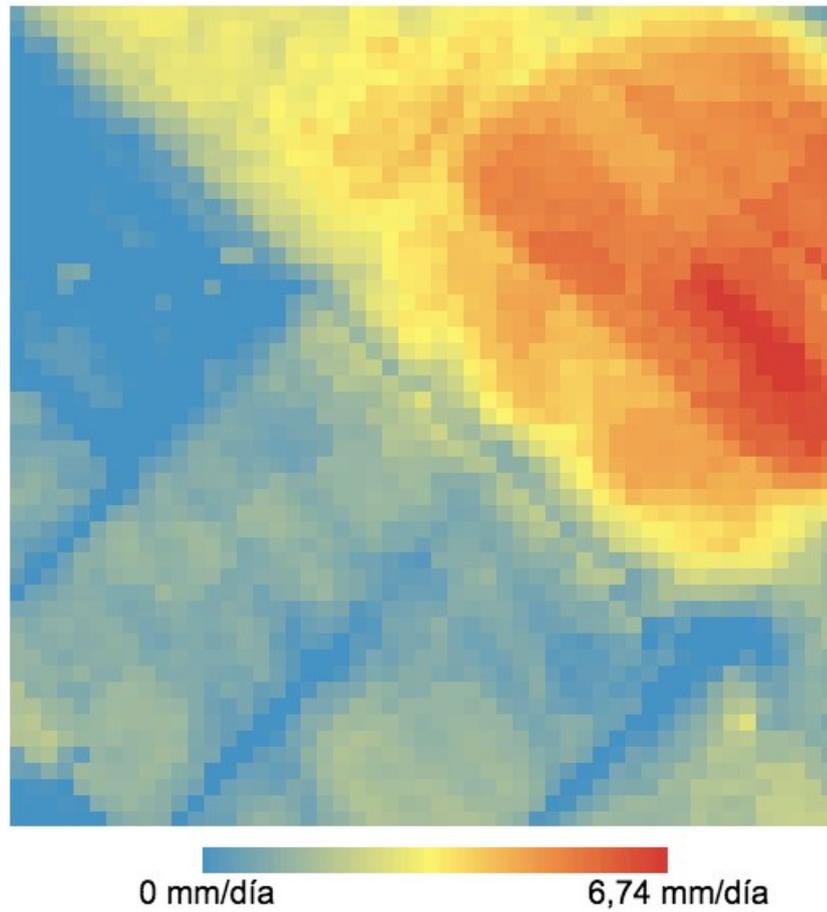


Figura 2.4: Evapotranspiración Real Diaria (mm/día) obtenida por el modelo para la subescena seleccionada

A partir de la imagen de ETr se generó una imagen de Kc utilizando la ecuación 2.66, tomando como referencia una ET_0 de 4,46 mm/día.

$$ETr = ET_0 \cdot Kc \quad (2.66)$$

Para la clase “Riego” los valores de Kc obtenidos varían entre 1,36 y 0,86 y para la clase “Rastrojo” entre 0,35 y 0. El valor 0 en la clase “Rastrojo” aparece frecuentemente debido a que el algoritmo trunca los valores cuyos balances energéticos dan cifras negativas (Cuadro 2.7 y Figura 2.5).

Clase	$Kc(\bar{x})$	Q(25 %)	Q(50 %)	Q(75 %)	ETr(\bar{x})
Riego	1,13	0,978	1,16	1,24	4,89
Rastrojo	0,17	0,05	0,19	0,28	0,83

Cuadro 2.7: Medidas resumen de los resultados obtenidos para cada clase

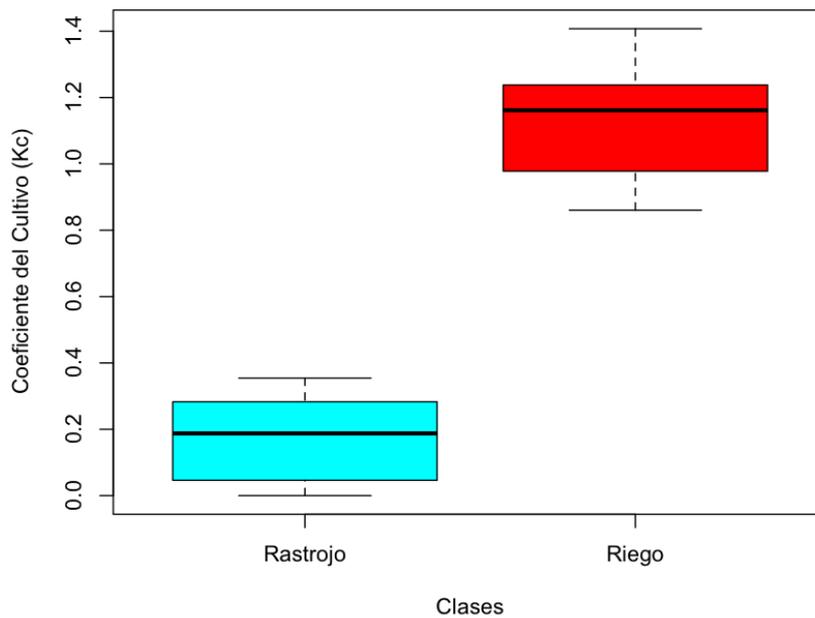


Figura 2.5: Gráfico de cajas y bigotes (Boxplot) para las clases “Riego” y “Rastrojo”.

Para validar las estimaciones obtenidas se compararon datos de Kc obtenidos a partir de búsquedas bibliográficas con muestras obtenidas para las clases “Riego” y “Rastrojo”. Para comparar con la clase “Riego” se tomó el Kc de un cultivo de maíz bajo riego de mediados de temporada, cuando esta en etapa de máximo crecimiento ($Kc = 1, 2$). Para comparar con la clase “Rastrojo” se tomó un Kc correspondiente a cultivos en etapas iniciales de crecimiento debido a la poca cobertura vegetal del suelo que presentan ambos tipos de cubierta ($Kc = 0, 2$) (Allen, 2006). La figura 2.6 muestra la evolución temporal del Kc durante una temporada de crecimiento de un cultivo cualquiera.

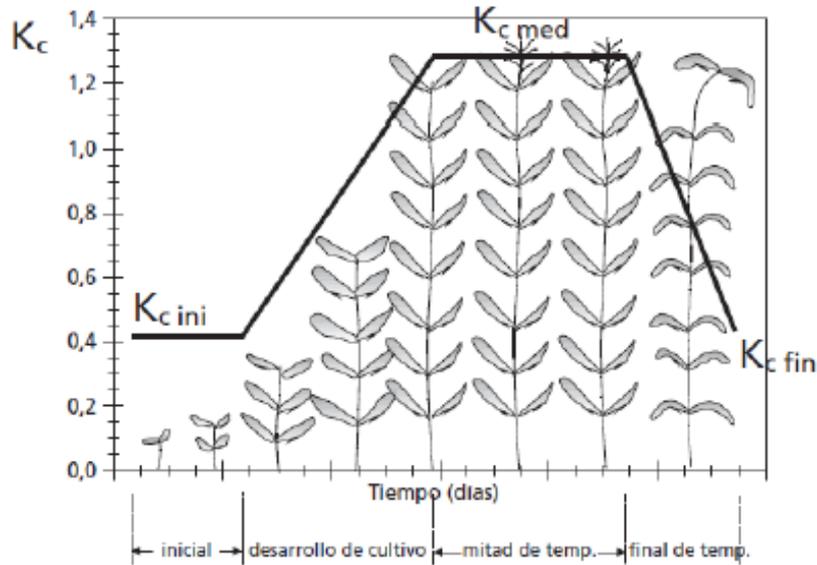


Figura 2.6: Curva generalizada del coeficiente del cultivo (K_c) en una estación de crecimiento⁹.

Se realizó una prueba T para la media muestral para probar la hipótesis que postula que no existe diferencia significativa entre el K_c de las clases (K_{cRiego} y $K_{cRastrojo}$) y los coeficientes encontrados en la bibliografía ($K_{cTeoricoRiego}$ y $K_{cTeoricoRastrojo}$).

$$H_0 : \mu_{K_{cClase}} = \mu_{K_{cTeorico}}$$

$$H_1 : \mu_{K_{cClase}} \neq \mu_{K_{cTeorico}}$$

Como criterio de decisión, se rechaza la hipótesis nula si el valor p asociado al estadístico T es menor al nivel de significación (α) de 0,01. Los resultados de la prueba T se muestran en el cuadro 2.8.

Clase	n	media	$K_{cTeorico}$	LI(99)	LS(99)	D.E.	T	p-valor
Riego	31	1,13	1,2	1,06	1,21	0,15	-2,44	0,0206
Rastrojo	31	0,17	0,2	0,12	0,23	0,12	-1,19	0,2437

Cuadro 2.8: Resultado de la prueba T para la media muestral con $\alpha=0,01$

Como puede verse en el cuadro 2.8, no hay evidencia estadística para rechazar la hipótesis nula, por lo tanto, no se encontraron diferencias entre los valores de K_c obtenidos con el modelo y los encontrados en la bibliografía.

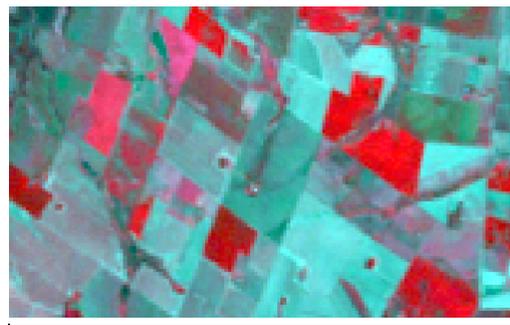
⁹Imagen obtenida de Allen (2006)

2.6.2. Aplicación 2

Se realizó una segunda aplicación del modelo a un área mayor a la anterior ubicada dentro de la cuenca del Arroyo Las Conchas, en la provincia de Entre Ríos. Se utilizó un recorte de una imagen satelital Landsat TM (2011/01/23-227/082; día/mes/año-path/row) que corresponde una región lindante a la Estación Experimental Agropecuaria del INTA de Oro Verde, dentro del departamento de Paraná (31°49'51.56" S y 60°31'8.40" W). El recorte representa una superficie terrestre de 13,6 km², 4,7 km x 2,9 km (Figura 2.7).



(a)



(b)

Figura 2.7: a) Ubicación de la subescena utilizada dentro del límite de la cuenca del Arroyo Las Conchas. b) Imagen en falso color (RGB:432) de la subescena seleccionada (Ubicación del píxel central de la imagen: 31°51'24.07" S, 60°28'23.51" W). c) Ubicación de la estación meteorológica del INTA Paraná.

Esta subescena fue seleccionada dentro del área de cobertura de la estación meteorológica de donde se extrajeron los datos (10 km a la redonda) y es representativa de las coberturas de suelo típicas de la región. Los datos meteorológicos (Cuadro 2.9) fueron descargados del servidor de datos agrometeorológicos del INTA de Paraná, ubicado en la localidad de Oro Verde (INTA).

Fecha	Temp.(°C)	ET_0 (mm/día)	Vel. Viento ($m.s^{-1}$)	H.R.(%)
2011/01/23	28,4	6,3	5,4	61

Cuadro 2.9: Información meteorológica proveniente de EEA INTA Paraná correspondientes a valores diarios medios para la fecha informada.

Para esta aplicación se incorporaron operadores lógicos que imponen condiciones para automatizar el proceso de selección de los píxeles fríos y calientes. Para los píxeles fríos, la condición para seleccionarlos es que la temperatura superficial esté entre el percentil 10 y el 20 de su distribución. Además, se le pide que tenga un NDVI entre 0,7 y 0,8. Para seleccionar los píxeles calientes se ha puesto la condición de que la temperatura superficial este entre el percentil 80 y el percentil 90 y que tengan un NDVI entre 0,2 y 0,3.

Modelo de Análisis

La evaluación de los resultados se realizó de manera análoga a la primera aplicación. Para ello, se clasificaron los píxeles de la imagen en 5 categorías. Estas categorías corresponden a tipos de cobertura del suelo y fueron generadas a través de dos etapas de clasificación. En la primera se llevó a cabo una clasificación supervisada, basada en el análisis visual de la imagen, que originó 3 clases (suelo, cultivo y vegetación natural). En la segunda, se llevó a cabo una clasificación por clústeres utilizando el algoritmo k-medias agregando como variables de clasificación al NDVI, la Temperatura Superficial y las 3 clases de la primera etapa. El objetivo de esta segunda instancia fue subdividir las clases con vegetación debido a su heterogeneidad obteniéndose 6 clusters. Se decidió unificar los clusters 5 y 6 correspondientes a la clase “Suelo” ya que no presentaron diferencia en heterogeneidad comparado con las clases de vegetación y cultivo. Para las clases con cobertura vegetal, un mayor NDVI hace referencia a un mayor vigor de la vegetación y una menor Temperatura Superficial significa una mejor condición hídrica. Por eso, se subdividió a las clases “Vegetación Natural” y “Cultivo” en “+” para los de mejor condición vegetal y “-” para las peores condiciones (Cuadro 2.10).

Clúster	NDVI	Temp (°C)	Clase inicial	Clase final
1	0,5364	33,2109	Veg Natural	Veg Natural -
2	0,8128	28,2579	Cultivo	Cultivo +
3	0,7057	30,1416	Cultivo	Cultivo -
4	0,5673	31,6689	Veg Natural	Veg.Natural +
5	0,3907	35,3837	Suelo	Suelo
6	0,4230	33,7471	Suelo	Suelo

Cuadro 2.10: Información descriptiva de la composición de los clusters finales.

Resultados de la Aplicación 2

En primer lugar se llevó a cabo un ANOVA para evaluar el efecto de las clases sobre la ETr con un nivel de significación de 0,05. La hipótesis nula a evaluar fue la siguiente:

$$H_0 : \mu_{Kc(Veg.Natural+)} = \mu_{Kc(Veg.Natural-)} = \mu_{Kc(Cultivo+)} = \mu_{Kc(Cultivo-)} = \mu_{Kc(Suelo)}$$

$$H_1 : \mu_{Kc(Veg.Natural+)} \neq \mu_{Kc(Veg.Natural-)} \neq \mu_{Kc(Cultivo+)} \neq \mu_{Kc(Cultivo-)} \neq \mu_{Kc(Suelo)}$$

El resultado del ANOVA arrojó un valor menor al nivel de significación ($p < 0,0001$), sugiriendo el rechazo de la hipótesis nula. Esto indica que existe un efecto significativo del tipo de cobertura sobre la ETr (Cuadro 2.11).

FV	SC	GL	CM	F	p-valor
Modelo	64557,21	4	16139,30	25688,37	<0,0001
Clases	64557,21	4	16139,30	25688,37	<0,0001
Error	9405,87	14971	0,63		
Total	73963,08	14975			

Cuadro 2.11: Análisis de la varianza para el efecto de las clases sobre la ETr ($R^2=0,87$; SC tipo III).

De acuerdo a la prueba de Tukey, todas las clases presentan diferencias estadísticamente significativas con respecto a las demás (Figura 2.8). La clase “Cultivo +” fue la que mostró mayores valores de ETr promedio (7,5 mm/día) seguida por la clase “Cultivo -” (5,5 mm/día). Las dos clases correspondientes a vegetación tuvieron valores promedio de 3,9 mm/día (Veg. Natural +) y 1,7 mm/día (Veg. Natural -). La clase “Suelo”, por su parte, mostró los menores valores de ETr (0,4 mm/día).

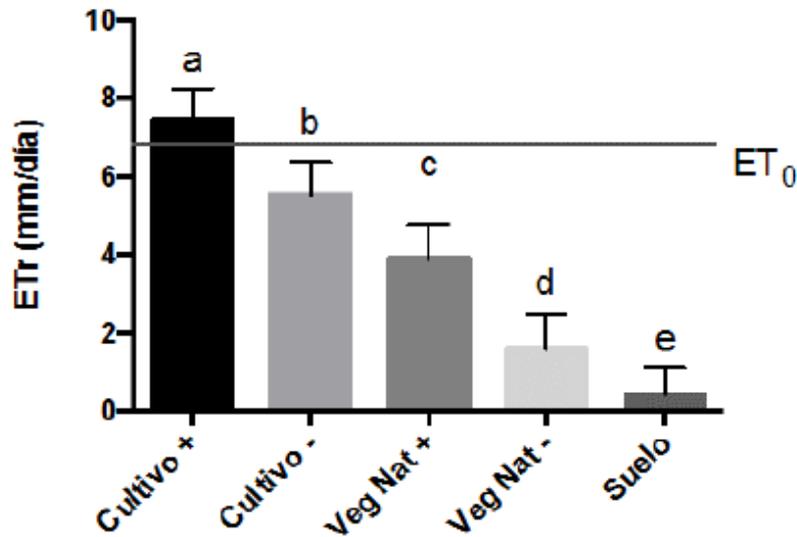


Figura 2.8: Evapotranspiración real promedio para cada una de las clases. Letras diferentes indican diferencias significativas entre la media de las clases ($\alpha = 0,05$).

Posteriormente, se seleccionaron de la bibliografía diferentes valores de Kc para cada clase. Para la clase “Cultivo +” se seleccionó un Kc de 1,2 correspondiente a un cultivo de maíz en plena etapa de desarrollo y sin limitantes hídricas. Para la clase “Cultivo -” se seleccionó un valor de 0,9 que se corresponde con los menores valores obtenidos para Kc de mediados de temporada. Se seleccionó un valor de 0,6 correspondiente a la mitad del valor de Kc máximo para la vegetación natural en buen estado (“Veg. Natural +”) y la mitad de esa magnitud para la vegetación natural en malas condiciones (“Veg. Natural -”). Para la clase “Suelo”, se eligió un valor de 0,1 correspondiente a un suelo con escasa a nula vegetación. Todos estos valores fueron extraídos de (Allen, 2006). El Kc teórico ha quedado siempre dentro de los percentiles 25 y 75, cercano a la media y la mediana para todas las clases. Los valores p asociados a esos Kc ($p > 0.05$) no han mostrado evidencia estadística para suponer que el valor encontrado en la bibliografía no corresponde al tipo de cobertura (Cuadr 2.12).

Clase	n	Media	D.E.	Var(n)	P(25)	P(75)	Kc-teórico	p-valor
Cultivo +	938	1,19	0,12	0,02	1,12	1,29	1,2	0,528
Cultivo -	1944	0,88	0,13	0,02	0,78	0,98	0,9	0,556
Veg.Nat.+	5102	0,62	0,14	0,02	0,52	0,72	0,6	0,443
Veg.Nat.-	3346	0,28	0,12	0,02	0,19	0,36	0,3	0,556
Suelo	3646	0,07	0,11	0,01	0,00	0,12	0,1	0,583

Cuadro 2.12: Estadística descriptiva del Kc de las clases, valor p asociado al Kc teórico.

2.6.3. Aplicación 3

Se realizó una tercera aplicación del modelo a dos imágenes de diferentes fechas sobre una región circular al rededor de la Estación Experimental del INTA de Oro Verde. La primera imagen fue proporcionada por el sensor TM del satélite Landsat 5 para la fecha 2011/01/23 (escena 227/082 path/row) y la segunda imagen fue proporcionada por el sensor OLI/TIRS del satélite Landsat 8 para la fecha 2017/03/05. El sensor TM, a bordo de los satélites de la constelación, Landsat 5 generó datos cada 16 días desde 1984 hasta el año 2012. Los sensores OLI (con canales en el espectro visible) y los sensores TIRS (con 2 canales en el espectro infrarrojo térmico), viajan a bordo de los satélites que componen la constelación Landsat 8. Esta constelación de instrumentos satelitales genera imágenes disponibles desde el año 2013 hasta el presente con la misma periodicidad que su predecesor (Cuadro 2.13).

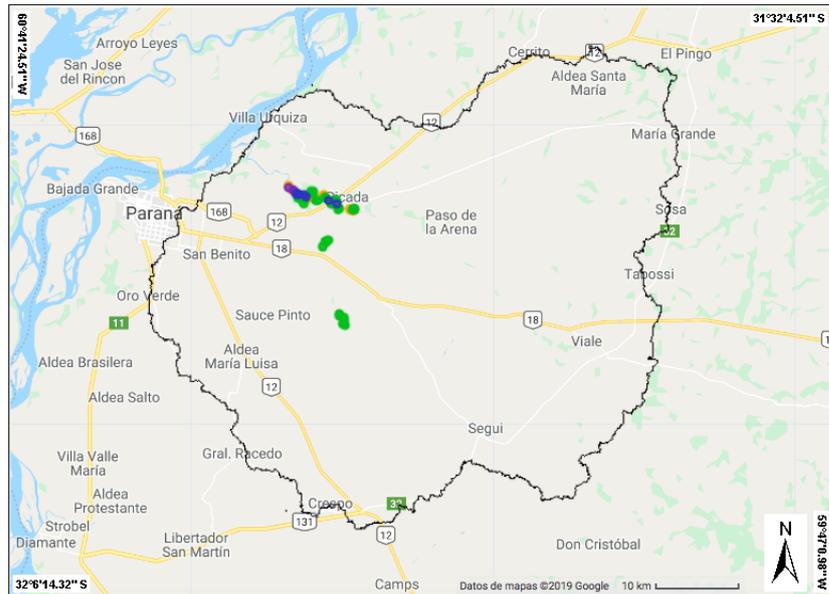
El modelo utilizado para realizar los cálculos sobre la imagen Landsat 8 se desarrolló sobre la base del modelo explicado anteriormente con modificaciones en algunos parámetros. Los parámetros que se debieron modificar corresponden a los coeficientes de calibración de los sensores para pasar de niveles digitales a valores de radiancia y reflectancia. Además, se agregó una ecuación para calcular el albedo superficial propuesta por (Liang, 2001). En esta versión del modelo se aplicó el algoritmo monocanal sobre la banda 10 ya que es la que menos se ve afectada por la transmisividad en la ventana atmosférica que se encuentra.

Sensor TM
B1: Blue (0.45 - 0.52 μm)
B2: Green (0.52 - 0.60 μm)
B3: Red (0.63 - 0.69 μm)
B4: Near Infrared (0.76 - 0.90 μm)
B5: Short-wave Infrared 1 (1.55 - 1.75 μm)
B6: Thermal Infrared (10.40 - 12.50 μm)
B7: Short-wave infrared 2 (2.08 - 2.35 μm)
Sensor OLI(B1:B7)/TIRS(B10,B11)
B1: Coastal aerosol (0.43 - 0.45 μm)
B2: Blue (0.45 - 0.51 μm)
B3: Green (0.53 - 0.59 μm)
B4: Red (0.64 - 0.67 μm)
B5: Near Infrared (0.85 - 0.88 μm)
B6: Short-wave Infrared 1 (1.57 - 1.65 μm)
B7: Short-wave infrared 2 (2.11 - 2.29 μm)
B8: Panchromatic (0.50 - 0.68 μm)
B9: Cirrus (1.36 - 1.38 μm)
B10: Thermal Infrared 1 (10.60 - 11.19 μm)
B11: Thermal Infrared 2 (11.50 - 12.51 μm)
BQA: Data quality assessment band

Cuadro 2.13: Características espectrales de los canales de los sensores TM y OLI/TIRS.

Modelo de Análisis

Se analizaron, para ambas imágenes, los tipos de cobertura de la superficie terrestre que no presentan cambios estacionales a lo largo del año. Para poder identificar los puntos de muestreo se hizo un reconocimiento de las coberturas con *Google Earth Pro*. Dentro de este grupo, se destacan las zonas de bosque, arena y agua. Las zonas boscosas se caracterizan por tener un estrato arbóreo, implantado o natural, y se encuentran mayormente en los bordes de los ríos. Las cubiertas de arena y los cursos de agua, solo presentan cambios en sus límites durante las crecidas de los ríos (Figura 2.9).



(a)



(b)

Figura 2.9: a) Ubicación de los sitios de muestreo dentro del límite de la cuenca del Arroyo Las Conchas. b) Ampliación de la región donde se ubican la mayor parte de los sitios de muestreo sobre una imagen satelital de alta resolución.

Resultados de la Aplicación 3

Las clases analizadas muestran respuestas similares entre sí en las dos fechas estudiadas. El bosque denso evapotranspiró, en promedio, 7,64 mm/día en la fecha de enero y 10,74 mm/día en la fecha de marzo. En ambas fechas, esta cubierta evapotranspiró más que la arena (2,48 y 4,72 mm/día en pro-

medio, respectivamente en cada fecha). Se observa un efecto del ambiente en la respuesta evapotranspirativa de las cubiertas de arena y bosque ya que, en marzo, ambos aumentaron en la misma medida. En el agua, el componente transpirativo es nulo, aunque puede aumentar en cursos eutrofizados. La gran evaporación hace que, en esta cubierta, se encuentren los mayores valores de evapotranspiración (12,74 y 11,74 mm/día para la fecha de 2011 y 2017 respectivamente). Esto puede deberse a que no se encuentran resistencias al flujo del agua hacia la atmósfera por convección (Figura 2.10, ejes derechos).

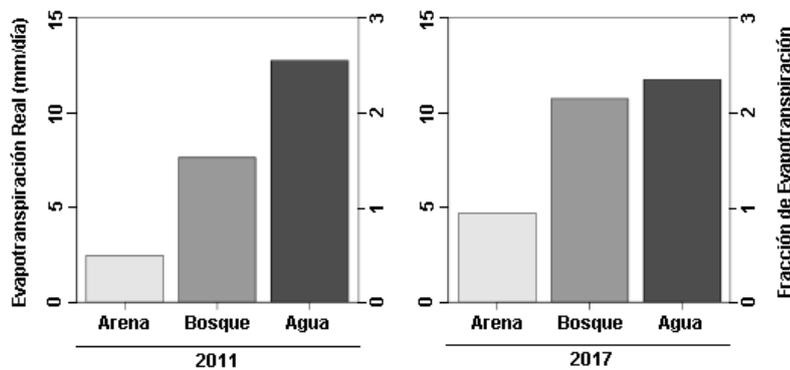


Figura 2.10: Evapotranspiración real y Fracción de Evapotranspiración para las cubiertas analizadas en la Aplicación 3 del modelo en las dos fechas analizadas

Para las mismas coberturas se analizaron los valores relativos de evapotranspiración en relación a la evapotranspiración de referencia, se utilizó el concepto de fracción de evapotranspiración ($FrET$) que es análogo al coeficiente del cultivo. Para la clase arena se observan los menores valores de $FrET$ promedio, 0,42 y 0,93 para las fechas de 2011 y 2017, respectivamente. Los valores de Kc promedio para la clase bosque fueron 1,29 y 2,10 (2011 y 2017) y para el agua 2,16 y 2,30, para las mismas fechas (Figura 2.10, ejes izquierdos).

2.6.4. Aplicación 4

Utilizando la imagen de Landsat 8 utilizada para la Aplicación 3, se analizaron las cubiertas que presentan cambios estacionales a lo largo del año, determinadas en un muestreo a campo realizado en marzo del año 2017. La mayoría de estas cubiertas corresponden a usos del suelo agrícola, con cultivos

que cambian todos los años. Las cubiertas analizadas corresponden a cultivos de maíz, soja, sorgo, alfalfa y pastizal natural. Para las poblaciones que componen el pastizal natural se encuentran numerosos géneros de gramíneas que generan el mayor aporte de biomasa forrajera, como *Stipa*, *Paspalum*, *Bouteloua*, *Bothriochloa*, *Sporobolus*, *Cynodon*, *Axonopus*, *Piptochaetium*, *Setaria*, *Schizachyrium* y especies de menor relevancia como las *Ciperáceas* (Burkart et al., 1999). Para cada una de las cubiertas, se evaluaron los valores de ETr , y sus valores de Kc asociados. Además se evaluó la relación entre la ETr y la temperatura superficial y el $NDVI$ para analizar si el modelo se ajusta más a los niveles de humedad del suelo que al vigor de la vegetación. La ubicación de los sitios relevados puede verse en la figura 2.11.

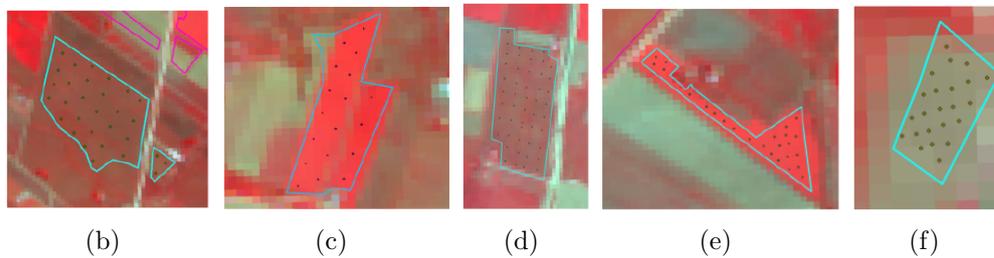
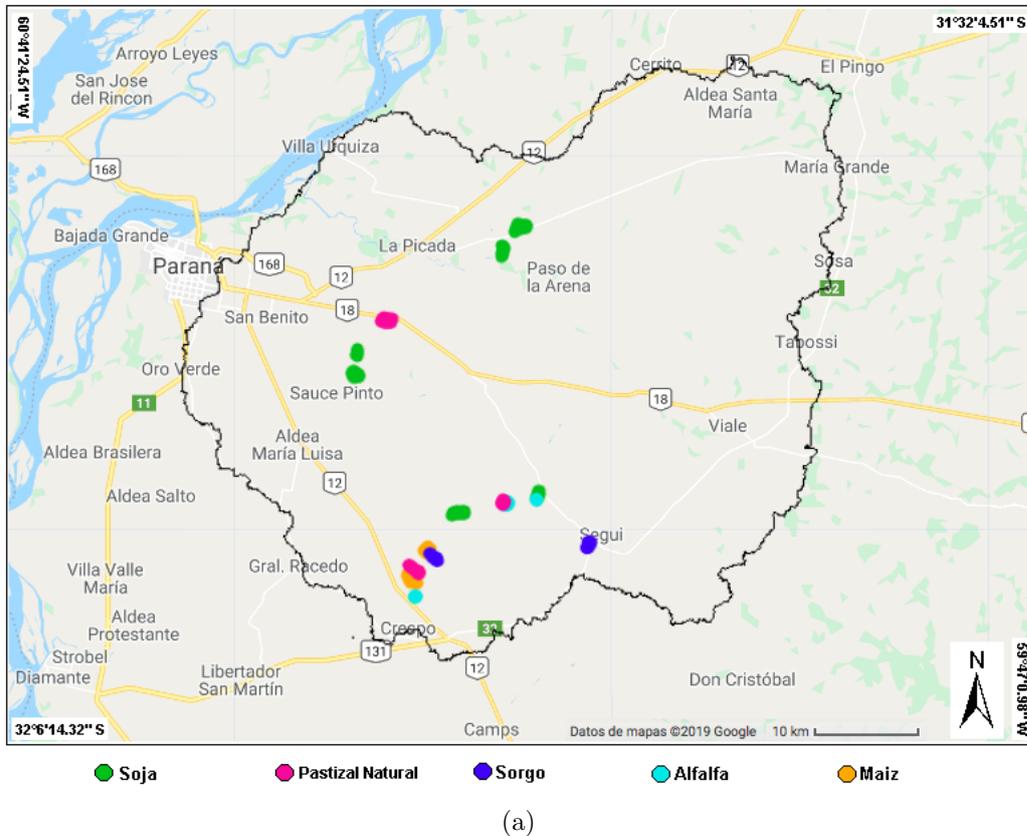


Figura 2.11: a) Ubicación de los sitios muestreados dentro del límite de la cuenca del Arroyo Las Conchas. b) Imagen en falso color compuesto (RGB:543) de un sitio con cultivo de Maíz, c) Soja, d) Pastizal Natural, e) Sorgo y f) Alfalfa.

Resultados de la Aplicación 4

Para los píxeles con cultivo de maíz, se observa una ET_r de 5,07 mm/día y un K_c promedio de 0,99. Analizando la distribución de los datos se observa que el 65% de los valores estimados se encuentran dentro del rango de los 4,4 y 5,6 mm/día. Para los píxeles con cobertura de Soja se observó una

evapotranspiración promedio de 6,39 mm/día y un Kc promedio de 1,25. Se observa que el 65 % de los valores estimados se encuentran dentro del rango de los 4,2 y 8,5 mm/día que corresponden a valores de Kc de 0,83 y 1,25. Para los píxeles con cobertura de Sorgo se observó una evapotranspiración promedio de 5,07 mm/día y un Kc promedio de 0,99. Se observa que el 65 % de los valores estimados se encuentran dentro del rango de los 2,66 y 7,5 mm/día que corresponden a valores de Kc de 0,52 y 1,48. Los píxeles con cobertura de Alfalfa mostraron una evapotranspiración promedio de 2,9 mm/día y un Kc promedio de 0,569. Se observa que el 65 % de los valores estimados se encuentran dentro del rango de los 0,88 y 4,87 mm/día que corresponden a valores de Kc de 0,17 y 0,95. Para las zonas muestreadas con cobertura de Pastizal Natural se observó una evapotranspiración promedio de 4,08 mm/día y un Kc promedio de 0,8. Se observa que el 65 % de los valores estimados se encuentran dentro del rango de los 0,00 y 8,93 mm/día que corresponden a valores de Kc de 0 y 1,75 (Figura 2.12).

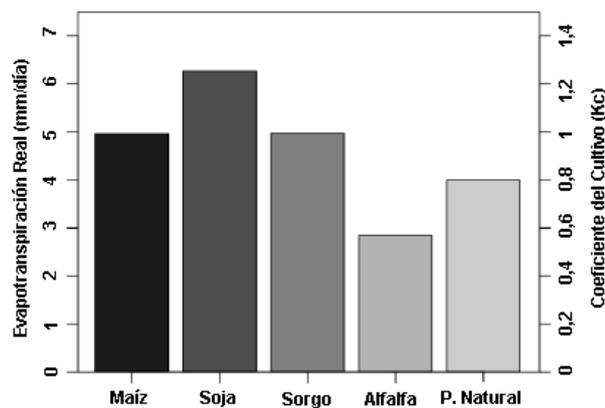


Figura 2.12: Evapotranspiración Real y Coeficiente del cultivo para las cubiertas analizadas en la Aplicación 4.

Analizando los datos de ETr estimados por el modelo para Maíz en función con la temperatura superficial se observa una relación negativa y con alto ajuste (R^2 ajustado=0,93 y valor-p=2,2e-16). Con respecto al NDVI, la relación entre las variables es menor, hasta el punto de no ser significativo el modelo de ajuste (R^2 ajustado=0,088 y valor-p=0,02)(Figura 2.13.a). Para el cultivo de Soja se observa una relación similar a la observada en maíz con respecto a la temperatura superficial (R^2 ajustado=0,97 y valor-p=2,2e-16) y al NDVI (R^2 ajustado=0,016 y valor-p=0,05) (Figura 2.13.b). Para Sorgo se observa una relación similar a la observada en maíz y soja con respecto a

la temperatura superficial (R^2 ajustado=0,983 y valor-p=2,2e-16) y al NDVI (R^2 ajustado=0,359 y valor-p= 9,798e-08)(Figura 2.13.c). Para Alfalfa se observa una relación similar a la observada anteriormente con respecto a la temperatura superficial (R^2 ajustado= 0,9783 y valor-p=2,2e-16) y al NDVI (R^2 ajustado=0,336 y valor-p= 2,871e-09) (Figura 2.13.d). La misma tendencia se observó en la cobertura de pastizal natural con respecto a la temperatura superficial (R^2 ajustado= 0,9379 y valor-p=2,2e-16) y al NDVI (R^2 ajustado= 0,3603 y valor-p= 6,845e-15) (Figura 2.13.e).

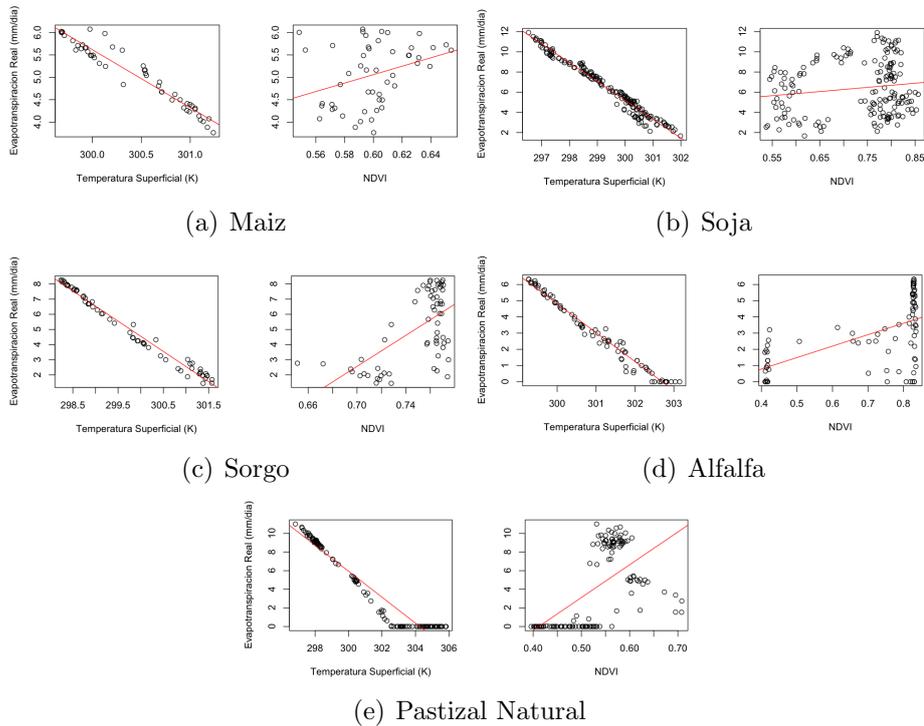


Figura 2.13: Gráficos de regresión lineal de Evapotranspiración Real vs Temperatura Superficial y NDVI para cada tipo de cultivo.

2.6.5. Discusión y Conclusión

En las aplicaciones anteriores se analizaron los resultados del modelo a medida que se ajustaba el modelo para procesar mayor cantidad de datos, subescenas más grandes. Se evidenció el potencial de la aplicación del método tanto para la primera aplicación en un pivot de riego como en sitios mayores de la cuenca del Arroyo Las Conchas. En la aplicación 1 se compararon los valores de ET_r estimados por el modelo comparados con los valores determinados con la ET_0 y el K_c teórico. Esta comparación estadística muestra

una buena concordancia entre los valores de ET_0 y la ETr estimada para las clases “Riego” y “Rastrojo”. Posteriormente, se aplicó el modelo a un área mayor ubicada en la Cuenca del Arroyo Las Conchas (Aplicación 2). El criterio de evaluación fue similar al de la aplicación 1 dando como resultado que los valores de evapotranspiración real obtenidos por el modelo guardan estrecha relación con las diferentes cubiertas encontradas en la imagen. Tal como se esperaba, en la clase cultivo hubo mayor evapotranspiración promedio que en la vegetación natural y, en esta última, más que en el suelo. Los valores de Kc obtenidos de la bibliografía guardan estrecha correspondencia con los parámetros estadísticos de las clases. Asimismo, se mejoró notablemente el tiempo de procesamiento lo cual es importante para analizar un mayor volumen de información permitiendo que se ingresen al sistema datos provenientes de otros satélites.

En la aplicación 3 se modifican los parámetros del modelo para procesar datos provenientes del satélite Landsat 8 y se comparan las clases que no son estacionales. Los resultados han sido satisfactorios y se encuentran dentro de los rangos esperados para cada tipo de cobertura. Los valores obtenidos muestran niveles de evapotranspiración de las cubiertas de arena menor que la de bosque, para ambas fechas y ambos sensores. Los valores obtenidos para la cubierta de agua, evaporación, muestran niveles similares y mayores a las dos cubiertas anteriores. Esto es esperable ya que en las superficies de agua libre no existen resistencias para que esta se evapore y pase a la atmósfera. Por último, se analizaron los resultados para cubiertas estacionales determinadas en un muestreo a campo (Aplicación 4). Para todas las cubiertas, el modelo muestra una mayor correlación con la temperatura superficial que con el NDVI. Esto indica que la respuesta evapotranspirativa depende mayormente de la condición hídrica del suelo que con el vigor de la vegetación en el momento que fue tomada la imagen. Los resultados obtenidos son aceptables, desde el punto de vista agronómico y desde el conocimiento ambiental. Esto ofrece la posibilidad de poder utilizar datos de colecciones históricas de satélites para evaluar los patrones de evapotranspiración pasadas, presentes y futuras.

Capítulo 3

Estimación Satelital de las Precipitaciones

3.1. Introducción

La información de precipitación es crítica para la comprensión del equilibrio hidrológico a diferentes escalas y para la comprensión de las interacciones complejas que existen entre los componentes del ciclo hidrológico. La lluvia, en combinación con otras condiciones ambientales (radiación, temperatura, humedad y viento), con las características de los suelos y de los cultivos, representa un factor principal en la producción agrícola. Es muy común observar en la literatura referencias a los efectos de los eventos meteorológicos extremos sobre la producción agrícola (Scarpati et al., 2008). Este interés se debe a la magnitud de las pérdidas económicas, por los inconvenientes con la planificación de las prácticas agronómicas y con las oportunidades de comercialización (Casas, 2001; Scarpati et al., 2002). La variabilidad temporal y espacial del agua precipitada condiciona la productividad potencial de granos y de pasturas (Brizuela et al., 2015). El conocimiento de la distribución temporal y espacial de la precipitación es crucial para mejorar el diagnóstico climático a partir de modelos de pronóstico del tiempo y del clima. También es importante para la gestión del agua en actividades de agricultura, generación de energía eléctrica, control de inundaciones y sequía (Adler et al., 2003).

Se hace evidente, por todo lo mencionado anteriormente, la necesidad de llevar adelante estudios que posibiliten comprender mejor la variabilidad espacial y temporal de las lluvias. Por eso, en la última década se incrementó notablemente la cantidad de estaciones meteorológicas que miden la precipitación en la provincia de Entre Ríos y en todo el país. Sin embargo, de

acuerdo a la apreciación de distintos meteorólogos y climatólogos argentinos, su densidad es insuficiente en todas las regiones del país. A esto último, debemos sumarle la dificultad de acceso a estos datos, los cuales son necesarios para elaborar pronósticos y sistemas de alarma (Celis and Forni, 2007). La Dirección de Hidráulica de Entre Ríos y la Bolsa de Cereales de Entre Ríos son los organismos (estatal y privado, respectivamente) que cuentan con redes de estaciones meteorológicas que miden principalmente precipitación y temperatura. También se lograron avances significativos en el desarrollo de productos de precipitación obtenidos por satélite. Con una mejor resolución espacial y temporal, de los sistemas satelitales y ajuste con mediciones pluviométricas, se logran estimaciones de precipitación disponibles para casi todo el globo en tiempo real o cercano (Brizuela et al., 2015). En nuestro país diversos autores han realizado investigaciones sobre las variaciones climáticas ocurridas durante el siglo veinte poniendo énfasis en la variabilidad interanual, cantidad, intensidad y número de días con precipitación (Hoffmann, 1988; Marino, 2007; Pérez, 2004). (Barros et al., 2002) encontraron que los patrones de circulación y precipitación, al sur de los 20° S, están asociados a anomalías de la temperatura del mar en el oeste de la región subtropical del Atlántico Sur en diferentes zonas de la Argentina. También se han hecho estudios relacionados al impacto de las anomalías en el régimen de lluvias para la producción de soja, de maíz en condiciones de sequía y sobre los eventos de sequía (Minetti et al., 2010, 2007; Penalba et al., 2007).

A nivel global, la atmósfera obtiene tres cuartas partes de su energía térmica de la liberación de calor latente por precipitación (Bianchi et al., 2005). Se estima que dos tercios de esta precipitación cae en la Zona tropical. Diferencias en patrones de lluvia a gran escala y su liberación de energía asociada en los trópicos, a su vez, afecta a toda la circulación global, como se manifiesta en el evento del Niño (Serrano Vincenti, 2016). La precipitación promedio es raramente observada, en cambio, varias temporadas de sequía suelen ser seguidas por uno o dos años de lluvias torrenciales trayendo como consecuencia inundaciones no deseadas. Lamentablemente, la precisión de los valores estimados por diferentes modelos satelitales propuestos en la literatura son muy variables. Esta variabilidad se deben a la falta de buenas medidas directas de la lluvia, así como la naturaleza altamente variable de los parámetros, espacial y temporalmente (Kummerow et al., 1998). La escasez de información de precipitación cuantitativa ha sido una de las causas que ha ralentizado las ciencias atmosféricas con impactos negativos en casi todas las ciencias de la tierra y sus aplicaciones, en especial para el estudio del ciclo hidrológico. Debido a que, en las zonas tropicales un 75 % de la tierra está cubierta por océanos, la precipitación global puede medirse satisfactoriamente solo desde el espacio (Kummerow et al., 1998).

Los satélites de microondas proveen buena información para relacionar a datos de precipitación medidos por higrómetros e higrógrafos por la naturaleza física de sus sensores. Por el contrario, los satélites con canales infrarrojos, por las características físicas de sus sensores, no disponen de buena información para realizar estimaciones pero sus datos están mayormente disponibles. Esta mayor disponibilidad se debe a la mayor revisita de los satélites ópticos meteorológicos dispuestos en órbitas geosincrónicas a diferencia de los radares que están en órbitas polares (Huffman et al., 1995). Los medidores terrestres de precipitación tienen diferentes problemas de muestreo ya que su distribución es deficiente para caracterizar con alta resolución la variable en estudio. Con estos instrumentos se genera una subestimación de las precipitaciones debido, principalmente, a los efectos del viento sobre los medidores (Legates and Willmott, 1990; Neff, 1977). Finalmente, los modelos de predicción meteorológica proveen una completa cobertura basándose en leyes físicas y parten de observaciones iniciales. El problema de estos modelos se encuentra en el hecho de que la ocurrencia de una precipitación no es únicamente dependiente de las condiciones iniciales medidas. Esto se debe a que existen muchos otros procesos físicos (advección, evaporación, etc), no incorporados a los modelos, que pueden manifestarse en la ocurrencia de lluvia. Todos estos posibles errores aleatorios, generan incertidumbre en las predicciones (Huffman et al., 1995).

La Misión de Medición de la Lluvia Tropical (TRMM) es una misión conjunta entre la National Aeronautics and Space Administration (NASA) de los Estados Unidos y la National Space Development Agency (NASDA) de Japón. Los objetivos de TRMM son medir la lluvia y el intercambio de energía (calor latente de condensación) de las regiones tropicales y subtropicales del mundo (Simpson et al., 1988). El producto 3B42 de esta misión satelital contiene una estimación de la precipitación (mm/hr) de sensores infrarrojos fusionados con microondas con una resolución temporal de 3 horas y una resolución espacial de 0.25 grados. Los instrumentos de precipitación primaria en TRMM son el sistema de radiómetro visible e infrarrojo (VIRS), el radar de precipitación (PR), y el TRMM Microwave Imager (TMI) (Barnes et al., 1997). El VIRS es un sensor similar a los Radiómetros Avanzados de Muy Alta Resolución (AVHRR) que vuelan desde 1978 en la constelación de naves espaciales de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA). Ambos sensores tienen longitudes de onda centrales y anchos de banda similares (Barnes et al., 1997). El radar de precipitación (PR), es un generador de imágenes de microondas que tenía las imágenes de mayor resolución de lluvia en el momento de su lanzamiento. Este instrumento permite capturar la estructura tridimensional de la tormenta sobre el océano y la tierra. Las distribuciones vertical y horizontal de la lluvia son los datos que

muchos usuarios desean para investigar la estructuras de las tormentas y los modelos de circulación global. Para obtener la estructura tridimensional de la nube el instrumento obtiene las intensidades de los ecos de radar y se convierte en tasas de lluvia (Iguchi et al., 2000). El TMI es un radiómetro pasivo de microondas de nueve canales basado en el *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I), que ha estado volando a bordo del *U.S. Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP) desde el 1987. Este sensor es un microondas pasivo de doble polarización de barrido cónico que funciona en 10.65, 19.4, 21.3, 37.0 y 85.5 GHz con una resolución espacial de aproximadamente 50 km a 10.65 GHz (Bindlish et al., 2003). Además cuenta con dos instrumentos relacionados a las precipitaciones y al clima, el sensor de energía radiante de la tierra y de las nubes (*Clouds and Earth's Radiant Energy System* (CERES)) y el sensor de imágenes de relámpagos (*Lightning Imaging Sensor* (LIS)) (Figura 3.1).

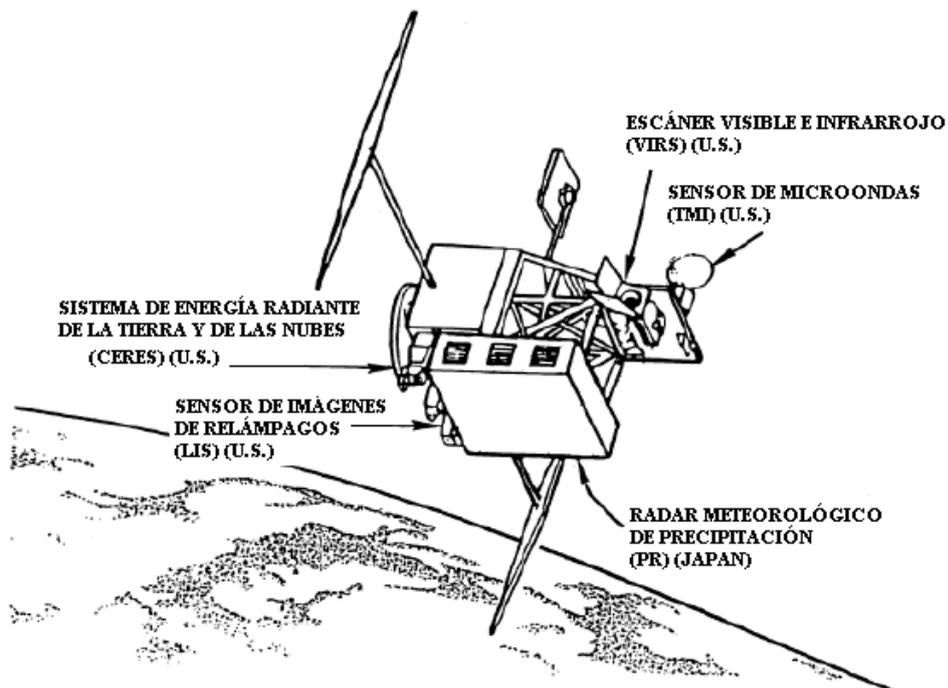


Figura 3.1: Instrumentos a bordo del TRMM.¹⁰

El segmento espacial de TRMM es un satélite que vuela en una órbita circular de 350 km con un ángulo de inclinación de 358°. Las estimacio-

¹⁰Extraído de Barnes et al. (1997)

nes del 3B42 se producen en cuatro etapas; (1) se calibran y combinan las estimaciones de precipitación de microondas, (2) se crean estimaciones de precipitación infrarroja utilizando el dato calibrado de microondas, (3) se combinan las estimaciones de microondas e IR y (4) se aplica el reajuste a datos mensuales (Huffman et al., 2007). Las precipitaciones del producto 3B42 TRMM han sido usados con buenos resultados en distintas partes del mundo (Chiu et al., 2006; Collischonn et al., 2008; Dinku et al., 2007; Islam and Uyeda, 2007; Su et al., 2008; Wilk et al., 2006) en estudios donde se comparan con valores in situ de lluvias observadas y, además, se ha documentado la asimilación de productos del TRMM en modelos hidrológicos (Casimiro et al., 2009). El satélite TRMM fue lanzado a fines de noviembre de 1997, con una vida útil de diseño de 3 años, aunque produjo más de 17 años de valiosos datos científicos y terminó de recopilar datos el 15 de abril de 2015 (ver <http://pmm.nasa.gov/trmm/mission-end>). El conjunto de datos TRMM se convirtió en el estándar espacial para medir la precipitación y condujo a investigaciones que mejoraron la comprensión de la estructura y evolución de los ciclones tropicales, las propiedades del sistema convectivo, las relaciones de los relámpagos, el clima y los impactos humanos sobre las precipitaciones. Los datos también respaldaron las aplicaciones operacionales, como el monitoreo de inundaciones y sequías y la previsión meteorológica (Wentz, 2015).

Motivado por el éxito del satélite TRMM, se lanzó, a principios de 2014, el observatorio de Medición Global de Precipitaciones (GPM) para explorar las características de la precipitación mundial de una manera más detallada y avanzada (Hou et al., 2014). En el marco de esta misión se ha creado un modelo integrado de recuperación de datos multi-satellite (IMERG) que sirve para intercalibrar, fusionar e interpolar todos los cálculos satelitales de precipitación obtenidos por diferentes fuentes. Este modelo de integración multisatélite está planificado para el período de actividad de TRMM y GPM en conjunto, y su cobertura se extiende a todo el mundo. Gracias al modelo IMERG se puede compensar el limitado muestreo que realizan los satélites de órbita terrestre baja (LEO) con las estimaciones de satélites infrarrojos de órbitas geocíncricas (GEO) (Huffman et al., 2015). Otro enfoque es el que se describe en el análisis de precipitación mensual del Proyecto de Climatología de Precipitación Global (GPCP). El GPCP ha existido por más de veinte años como parte de la actividad del Global Energy and Water Cycle Exchanges (GEWEX) bajo el Programa Mundial de Investigación del Clima (WCRP) dedicado a producir análisis comunitarios de la precipitación global (Adler et al., 2003). El producto mensual del GPCP (de 1979 al presente) es el análisis principal de este proyecto y se utiliza como una restricción en productos de resoluciones temporales más finas. Este producto se utili-

za ampliamente en la comunidad científica para el análisis de precipitación regionales y mundiales (Huffman et al., 2001; Xie et al., 2003). Recientemente, Villanueva y colaboradores realizaron una evaluación de diferentes productos de precipitación basados en información satelital en latinoamérica (entre ellos TRMM 3B42v7, TRMM 3B42RT, CHIRPSv2, CMORPHv1, PERSIANN-CDR, MSWEPv2) y concluyeron que la validación con datos pluviométricos de la zona de estudio es necesaria (Villanueva et al., 2017). En este capítulo se presenta una metodología que permite automatizar la descarga de series temporales de datos de precipitación de TRMM desde la plataforma *Google Earth Engine* sin tener que descargar grandes colecciones de datos satelitales. Además, se validaron los datos obtenidos con una serie de datos históricos de una estación meteorológica del INTA ubicada en la cuenca de estudio.

3.2. Obtención de Datos del TRMM

Los datos históricos de precipitación para el área de estudio -Cuenca del Arroyo Las Conchas- fueron obtenidos a partir del producto 3B42 provisto por la TRMM. Se generó un sistema experto utilizando la API *Google Earth Engine*. Esta plataforma permite disponer de datos, algoritmos y potencia de computo desde cualquier *browser* en forma *online*, reduciendo la complejidad y el costo de análisis de datos geospaciales. Los algoritmos, que se pueden desarrollar empleando JavaScript, son altamente interactivos y georeferenciados. El sistema experto propuesto permite obtener y visualizar colecciones de datos para diferentes ventanas de tiempo seleccionadas, generar gráficos temporales de precipitación y exportar los datos en formato “csv” (ver script)

```

1
2 //=====
3 //====SCRIPT GENERACION DATOS PRECIPITACION=====
4 //=====
5
6 // Visualización de la Colección en la Consola
7 // Generación de una capa fc circular de radio igual a 10000
   mts cuyo centro se ubica en la localización de la estación
   meteorológica del INTA de Oro Verde
8
9 var fc=ee.Geometry.Point(-60.499,-31.8263).buffer(10000);
10 Map.centerObject(fc,10);
11
12 // Genera una colección de imágenes del producto 3B42 para
   una ventana de tiempo filtradas por el área definida
   anteriormente
13

```

```

14 var collection = ee.ImageCollection('TRMM/3B42')
15 .filterDate('2000-01-01','2000-04-01')
16 .filterBounds(fc);
17 print(collection);
18
19 // Generar una variable median que es la media de la
    precipitación para la ventana de tiempo de la colección
    obtenida anteriormente. Luego la función clip recorta la
    variable anterior al área definida para su visualización
20
21 var media = collection.mean();
22 var imagen = media.clip(fc);
23 Map.addLayer(imagen);
24
25 // Generar un gráfico de evolución temporal para la colección
    generada
26
27 var TRMMchart = ui.Chart.image.series({
28 imageCollection: collection.select('precipitacion'),
29 region: fc,
30 reducer: ee.Reducer.mean(),
31 scale: 30
32 })
33 .setOptions({
34     title:'',vAxis:{title:'precipitación (mm/hr)'}
35 });
36
37 // Mostrar el gráfico en la consola
38
39 print(TRMMchart);

```

En la Figura 3.2, se presenta un gráfico conceptual en UML (Unified Modelling Language), que muestra el procesamiento distribuido para la ejecución de esta propuesta para la plataforma *Google Earth Engine* (GEE). Se destaca un bloque de procesamiento por parte del usuario, otro del lado del servidor y la presencia de un objeto Proxy que tiene como función, vincular los requerimientos de proceso en el servidor ocultando los detalles de la comunicación. El primer paso consiste en definir una geometría, en nuestro caso particular, un área circular de 10 km con centro prefijado por coordenadas de latitud y longitud en la proyección WGS 84 (EPSG: 4326). Luego se crea una colección de imágenes utilizando el catálogo de la TRMM, filtra por fecha y delimitada espacialmente por la geometría circular definida previamente. Por último se crea un gráfico lineal (chart) que trabaja con la banda de precipitación de la TRMM y con un objeto “Reducer” en el lado del servidor, el cual genera un dato resumen (promedio) para cada imagen.

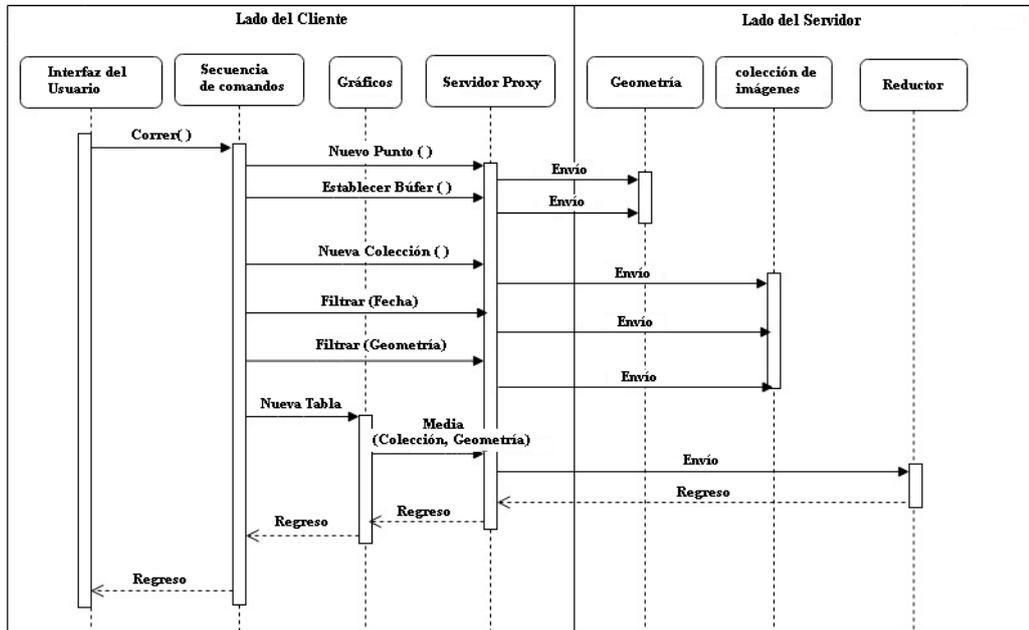


Figura 3.2: Gráfico conceptual en UML (Unified Modelling Language) que muestra el procesamiento distribuido en el que se basa *Google Earth Engine*, para ejecutar el script propuesto (<http://www.uml.org/>).

Utilizando el sistema experto se analizó un set de datos con la información de precipitaciones en un período de tiempo de 16 años que componen el período 2000-2015. Se extrajeron registros cada 3 horas, es decir 8 mediciones por día, componiendo un set de datos anual de 2.904 valores, sumando un total de 46.464 datos para el período seleccionado. En la Figura 3.3 se presentan gráficamente la distribución anual de las precipitaciones horarias obtenidos a partir de la TRMM para el período 2000-2015. Para comparar los valores horarios del catálogo de la TRMM con los valores diarios registrados en la estación meteorológica se debió en primer lugar multiplicar el dato del producto 3B42 por un escalar igual a 3 ya que ésta es la separación temporal en horas que hay entre registros sucesivos y posteriormente sumar los registros del mismo día.

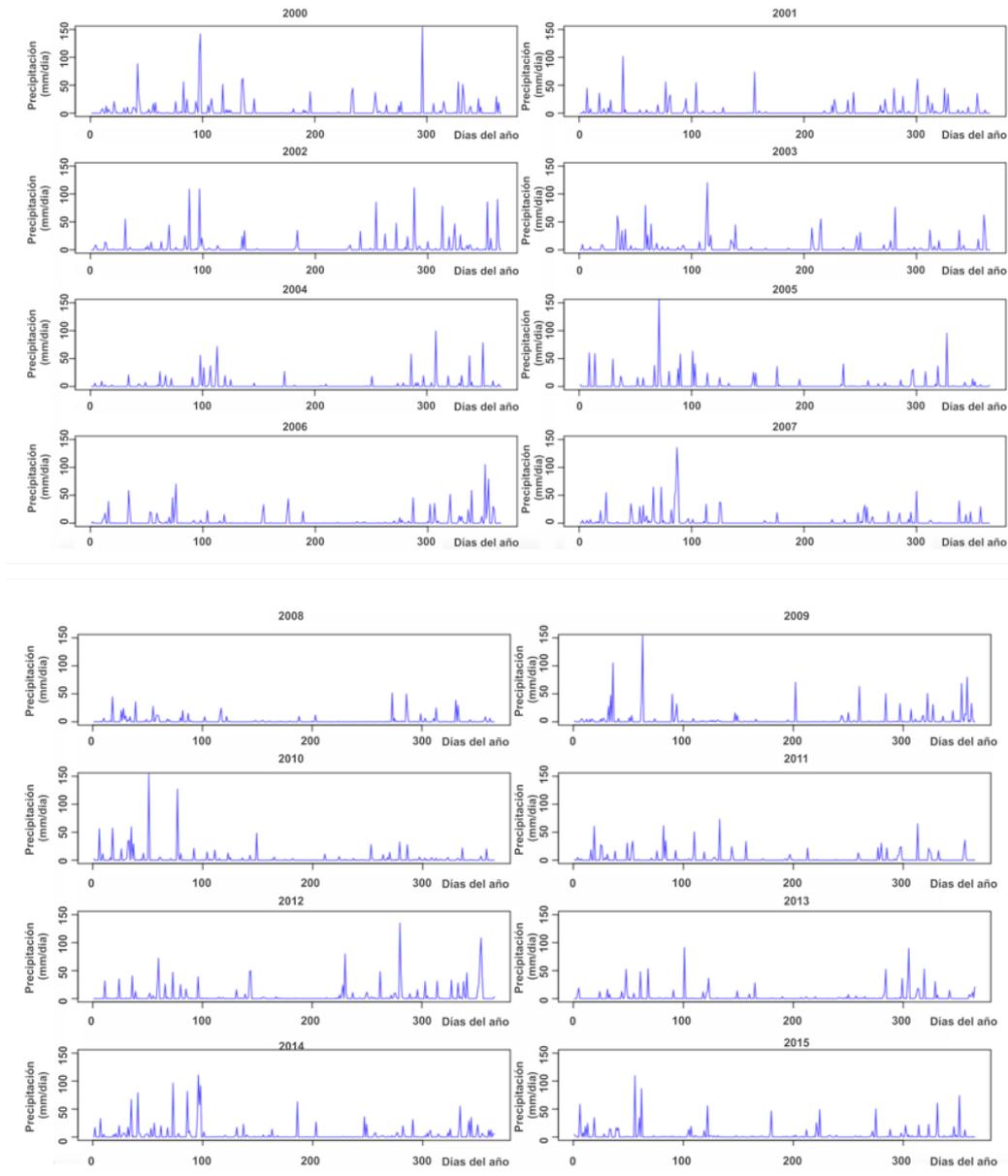


Figura 3.3: Gráficos de distribución anual de las precipitaciones diarias obtenidos a partir de la TRMM para el período 2000-2015.

3.3. Validación de los datos TRMM

El set de datos de validación de la precipitación del producto 3B42/TRMM consiste en 16 años de medición pluviométrica diaria (del 01/01/2000 hasta

el 31/12/2015) realizada en estación meteorológica. Estos datos fueron medidos en la Estación Experimental Agropecuaria (E.E.A.) del INTA de Oro Verde, ubicado dentro del departamento de Paraná, Provincia de Entre Ríos. Para el registro del régimen pluvial, el observatorio posee un pluviómetro tipo "B", el cual es el adoptado por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y por la red de Observatorios del INTA. Luego de generar el set de datos se probó el nivel de ajuste del sensor satelital a las mediciones terrestres a través de regresiones lineales para valores diarios, mensuales y anuales. En la figura 3.4 se visualizan los valores acumulados de precipitación anual para cada tipo de fuente.

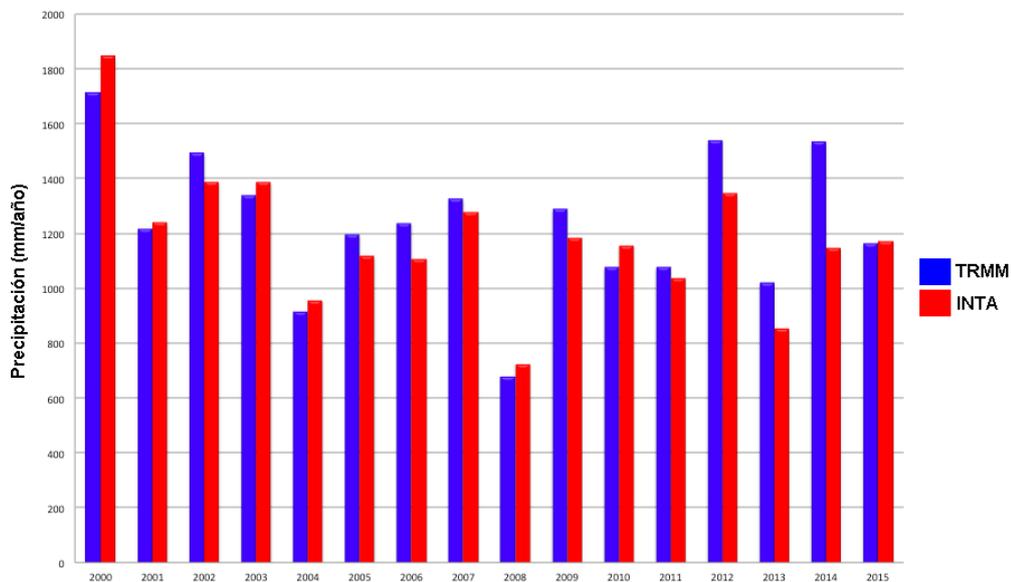


Figura 3.4: Precipitación acumulada anual obtenida de la estación meteorológica y de datos TRMM.

Comparando valores anuales se observa un patrón similar en la evolución de ambas fuentes, sin embargo, pueden verse años donde las diferencias son mayores. La diferencia absoluta promedio es de 8,47 mm anuales siendo el año 2014 el de mayores diferencias con 32 mm (Figura: 3.4). A pesar de las diferencias que pueden observarse, el diagrama de dispersión muestra un buen ajuste entre los datos anuales estimados por la TRMM y los datos medidos en la estación meteorológica del INTA Paraná (Figura 3.5). Las medidas de ajuste de dicha regresión pueden visualizarse en el cuadro 3.1

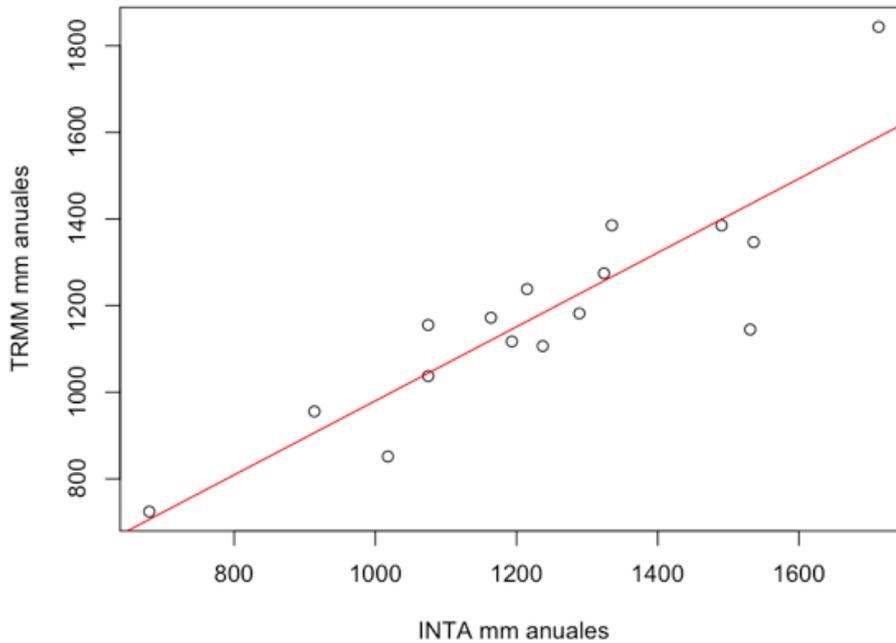


Figura 3.5: Diagrama de dispersión de la precipitación anual estimada por TRMM versus la medida en la Estación meteorológica del INTA Paraná, ubicada en Oro Verde, Provincia de Entre Ríos.

R	R^2	R^2 Ajustado	Error Estándar	F	G.L.
0,876	0,767	0,751	129,568	46,133	15

Cuadro 3.1: Medidas de ajuste de la regresión lineal entre los datos estimados por la TRMM y los datos medidos por el INTA Parana para valores anuales.

La precipitación mensual promedio también muestra una relación estrecha entre las estimaciones del producto 3B42/TRMM y los datos pluviométricos. Según las dos fuentes de información, el mes que registra mayores precipitaciones promedio es marzo con 182,84 mm y 172,24 mm (TRMM e INTA respectivamente). El mes con menores registros es Julio y también coincide para ambas fuentes con valores de 28,64 mm y 24,36 mm (TRMM e INTA). Independientemente de la fuente, la etapa del año correspondiente a las estaciones de primavera/verano son las que acumulan la mayor parte de las precipitaciones, aproximadamente el 80 % (Figura: 3.6).

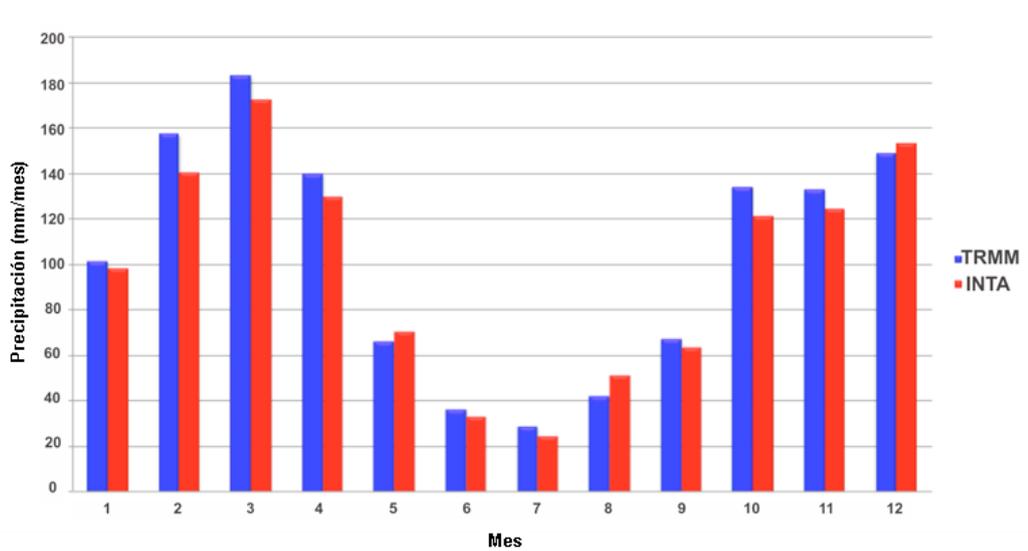


Figura 3.6: Precipitación mensual promedio para datos TRMM e INTA.

En el siguiente gráfico compuesto se muestra la evolución en el tiempo de las dos variables para cada año del período analizado por separado. En esta figura puede verse que en algunos años las curvas se superponen en su totalidad y en otros se encuentran diferencias visibles (Figura: 3.7). Como puede verse en la figura anterior, se encuentran distintos niveles de superposición de las curvas generadas con el set de datos del producto TRMM y el set de datos de validación. El año donde los datos muestran mayor similitud es el 2003, donde se obtiene un valor de ajuste de 0,988. Los menores valores de ajuste entre ambas variables se encuentran en los años 2002 y 2008 con ($R^2 = 0,66$ y $R^2 = 0,42$, respectivamente). En la siguiente tabla pueden verse las medidas de ajuste estadístico entre las variables para cada año estudiado (Cuadro 3.2).

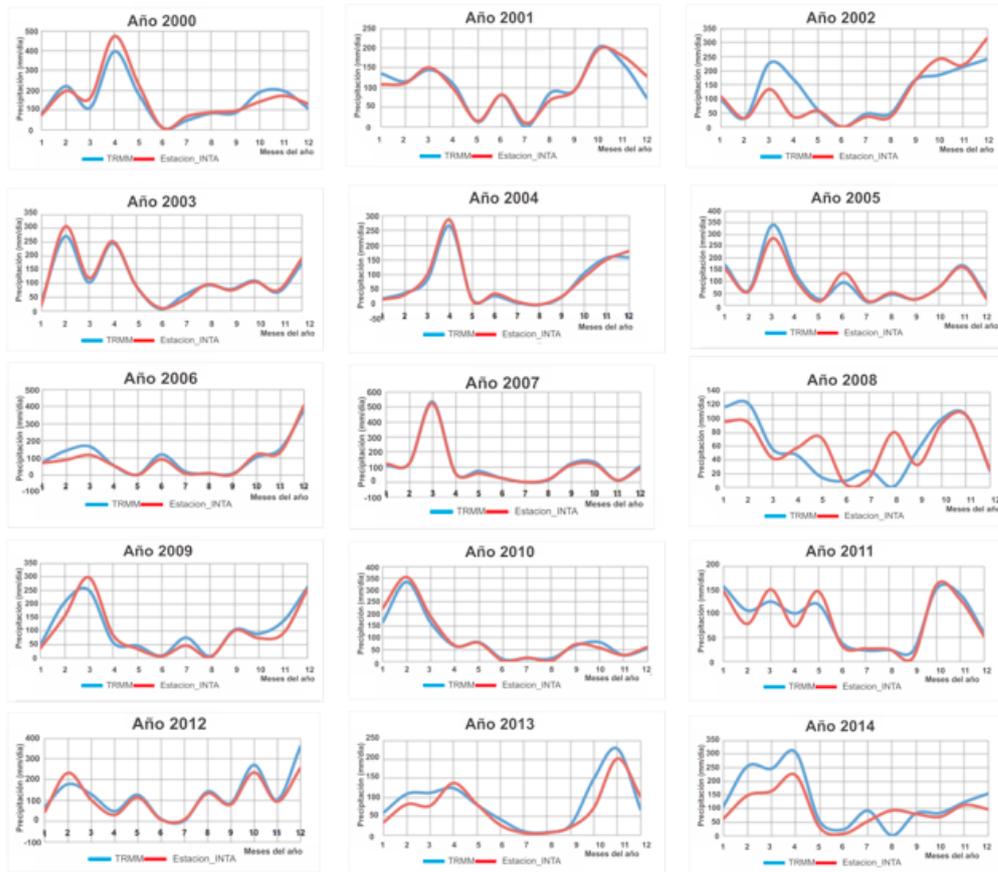


Figura 3.7: Diagramas de evolución anual de la precipitación mensual estimada (TRMM) y medida (INTA) para cada año desde el 2000 hasta el 2015.

Año	R	R^2	R^2 Ajustado	E.E	F	G.L
2000	0,958	0,917	0,909	31,090	110,413	11
2001	0,934	0,873	0,860	21,681	68,4320	11
2002	0,831	0,691	0,660	49,595	22,3310	11
2003	0,994	0,988	0,987	9,2990	809,976	11
2004	0,993	0,986	0,985	9,9570	727,801	11
2005	0,978	0,957	0,953	20,323	223,747	11
2006	0,976	0,952	0,948	4,110	199,710	11
2007	0,998	0,997	0,996	8,7090	2916,173	11
2008	0,689	0,475	0,422	33,890	9,04600	11
2009	0,957	0,916	0,908	26,825	109,216	11
2010	0,986	0,972	0,969	16,323	345,781	11
2011	0,953	0,909	0,900	16,702	99,6460	11
2012	0,945	0,892	0,881	35,780	82,7760	11
2013	0,902	0,814	0,795	28,985	43,7460	11
2014	0,883	0,780	0,757	47,197	35,3540	11
2015	0,895	0,801	0,781	24,957	40,3100	11

Cuadro 3.2: Medidas de ajuste de la regresión lineal entre TRMM e INTA para valores mensuales.

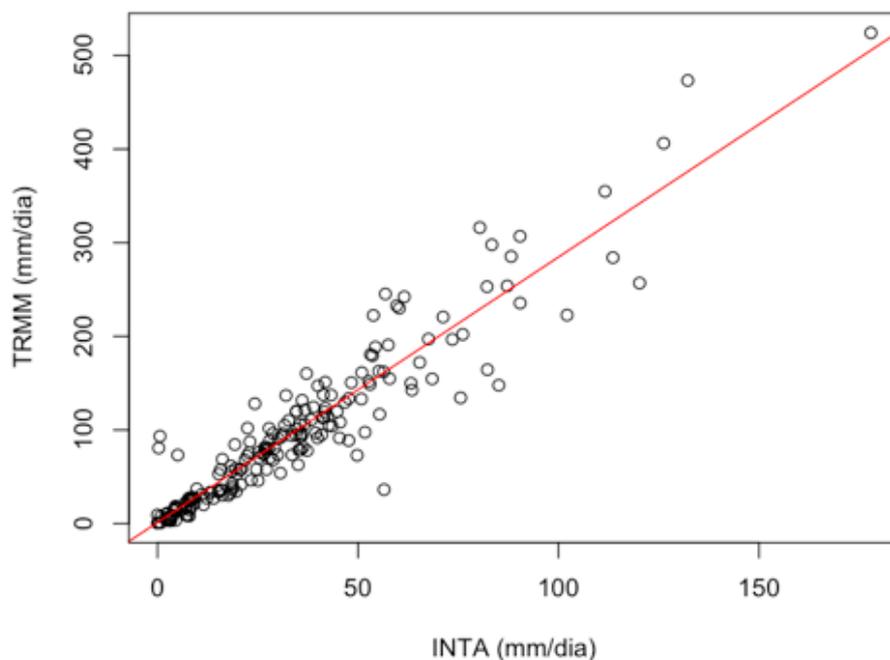


Figura 3.8: Diagrama de dispersión de la precipitación diaria estimada por TRMM versus la medida en la Estación INTA Paraná ($R^2 = 0,88$)

Por último, se analizaron los valores diarios obtenidos mediante sensoramiento remoto en comparación con los datos pluviométricos de la estación terrestre obteniéndose un ajuste de 0,879 (Figura 3.8).

R	R^2	R^2 Ajustado	Error Estándar	F	G.L.
0,938	0,88	0,879	129,568	30,107	5839

Cuadro 3.3: Medidas de ajuste de la regresión lineal entre los datos estimados por la TRMM y los datos medidos por el INTA Parana para valores anuales.

3.4. Discusión y Conclusión

La metodología propuesta permite automatizar la descarga de datos de precipitación a escala global para cualquier sitio de interés a partir del uso de información satelital y herramientas geospaciales de acceso libre. Esto permite el análisis histórico de patrones de comportamiento de la precipitación en una zona de interés. La validación de las series temporales de precipitación con datos medidos in situ en estaciones pluviométricas permiten utilizar la información satelital como variable de entrada de modelos hidrológicos

cuantitativos. Por otro lado, se pudo comprobar que la herramienta utilizada, *Google Earth Engine*, es de gran utilidad en el área de la hidrología ya que presenta baja dificultad operativa, posee una amplia librería de imágenes disponibles y permite el procesamiento en la nube. Se espera que este procedimiento pueda aplicarse a regiones de difícil acceso en cuencas extensas y poco pobladas del territorio Argentino donde los datos de estaciones meteorológicas son escasos o poseen poca historia. Además, el uso de esta información es necesaria para la caracterización del régimen hídrico en el contexto de cambio climático. Los resultados de las pruebas estadísticas muestran una estrecha correlación entre las variables medidas y estimadas, estas correspondencias pueden verse en los valores diarios, mensuales y anuales. Se concluye que es posible utilizar el producto 3B42 de la misión TRMM para tener datos pluviométricos en lugares donde no se encuentran estaciones meteorológicas disponibles, para la región de estudio. A partir de este conocimiento, pueden redefinirse las zonificaciones que se utilizan para decidir fechas de siembra, tipos de cultivos, variedades y grupos de madurez, entre otras variables agronómicas.

Capítulo 4

Estimación Satelital del Balance Hídrico Superficial

4.1. Introducción

Como se mencionó anteriormente con el advenimiento de la tecnología satelital y el notable desarrollo de medios computacionales cambiaron las condiciones para los investigadores dedicados al estudio del ciclo hidrológico. En esta época, se pueden generar optimizaciones a los modelos hidrológicos que previamente han sido generados con limitantes de datos (Margulis et al., 2006). A su vez, el cambio climático impactará sobre los regímenes de precipitaciones y temperaturas afectando la disponibilidad y demanda de agua de los cultivos. Para América del Sur, se evalúa la posibilidad de tener períodos de intensas lluvias con el consecuente anegamiento del suelo, y no se descarta la ocurrencia de déficit hídrico durante el ciclo de los cultivos de invierno (Miralles and García, 2014). Las aplicaciones de información remota en hidrología son innumerables, en particular en la determinación de variables de superficie. Sin embargo, una cantidad menor modelos fueron hechos para investigar la relación del agua superficial con el agua subterránea y la humedad del suelo (Ferreira et al., 2012). Se espera que el modelo de balance hídrico satelital presentado en esta tesis sirva para reconstruir los términos del ciclo hidrológico pasado y presente a niveles de píxel. Y que este conocimiento sirva para pronósticos y proyectos de mitigación de los problemas hidrológicos.

Desde el punto de vista biológico, un “estrés” es un factor ambiental capaz de producir una deformación potencialmente nociva para un organismo. La deformación es la respuesta, a escala funcional, al estrés hídrico para minimizar su efecto (Bacon, 2004). Esta respuesta puede originar una deformación

elastica, al desaparecer el estrés se puede volver al estado inicial, y una deformación plástica, persiste a pesar de que el estrés desaparezca (Levit, 1980). Los efectos de la sequía sobre la vegetación han sido estudiado desde diferentes aspectos. Pueden mencionarse los análisis sobre los rasgos ecofisiológicos más característicos como el intercambio gaseoso, la conductividad hidráulica o el potencial hídrico durante los períodos más secos del año o la supervivencia de los individuos (Valladares et al., 2004). La escasez de agua está siendo un problema mundial en zonas agrícolas de regadío y de secano, por eso, es importante realizar un manejo hidrológico eficiente para hacer sostenible al sistema (Ferreles and Villalobos, 2016). Para ello es necesario conocer las necesidades hídricas de los cultivos y la respuesta de la vegetación y del suelo al déficit hídrico (Ríos, 2017). En esta tesis doctoral se propone una metodología para evaluar estas variables en las condiciones reales en las que crece la vegetación.

La reducción de la transpiración depende de la cantidad de agua disponible en el suelo, para analizar esto se requiere del cálculo de un balance diario de humedad para la zona radicular del suelo (Huber et al., 1985). La lluvia, el riego y el ascenso capilar del agua subterránea son procesos que añaden agua a la zona radicular y disminuyen el agotamiento de la humedad. Por otra parte, los procesos de evaporación, transpiración del cultivo y las pérdidas por drenaje hacia los acuíferos remueven agua de la zona radicular y hacen descender la humedad del suelo (Allen, 2006). Para un período de tiempo dado, un modelo matemático conceptual para la variación del almacenamiento, expresado en unidades de profundidad (mm), puede expresarse de la siguiente manera (Gaspari and Senisterra, 2016):

$$\Delta Alm = (P + R + AF) \pm Es - G - E - T \quad (4.1)$$

ΔAlm = Variación en el almacenamiento

P = Precipitación

R = Riego

Es = Escorrentía de superficie

G = Flujo de agua subterránea

E = Evaporación

T = Transpiración

AF = Ascenso Freático

El coeficiente de escorrentía se puede definir como la relación Es / P para cualquier cuenca hidrográfica e indica la proporción de las precipitaciones que se irá finalmente de la cuenca (González et al., 2017). Si los ingresos superan

a los egresos, toda o parte del agua excedente puede acumularse en el perfil de suelo explorado por el cultivo, generando una variación de almacenaje (ΔAlm) positiva. Si esto ocurre, habrá un incremento en las reservas de agua de la cuenca con aumento en los niveles de lagos, embalses o acuíferos. Por el contrario, si ΔAlm disminuye, existe una extracción de agua del perfil que generará un descenso de la humedad del suelo (Bedient et al., 2008).

El anegamiento consiste en la presencia en exceso de agua en el suelo en donde se desarrollan las raíces de las plantas y es consecuencia de la sustitución prolongada de la fase gaseosa del suelo por una fase líquida. El efecto negativo del anegamiento para las plantas se asocia principalmente a la disminuciones en la concentración de oxígeno en suelo (Pardos, 2004). En esta condición, la respiración de las raíces y los microorganismos aeróbicos agotan rápidamente el oxígeno, el suelo se vuelve hipóxico y luego anóxico en pocas horas, induciendo una serie de alteraciones metabólicas, fisiológicas y morfológicas en las plantas relacionadas con su supervivencia bajo condiciones anaeróbicas. Las condiciones de anoxia debido a anegamiento causan también el cierre estomático, reducciones en la concentración de CO_2 de las hojas y, consecuentemente, una disminución en la tasa de fotosíntesis, reduciendo la biomasa del cultivo y por ende el rendimiento (Miralles and García, 2014). Por los motivos mencionados, la economía del agua del suelo en la zona de la raíz es un determinante crítico de la actividad biológica de las plantas. La determinación del balance hídrico, en esa región, depende de la intensidad del agua precipitada, y eventualmente regada, que entra en el suelo a través de la superficie y queda almacenada. El balance hídrico en la capa superficial del suelo se calcula en los modelos de cultivo para evaluar los efectos en el rendimiento de los eventos de anegamiento y sequía (Ritchie, 1998).

Dentro del ciclo hidrológico, las mediciones y estimaciones del Balance Hídrico son importantes para comprender la contribución del vapor de agua desde la cubierta terrestre, que se va por evapotranspiración, a la troposfera, pasando a ser vapor de agua precipitable (Larsen et al., 2018). La ecuación de Equilibrio Hidrológico es una expresión muy simple, aunque la cuantificación de sus términos es normalmente compleja por la falta de medidas directas y por la variación espacial de la evapotranspiración, de las precipitaciones y de las variaciones del agua almacenada en la cuenca (Llorens García, 2003). En esta tesis doctoral se observa el aporte de las tecnologías de observación satelital sumada a mediciones meteorológicas para determinar este parámetro. Esto conducirá a tener una herramienta que permita mejorar la comprensión de la sensibilidad e importancia del uso de la tierra ante cambios en los patrones de precipitación en la región. La evapotranspiración real representa la capacidad de una planta para fijar el carbono y la disponibilidad simultánea de energía y agua. Se ha encontrado que la producción primaria neta se co-

rrelaciona positivamente con la evapotranspiración real y negativamente con el déficit hídrico (Lieth, 1975; Rosenzweig, 1968). Otros modelos de balance consideran el drenaje de agua fuera de la zona de la raíz, por las fuerzas de la gravedad, o la escorrentía superficial del agua que no ingresa a la superficie, aunque este tiene menos peso en zonas de llanura (Ritchie, 1998).

Aunque la evapotranspiración es el segundo término en importancia en un balance hidrológico (después de la precipitación), o el primero en regiones áridas y semiáridas, en la actualidad no existe una metodología para medirla a escala de cuenca. Si bien redes de medida de flujos como la FLUXNET proporcionan medidas en continuo de la evapotranspiración real, sus resultados no son directamente utilizables a escala de cuenca al ser necesario extrapolarlos espacialmente (Baldocchi et al., 2001; Beven, 2001). Por estos motivos la práctica más común en hidrología es determinar la evapotranspiración real a partir de las medidas de precipitación y caudal. Con este método todos los errores en el cálculo del balance de agua se incluyen en el término evaporativo. La utilización de sensores remotos ha abierto amplias expectativas en hidrología (Engman et al., 1991), y concretamente en la estimación de parámetros relacionados con la humedad del suelo y la evapotranspiración, de todos modos en la actualidad las estimaciones obtenidas con estos sensores tienen un grado importante de incertidumbre (Franks and Beven, 1997), que podría posiblemente mejorarse con nuevas aplicaciones y/o sensores complementados con medidas en tierra como las obtenidas con las nuevas técnicas del escintilómetro o del Raman-Lidar (por ej. (Chehbouni et al., 2000; Eichinger et al., 2000)).

4.2. Resultados

En esta sección se generaron datos de balance hídrico para la aplicación 2 y para la aplicación 4 del modelo de evapotranspiración real. A partir de los datos obtenidos en la Aplicación 2 se generaron sets de datos de balance hídrico diario para las coberturas “Cultivo +”, “Cultivo -”, “Vegetación Natural +” y “Vegetación Natural -” analizadas en la Sección 2.6.2. Para esas mismas coberturas se reconstruyeron balances hídricos mensuales tomando como supuesto que la fracción de evapotranspiración (análogo al K_c) se mantiene constante a lo largo del mes. Siguiendo este supuesto, se generaron valores de ET_r diarios que componen el set de datos mensual. Para ello se multiplicó la ET_0 , que es dato meteorológico, por los K_c promedio de cada clase obtenidos por el modelo. El mismo procedimiento se llevó a cabo para generar balances hídricos diarios y mensuales para cada tipo de cubierta analizada en la aplicación 4 (Sección: 2.6.4). Este supuesto fue adoptado a fines prácticos,

para poder reconstruir el balance hídrico mensual. Sin embargo, difícilmente esto ocurra en el sistema suelo-planta-atmósfera debido a la evolución del estado fenológico vegetal y a los posibles cambios en la humedad del suelo. Además, existe un interrogante a desvelar que pone en duda este supuesto, este se refiere a lo que pasa con la tasa de evapotranspiración en días de lluvia. Este problema no se podrá resolver utilizando el modelo presentado en esta tesis ya que el mismo está hecho para ser utilizado sobre imágenes ópticas. Este tipo de imágenes tienen la limitante de obstruirse cuando una nube se interpone entre la superficie del suelo y el sensor satelital. De esto se desprende un interrogante que motiva nuevas investigaciones y, para obtener información sobre este fenómeno, se evaluará la sinergia entre los datos ópticos y los provistos por radares de microondas de resolución media (ej. proveniente del satélite Argentino SAOCOM).

4.2.1. Balances Hídricos para la Aplicación 2 del Modelo de Evapotranspiración

Debido a que en la fecha analizada (2011/01/23) no se registraron precipitaciones, el balance hídrico de las 4 cubiertas mostraron registros negativos. Sin embargo, los mayores déficit se observaron para la clase “Cultivo +” y “Cultivo -”. Las cubiertas naturales han mostrado menores niveles de déficit hídrico ya que muestran menores niveles de evapotranspiración. Para la clase “Cultivo +” el nivel de déficit fue de -7,5 mm, para “Cultivo -” fue -5,5 mm, -3,9 mm y -1,74 mm (para “Vegetación Natural +” y para “Vegetación Natural -” respectivamente) (Figura: 4.1).

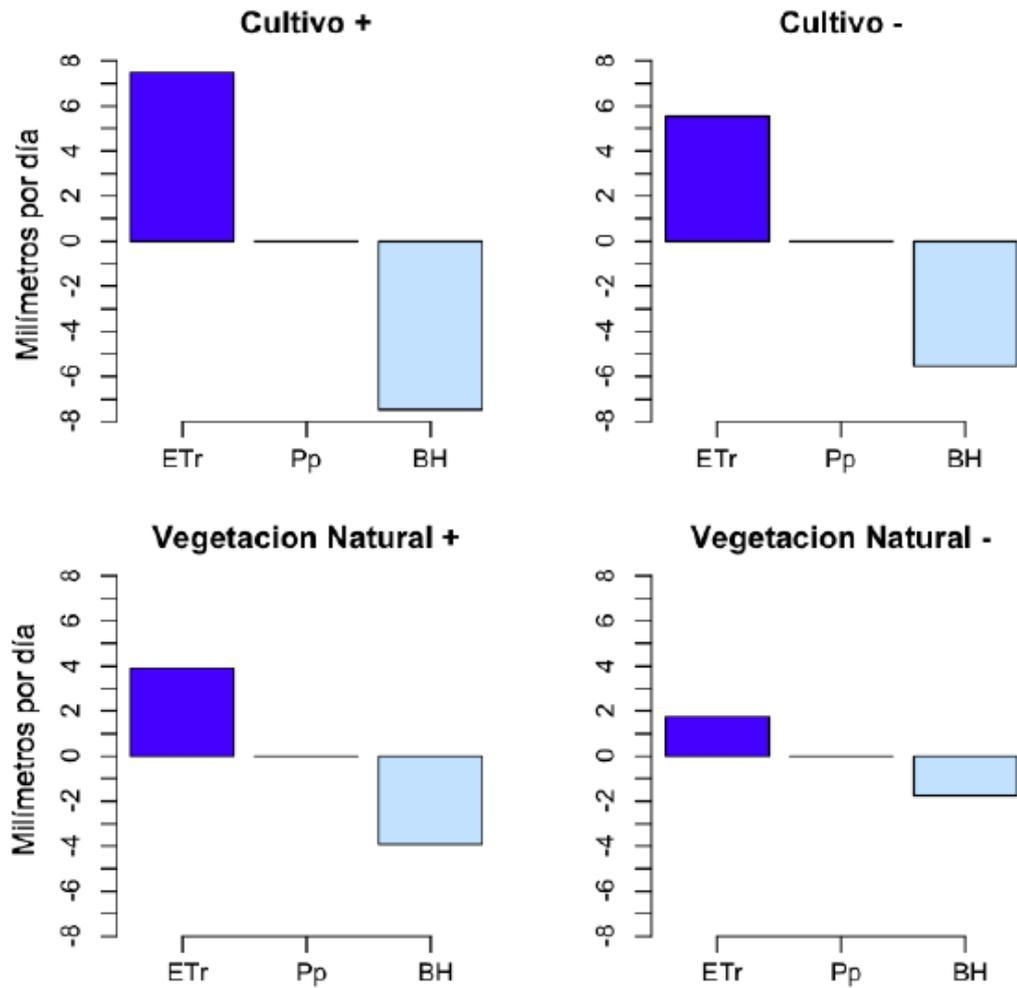


Figura 4.1: Gráficos de Balance Hídrico para la fecha 2011/01/23 para las coberturas analizadas en la Aplicación 2 del modelo (Subsección: 2.6.2).

Posteriormente, se reconstruyó la marcha diaria del balance hídrico para el mes analizado tomando como supuesto que, durante ese mes, la fracción de evapotranspiración es constante. En la figura 4.2 se muestran los resultados de dicha reconstrucción como una marcha mensual de los cálculos diarios. En ellos se puede visualizar los días donde se registran déficit y excesos hídricos.

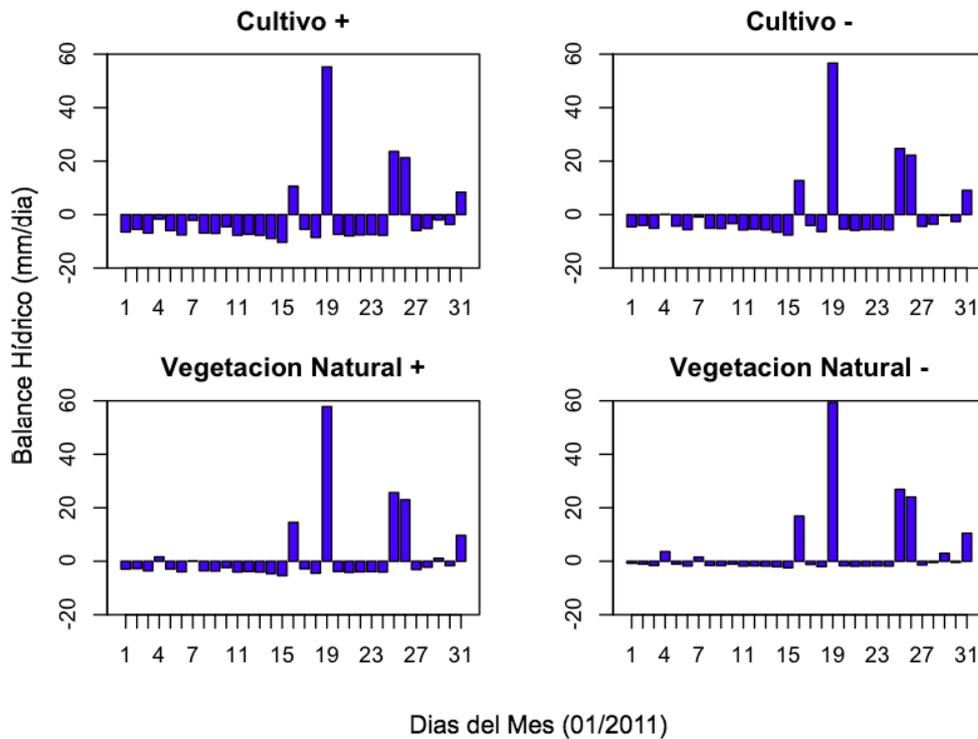


Figura 4.2: Gráficos de la evolución del Balance Hídrico diario para las coberturas analizadas en la Aplicación 2 para todo el mes de enero del año 2011 (Subsección:2.6.2).

Por último, sobre la base de la reconstrucción mensual, se estimaron balances mensuales completos. En este caso, puede verse que la clase “Cultivo +” es la única que muestra déficit al finalizar dicho período. Para las demás coberturas, los requerimientos hídricos son cubiertos totalmente por las precipitaciones. Con una precipitación acumulada estimada por el TRMM para el mes analizado de 159.03 mm, se estimó un déficit de -46,6 mm para la clase “Cultivo +”. Para la clase “Cultivo -” el aporte hídrico fue superior al consumo dando un balance positivo de 7,1 mm. Por último, los balances fueron ampliamente positivos para la clase “Vegetación Natural +” (51,7 mm) y para “Vegetación Natural -” (111,07 mm) (Figura: 4.3).

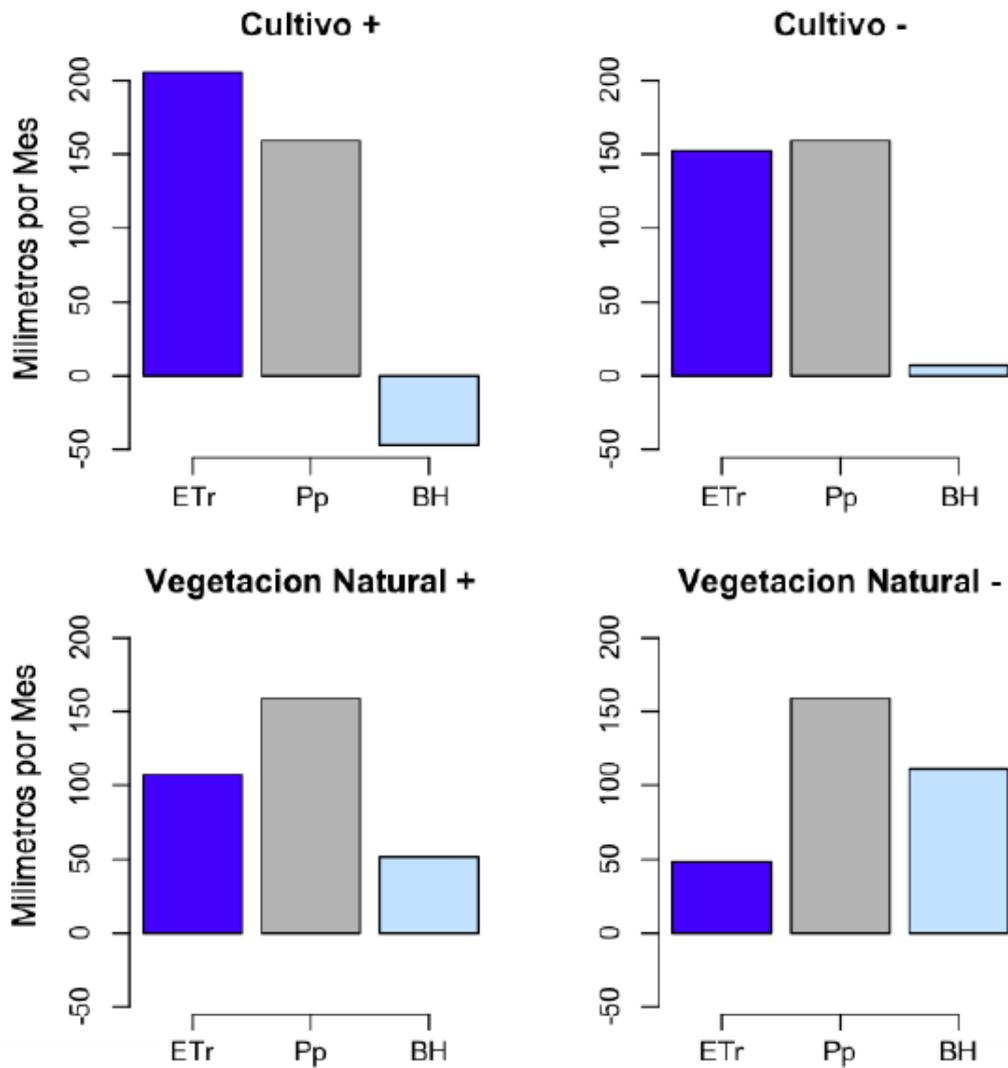


Figura 4.3: Gráficos de Balance Hídrico mensual para las coberturas analizadas en la Aplicación 2 del modelo durante el mes de enero del 2011 (Subsección:2.6.2).

4.2.2. Balances Hídricos para la Aplicación 4 del Modelo de Evapotranspiración

En esta sección se analizaron los balances hídricos generados para los datos de *ETr* obtenidos en la aplicación 4 (Subsección:2.6.4). En la fecha analizada (2017/03/05) tampoco se han registrado precipitaciones, por lo

tanto, los balances para ese día han sido negativos para todos los cultivos analizados . Las magnitudes de los déficits son -5,06 mm para maíz, -6,4 mm para soja, -5,07 mm para sorgo, -2,9 para alfalfa y -4,08 para pastura (Figura: 4.4).

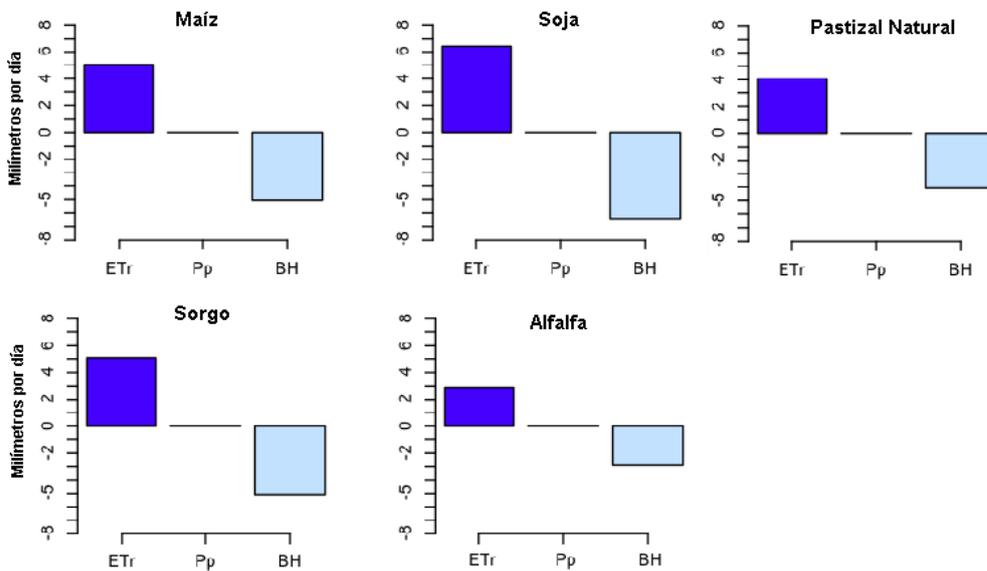


Figura 4.4: Gráficos de Balance Hídrico diario para las coberturas analizadas en la Aplicación 4 del modelo (Subsección:2.6.4).

En la figura 4.5 se muestran los resultados de la reconstrucción del balance para todo el mes. En ellos se puede visualizar que los primeros días del mes se muestran los mayores excesos y estos se compensan con déficit al final del mismo.

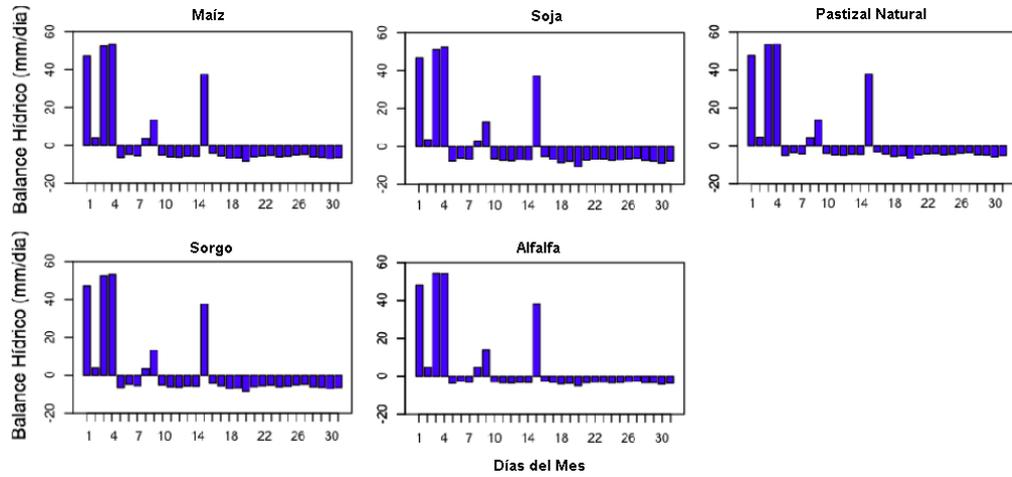


Figura 4.5: Evolución mensual del Balance Hídrico diario para las coberturas analizadas en la Aplicación 4 del modelo (Subsección:2.6.4)

Por último, sobre la base de la reconstrucción mensual, se estimaron balances mensuales completos. Como puede verse en la Figura: 4.6 los consumos han sido superados por los aportes para todos los cultivos. Sin embargo, estos excesos son menores para los cultivos de Maíz, Soja y Sorgo (74,7 mm, 32,96 mm y 74,3 mm respectivamente). Para las pasturas y alfalfa se han determinado excesos de 104,95 y 141,6 mm respectivamente en la fecha analizada.

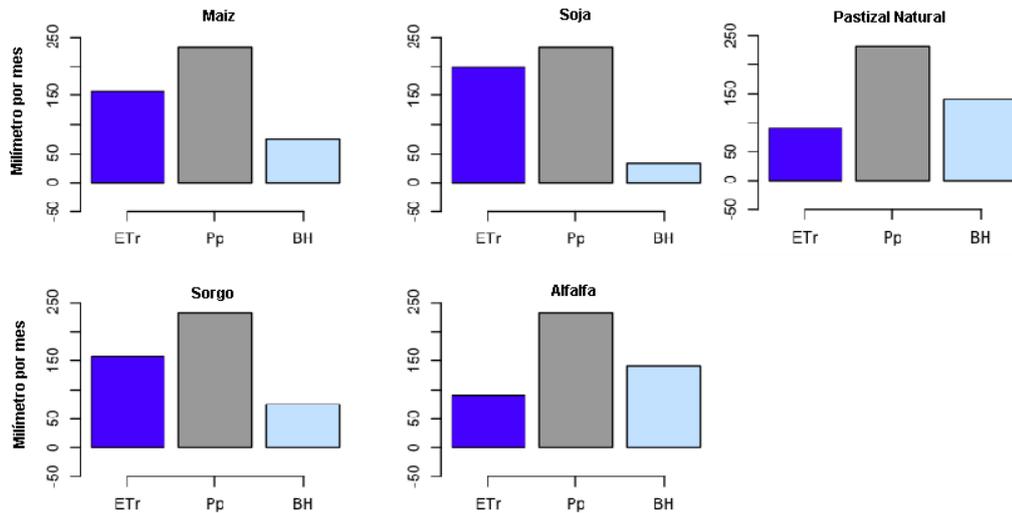


Figura 4.6: Gráficos de Balance Hídrico mensual para las coberturas analizadas en la Aplicación 4 del modelo (Subsección:2.6.4)

4.3. Discusión y Conclusiones Generales

En esta última sección se han unificado las estimaciones realizadas a partir de los datos obtenidos por el modelo de Evapotranspiración real y de precipitaciones de la misión TRMM. La reconstrucción de los balances hídricos integra diferentes flujos de información tomadas por sensores que son independientes entre sí. Estos son los flujos de datos satelitales, de satélites Landsat y TRMM, y flujo de datos meteorológicos. Las pruebas de validación realizadas sobre los datos estimados de evapotranspiración y precipitación permiten aceptar el uso de los modelos. A partir de los datos generados fue posible generar balances diarios y mensuales, y analizar la evolución a lo largo de un período de tiempo. Los resultados muestran que los requerimientos de agua son abastecidos por las precipitaciones para la mayoría de las cubiertas salvo para los cultivos de mayor requerimiento en fechas de verano para el período analizado. A partir de la metodología propuesta en esta tesis doctoral se puede reconstruir, con información real, histórica y espacialmente completa, los flujos más importantes del balance hídrico superficial. Esto permitirá analizar el efecto que estos tienen sobre los demás componentes (variación de la humedad del suelo, ascenso freático, escorrentía, etc) para avanzar en la comprensión del sistema hidrológico.

El modelo desarrollado e implementado en esta tesis, que unifica metodologías y automatiza la elección de los parámetros más importantes de las ecuaciones que intervienen en el modelo, permite reducir notablemente el tiempo requerido para llevar a cabo cada aplicación del modelo. Las distintas aplicaciones presentadas muestran como el modelo fue optimizado para aumentar la superficie de análisis. En la aplicación 1, con el fin de poner a punto el modelo, se comenzó con una imagen acotada y bien definida en cuanto a su composición (cultivo de maíz bajo riego y rastrojo). Esta imagen corresponde a una región en el sur de la provincia de Buenos Aires, donde se encuentran gran cantidad de pivotes de riego. A partir de la aplicación 2 se comenzó a trabajar con coberturas propias de la cuenca del Arroyo Las Conchas. En esta aplicación se dividieron las cubiertas vegetadas en cuatro categorías y una más correspondiente al suelo. En la aplicación tres se incorporó un análisis multitemporal aplicando el modelo a imágenes de la colección Landsat 5 y Landsat 8. Para ello fue necesario modificar coeficientes y parámetros propios de la calibración del satélite (ver Anexo). Este análisis muestra una misma tendencia en las cubiertas analizadas para las distintas fechas. Por último, se hicieron estimaciones de evapotranspiración para cultivos determinados en muestreo a campo. Este análisis mostró consumos hídricos mayores en los cultivos de Maíz, Soja y Sorgo por sobre los de Alfalfa y Pastizales.

Cabe señalar, que el modelo propuesto no es un estimador matemático de

la evapotranspiración real sino un interpolador y extrapolador del valor de evapotranspiración de referencia a todos los píxeles la imagen satelital. Para ello, se ancla la variabilidad a las dos situaciones contrastantes determinadas por los píxeles fríos y calientes. Para lograr una automatización de este proceso se incorporaron umbrales en función de los valores de NDVI y temperatura superficial. Finalmente, si se aumenta la capacidad de procesamiento podría utilizarse el modelo desarrollado para generar flujos históricos de datos multisensor. Esto permitiría a investigadores de diferentes áreas incorporar datos a sus modelos hidrológicos o relacionarlos con otras variables.

4.4. Perspectivas futuras

Para continuar profundizando en esta nueva línea de investigación se buscará optimizar la estimación del balance hídrico desarrollada en la tesis doctoral incorporando datos provenientes de otros sensores satelitales y drones. Se incorporarán los datos del satélite Landsat 7 para complementar los estudios en tiempo pasado y los satélites Sentinel 1 y 2 para análisis presentes y futuros. También se propone incorporar datos de humedad del suelo provistas por la reciente misión argentina SAOCOM 1A evaluando la sinergia de los datos. Se planifica mejorar la determinación de los parámetros locales de la vegetación y los suelos mediante imágenes de alta resolución espacial tomadas por dron. En cuanto a la automatización de los parámetros que intervienen en el modelo, se propone analizar otras metodologías que pueden mejorar la selección, como por ejemplo, las técnicas que proporciona la Inteligencia Artificial. Por último, se planifica transcribir el código referente al modelo propuesto en esta tesis a otros lenguajes y en particular JavaScript de la plataforma *Google Earth Engine* para poder utilizar la gran cantidad de datos disponibles en la nube.

4.5. Producción científica

Artículos en revisión

1. Gavilan S., Pastore J.P., Quignard I. y Aceñolaza P. Energy balance model to estimate real evapotranspiration from satellite and Meteorological data. Interciencia, Caracas, Venezuela. ISSN 0378-1844. En estado de revisión.
2. Gavilan S., Pastore J.P., Javier Uranga, Andrés Lighezzolo, Anabella Ferral, y Pablo Aceñolaza. Metodología operativa para la obtención de

datos históricos de precipitación a partir de la misión satelital Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) y validación de resultados. Revista de la Facultad de Agronomía, La Plata. ISSN: 1669-9513. En estado de revisión.

Comunicaciones en reuniones científicas

1. Gavilan S., Juan Ignacio Pastore, Andrés Lighezzolo, Anabella Ferral, Javier Uranga y Pablo Aceñolaza. Metodología operativa para la obtención de datos históricos de precipitación a partir de la misión satelital Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) y validación de resultados. del 3 al 7 de Septiembre de 2018. 47° JAIIO, Congreso Argentino de AgroInformática. ISSN: 2525-0949.
2. Gavilán S., Pastore J.I., Quignard I. y Aceñolaza P. Modelo de Balance de energía para la obtención de la evapotranspiración real a partir de datos satelitales y meteorológicos en el departamento de Paraná (Entre Ríos). XVII Simposio Internacional SELPER desarrollado en Puerto Iguazú, Argentina. Del 7 al 11 de Noviembre de 2016. ISBN: 978-987-3941-14-6.
3. Gavilán S., Marasco D., Ballarini V., Martínez G.A. y Pastore J.I. Estimación de la evapotranspiración a partir del procesamiento de imágenes satelitales e información local. Argentina. San Nicolas. 2015. Congreso. XX Congreso Argentino de Bioingeniería y IX Jornadas de Ingeniería Clínica.. Sociedad Argentina de Bioingeniería y el Grupo de Análisis, Desarrollos e Investigaciones Biomédicas. ISBN 978-950-42-0166-3.
4. Gavilán S., Martínez G. y Massone H. 2012. Determinación de la evapotranspiración real a partir de imágenes Landsat TM para la llanura Pampeana. Congreso Argentino de Teledetección. Ciudad de Córdoba. Del 18 al 21 de setiembre.

Seminarios

1. Modelado del Balance hídrico superficial a partir de datos satelitales y meteorológicos. Realizado en las aulas del Instituto Gullich, Centro Espacial Teófilo Tabanera, Falda del Cañete, Provincia de Córdoba-Argentina. La conferencia se enmarca en el ciclo de "Seminarios de Expertos 2018" llevada a cabo por el Instituto de Altos Estudios Espaciales "Mario Gullich".

Bibliografía

- Abtew, W. and Obeysekera, J. (1995). Lysimeter study of evapotranspiration of cattails and comparison of three estimation methods. *Transactions of the ASAE*, 38(1):121–129.
- Aceñolaza, F. G. (2007). *Geología y recursos geológicos de la Mesopotamia Argentina*, volume 22. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Instituto
- Aceñolaza, P. (2000). Variabilidad estructural de una comunidad forestal sobre suelos vérticos de la provincia de entre ríos. *Revista Facultad de Agronomía*, 20(1):123–130.
- Aceñolaza, P. and Manghesi, E. (1993). *Flora arbórea de la zona de Villa Urquiza, distrito Tala, Departamento Paraná, Entre Ríos*. Fundación Colonia de las Conchas.
- Adler, R. F., Huffman, G. J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P.-P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., et al. (2003). The version-2 global precipitation climatology project (gpcp) monthly precipitation analysis (1979–present). *Journal of hydrometeorology*, 4(6):1147–1167.
- Allan, J. D. (2004). Landscapes and riverscapes: the influence of land use on stream ecosystems. *Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst.*, 35:257–284.
- Allen, R., Tasumi, M., Trezza, R., Waters, R., and Bastiaanssen, W. (2002). Sebal (surface energy balance algorithms for land). *Advance Training and Users Manual–Idaho Implementation, version*, 1:97.
- Allen, R., Willardson, L., and Fredriksen, H. (1997). Water use definitions and their use for assessing the impacts of water conservation. in de jager, jm, vermes lp and ragab r (eds) sustainable irrigation in areas of water scarcity and drought. In *Proc. of the International Workshop of*, volume 602, pages 11–12.

- Allen, R. G. (2006). *Evapotranspiración del cultivo: guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos*, volume 56. Food & Agriculture Org.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M., et al. (1998). Crop evapotranspiration-guidelines for computing crop water requirements-fao irrigation and drainage paper 56. *Fao, Rome*, 300(9):D05109.
- Allen, R. G. and Pruitt, W. O. (1991). Fao-24 reference evapotranspiration factors. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 117(5):758–773.
- Allen, R. G., Tasumi, M., and Trezza, R. (2007). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (metric)—model. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 133(4):380–394.
- Alvarez, A., Morábito, J. A., and Schilardi, C. (2016). Huellas hídricas verde y azul del cultivo de maíz (zea mayz) en provincias del centro y noreste argentino. *Revista de la Facultad de Ciencias Agrarias. Universidad Nacional de Cuyo*, 48(1):161–177.
- Anaya, J. A., Escobar-Martínez, J. F., Massone, H., Booman, G., Quiroz-Londoño, O. M., Cañón-Barriga, C. C., Montoya-Jaramillo, L. J., and Palomino-Ángel, S. (2017). Identificación de áreas de humedal en el contexto del desarrollo agrícola usando teledetección y sig. *Dyna*, 84(201):186–194.
- Andrade, F., Taboada, M., Lema, D., Maceira, N., Echeverría, H., Posse, G., Prieto, D., Sánchez, E., Ducasse, D., Bogliani, M., et al. (2017). Los desafíos de la agricultura argentina.
- Appelo, C. and Postma, D. (1993). *Geochemistry, groundwater and pollution*, aa balkema (ed.). brookfield, vt. *the text*.
- Araque, O., Jaimez, R. E., Azócar, C., Espinoza, W., and Tezara, W. (2009). Relaciones entre anatomía foliar, intercambio de gases y crecimiento en juveniles de cuatro especies forestales. *Interciencia*, 34(10):725–729.
- Asurza Véliz, F. A., Ramos Taipe, C. L., Casimiro, L., and Sven, W. (2018). Evaluación de los productos tropical rainfall measuring mission (trmm) y global precipitation measurement (gpm) en el modelamiento hidrológico de la cuenca del río huancané, Perú. *Scientia Agropecuaria*, 9(1):53–62.
- Bacon, M. A. (2004). Water use efficiency in plant biology. *Water use efficiency in plant biology*, pages 1–26.

- Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, C., Davis, K., Evans, R., et al. (2001). Fluxnet: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(11):2415–2434.
- Ballado, A., Lazaro, J., Avendano, G., De Claro, C. A. R. M., Sandoval, G. K., and Vilorio, R. A. (2017). Characterization using spectral signature of tropical plants through fast fourier transform. In *Humanoid, Nanotechnology, Information Technology, Communication and Control, Environment and Management (HNICEM), 2017 IEEE 9th International Conference on*, pages 1–6. IEEE.
- Bannari, A., Morin, D., Bonn, F., and Huete, A. (1995). A review of vegetation indices. *Remote sensing reviews*, 13(1-2):95–120.
- Barnes, W. L., Barnes, R. A., and Holmes, A. W. (1997). Characterization and calibration results from the visible and infrared scanner (virs) for the tropical rainfall measuring mission (trmm). In *Advanced and Next-Generation Satellites II*, volume 2957, pages 266–277. International Society for Optics and Photonics.
- Barros, V., Doyle, M., González, M., Camilloni, I., Bejarán, R., and Caffera, M. (2002). Revision of the south american monsoon system and climate in subtropical south america south of 20 s. *Meteorológica*, 27:33–57.
- Bastiaanssen, W. G. (2000). Sebal-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated gediz basin, turkey. *Journal of hydrology*, 229(1-2):87–100.
- Bastiaanssen, W. G., Menenti, M., Feddes, R., and Holtslag, A. (1998a). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (sebal). 1. formulation. *Journal of hydrology*, 212:198–212.
- Bastiaanssen, W. G., Pelgrum, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J., Roerink, G., and Van der Wal, T. (1998b). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (sebal).: Part 2: Validation. *Journal of hydrology*, 212:213–229.
- Bastiaanssen, W. G. M. (1995). *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates*. SC-DLO.
- Bates, D. (1984). Rayleigh scattering by air. *Planetary and Space Science*, 32(6):785–790.

- Baumann, C. A. and Halaseh, A. A. (2011). Utilizing interfacing tools for gis, hec-geohms, hec-georas, and archydro. In *World Environmental and Water Resources Congress 2011: Bearing Knowledge for Sustainability*, pages 1953–1962.
- Bedient, P. B., Huber, W. C., and Vieux, B. E. (2008). Hydrology and floodplain analysis.
- Berk, A., Anderson, G. P., Bernstein, L. S., Acharya, P. K., Dothe, H., Matthew, M. W., Adler-Golden, S. M., Chetwynd, J. H., Richtsmeier, S. C., Pukall, B., et al. (1999). Modtran4 radiative transfer modeling for atmospheric correction. In *Optical spectroscopic techniques and instrumentation for atmospheric and space research III*, volume 3756, pages 348–354. International Society for Optics and Photonics.
- Bertoldi, G., Rigon, R., and Tappeiner, U. (2012). Modelling evapotranspiration and the surface energy budget in alpine catchments. In *Evapotranspiration-Remote Sensing and Modeling*. InTech.
- Beven, K. (2001). On hypothesis testing in hydrology. *Hydrological Processes*, 15(9):1655–1657.
- Bianchi, A., Yañez, C., and Acuña, L. (2005). Base de datos mensuales de precipitaciones del noroeste argentino. *Ed. INTA. EEA. Salta-Jujuy*, 41.
- Bindlish, R., Jackson, T. J., Wood, E., Gao, H., Starks, P., Bosch, D., and Lakshmi, V. (2003). Soil moisture estimates from trmm microwave imager observations over the southern united states. *Remote Sensing of Environment*, 85(4):507–515.
- Blanco, J. A. (2017). Bosques, suelo y agua: explorando sus interacciones. *Revista Ecosistemas*, 26(2):1–9.
- Blöschl, G. and Sivapalan, M. (1995). Scale issues in hydrological modelling: a review. *Hydrological processes*, 9(3-4):251–290.
- Boegh, E., Soegaard, H., and Thomsen, A. (2002). Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using landsat tm to estimate atmospheric resistance and surface resistance. *Remote Sensing of Environment*, 79(2-3):329–343.
- Boletta, P. E., Ravelo, A. C., and Planchuelo, A. (2001). *Utilización de información agrometeorológica y satelital para la evaluación de la desertificación en el Chaco Seco-Departamento Moreno, Santiago del Estero*. PhD

- thesis, Master thesis, Univ. Nac. de Córdoba, Argentina, 119 pp. www.fcf.unse.edu.ar/publicaciones_en_venta.htm.
- Bortoluzzi, A., Aceñolaza, P., and Aceñolaza, F. (2008). Caracterización ambiental de la cuenca del arroyo las conchas, provincia de entre ríos. *INSUGEO Miscelánea*, 17:219–230.
- Brizuela, A. B., Nosetto, M. D., Aguirre, C. A., and Bressán, M. P. (2015). Comparación de datos de precipitación estimada por trmm con mediciones en estaciones meteorológicas de entre ríos, argentina. *UD y la geomática*, (10):18–26.
- Brunt, D. (1932). Notes on radiation in the atmosphere. i. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 58(247):389–420.
- Brutsaert, W. (1982). Energy budget and related methods. In *Evaporation into the Atmosphere*, pages 209–230. Springer.
- Brutsaert, W. and Sugita, M. (1992). Regional surface fluxes from satellite-derived surface temperatures (avhrr) and radiosonde profiles. *Boundary-Layer Meteorology*, 58(4):355–366.
- Burkart, R., Bárbaro, N. O., Sánchez, R. O., and Gómez, D. A. (1999). *Eco-regiones de la Argentina*. Presidencia de la Nación-Secretaría de Recursos Naturales y Desarrollo
- Burt, C. M. and Styles, S. W. (1998). Modern water control and management practices in irrigation: impact on performance. *Bioresource and Agricultural Engineering*, page 38.
- Butts, M. B., Payne, J. T., and Overgaard, J. (2004). Improving streamflow simulations and flood forecasts with multimodel ensembles. In *Hydroinformatics: (In 2 Volumes, with CD-ROM)*, pages 1189–1196. World Scientific.
- Buzai, C. A. B.-G. D. and Baxendale, C. (2010). Análisis espacial con sistemas de información geográfica. aportes de la geografía para la elaboración del diagnóstico en el ordenamiento territorial. *Comunicaciones y Avances*.
- Cabrera, A. L. (1976). *Enciclopedia Argentina de agricultura y jardinería: regiones fitogeográficas Argentinas*. Acme.
- Cabrera, J. (2011). Modelos hidrológicos.

- Calder, I. R. et al. (2002). Forests and hydrological services: reconciling public and science perceptions. *Land use and water resources research*, 2(2):1–12.
- Casas, R. (2001). Un problema recurrente: una situación difícil en forma periódica el agua cubre extensas superficies. las inundaciones del noroeste bonaerense constituyen una verdadera catástrofe. la geografía impide el libre movimiento de las aguas. *La Nación*, 21.
- Caselles, V., Artigao, M., Hurtado, E., Coll, C., and Brasa, A. (1998). Mapping actual evapotranspiration by combining landsat tm and noaa-avhrr images: application to the barrax area, albacete, spain. *Remote Sensing of Environment*, 63(1):1–10.
- Casimiro, W. S. L., Labat, D., and Guyot, J. L. (2009). Validación de lluvia utilizando trmm en dos cuencas amazónicas peruanas y su aplicación en modelos mensuales de balance hídrico. validation of rainfall using the trmm for two peruvian amazon basins and its inclusion in monthly water balance models. *Revista Peruana Geo-Atmosférica Rppga (1)*, pages 11–19.
- Ceccato, P., Flasse, S., Tarantola, S., Jacquemoud, S., and Grégoire, J.-M. (2001). Detecting vegetation leaf water content using reflectance in the optical domain. *Remote sensing of environment*, 77(1):22–33.
- Celis, A. and Forni, P. (2007). De los satélites geoestacionarios y las boyas oceánicas a los productores pampeanos: la red de generación y diseminación de información climática potencialmente útil para la actividad agropecuaria en la región pampeana. In *Primer Congreso Argentino de Estudios Sociales de la Ciencia y la Tecnología*. Universidad Nacional de Quilmes y Universidad Nacional de San Martín.
- Cervantes Martínez, A. (2007). El balance hídrico en cuerpos de agua cársticos de la península de yucatán. *Teoría y Praxis*, (3).
- Chehbouni, A., Watts, C., Lagouarde, J.-P., Kerr, Y., Rodriguez, J.-C., Bonnefond, J.-M., Santiago, F., Dedieu, G., Goodrich, D., and Unkrich, C. (2000). Estimation of heat and momentum fluxes over complex terrain using a large aperture scintillometer. *Agricultural and Forest Meteorology*, 105(1-3):215–226.
- Chemin, M. (1992). Geografía elemental de entre ríos. *MC Ediciones. Paraná*.

- Chevrel, M., Courtois, M., and Weill, G. (1981). The spot satellite remote sensing mission. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 47:1163–1171.
- Chiew, F., Kamaladasa, N., Malano, H., and McMahon, T. (1995). Penman-monteith, fao-24 reference crop evapotranspiration and class-a pan data in australia. *Agricultural Water Management*, 28(1):9–21.
- Chiu, L. S., Liu, Z., Vongsaard, J., Morain, S., Budge, A., Neville, P., and Bales, C. (2006). Comparison of trmm and water district rain rates over new mexico. *Advances in Atmospheric Sciences*, 23(1):1–13.
- Choudhury, B., Idso, S., and Reginato, R. (1987). Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 39(4):283–297.
- Choudhury, B. J., Ahmed, N. U., Idso, S. B., Reginato, R. J., and Daughtry, C. S. (1994). Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations. *Remote sensing of environment*, 50(1):1–17.
- Chow, V. T., Maidment, D. R., and Mays, L. W. (1994). *Hidrología aplicada*. McGraw-Hill.
- Chu, X. and Steinman, A. (2009). Event and continuous hydrologic modeling with hec-hms. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 135(1):119–124.
- Chuvieco, E., Salas, F., Cocero, D., and Riaño, D. (2001). Estimación del estado hídrico de la vegetación a partir de sensores de alta y baja resolución. *GeoFocus. Revista Internacional de Ciencia y Tecnología de la Información Geográfica*, (1):1–16.
- Chuvieco Salinero, E. (2008). Teledetección ambiental: La observación de la tierra desde el espacio. Technical report.
- Chuvieco Salinero, E., Salas Rey, F. J., Meza, E., Vargas, F., et al. (2002). Empleo de la teledetección en el análisis de la deforestación tropical: el caso de la reserva forestal de ticoporo (venezuela).
- Clothier, B., Clawson, K., Pinter Jr, P., Moran, M., Reginato, R. J., and Jackson, R. (1986). Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa. *Agricultural and forest meteorology*, 37(4):319–329.

- Collischonn, B., Collischonn, W., and Tucci, C. E. M. (2008). Daily hydrological modeling in the amazon basin using trmm rainfall estimates. *Journal of Hydrology*, 360(1-4):207–216.
- Connor, D. J., Loomis, R. S., and Cassman, K. G. (2011). *Crop ecology: productivity and management in agricultural systems*. Cambridge University Press.
- Corominas, J. (2010). Agua y energía en el riego, en la época de la sostenibilidad. *Ingeniería del agua*, 17(3):219–233.
- Costa, J. L. (2000). Effect of irrigation water quality under supplementary irrigation on soil chemical and physical properties in the “southern humid pampas” of argentina. *Journal of crop production*, 2(2):85–99.
- Costa, J. L., Massone, H., Martinez, D., Suero, E. E., Vidal, C. M., and Bedmar, F. (2002). Nitrate contamination of a rural aquifer and accumulation in the unsaturated zone. *Agricultural water management*, 57(1):33–47.
- Crawford, N. H. and Linsley, R. K. (1966). Digital simulation in hydrology’s stanford watershed model 4.
- Crockford, R. and Richardson, D. (2000). Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. *Hydrological processes*, 14(16-17):2903–2920.
- Davies, H. C. and Wernli, H. (2016). Dynamical meteorology: The swiss contribution. *From weather observations to atmospheric and climate sciences in Switzerland: Celebrating 100 years of the Swiss Society for Meteorology*, 104:6.
- Davis, R. S. (1992). Equation for the determination of the density of moist air (1981/91). *Metrologia*, 29(1):67.
- de Pablo Hernández, M. A. (2013). Mini-tanque de evaporación clase a y pluviómetro para el dispositivo arduDROP. *Tecnología y desarrollo*, (11):6.
- Della Maggiora, A., Gardiol, J., and Irigoyen, A. (2000). Requerimientos hídricos. *Bases para el manejo del maíz, el girasol y la soja*. Andrade, FE y Sadras, V. O, editores. Editorial Médica Panamericana SA.
- Della Maggiora, A. I., Gardiol, J. M., Irigoyen, A., and Echarte, L. (1997). Estimación de la evapotranspiración de referencia con el método de penman-monteith en balcarce. *Rev. de la Fac. de Agron*, 17(1):123–126.

- Denore, B. J. and García, M. J. L. (1999). Los satélites de observación de la tierra en el 2000. *Cuadernos de geografía*, (65):81–102.
- Di Bella, C. M., Posse, G., Beget, M. E., Fischer, M. d. l. A., Mari, N., and Verón, S. (2008). La teledetección como herramienta para la prevención, seguimiento y evaluación de incendios e inundaciones. *Revista Ecosistemas*, 17(3).
- Dinku, T., Ceccato, P., Grover-Kopec, E., Lemma, M., Connor, S., and Ropelewski, C. (2007). Validation of satellite rainfall products over east africa's complex topography. *International Journal of Remote Sensing*, 28(7):1503–1526.
- Donigian, A. and Imhoff, J. (2009). Evaluation and performance assessment of watershed models. *Proceedings of the Water Environment Federation*, 2009(6):12–45.
- Doorenbos, J. and Kassam, A. H. (1980). *Efectos del agua sobre el rendimiento de los cultivos*. Number 631.587 338.16. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación.
- Douglas-Mankin, K., Srinivasan, R., and Arnold, J. (2010). Soil and water assessment tool (swat) model: Current developments and applications. *Transactions of the ASABE*, 53(5):1423–1431.
- Duffie, J. A. and Beckman, W. A. (1974). Solar energy thermal processes. Technical report, University of Wisconsin-Madison, Solar Energy Laboratory, Madison, WI.
- Echeverría, C., Huber, A., and Taberlet, F. (2007). Estudio comparativo de los componentes del balance hídrico en un bosque nativo y una pradera en el sur de Chile. *Bosque (Valdivia)*, 28(3):271–280.
- Eichinger, W., Cooper, D., Kao, J., Chen, L., Hipps, L., and Prueger, J. (2000). Estimation of spatially distributed latent heat flux over complex terrain from a raman lidar. *Agricultural and Forest Meteorology*, 105(1-3):145–159.
- Engler, P., Rodríguez, M., Cancio, R., Handloser, M., and Vera, L. (2008). Zonas agroeconómicas homogéneas entre ríos. *Descripción ambiental, socioeconómica y productiva. Estudios socioeconómicos de la sustentabilidad de los sistemas de producción y recursos naturales*, (6).

- Engman, E. T., Gurney, R. J., et al. (1991). Remote sensing in hydrology. Technical report, Chapman and Hall London.
- Falkenmark, M. and Mikulski, Z. (1994). The key role of water in the landscape system. *GeoJournal*, 33(4):355–363.
- Feldman, A. (1995). Hec-1 flood hydrograph package. *Computer models of watershed hydrology*, 119:150.
- Feldman, A. D. (1981). Hec models for water resources system simulation: theory and experience. In *Advances in hydroscience*, volume 12, pages 297–423. Elsevier.
- Fereres, E. and Villalobos, F. J. (2016). Deficit irrigation. In *Principles of Agronomy for Sustainable Agriculture*, pages 281–294. Springer.
- Ferreira, G., Marizza, M., and Rodríguez, L. (2012). Utilización de información procedente de teledetección para el análisis de sistemas subterráneos.
- Ferrer-Vidal, V. and Solé-Sugrañes, U. (1995). Caracterización de emisiones térmicas en áreas suburbanas mediante imágenes thematic mapper. *Revista de Teledetección*, 5:1–5.
- Ferris, J. S. and Congalton, R. G. (1989). Satellite and geographic information system estimates of colorado river basin snowpack. *Photogrammetric engineering and remote sensing (USA)*.
- Flexas, J. and Gil, H. M. (2003). Respuesta de las plantas al estrés hídrico. In *la ecofisiología vegetal: una ciencia de síntesis*, pages 253–286. Thomson-Paraninfo.
- Francés, F., Vélez, J. I., and Vélez, J. J. (2007). Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 332(1-2):226–240.
- Franks, S. W. and Beven, K. J. (1997). Bayesian estimation of uncertainty in land surface-atmosphere flux predictions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D20):23991–23999.
- Gardner, W. and Ehlig, C. (1963). The influence of soil water on transpiration by plants. *Journal of Geophysical Research*, 68(20):5719–5724.
- Gaspari, F. J., Rodríguez Vagaría, A., Delgado, M., Senisterra, G., and Dene-gri, G. (2011). Vulnerabilidad ambiental en cuencas hidrográficas serranas mediante sig. *Multequina*, 20(1):03–13.

- Gaspari, F. J. and Senisterra, G. E. (2016). Valoración de servicios ambientales para el ordenamiento agrohidrológico en cuencas hidrográficas.
- Gassman, P. W., Reyes, M. R., Green, C. H., and Arnold, J. G. (2007). The soil and water assessment tool: historical development, applications, and future research directions. *Transactions of the ASABE*, 50(4):1211–1250.
- Génova, L. (2006). Salinidad y sodicidad de suelos regados complementariamente en la región pampeana. *UNLP III Jornada de Riego y Fertirriego, Mendoza 13pp*.
- Gentine, P., Entekhabi, D., Chehbouni, A., Boulet, G., and Duchemin, B. (2007). Analysis of evaporative fraction diurnal behaviour. *Agricultural and forest meteorology*, 143(1-2):13–29.
- Girado-Polo, C. and Gónima-Gónima, L. (2018). Theoretical algorithm for estimating global solar radiation for a cloudless atmosphere. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 42(162):104–113.
- Giraut, M., Ludueña, S., Lupano, C., and Valladares, T. (2010). Atlas digital de cuencas y regiones hídricas superficiales de la república argentina-versión 2010. *Secretaría de Recursos Hídricos de la República Argentina.(CD Rom)*.
- Gleick, P. H. (2003). Global freshwater resources: soft-path solutions for the 21st century. *Science*, 302(5650):1524–1528.
- Gokmen, M., Vekerdy, Z., Verhoef, A., Verhoef, W., Batelaan, O., and Van der Tol, C. (2012). Integration of soil moisture in sebs for improving evapotranspiration estimation under water stress conditions. *Remote sensing of environment*, 121:261–274.
- Golberg, A. D. (2010). El viento y la vida de las plantas. *Revista de la Facultad de Ciencias Agrarias*, 42(1).
- González, A. G., Alvarez-Figueroa, P., Fuertes, M. G., and Aguirre-Mendoza, Z. (2017). Influencia de la cobertura vegetal en los coeficientes de escorrentía de la cuenca del río catamayo, ecuador. *CEDAMAZ*, 6(1).
- Goudie, A. S. and Viles, H. A. (2013). *The earth transformed: an introduction to human impacts on the environment*. John Wiley & Sons.
- Gowing, J. and Pereira, L. S. (2014). *Water and the environment: innovation issues in irrigation and drainage*. CRC Press.

- Graham, D. N. and Butts, M. B. (2005). Flexible, integrated watershed modelling with mike she. *Watershed models*, 849336090:245–272.
- Guyot, G., Guyon, D., and Riom, J. (1989). Factors affecting the spectral response of forest canopies: a review. *Geocarto International*, 4(3):3–18.
- Hargreaves, G. H. and Samani, Z. A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied engineering in agriculture*, 1(2):96–99.
- Hernández, H. and Montaner, D. (2009). Patrones de respuesta espectral. *Tecnologías Geoespaciales: Experiencias Aplicadas al Estudio y Gestión del Territorio*. Carlos Mena (Ed.) ISBN, pages 978–956.
- Heusinkveld, B., Jacobs, A., Holtslag, A., and Berkowicz, S. (2004). Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, 122(1-2):21–37.
- Hewlett, J. D., Nutter, W. L., et al. (1969). *An outline of forest hydrology*. Wiley Online Library.
- Hillel, D. et al. (1990). Role of irrigation in agricultural systems. *Agronomy*, (30):5–30.
- Hoffmann, J. (1988). Las variaciones climáticas ocurridas en Argentina desde fines del siglo pasado hasta el presente, el deterioro del ambiente en la Argentina. *Fundación para la Educación, la Ciencia y la Cultura*, pages 275–290.
- Hou, A. Y., Kakar, R. K., Neeck, S., Azarbarzin, A. A., Kummerow, C. D., Kojima, M., Oki, R., Nakamura, K., and Iguchi, T. (2014). The global precipitation measurement mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(5):701–722.
- Hsiao, T. C., Steduto, P., and Fereres, E. (2007). A systematic and quantitative approach to improve water use efficiency in agriculture. *Irrigation science*, 25(3):209–231.
- Huber, A., Oyarzún, C., Ellies, A., Huber, A., and Oyarzun, C. (1985). Balance hídrico en tres plantaciones de pinus radiata y una pradera. ii humedad del suelo y evapotranspiración. *Bosque*, 6(2):74–82.
- Huber, W. C., Rossman, L. A., and Dickinson, R. E. (2005). Epa storm water management model, swmm5. *Watershed Modeling, CRC Press, Boca Raton, FL*, pages 339–361.

- Huffman, G. J., Adler, R. F., Morrissey, M. M., Bolvin, D. T., Curtis, S., Joyce, R., McGavock, B., and Susskind, J. (2001). Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *Journal of hydrometeorology*, 2(1):36–50.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Rudolf, B., Schneider, U., and Keehn, P. R. (1995). Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain gauge analysis, and nwp model precipitation information. *Journal of Climate*, 8(5):1284–1295.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Braithwaite, D., Hsu, K., Joyce, R., Xie, P., and Yoo, S.-H. (2015). Nasa global precipitation measurement (gpm) integrated multi-satellite retrievals for gpm (IMERG). *Algorithm theoretical basis document, version*, 4:30.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K. P., and Stocker, E. F. (2007). The trmm multi-satellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of hydrometeorology*, 8(1):38–55.
- Hur, S.-O., Jung, K.-H., Ha, S.-K., and Kim, J.-G. (2006). Fao penman-monteith. *Korean J. Soil Sci. Fert. Vol*, 39(5):274–279.
- Iguchi, T., Kozu, T., Meneghini, R., Awaka, J., and Okamoto, K. (2000). Rain-profiling algorithm for the trmm precipitation radar. *Journal of Applied Meteorology*, 39(12):2038–2052.
- Irmak, A., Allen, R. G., Kjaersgaard, J., Huntington, J., Kamble, B., Trezza, R., and Ratcliffe, I. (2012). Operational remote sensing of ET and challenges. In *Evapotranspiration-remote sensing and modeling*. InTech.
- Islam, M. N. and Uyeda, H. (2007). Use of trmm in determining the climatic characteristics of rainfall over Bangladesh. *Remote Sensing of Environment*, 108(3):264–276.
- Itier, B., Flura, D., and Belabbes, K. (1992). An alternative way for CWSI calculation to improve relative evapotranspiration estimates—results of an experiment over soybean. In *International Symposium on Irrigation of Horticultural Crops 335*, pages 333–340.
- Jay, S., Gorretta, N., Morel, J., Maupas, F., Bendoula, R., Rabatel, G., Dartre, D., Comar, A., and Baret, F. (2017). Estimating leaf chlorophyll

- content in sugar beet canopies using millimeter-to centimeter-scale reflectance imagery. *Remote Sensing of Environment*, 198:173–186.
- Jiang, J., Comar, A., Burger, P., Bancal, P., Weiss, M., and Baret, F. (2018). Estimation of leaf traits from reflectance measurements: comparison between methods based on vegetation indices and several versions of the prospect model. *Plant methods*, 14(1):23.
- Jin, M. and Liang, S. (2006). An improved land surface emissivity parameter for land surface models using global remote sensing observations. *Journal of Climate*, 19(12):2867–2881.
- Keller, A. A., Keller, J., et al. (1995). *Effective efficiency: A water use efficiency concept for allocating freshwater resources*. Center for Economic Policy Studies, Winrock International Arlington.
- Kim, S., Shung, C., and Park, S. (2003). Flood runoff analysis for agricultural small watershed using hec-hms model and hec-geohms module. *Journal of the Korean Society of Agricultural Engineers*.
- Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., and Simpson, J. (1998). The tropical rainfall measuring mission (trmm) sensor package. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 15(3):809–817.
- Kustas, W. and Norman, J. (1996). Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences Journal*, 41(4):495–516.
- Kustas, W. P. and Norman, J. M. (1999). Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94(1):13–29.
- Lambin, E. F., Geist, H., and Rindfuss, R. R. (2006). Introduction: local processes with global impacts. In *Land-use and land-cover change*, pages 1–8. Springer.
- Larsen, E. K., Chirino, E., Bellot, J., and Palau, J. L. (2018). Water balance modelling in two pine forests along the túria river basin (eastern spain). In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 20, page 19710.
- Lee, R. et al. (1980). *Forest hydrology*. Columbia University Press.

- Legates, D. R. and Willmott, C. J. (1990). Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *International Journal of Climatology*, 10(2):111–127.
- Levit, S. (1980). S. levit, jw negele, and z. paltiel, phys. rev. c 21, 1603 (1980). *Phys. Rev. C*, 21:1603.
- Liang, S. (2001). Narrowband to broadband conversions of land surface albedo i: Algorithms. *Remote sensing of environment*, 76(2):213–238.
- Liebe, H. J. (1989). Mpm—an atmospheric millimeter-wave propagation model. *International Journal of Infrared and millimeter waves*, 10(6):631–650.
- Lieth, H. (1975). Modeling the primary productivity of the world. In *Primary productivity of the biosphere*, pages 237–263. Springer.
- Lillesand, T., Kiefer, R. W., and Chipman, J. (2014). *Remote sensing and image interpretation*. John Wiley & Sons.
- Linsley, R., Kohler, M., and Paulhus, J. (1992). Evaporation and transpiration. *Hydrology for Engineers*. New York, McGrawHill.
- Llorens García, P. (2003). La evaluación y modelización del balance hidrológico a escala de cuenca.
- Lognonné, P., Karakostas, F., Rolland, L., and Nishikawa, Y. (2016). Modeling of atmospheric-coupled rayleigh waves on planets with atmosphere: From earth observation to mars and venus perspectives. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 140(2):1447–1468.
- López-Urrea, R. (2004). *Evapotranspiración de referencia: métodos de cálculo y de medición directa en una estación lisimétrica en ambientes semiáridos*. PhD thesis, Tesis Doctoral. Departamento de producción Vegetal y Tecnología Agraria, Universidad de castilla-La Mancha, Albacete, España.
- Loveland, T. R., Reed, B. C., Brown, J. F., Ohlen, D. O., Zhu, Z., Yang, L., and Merchant, J. W. (2000). Development of a global land cover characteristics database and igbp discover from 1 km avhrr data. *International Journal of Remote Sensing*, 21(6-7):1303–1330.
- Maass, J. and Cotler, H. (2007). Protocolo para el manejo de ecosistemas en cuencas hidrográficas. *El manejo integral de cuencas en México: estudios y reflexiones para orientar la política ambiental*, pages 41–58.

- Macêdo Filho, G. I. (2016). Imágenes de satélite y teledetección como herramienta de apoyo para el desarrollo de minas de yeso y escombreras en el araripe. *HOLOS*, 7:78–87.
- mapa de suelos, P. (1998). Convenio inta-gobierno de entre ríos. *Carta de Suelos de la República Argentina. Departamento Paraná, Provincia de Entre Ríos. Escala*, 1(100.000).
- Margulis, S. A., Wood, E. F., and Troch, P. A. (2006). The terrestrial water cycle: Modeling and data assimilation across catchment scales. *Journal of Hydrometeorology*, 7(3):309–311.
- Marino, M. B. (2007). *Variabilidad de la precipitación en Argentina en diferentes escalas temporales, relacionada con actividad convectiva observada: Documentación de la metodología para el tratamiento de la información. Verificación del desempeño de un modelo regional de pronóstico de precipitación*. PhD thesis, Universidad de Buenos Aires.
- Martin, P., Chuvieco, E., and Aguado, I. (1999). Los incendios forestales en España. *Serie Geográfica. Incendios forestales. Universidad de Alcalá, Servicio de Publicaciones, Departamento de Geografía*, 7:23–36.
- Miller, P. C. and Gates, D. M. (1967). Transpiration resistance of plants. *American Midland Naturalist*, pages 77–85.
- Minetti, J., Vargas, W., Poblete, A., De la Zerda, L., and Acuña, L. (2010). Regional droughts in southern south america. *Theoretical and applied climatology*, 102(3-4):403–415.
- Minetti, J., Vargas, W., Vega, B., and Costa, M. (2007). Las sequías en la pampa húmeda: Impacto en la productividad del maíz. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 22(2):218–232.
- Mintegui Aguirre, J. Á. and Robredo Sánchez, J. C. (1994). Caracterización de las cuencas hidrográficas, objeto de restauración higrológico-forestal, mediante modelos hidrológicos. *Ingeniería del agua, 1994, vol. 1, núm. 2*.
- Miralles, D. J. and García, G. A. (2014). Implicancias del cambio climático sobre el rendimiento de los cereales de invierno en la región pampeana.
- Mohames, K. and Hamad, A. (2008). Aplicaciones del modelo hec-ras para el análisis del flujo no permanente con superficie libre. B.S. thesis, QUITO/EPN/2008.

- Molden, D. (2013). *Water for Food Water for Life: A Comprehensive Assessment of Water Management in Agriculture*. Routledge.
- Morabito, J., Bos, M., Vos, S., and Brouwer, R. (1997). The quality of service provided by the irrigation department to the users associations, tunuyan system, mendoza, argentina. *Irrigation and Drainage Systems*, 12(1):49–65.
- Moran, M. S., Jackson, R. D., Raymond, L. H., Gay, L. W., and Slater, P. N. (1989). Mapping surface energy balance components by combining landsat thematic mapper and ground-based meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, 30(1):77–87.
- Muñoz, J. d. D., Milera, S., Romero, C., and Brizuela, A. (2005). Bosques nativos y selvas ribereñas en la provincia de entre ríos. *Temas de la biodiversidad del litoral fluvial argentino. INSUGEO Miscelánea*, pages 169–182.
- Nagore, M., Echarte, L., Della Maggiora, A., and Andrade, F. (2010). Rendimiento, consumo y eficiencia de uso del agua del cultivo de maíz bajo estrés hídrico. ix congreso nacional de maíz. In *Simposio Nacional de Sorgo*, volume 17.
- Natenzon, C. E., Bertocello, R., Blanco, J., Ciccolella, P., and Fernández Caso, M. (2007). La vulnerabilidad social como dimensión del riesgo: Análisis de la zona costera del río de la plata. *Geografía y territorios en transformación*. Ed. Noveduc, pages 85–111.
- Neff, E. L. (1977). How much rain does a rain gage gage? *Journal of Hydrology*, 35(3-4):213–220.
- Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., and Williams, J. R. (2011). Soil and water assessment tool theoretical documentation version 2009. Technical report, Texas Water Resources Institute.
- Nogues, J. (2015). Barreras sobre las exportaciones agropecuarias: impactos económicos y sociales de su eliminación.
- Norman, J. M., Kustas, W. P., and Humes, K. S. (1995). Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77(3-4):263–293.

- Otegui, M. E. (2009). Bases ecofisiológicas para el manejo del agua en cultivos para grano conducidos en secano. In *Simposio Nacional de Agricultura de Secano (1, 2009 Paysandú, Uruguay). Trabajos presentados. Paysandú, Uruguay, Facultad de Agronomía. Estación Experimental Dr. Mario A. Cassinoni*, pages 7–16.
- Paoli, C. and Giacosa, R. (2003). Caracterización del riesgo hídrico con relación a las inundaciones ya las crecidas y lluvias de diseño. *Inundaciones en la región pampeana. Argentina: Editorial Universidad Nacional La Plata*, pages 49–63.
- Pardos, J. A. (2004). Respuestas de las plantas al anegamiento del suelo. *Forest Systems*, 13(4):101–107.
- Paruelo, J. M. (2008). La caracterización funcional de ecosistemas mediante sensores remotos. *Revista Ecosistemas*, 17(3).
- Passioura, J. (1983). Roots and drought resistance. In *Developments in Agricultural and Managed Forest Ecology*, volume 12, pages 265–280. Elsevier.
- Paulson, C. A. (1970). The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology*, 9(6):857–861.
- Paz Pellat, F., Palacios Vélez, E., Mejía Sáenz, E., Martínez Menes, M., and Palacios Sánchez, L. A. (2005). Análisis de los espacios espectrales de la reflectividad del follaje de los cultivos. *Agrociencia*, 39(3).
- Penalba, O. C., Bettolli, M. L., and Vargas, W. M. (2007). The impact of climate variability on soybean yields in argentina. multivariate regression. *Meteorological Applications: A journal of forecasting, practical applications, training techniques and modelling*, 14(1):3–14.
- Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. Lond. A*, 193(1032):120–145.
- Peñuelas, J., Filella, I., Biel, C., Serrano, L., and Save, R. (1993). The reflectance at the 950–970 nm region as an indicator of plant water status. *International journal of remote sensing*, 14(10):1887–1905.
- Pereira, L. S., Oweis, T., and Zairi, A. (2002). Irrigation management under water scarcity. *Agricultural water management*, 57(3):175–206.

- Pérez, E. (2004). La variabilidad de las precipitaciones en el nordeste argentino durante el período 1951/1990. *Comunicaciones Científicas y Tecnológicas*.
- Pessacq, N., Flaherty, S., Brandizi, L., Solman, S., and Pascual, M. (2015). Getting water right: A case study in water yield modelling based on precipitation data. *Science of the Total Environment*, 537:225–234.
- Piedade, M. T. F., Ferreira, C. d. S., and Franco, A. C. (2010). Estrategias reproductivas de la vegetación y sus respuestas al pulso de la inundación en las zonas inundables de la amazonía central. *Revista Ecosistemas*, 19(1).
- Pinho, A. P. d., Matos, A. T. d., Costa, L. M. d., Morris, L. A., and Martinez, M. A. (2006). Modeling of herbicide retention in riparian zones. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 10(4):896–902.
- Programme), W. W. W. A. (2012). The united nations world water development report 4: Managing water under uncertainty and risk.
- Pruitt, W. and Doorenbos, J. (1977). *Empirical Calibration: A Requisite for Evapotranspiration Formulae Based on Daily Or Longer Mean Climate Data?* The Committee.
- Pusineri, G., Pedraza, R., and Lozeco, C. (2005). Uso de modelos digitales de elevación y de sistemas de información geográfica en la modelación hidrológica. *Primera Reunión de Usuarios de Sistemas de Información Geográfica y Procesadores Digitales, Universidad Nacional del Nordeste, Argentina*. <http://hum.unne.edu.ar/revistas/geoweb/Geo4/archivos/pusineri.pdf> (Fecha de consulta: 07/04/2016).
- Rahimi, S., Gholami Sefidkouhi, M. A., Raeini-Sarjaz, M., and Valipour, M. (2015). Estimation of actual evapotranspiration by using modis images (a case study: Tajan catchment). *Archives of Agronomy and Soil Science*, 61(5):695–709.
- Raschke, E., Stuhlmann, R., Palz, W., and Steemers, T. (1991). Solar radiation atlas of africa. published for the commission of the european communities by aa balkema. *Rotterdam, Brook-field*.
- Rhind, D. (1986). Remote sensing, digital mapping, and geographical information systems: the creation of national policy in the united kingdom. *Environment and Planning C: Government and Policy*, 4(1):91–102.

- Ríos, J. B. (2017). Uso de la teledetección de alta resolución con sensores térmicos para el manejo del riego y la variabilidad espacial intralote. *Revista Palmas*, 37:267–273.
- Ritchie, J. (1998). Soil water balance and plant water stress. In *Understanding options for agricultural production*, pages 41–54. Springer.
- Rivas, R. and Caselles, V. (2004). A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing-based surface temperature and local meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, 93(1-2):68–76.
- Rivas, R., Weinzettel, P., and Usunoff, E. (2005). Resultados preliminares de la estimación del estrés hídrico a partir de temperatura de superficie y ndvi. *Actas II Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de Hidrología Subterránea-Relación aguas superficiales-aguas subterráneas*, pages 195–202.
- Rivas, R. E. and Carmona, F. (2013). Evapotranspiration in the pampean region using field measurements and satellite data. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 55:27–34.
- Rockström, J., Falkenmark, M., Karlberg, L., Hoff, H., Rost, S., and Gersten, D. (2009). Future water availability for global food production: the potential of green water for increasing resilience to global change. *Water resources research*, 45(7).
- Rodríguez, M. P. G. and González, M. E. P. (2014). Análisis multitemporal del urbanismo expansivo en el corredor del henares. aportación de las imágenes de satélite. *Estudios Geográficos*, 75(277):597–618.
- Roerink, G., Su, Z., and Menenti, M. (2000). S-sebi: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25(2):147–157.
- Rosenzweig, M. L. (1968). Net primary productivity of terrestrial communities: prediction from climatological data. *The American Naturalist*, 102(923):67–74.
- Roskopf, R., Riegelhaupt, E., Aceñolaza, P., and Rosenberger, J. (2007). Patrón local de uso para combustibles de madera en una localidad rural entrerriana. *XXII jornadas forestales de entre ríos, Concordia, Argentina*, pág, 7.

- Salisbury, J. W. and D'Aria, D. M. (1992). Emissivity of terrestrial materials in the 8–14 μm atmospheric window. *Remote sensing of Environment*, 42(2):83–106.
- Sanchez, M. (2001). Métodos de estimación de evapotranspiración utilizados en Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 28:3–10.
- Sánchez, R. M., Dunel Guerra, L., and Scherger, M. (2015). Evaluación de las áreas bajo riego afectadas por salinidad y/o sodicidad en Argentina.
- Sánchez-Díaz, M. and Aguirreolea, J. (2000). El agua en la planta. *Fundamentos de Fisiología Vegetal. Universidad de Barcelona*, pages 17–30.
- Santi, M. and Sanguinetti, J. (2000). Estudio de aguas subterráneas etapa iii. *Dirección de Hidráulica. Entre Ríos. Consejo Federal de Inversiones*.
- Sanz, J. S. (2007). Agua es vida. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza*, 62:65.
- Sasal, C., Wilson, M. G., Santi, M., Oszust, J. D., Schulz, G., Pausich, G., and Bedendo, D. (2011). Aplicación del modelo drastic en la cuenca del arroyo las conchas, entre ríos. *Revista de Investigaciones Agropecuarias*, 37(2):150–158.
- Satorre, E., Benech, R., Slafer, G., Fuente, E., Miralles, D., Otegui, M., Savin, R., and de Granos, P. (2004). Bases funcionales para su manejo.
- Scarpati, O. E., Forte Lay, J. A., and Capriolo, A. D. (2008). La inundación del año 2001 en la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Mundo Agrario*, 9(17):00–00.
- Scarpati, O. E., Spescha, L., and Capriolo, A. (2002). Occurrence of severe floods in the Salado river basin, Buenos Aires province, Argentina. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 7(3):285–301.
- Schilardi, C., Morábito, J., and Vallone, R. (2011). Desempeño del riego por superficie en el área de regadío de la cuenca del río Tunuyán superior, Mendoza, Argentina. *Fundación Taeda*.
- Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., and Ratier, A. (2002). An introduction to Meteosat second generation (MSG). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(7):977–992.

- Seguin, B., Baelz, S., Monget, J.-M., and Petit, V. (1982). Utilisation de la thermographie ir pour l'estimation de l'évaporation régionale i. mise au point méthodologique sur le site de la crau. *Agronomie*, 2(1):7–16.
- Sellers, P., Berry, J., Collatz, G., Field, C., and Hall, F. (1992). Canopy reflectance, photosynthesis, and transpiration. iii. a reanalysis using improved leaf models and a new canopy integration scheme. *Remote sensing of environment*, 42(3):187–216.
- Semmens, K. A., Anderson, M. C., Kustas, W. P., Gao, F., Alfieri, J. G., McKee, L., Prueger, J. H., Hain, C. R., Cammalleri, C., Yang, Y., et al. (2016). Monitoring daily evapotranspiration over two california vineyards using landsat 8 in a multi-sensor data fusion approach. *Remote Sensing of Environment*, 185:155–170.
- Senay, G., Gowda, P. H., Bohms, S., Howell, T., Friedrichs, M., Marek, T., and Verdin, J. (2014). Evaluating the ssebop approach for evapotranspiration mapping with landsat data using lysimetric observations in the semi-arid texas high plains. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 11(1):723–756.
- Serrano Vincenti, M. S. F. (2016). Fenómenos críticos en datos de precipitación lluviosa intensa detectados con radar y microondas, en la zona de influencia del fenómeno del niño sobre el ecuador, en el período 2009-2012. Master's thesis, Quito, 2016.
- Shiklomanov, I. A. (2000). Appraisal and assessment of world water resources. *Water international*, 25(1):11–32.
- Simpson, J., Adler, R. F., and North, G. R. (1988). A proposed tropical rainfall measuring mission (trmm) satellite. *Bulletin of the American meteorological Society*, 69(3):278–295.
- Singh, V. P. et al. (1995). *Computer models of watershed hydrology*, volume 1130. Water Resources Publications Highlands Ranch, CO.
- Smith, P., Wilson, B., Nadolny, C., and Lang, D. (2000). The ecological role of the native vegetation of new south wales: a background paper of the native vegetation advisory council of new south wales.
- Sobrino, J. A. (2001). *Teledetección*. Universitat de València.
- Sokolov, A. and Chapman, T. (1981). Métodos de cálculo del balance hídrico. *Guía internacional de métodos de investigación (versión en Español)*. Instituto de Hidrología de España-UNESCO.

- Stancalie, G. (2012). Possibilities of deriving crop evapotranspiration from satellite data with the integration with other sources of information. In *Evapotranspiration-Remote Sensing and Modeling*. InTech.
- Stricker, N., Hahne, A., Smith, D., Delderfield, J., Oliver, M., and Edwards, T. (1995). Atsr-2: The evolution in its design from ers-1 to ers-2. *Esa Bulletin*, 83.
- Su, F., Hong, Y., and Lettenmaier, D. P. (2008). Evaluation of trmm multisatellite precipitation analysis (tmpa) and its utility in hydrologic prediction in the la plata basin. *Journal of Hydrometeorology*, 9(4):622–640.
- Su, Z. (2002). The surface energy balance system (sebs) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and earth system sciences*, 6(1):85–100.
- Sumathi, S. and Sivanandam, S. (2006). *Introduction to data mining and its applications*, volume 29. Springer.
- Swank, W., Swift, J. L., and Douglass, J. (1988). Streamflow changes associated with forest cutting, species conversions, and natural disturbances. In *Forest hydrology and ecology at Coweeta*, pages 297–312. Springer.
- Tafolla-Arellano, J. C., González-León, A., Tiznado-Hernández, M. E., Zacarías García, L., and Báez-Sañudo, R. (2013). Composición, fisiología y biosíntesis de la cutícula en plantas. *Revista fitotecnica mexicana*, 36(1):3–12.
- Tan, P.-N., Steinbach, M., and Kumar, V. (2005). Introduction to data mining. 1st.
- Tasi, H. (1981). Agrupamiento de suelos de la provincia de entre ríos a nivel de orden. *Publicación Técnica*, (5).
- Tasumi, M., Allen, R. G., Trezza, R., and Wright, J. L. (2005). Satellite-based energy balance to assess within-population variance of crop coefficient curves. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 131(1):94–109.
- Townshend, J., Justice, C., Li, W., Gurney, C., and McManus, J. (1991). Global land cover classification by remote sensing: present capabilities and future possibilities. *Remote Sensing of Environment*, 35(2-3):243–255.
- Trench, M. V. (2011). “el derecho espacial y la cooperación internacional ante los desastres naturales”.

- Trezza, R. (2008). Estimación de evapotranspiración de referencia a nivel mensual en venezuela:¿ cuál método utilizar? *Bioagro*, 20(2):89–95.
- Tsihrintzis, V. A. and Hamid, R. (1998). Runoff quality prediction from small urban catchments using swmm. *Hydrological Processes*, 12(2):311–329.
- US Army Corps of Engineers, H. (1991). Hec-2 water surface profiles user's manual.
- Valladares, F., Vilagrosa, A., Peñuelas, J., Ogaya, R., Camarero, J. J., Corcuera, L., Sisó, S., and Gil-Pelegrín, E. (2004). Estrés hídrico: ecofisiología y escalas de la sequía. *Ecología del bosque mediterráneo en un mundo cambiante*, 2:165–192.
- Van de Griend, A. and Engman, E. (1985). Partial area hydrology and remote sensing. *Journal of Hydrology*, 81(3-4):211–251.
- van der Tol, C. and Parodi, G. N. (2012). Guidelines for remote sensing of evapotranspiration. In *Evapotranspiration-Remote Sensing and Modeling*. InTech.
- Vila, H. (2011). Regulación de la hidratación y la turgencia foliares por mecanismos evitadores del estrés, y resistencia a déficit hídrico en vid modelo vs. experimentos. *Mendoza, Universidad Nacional de Cuyo. Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Cuyo. Facultad de Ciencias Médicas. Dirección URL del informe: <http://bdigital.uncu.edu.ar/4367> (Verificado: julio 2013).*
- Villanueva, O. M. B., Zambrano-Bigiarini, M., Ribbe, L., Nauditt, A., Rebolledo Coy, M., Xuan Thinh, N., and Bartz-Beielstein, T. (2017). Temporal and spatial evaluation of satellite rainfall estimates over different regions in latin-america. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Vogelbacher, S., Sprung, D., van Eijk, A. M., and Stein, K. (2015). Influence of aerosols on atmospheric transmission at the baltic sea: comparison of experimental results with model simulations using modtran. In *Optics in Atmospheric Propagation and Adaptive Systems XVIII*, volume 9641, page 964106. International Society for Optics and Photonics.
- Wada, Y. (2016). Modeling groundwater depletion at regional and global scales: Present state and future prospects. *Surveys in Geophysics*, 37(2):419–451.

- Wallace, J. (2000). Increasing agricultural water use efficiency to meet future food production. *Agriculture, ecosystems & environment*, 82(1-3):105–119.
- Wallace, J. S. and Gregory, P. J. (2002). Water resources and their use in food production systems. *Aquatic Sciences*, 64(4):363–375.
- Webb, E. K. (1970). Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96(407):67–90.
- Wentz, F. J. (2015). A 17-yr climate record of environmental parameters derived from the tropical rainfall measuring mission (trmm) microwave imager. *Journal of Climate*, 28(17):6882–6902.
- Werninghaus, R. (2004). Terrasar-x mission. In *SAR Image Analysis, Modeling, and Techniques VI*, volume 5236, pages 9–17. International Society for Optics and Photonics.
- White, K. (1993). La educación de la teledetección en el reino unido. *Serie geográfica*, (2):31–38.
- Wilk, J., Kniveton, D., Andersson, L., Layberry, R., Todd, M. C., Hughes, D., Ringrose, S., and Vanderpost, C. (2006). Estimating rainfall and water balance over the okavango river basin for hydrological applications. *Journal of Hydrology*, 331(1-2):18–29.
- Wukelic, G., Gibbons, D., Martucci, L., and Foote, H. (1989). Radiometric calibration of landsat thematic mapper thermal band. *Remote sensing of environment*, 28:339–347.
- Xie, P., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., Adler, R., Gruber, A., Ferraro, R., Huffman, G. J., and Curtis, S. (2003). Gpcp pentad precipitation analyses: An experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *Journal of Climate*, 16(13):2197–2214.
- Xue, Y., Li, Y., Guang, J., Zhang, X., and Guo, J. (2008). Small satellite remote sensing and applications—history, current and future. *International Journal of Remote Sensing*, 29(15):4339–4372.
- Yebra Álvarez, M., Santis, A. d., and Chuvieco, E. (2012). Estimación del peligro de incendios a partir de teledetección y variables meteorológicas: variación temporal del contenido de humedad del combustible.

- Zalewski, M., Wagner-Lotkowska, I., et al. (2004). Integrated watershed management: ecohydrology & phytotechnology. manual. In *Integrated watershed mangement: ecohydrology & phytotechnology. Manual*. UNESCO.
- Zarco-Tejada, P. J., Pushnik, J., Dobrowski, S., and Ustin, S. (2003a). Steady-state chlorophyll a fluorescence detection from canopy derivative reflectance and double-peak red-edge effects. *Remote Sensing of Environment*, 84(2):283–294.
- Zarco-Tejada, P. J., Rueda, C., and Ustin, S. (2003b). Water content estimation in vegetation with modis reflectance data and model inversion methods. *Remote Sensing of Environment*, 85(1):109–124.