

Tesis de Grado

Ajuste de un modelo de humedad del suelo unidimensional en localidades de la provincia de Entre Ríos utilizando observaciones in-situ y sensoramiento remoto

Díaz, Gonzalo Martín

2015

Este documento forma parte de las colecciones digitales de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en bibliotecadigital.exactas.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the digital collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in bibliotecadigital.exactas.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Díaz, Gonzalo Martín. (2015). Ajuste de un modelo de humedad del suelo unidimensional en localidades de la provincia de Entre Ríos utilizando observaciones in-situ y sensoramiento remoto. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nATM000001_Diaz

Cita tipo Chicago:

Díaz, Gonzalo Martín. "Ajuste de un modelo de humedad del suelo unidimensional en localidades de la provincia de Entre Ríos utilizando observaciones in-situ y sensoramiento remoto". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2015.

https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nATM000001_Diaz

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Tesis de Licenciatura

**Ajuste de un modelo de humedad del
suelo unidimensional en localidades de
la provincia de Entre Ríos utilizando
observaciones in-situ y sensoramiento
remoto**

**Tesista: Gonzalo Martín Díaz
Directora: Dra. Moira Evelina Doyle**

2015

**A mi familia:
Fernando, Estela, Rodrigo y Jimena**

Agradecimientos

A mi directora, Moira Doyle por su ayuda y experiencia a lo largo de este proceso y por su incansable insistencia en sacar lo mejor de mí día a día

Al ingeniero Armando Brizuela por facilitar la información de los sensores de humedad y aportar en el análisis de los datos

A la Universidad de Buenos Aires, al Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos y el Centro de Investigación del Mar y la Atmósfera por brindarme la oportunidad de realizar mis estudios y producir los conocimientos para llevar a cabo mi carrera

Al jurado, Silvina Solman, María Paula Llano y Pablo Spennemann por leer esta tesis en el menor tiempo posible y por su buen trabajo como educadores en la facultad

A Vicente Barros, Ramiro Saurral e Inés Camilloni por generarme el espacio y la ayuda en los años que estuve trabajando en la oficina 10 del Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Al Servicio Meteorológico Nacional por hacerme formar parte de la institución y continuar con el trabajo educativo a pesar de estar fuera de la facultad

A Lorena Ferreira por ser la causante principal para que formara parte del Servicio Meteorológico Nacional y por ser una guía en mis actividades profesionales

A mi familia, mis padres, Fernando y Estela por ser el constante sostén durante los momentos difíciles. A mis hermanos, Rodrigo y Jimena por compartir un vínculo único que no se encuentra en cualquier lado. A los nuevos integrantes de la familia, Lola, Ezequiel y Ulises

A mi madrina Liliana, mi abuela Blanca y mi tía abuela Beba. A los que no están pero han estado y siempre estarán: mi tía Silvia, mi tío Guillermo, mi abuela Flori y mi abuelo Raúl

A los amigos que se cruzaron por la vida: el Negro, Chulet, Dany y Lucho. En especial al Negro por las eternas y constantes charlas filosóficas, y no tanto, de la vida y demás

A los nuevos amigos que se cruzaron, tanto en la facultad como en el Servicio Meteorológico: Naty KB, Chichi, Pau, Naty T, Lau P, Mariano, Sol, Alvaro, Reinal, Chris, Anahi, Mili, Sole, Maru D, Sabri y Caro C. En especial a Naty KB, Chichi, Pau, Naty T y Sabri, expertas en el uso del oído amigo

A los integrantes de agro, hidro, clima e investigación del Servicio Meteorológico: Lau A, Kari, Lucho, Juan, Cyn, Naty B, Ale, Jose Luis, Pablo, Diana, Hernán, Naty H, Norma, Caro M, Euge, Maru S y Yanina

A la familia Antelo y Taggiasco por ser mis otras dos familias postizas, en especial a Juana por impulsarme a pensar más allá de mis horizontes y ser formadora en gran parte de mi educación

Nuestra mayor gloria no se basa en no
haber fracasado nunca, sino en habernos
levantado cada vez que caímos

CONFUCIO

Índice

Resumen.....	11
1. Introducción	12
2. El modelado de la Humedad en el Suelo	20
2.1 Sobre los modelos hidráulicos del suelo: definiciones y características.....	20
2.2 El Modelo de Humedad del Suelo CLASS: sus módulos y características	27
3. Datos y Metodología	31
3.1 Sobre la región de estudio y los datos in situ utilizados	31
3.2 Calibración mediante Funciones de Edafotransferencia y experimentos de sensibilidad	34
3.3 Estadísticos utilizados para evaluación de los errores	43
3.4 Estimación de excesos de agua usando información satelital	45
3.5 Metodología propuesta para la estimación de volúmenes de agua	48
4. Resultados y Discusión	50
4.1 Ajuste de la humedad del suelo del CLASS U3M 1D.....	50
4.1.1 Comportamiento del modelo en función de las FET	50
4.1.2 Comportamiento del modelo en función del LAI	64
4.1.3 Análisis de las salidas del modelo con respecto a la precipitación y la variante en ET	66
4.2 Análisis de las imágenes de satélite Landsat y representación de máscaras de agua	70
4.3 Ajuste de los excesos del CLASS U3M 1D en función de las imágenes de satélite y el DEM	73

4.4 Influencia de la calibración de los sensores de humedad en el ajuste del CLASS U3M 1D	76
5. Conclusiones	78
6. Bibliografía	83

Índice de Figuras y Tablas

Figura 1: <i>Esquema de la curva de retención de agua</i>	22
Figura 2: <i>Curvas de retención de agua de: (a) forma J. (b) forma S. Fuente: Methods of Soil Analysis, Part 4, "parametric models" de Kosugi y otros (2002)</i>	23
Figura 3: <i>Triángulo de textura de suelo y clases texturales en función del porcentaje de arcilla, limo y arena. Fuente: Departamento de Agricultura de Estados Unidos</i>	25
Tabla 1: <i>Permeabilidad de los suelos de acuerdo a la textura</i>	26
Figura 4: <i>Esquema del sistema de modelado del CLASS. Fuente: Tuteja y otros (2004)</i>	27
Figura 5: <i>(a) Región de estudio analizada. En amarillo se indican las ciudades de Diamante y Paraná. También puede divisarse el río Paraná en color marrón. (b) DEM SRTM de la zona, los valores de altura se indican en metros</i>	32
Tabla 2: <i>Perfiles de suelo para las simulaciones del modelo CLASS U3M 1D</i>	34
Tabla 3: <i>Expresiones de las distintas FET para la estimación de los parámetros hidráulicos para la calibración del CLASS U3M 1D. CS y FS son el contenido en porcentaje de arena gruesa y arena fina respectivamente</i>	36
Figura 6: <i>Marcha anual del LAI para el estudio de sensibilidad de esta variable. (a) S3, (b) L1 y (c) L2</i>	38
Tabla 4: <i>Parámetros utilizados para las simulaciones de calibración y de experimentos de sensibilidad. DEFAULT: se utilizó el valor por defecto del modelo CLASS U3M 1D</i>	42
Figura 7: <i>Firmas espectrales de distintas coberturas y fenómenos obtenidas del Instituto de Estudios Meteorológicos por Satélite (CIMSS, por sus siglas en inglés) de la Universidad de Wisconsin</i>	46
Figura 8: <i>Esquema representativo de la metodología realizada para la estimación de volúmenes de agua a partir de una imagen DEM y una máscara de agua previamente obtenida</i>	49
Figura 9: <i>Esquema representativo del cálculo de la matriz de volumen para cada zona inundada</i>	49
Tabla 5: <i>Definición de las simulaciones para Diamante y Paraná en función de los parámetros y modelo hidráulico del suelo. DEFAULT: valor por defecto del modelo CLASS U3M 1D</i>	51
Tabla 6: <i>Los valores numéricos de los parámetros de las constantes hidráulicas utilizadas en cada una de las simulaciones y discriminadas por nivel de profundidad</i>	52-53
Figura 10: <i>Humedad del suelo observada (rojo) en Diamante y simulación S1 de CLASS (azul) para las profundidades: a) 7 cm. b) 20 cm. c) 60 cm. Unidades: m^3/m^3. En el eje de abscisas se indican las fechas diarias</i>	54

Figura 11: <i>Idem Figura 10 para simulación S2</i>	55
Figura 12: <i>Idem Figura 10 para simulación S3</i>	56
Tabla 7: <i>Correlaciones y Raíz del Error Cuadrático Medio para cada profundidad de la estación de Diamante entre datos observados y simulados por CLASS de cada una de las simulaciones</i>	58
Figura 13: <i>Indices de N-S para cada uno de los niveles representados en el modelo. Simulación S1 (barras azules), simulación S2 (barras rojas) y simulación S3 (barras verdes). En violeta se indica el valor crítico de 0.5 de N-S</i>	58
Figura 14: <i>Humedad del suelo observada (rojo) en Paraná y simulación S1 de CLASS (azul) para las profundidades: a) 5 cm. b) 10 cm. c) 20 cm. d) 60 cm. Unidades: m^3/m^3. En el eje de abscisas se indican las fechas diarias</i>	59
Figura 15: <i>Idem Figura 14 para simulación S2</i>	60
Figura 16: <i>Idem Figura 14 para simulación S3</i>	61
Tabla 8: <i>Correlaciones y Raíz del Error Cuadrático Medio para cada profundidad de la estación de Paraná entre datos observados y simulados por CLASS de cada una de las simulaciones</i>	62
Figura 17: <i>Indices de N-S para cada uno de los niveles representados en el modelo. Simulación S1 (barras azules), simulación S2 (barras rojas) y simulación S3 (barras verdes)</i>	62
Figura 18: <i>Humedad del suelo observada (rojo) en Paraná y simulaciones S3 (azul), L1 (verde) y L2 (negra) para las profundidades: a) 5 cm. b) 10 cm. c) 20 cm. d) 60 cm. Unidades: m^3/m^3. En el eje de abscisas se indican las fechas diarias</i>	64
Tabla 9: <i>Correlaciones y Raíz del Error Cuadrático Medio para cada profundidad de la estación de Paraná entre datos observados y simulados por CLASS para las simulaciones S3, L1 y L2</i>	65
Figura 19: <i>Humedad del suelo observada (rojo), humedad del suelo simulada (negro) y datos de precipitación (azul) para la profundidad de 7 cm en la estación de Diamante. Eje izquierdo: humedad del suelo (m^3/m^3). Eje derecho: precipitación (mm)</i>	66
Figura 20: <i>ET obtenida en la estación Paraná (rojo) y ET estimada mediante la ecuación de Hargreaves (negro). Los valores de ET se encuentran expresados en unidades de mm</i>	67
Figura 21: <i>Humedad del suelo observada (rojo) en Paraná y simulaciones S3 (azul) y E1 (naranja) para las profundidades: a) 5 cm. b) 10 cm. c) 20 cm. d) 60 cm. Unidades: m^3/m^3. En el eje de abscisas se indican las fechas diarias</i>	69
Figura 22: <i>Reflectividades de la banda 7(Landsat 5) del (a) 06 de agosto del 2009, (b) 09 de octubre del 2009, (c) 10 de noviembre del 2009, (d) 13 de enero del 2010 y (e) 29 de enero del 2010. Los valores de reflectividad se encuentran representados entre 0 y 0.4</i>	70

Figura 23: Reflectividades de la banda 7(Landsat 5) superpuesta con la máscara de agua (azul) para cada caso: (a) 06 de agosto del 2009, (b) 09 de octubre del 2009, (c) 10 de noviembre del 2009, (d) 13 de enero del 2010 y (e) 29 de enero del 201071

Tabla 10: Valores de cantidad de píxeles y área asociados con las regiones inundadas para cada una de las imágenes analizadas72

Figura 24: Evolución temporal de los excesos de agua en el suelo expresados como lámina de agua: estimada mediante la metodología satelital (azul) y estimado por el MHS (roja). Las dos variables se indican en el eje de ordenadas en metros. Los periodos temporales definidos fueron: (a) cada una imagen, (b) cada dos imágenes y (c) cada tres imágenes. La enumeración de las fechas corresponde a lo indicado previamente al principio de esta sección74

Tabla 11: Error relativo porcentual para cada uno de los momentos de los casos de la Figura 2475

Figura 25: Humedad del suelo observada (rojo), humedad del suelo simulada (verde y violeta) para la profundidad de 5 cm en la estación Paraná. (a) Para la calibración en primera instancia y los valores de la simulación S3 de la sección 4.1.1. (b) Para los valores de la simulación S3 considerando la recalibración de Passadore y Wendler (2011). Unidades: m^3/m^3 . En el eje de abscisas se indican las fechas diarias76

Figura 26: Curva de retención de agua de la muestra de datos de Passadore y Wendler (2011) (puntos azules) y el ajuste del modelo de Brooks-Corey (puntos rojos). En el eje de ordenadas se encuentran los valores θ y en el eje de abscisas los valores de potencial mátrico en unidades de cm.....79

Resumen

La humedad del suelo es una de las variables más importantes en el Sistema Climático Global debido a su fuerte influencia en el ciclo hidrológico y en la generación de procesos hidrometeorológicos por la relación del balance de agua y energía en el suelo. Por lo tanto, es de gran relevancia conocer su magnitud y su evolución temporal de forma continua. Existen varias maneras de realizar esto, ya sea mediante el uso de sensores in situ, productos satelitales o mediante la implementación de Modelos de Humedad del Suelo. Se propone en este trabajo de tesis: ajustar un modelo en cuanto a su variable de humedad del suelo a partir de Funciones de Edafotransferencia y contrastando los resultados con observaciones in situ, en las localidades de Diamante y Paraná en Entre Ríos. Luego, se ajustan los excesos de agua del modelo en función de una metodología mediante imágenes de satélite ópticas y modelos de elevación digital. Los mejores resultados obtenidos con respecto a la humedad del suelo explican aproximadamente un 50 % de la variabilidad de la serie observada y la metodología satelital estima de forma correcta los excesos de agua en el suelo con errores relativos mínimos entre el 20-30 %.

1. Introducción

La cuenca del Plata es la segunda cuenca hidrográfica más grande del mundo, cuenta con una superficie aproximada de 3.000.000 km² y abarca los espacios territoriales de los países de Argentina, Bolivia, Brasil, Uruguay y Paraguay. Los ríos más importantes de la cuenca son los ríos Paraguay, Uruguay y Paraná. Este último tiene su nacimiento en la confluencia de los ríos Paranaíba y Grande (sur de Brasil) y aporta un 80% del caudal total del Río de la Plata. La cuenca del Paraná se divide en tres secciones: Alto Paraná, desde su inicio hasta la confluencia con el río Paraguay en Corrientes; Paraná Medio, entre Corrientes y 32°S; y Bajo Paraná, entre 32°S y su desembocadura en el Río de la Plata. En la cuenca del Plata y particularmente en la zona que abarca todo el cauce del río Paraná suceden algunos de los eventos severos con mayor impacto sobre el ámbito socio-económico de la Argentina y los países limítrofes (Chamorro, 2006). Dentro de la economía de la cuenca la actividad agrícola, ganadera y energética son fundamentales para el crecimiento y sustentabilidad de los países, y la ocurrencia de inundaciones y sequías trae graves consecuencias en cada una de estas áreas como ser: la mortalidad animal, debido a la falta de agua o por producto del aislamiento del ganado en islotes conformados por un excedente de agua en los suelos, la pérdida de cosechas por exceso o déficit de agua, y la reducción de la generación de energía por escasez de agua. Asimismo, el ámbito social se ve fuertemente afectado por eventos de inundaciones, particularmente cuando son muy intensos, ya que traen como consecuencia no sólo grandes pérdidas materiales sino importantes riesgos para la salud humana, que pueden incurrir en serias enfermedades e incluso en pérdidas de vidas. Por otra parte, se ha observado que muchas inundaciones ocurren particularmente en áreas en las que en las últimas décadas se han incrementado las precipitaciones (Barros y otros, 2000; Doyle y Barros, 2011), y donde la pendiente del terreno en la cuenca es pequeña, lo que ha llevado a que algunos eventos de inundación producidos sean de considerable duración (Camilloni y Barros, 2003; Latrubesse y Brea, 2009).

El Sistema Climático está conformado por cinco subsistemas (la atmósfera, la hidrósfera, la criósfera, la litósfera y la biósfera) interrelacionados (Peixoto y Oort, 1992), donde la hidrósfera comprende toda el agua en estado líquido: océanos, lagos, ríos y aguas subterráneas,

incluyendo la humedad del suelo. A través de los años se ha comprobado la importancia de la estimación de la humedad del suelo en cuanto a su contenido y/o su desplazamiento dentro del suelo, tanto para el desarrollo de la actividad agrícola y ganadera como también para el control de numerosos procesos y feedbacks dentro del Sistema Climático. Grayson y otros (1997) han comentado la importancia de la humedad del suelo para la ocurrencia de procesos hidrológicos, como son la partición del contenido de agua en el suelo entre escurrimiento, infiltración y evapotranspiración. La evapotranspiración es una de las principales variables en el ciclo hidrológico continental, ya que aproximadamente un 60% de las precipitaciones ocurridas sobre territorio continental regresan a la atmósfera a través de este proceso (Oki y Kanae, 2006). A su vez, el proceso de evapotranspiración interviene no solo en el balance de agua en el sistema climático, sino también en el balance de energía entre la superficie y la atmósfera a través del intercambio de energía necesario para el cambio de estado del agua tanto en la evaporación como en la transpiración (Hillel, 1998).

Además de la relación directa que existe entre el contenido de agua en el suelo y la evapotranspiración, también existen impactos indirectos de la humedad del suelo en otras variables climáticas, como por ejemplo la temperatura y la precipitación. En el primer caso, una disminución (aumento) de la humedad del suelo lleva a una disminución (aumento) de la evapotranspiración, y consecuentemente a una disminución (aumento) del flujo de calor latente. Esto a su vez, aumenta (disminuye) el flujo de calor sensible que se traduce en un aumento (disminución) de la temperatura del aire.

Con respecto a la precipitación, si bien la relación es compleja y es un tema de continuo estudio, una disminución (aumento) de la humedad del suelo produciría una disminución (aumento) de la evapotranspiración y consecuentemente, una disminución (aumento) en la precipitación, que a su vez se traduciría en una disminución (aumento) de la humedad del suelo y así cerraría el ciclo. Esto se conoce como un proceso de feedback positivo. Es importante destacar que la interacción humedad del suelo–precipitación no necesariamente deba comportarse siempre de esta manera. En particular, cuando se producen períodos húmedos de contenido de agua en el suelo en una región específica, esto puede deberse a dos efectos: 1) debido a un fuerte exceso en las precipitaciones o 2) debido al lento escurrimiento a causa de la pequeña pendiente

del terreno en la región de estudio. En el caso de estos períodos húmedos, muchas veces períodos vinculados con inundaciones, un aumento en las precipitaciones afectaría de forma directa en el escurrimiento de agua en el suelo y no necesariamente en el almacenaje, ya que se podría considerar que este se encontrará cerca de la saturación. En la región del río Paraná, especialmente en la zona más baja de la cuenca, es esperable que la pequeña pendiente del terreno juegue un rol muy importante en la generación de eventos de inundación y también en su prolongada duración. Por lo tanto, es importante determinar el contenido y la evolución de la humedad del suelo por la fuerte implicancia que genera tanto en los procesos hidrológicos como en los climáticos.

Existen diversas formas de obtener registros de la humedad en el suelo, ya sea realizando mediciones en el suelo o a través del uso de información satelital. A su vez, las observaciones in situ se dividen en dos tipos de mediciones: directas e indirectas. En el primer caso, como su nombre lo indica, se mide directamente la cantidad de agua que hay en el suelo y existe un único método para realizarlo, conocido como Método Gravimétrico (Robock y otros, 2000; Robinson y otros, 2008). El mismo consiste en realizar muestras de campo y pesarlas previamente y posteriormente de haberlas secado y así, a partir de esta diferencia de peso, calcular el contenido de la humedad del suelo. La ventaja principal de este método es que es una técnica simple, muy precisa y es el único que puede ser considerado como la medición real de la humedad del suelo. Los únicos errores que se encuentran incluidos en estas mediciones son producto de la balanza que se utiliza para medir el peso de las muestras. Asimismo, es el que se utiliza para calibrar los instrumentos utilizados en los demás métodos y ha sido aplicado con frecuencia por diversos grupos de investigación en Argentina (Curto, 2015; Righetti y otros, 2012). Por otro lado, las desventajas de este método radican en que es un método destructivo para el suelo, lo que no permite utilizarse como un método para obtener mediciones continuas en el mismo lugar exacto en tiempos posteriores. Además es costoso ya que deben realizarse análisis en laboratorio, necesita una importante cantidad de mano de obra para llevar a cabo las mediciones y tiempo hasta obtener el resultado buscado (Seneviratne y otros, 2010).

Los métodos indirectos calculan la humedad del suelo mediante una calibración entre el contenido de agua y una propiedad del suelo que es más fácil de medir. Existe una gran variedad

de estos métodos, algunos de los cuales se presentan a continuación (Hillel, 1998; Robinson y otros, 2008):

El método dieléctrico, se basa en medir la diferencia en la capacidad del suelo para transmitir ondas o pulsos electromagnéticos de alta frecuencia. En un suelo seco la constante dieléctrica varía entre 2 y 5, mientras que la constante dieléctrica del agua es 80 para frecuencias de ondas electromagnéticas que oscilan entre 30 MHz y 1 GHz. Por lo tanto, pequeños cambios en la cantidad del agua en el suelo tienen grandes efectos en las propiedades electromagnéticas. El método determina la constante dieléctrica del suelo aplicando al suelo una onda electromagnética de alta frecuencia emitida por el sensor y midiendo la velocidad de propagación entre dos puntos. Cuanto mayor sea el contenido de agua en el suelo, menor será la velocidad de propagación de la onda y mayor la constante dieléctrica del suelo. Estos sensores son relativamente precisos ($\pm 1-2\%$), se pueden realizar mediciones directas y continuas del contenido volumétrico de humedad si está conectado a un data logger. Funcionan en un amplio rango de suelos, no necesitan ser calibrados ya que traen una calibración universal, y en general no son muy afectados por los contenidos de sales en el suelo. Por otra parte, son instrumentos relativamente costosos, las mediciones pueden ser erradas si los sensores no entran bien en contacto con el suelo y no son recomendables en suelos rocosos.

Otro de los métodos indirectos es el método neutrónico o sonda neutrónica. El instrumento consta de una fuente que emite neutrones de alta energía y un contador que detecta el flujo de los neutrones lentos. Los neutrones a alta velocidad emitidos por la fuente gradualmente pierden energía al colisionar con otros átomos de bajo peso atómico. Las moléculas de hidrógeno en el suelo (principalmente en agua del suelo) son particularmente efectivas en desacelerar los neutrones ya que ambos tienen aproximadamente la misma masa. De estos neutrones desacelerados algunos regresan al detector. La cantidad dependerá del tipo de suelo y el contenido de agua. Los neutrones que llegan al detector emiten un impulso eléctrico, que es amplificado y contado. La cantidad de neutrones contados en un determinado intervalo de tiempo está linealmente asociado al contenido volumétrico total de agua en el suelo. Un conteo mayor indica mayor concentración de agua y viceversa. La sonda de neutrones permite mediciones repetidas y rápidas a distintas profundidades y puntos sin ocasionar destrucción del suelo. Es

considerado uno de los métodos más precisos para medir el contenido de agua cuando están bien calibrados. Sin embargo pueden no ser muy precisos cerca de la superficie debido al escape de neutrones fuera del suelo. Por otra parte, es un instrumento costoso al igual que su mantenimiento y debe ser calibrado para los distintos lugares donde se utilizará en función del Método Gravimétrico. Al trabajar con material radiactivo las mediciones deben estar realizadas por personal capacitado que cumpla con todas las medidas de seguridad necesarias para el uso del instrumental.

El último método que se menciona se basa en que la conductividad eléctrica de un sólido poroso depende de la cantidad de agua que hay en él, por lo tanto, se puede relacionar la conductividad eléctrica del suelo con el contenido de agua en el mismo. Este método utiliza bloques de resistencia de varias clases: yeso, lana de vidrio, cerámica. En todos los casos el sensor tiene electrodos rodeados por un material poroso que está en contacto con el suelo. La transferencia eléctrica entre electrodos depende de la cantidad de agua que contiene el bloque, que es función de la tensión de agua del suelo. Mayor el valor de la resistencia, menor es el contenido de agua en el bloque y por lo tanto mayor la tensión de agua del suelo. Los valores de resistencia registrados por este instrumento se convierten seguidamente, mediante una curva de calibración, en valores representativos del contenido de humedad. La curva de calibración se obtiene por correlación con valores del contenido de humedad determinados por el Método Gravimétrico para cada ubicación y estrato de observación. Los bloques para mediciones higrométricas son muy eficaces en la gama más baja de valores de humedad, tiene un costo accesible y si bien se deterioran con el tiempo son fácilmente reemplazables. Sus posibilidades para medir el contenido de la humedad se ven limitadas por los efectos de histéresis y por el hecho de que la calibración depende de la densidad y de la temperatura del suelo. Además, suelen ser más confiables en regiones de suelos más secos.

Los sensores de humedad, en particular los de resistencia eléctrica, pueden instalarse a distintos niveles de profundidad y así obtener una mayor representación de la variable en el perfil vertical del suelo. Sin embargo, contar con una amplia red de sensores no ha sido aplicable hoy en día en nuestro país, debido al alto costo de instalación y mantenimiento. Actualmente en la Argentina, la metodología de obtener la humedad del suelo mediante sensores in situ es una de

las menos utilizadas, debido a la escasez de estaciones meteorológicas en el país que cuentan con sensores de este tipo que realicen mediciones en forma operativa. A pesar de todo, en el último tiempo, se ha avanzado en la instalación de estos instrumentos, principalmente para la validación de información satelital, los cuales suelen encontrarse bajo el marco de experimentos de campo (Cosh y otros, 2004). En la rama de la agronomía es muy común realizar estudios de campo en donde el objetivo es, mediante viajes de campaña, instalar sensores de humedad in situ y generar series de datos lo suficientemente extensas para luego generar una validación de los datos obtenidos mediante sensoramiento remoto (Salgado y otros, 2001; Carrascal y Salgado, 2012).

En cuanto a la información satelital, existen dos maneras para la estimación del contenido de agua en el suelo, por sensoramiento remoto de microondas pasivo u activo o midiendo las pequeñas variaciones en el campo gravitacional de nuestro planeta. Estas nuevas técnicas se han vuelto muy populares en los últimos años debido al fuerte avance tecnológico satelital ocurrido desde fines del siglo XX. Al igual que el método dieléctrico para obtener observaciones in situ de la humedad del suelo, los sensores de microondas se basan en el mismo principio, es decir, en como la constante dieléctrica del suelo aumenta al haber un aumento en el contenido de agua en el mismo. Los sensores de microondas pasivos miden la magnitud de energía emitida por la superficie de la Tierra, mientras que los activos miden la energía dispersada de la superficie terrestre luego de haber sido transmitido un pulso electromagnético (Schmugge y otros, 2002; Wagner y otros, 2007). La diferencia principal que existe entre uno u otro sensor de microondas es básicamente que cada uno de ellos trabaja en distintas bandas de frecuencia (banda S, banda L, banda X, etc.) y esto determina la preferencia entre un sensor u otro para determinar el contenido de humedad en el suelo. Una de las limitaciones de los sensores de microondas se encuentra en que la resolución espacial no supera los 25 km, a diferencia de otros sensores (como por ejemplo los ópticos), en los cuales se pueden encontrar resoluciones espaciales de 30 mts. Otra desventaja es que la información obtenida de humedad del suelo al utilizar microondas es únicamente de los primeros centímetros del suelo y no de los niveles más profundos (Kerr, 2007; Wagner y otros, 2007), cuya información sí podría ser obtenida mediante sensores in situ. Asimismo, es importante destacar la diferencia que hay entre las distintas estimaciones de los productos de humedad del suelo elaborados por cada uno de los sensores de microondas. Esto se debe a la gran

incertidumbre que se produce al generar los algoritmos de cada uno de estos productos (Reichle y otros, 2007).

El Experimento de Recuperación Gravitacional y Clima de la NASA, mejor conocido como GRACE por sus siglas en inglés (Gravity Recovery And Climate Experiment), utiliza un par de satélites para rastrear diminutas variaciones en el campo gravitacional terrestre. Estas variaciones del campo de gravedad terrestre se generan debido a la redistribución del agua tanto sobre como debajo de la superficie terrestre (Committee on Earth Gravity from Space y otros, 1997). Las medidas espaciales de las anomalías temporales de la gravedad permiten cuantificar las variaciones en el almacenamiento de las componentes continentales del ciclo hidrológico sin discriminar entre los cambios en el agua superficial, en el suelo o en el agua subterránea dado que el método suministra cambios de la columna total de agua. Dependiendo de la región, esa señal puede ser dominada por alguno de los tres depósitos. Las ventajas de GRACE se encuentran en la gran confiabilidad de las estimaciones que realiza el par de satélites que compone a la misión y la desventaja principal es su baja resolución espacial (en el mejor de los casos de 400/500 km) y temporal (información a nivel mensual).

Como se ha discutido, existen diversos métodos para monitorear el contenido de agua en el suelo, pero no siempre es posible implementarlos o bien no cumplen con algunos requisitos necesarios, como por ejemplo alta frecuencia temporal y espacial. En estos casos, otra opción para representar la humedad del suelo es mediante la aplicación del modelado matemático. En la actualidad existe una gran variedad de modelos de diversa complejidad que, entre otras variables, representan el contenido de humedad a lo largo del perfil vertical del suelo, como así también, su evolución temporal (Huang y otros, 1995). Uno de los más simples es un modelo de balance de humedad del suelo o Modelo de Humedad del Suelo (MHS), aplicado a un punto donde se consideran los movimientos verticales del agua en el suelo. De esta forma, conociendo las características del suelo a distintas profundidades, es posible obtener tanto un perfil vertical del contenido de agua como su evolución temporal.

Considerando que las inundaciones son un fenómeno que afecta la cuenca del Plata, y en particular en nuestro país; que las condiciones de humedad del suelo juegan un rol importante en

la ocurrencia de precipitaciones; y que no se dispone de información continua que represente adecuadamente la humedad del suelo de la región, se propone contribuir a la comprensión de este proceso a partir de la calibración y validación de un MHS unidimensional. De esta manera se promueve la generación de condiciones iniciales para profundizar el estudio de eventos asociados a inundaciones y también como una herramienta para el monitoreo de los mismos. El modelo elegido es el CLASS U3M 1D, que se discutirá en la sección 2 de este trabajo de tesis y será implementado para localidades de la provincia de Entre Ríos, donde se dispone de observaciones in-situ necesarias para alimentar y validar el modelo. Asimismo, se realizarán estudios de sensibilidad modificando parámetros de entrada e internos del modelo CLASS. Además, se realizará la determinación e identificación de áreas inundadas y volúmenes de agua a partir de una metodología propuesta y desarrollada mediante imágenes de satélite de Landsat 5 y mapas digitales del terreno. Finalmente, los excesos del modelo serán ajustados mediante la estimación de volúmenes obtenidos en la etapa anterior.

2. El modelado de la Humedad en el Suelo

2.1 Sobre los modelos hidráulicos del suelo: definiciones y características

La estratificación general del suelo se define principalmente entre dos zonas o regiones, una es la zona no saturada (ZNS) del suelo y la otra es la zona saturada (ZS). La ZNS se ubica por encima del agua subsuperficial, donde el suelo contiene agua y aire entre sus poros. Esta es la zona donde las raíces de las plantas toman el agua del suelo. En la ZS se encuentra el agua subsuperficial y el nivel que separa las dos regiones de suelo se define como el nivel freático. Debido a que la energía cinética generalmente se desprecia, por el lento desplazamiento del agua dentro del suelo, es que la energía más importante que se manifiesta en el suelo es la energía potencial (Bustamante, 1986). Esta energía se define en edafología como el potencial de agua en el suelo (ψ) y es la energía potencial del agua por unidad de masa con respecto a un potencial de una superficie libre de agua a nivel del suelo. Asimismo, este potencial se divide en cuatro tipos: potencial mátrico o matricial (ψ_m), potencial gravitatorio (ψ_g), potencial osmótico (ψ_o) y potencial de presión (ψ_p). El ψ_m se debe a la matriz porosa del suelo y es producto de dos fuerzas de retención que se dan en el mismo: la fuerza de adhesión y la fuerza de cohesión. El ψ_g es el potencial producto de la fuerza de gravedad, por lo tanto se define como el trabajo a realizar para elevar un cuerpo desde un nivel de referencia. El ψ_o es consecuencia de la presencia de sales en el agua que producen una disminución del potencial y la diferencia entre un punto y otro de este potencial en el suelo generan movimiento de agua entre estos dos puntos. Por último, el ψ_p es generado por el efecto de la presión hidrostática en zonas donde el suelo está saturado. Por lo tanto, en la ZS del suelo, los potenciales que actúan son los de ψ_g y ψ_p , mientras que en la ZNS se presentan principalmente los de ψ_g y ψ_m . El ψ_o se encuentra tanto en la ZS como en la ZNS del suelo, ya que se determina por la cantidad de sales que hay en el agua. De todas maneras, la concentración de sales no varía significativamente en un mismo perfil de suelo, por lo tanto este efecto de ψ suele ser despreciable.

Con el objetivo de entender el movimiento del agua en el suelo y por lo tanto el efecto de infiltración en el mismo, Richards calculó una expresión para explicar el comportamiento de la variación temporal del contenido de agua volumétrico en el suelo ($\partial\theta/\partial t$) (Richards, 1931), la cual dedujo a partir de considerar:

- el movimiento del agua a través de medios porosos, descrito por la Ley de Darcy, y
- que cuando el agua no es eliminada del suelo se produce un almacenaje de agua, definido como la humedad del suelo.

Matemáticamente el flujo insaturado unidimensional del agua en el suelo o medios porosos queda expresado con la siguiente ecuación diferencial, conocida como la ecuación de Richards:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial\theta}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (2.1)$$

donde θ es el contenido de agua volumétrico en el suelo (unidades de m^3/m^3), K es la conductividad hidráulica (m/t), D es la difusividad de la fase suelo-agua (m^2/t) definida como la multiplicación entre K y $\partial\psi/\partial\theta$, y z y t son la distancia (positiva en sentido descendente) (m) y el tiempo, respectivamente. Debido a que esta ecuación no tiene una solución analítica directa, la misma se puede obtener en forma aproximada mediante simplificaciones matemáticas o mediante simulaciones numéricas. La resolución requiere el conocimiento de los parámetros de curva de retención, $\psi(\theta)$, y conductividad hidráulica del suelo, $K(\theta)$, para lo cual existen diversos modelos empíricos, como son los obtenidos por Van Genuchten (1980); Brooks y Corey (1966); Vogel y Cislérova (1988), llamados también modelos hidráulicos del suelo.

El esquema de la **Figura 1** muestra un ejemplo de curva de retención de agua $\psi(\theta)$. Las curvas de retención de humedad evidencian un trazado diferente, en correspondencia con las características físicas del suelo, particularmente con la textura y estructura. El eje y representa la variación de θ , donde se destacan dos estados: el contenido volumétrico de agua residual (θ_r , en unidades de m^3/m^3) y el contenido

volumétrico de agua saturado (θ_s , en unidades de m^3/m^3). Dado que la saturación del suelo, S , se determina a partir de la siguiente relación:

$$S = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (2.2)$$

Luego, en el primero estado $\theta = \theta_r$, el suelo se encuentra lejos de su condición de saturación y se cumple que $S = 0$, esto corresponde a valores absolutos altos de ψ . El segundo estado, correspondiente a la condición $\theta = \theta_s$, define el momento en el que el suelo se encuentra saturado ($S = 1$). El eje x describe la variación del ψ_m (en Pa) o de la succión y nuevamente hay dos estados a considerar. El primero es $\psi_{m,a}$, y corresponde al valor del potencial mátrico en el punto AE (Air-entry value, por sus siglas en inglés), punto en el cual el contenido de agua volumétrico se mantiene constante en θ_s al disminuir en valor absoluto el potencial mátrico. Para muchos tipos de suelo, existe una región denominada Región A-E la cual se define como la zona en donde $\theta = \theta_s$.

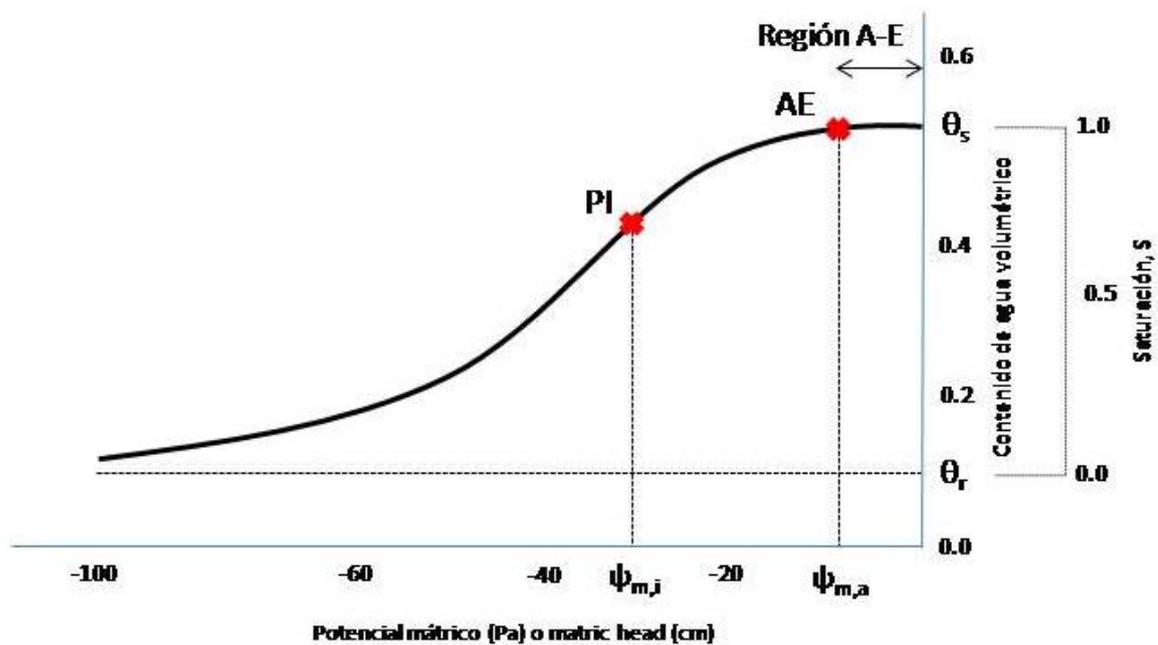


Figura 1: Esquema de la curva de retención de agua.

El aumento de succión, cuando disminuye el contenido humedad, es en algunos suelos gradual y en otros con marcadas inflexiones, como el definido por el punto PI en la **Figura 1**, al cual le corresponde el segundo estado con un valor de potencial $\psi_{m,i}$. En

los suelos arenosos predomina un determinado tamaño de poro, que se evidencia al disminuir bruscamente θ con un reducido incremento de S ; al vaciarse estos poros que estaban llenos de agua, queda el agua remanente en forma de una película adherida a la superficie de la partícula, para extraerla se requiere un gran aumento de la succión, que se muestra por la inflexión de la curva. En los suelos francos y arcillosos la curva en cambio es gradual.

Históricamente uno de los primeros modelos propuestos en el ámbito científico fue el de Brooks y Corey, el cual expresa la curva de retención de agua como una función potencial. Debido a que esta ecuación no incluye un punto de inflexión (PI) bien definido, pero sí así un marcado AE, es que usualmente el modelo de Brooks y Corey funciona de forma más efectiva para tipos de suelo con un AE bien definido y para curvas de retención en forma de J (Kosugi y otros, 2002). Por otro lado, el modelo de Van Genuchten, sí incluye un PI pero no un AE, esto genera que este modelo represente de mejor manera los suelos con curvas en forma de S pero no las curvas tipo J (**Figura 2(a)** y **(b)**), a diferencia del modelo de Brooks y Corey (Kosugi y otros, 2002). Finalmente, el modelo de Vogel y Cislerova es el más reciente de los tres propuestos en esta sección y se basa en una variante del modelo de Van Genuchten permitiendo la inclusión de un AE.

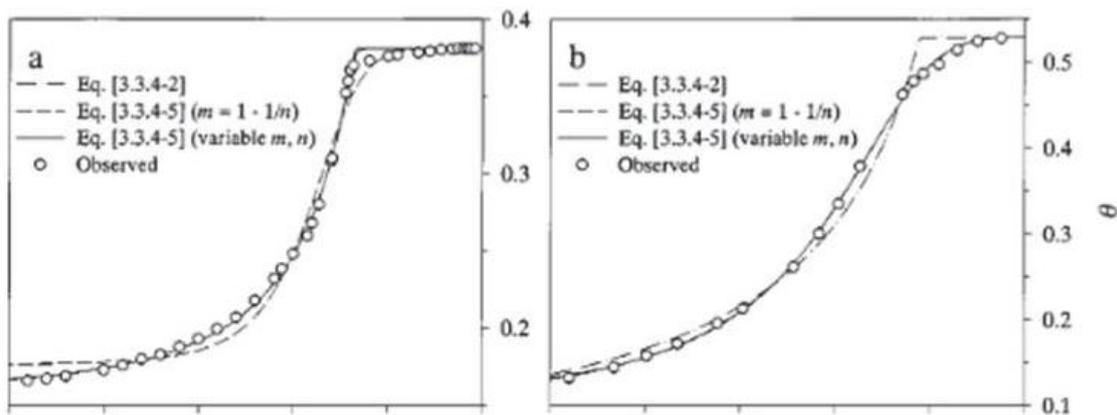


Figura 2: Curvas de retención de agua de: (a) forma J. (b) forma S. Fuente: *Methods of Soil Analysis, Part 4, "parametric models"* de Kosugi y otros (2002).

Algunos de los parámetros de estos modelos hidráulicos del suelo son difíciles de definir y, como se comentó anteriormente, son determinantes a la hora de simular el contenido de agua en el suelo y su variación temporal. Por lo tanto, existe una metodología basada en la generación de relaciones empíricas definidas como Funciones

de Edafotransferencia (FET), ideadas inicialmente por Briggs y McLane (1907). Su utilidad se encuentra en utilizar variables de suelo mayormente conocidas (como la textura del suelo, densidad aparente y materia orgánica) para lograr obtener variables más complejas (en este caso, los parámetros hidráulicos). Estas funciones en general se obtienen aplicando técnicas de regresión lineal múltiple, utilizándose un polinomio de orden dos con coeficientes lineales del tipo:

$$x_i = a_{i,1} + a_{i,2}CS + a_{i,3}FS + a_{i,4}Si + a_{i,5}C + a_{i,6}MO + a_{i,7}He + a_{i,8}DA + a_{i,9}CS.FS + \dots + a_{i,j}Si.C + a_{i,j+1}CS^2 + \dots + a_{i,n}C^2$$

donde x_i es el valor del parámetro hidráulico a determinar (que dependiendo del modelo varían entre 6 y 10); CS , FS , Si y C son respectivamente los porcentajes de arena gruesa, arena fina, limo y arcilla; MO es el contenido en porcentaje de materia orgánica; He la humedad equivalente; DA la densidad aparente y los $a_{i,j}$ los coeficientes derivados de la regresión lineal múltiple. Hay autores que mejoran la predicción, por ejemplo, incluyendo uno o más puntos de la curva de retención de agua.

La densidad aparente (DA) se define como la masa de sólido (m_s) por unidad de volumen total del suelo. Según el tamaño de las partículas de suelo se pueden determinar tres grupos principales de tipo de suelo: arcilla, limo y arena. De acuerdo a la proporción de cada uno de estos materiales es que se originan las clases texturales del suelo, definidas por la clasificación del Departamento de Agricultura de Estados Unidos (USDA, por sus siglas en inglés), como se aprecia en la **Figura 3**.

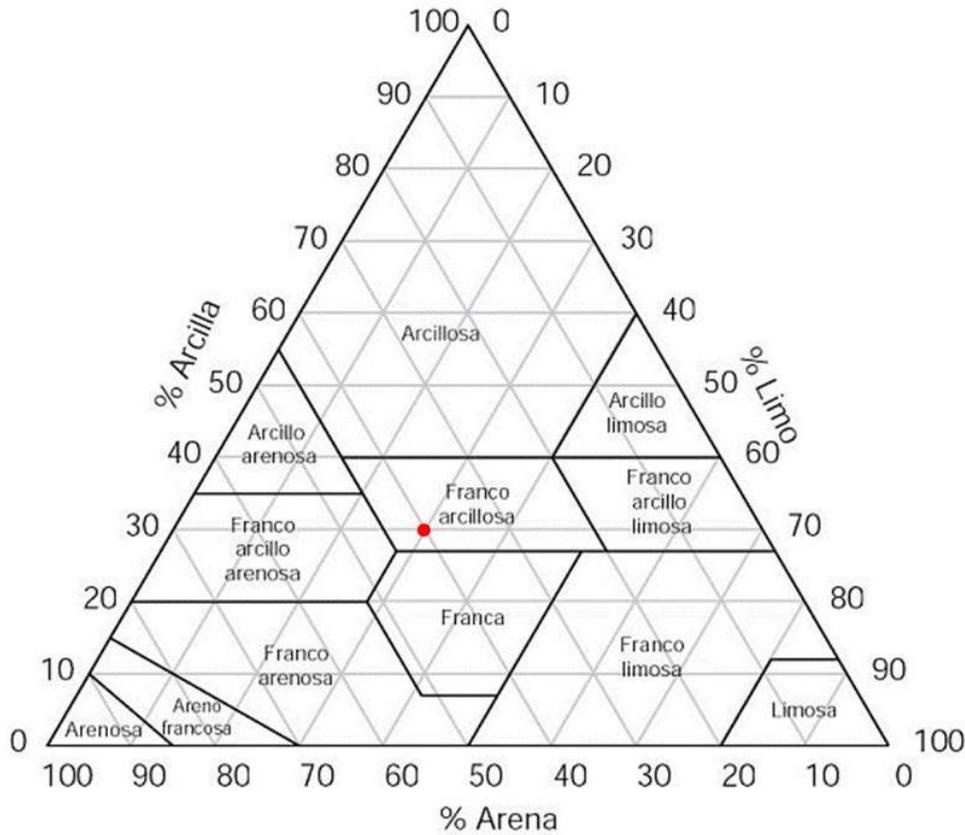


Figura 3: Triángulo de textura de suelo y clases texturales en función del porcentaje de arcilla, limo y arena. Fuente: Departamento de Agricultura de Estados Unidos.

La textura de suelo se encuentra en los lados del triángulo y van desde 0 a 100%. Según la magnitud de cada una de estas propiedades es que se definen las 12 clases texturales: arcillosa, arcillo arenosa, arcillo limosa, franco arcillo arenosa, franco arcillosa, franco arcillo limosa, arenosa, areno francosa, franco arenosa, franca, franco limosa y limosa. A modo de ejemplo, un suelo que tenga un contenido porcentual de 30% de arcilla, 30% de limo y 40% de arena, se define como un suelo con una clase textural franco arcillosa (punto rojo en **Figura 3**).

La textura y la estructura del suelo guardan estrecha relación con el tamaño y el número de los poros y también influyen en su permeabilidad. El espacio poroso del suelo se refiere al porcentaje del volumen del suelo no ocupado por sólidos. En general el volumen del suelo está constituido por 50% materiales sólidos (45% minerales y 5% materia orgánica) y 50% de espacio poroso. Dentro del espacio poroso se pueden distinguir macro poros y micro poros donde agua, nutrientes, aire y gases pueden circular o retenerse. Los macro poros no retienen agua contra la fuerza de la gravedad,

son responsables del drenaje, aireación del suelo y constituyen el espacio donde se forman las raíces. Los micro poros retienen agua y parte de la cual es disponible para las plantas. El tamaño de los poros del suelo reviste gran importancia con respecto a la tasa de *filtración* (movimiento del agua hacia dentro del suelo) y a la tasa de *percolación* (movimiento del agua a través del suelo). Por regla general, como se muestra en la **Tabla 1**, mientras más fina sea la textura del suelo, más lenta será la permeabilidad

Tabla 1: Permeabilidad de los suelos de acuerdo a la textura.

Suelo	Textura	Permeabilidad
Suelos arcillosos	Fina	De muy lenta a muy rápida
Suelos limosos	Moderadamente fina	
	Moderadamente gruesa	
Suelos arenosos	Gruesa	

2.2 El Modelo de Humedad del Suelo CLASS: sus módulos y características

El modelo de balance de agua en el suelo utilizado en este trabajo forma parte del marco de modelado CLASS (Catchment scale multiple-Landuse Atmosphere Soil water and Solute transport model), desarrollado en Australia por el Departamento de Infraestructura, Planeamiento y Recursos Naturales (Tuteja y otros, 2004). La **Figura 4** muestra el esquema modular con el que cuenta CLASS. El sistema de modelado del CLASS es un sistema de herramientas en formato de bloque, el cual cuenta con una cantidad de 5 bloques, cada uno de los cuales puede ser utilizado de forma individual. El CLASS Spatial Analyst (CLASS SA) es una herramienta de representación de Sistema de Información Geográfica (GIS, por sus siglas en inglés) el cual puede ser utilizado para representación de resultados espacial.

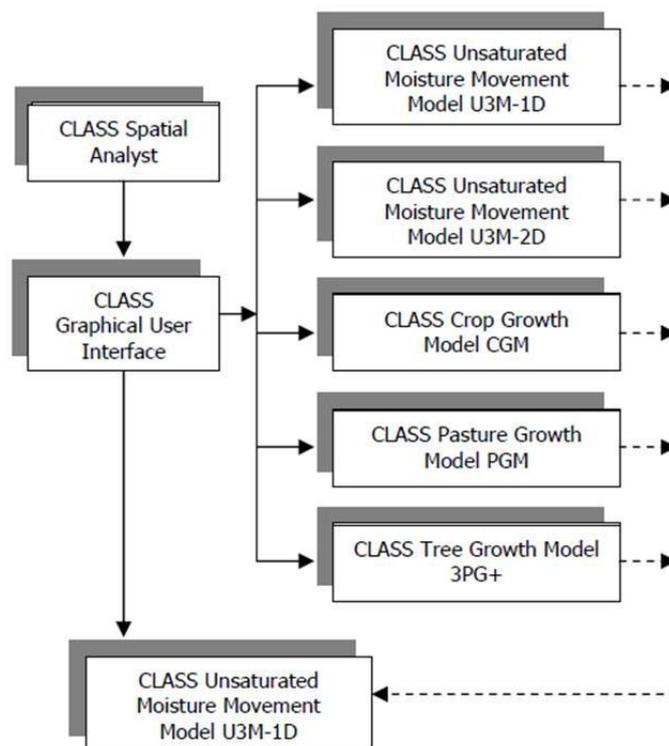


Figura 4: Esquema del sistema de modelado del CLASS. Fuente: Tuteja y otros (2004).

Luego, se encuentran los 5 bloques del sistema que forman parte del modelo propiamente dicho. Estos 5 módulos son: CLASS Unsaturated Moisture Movement Model 1D (U3M 1D), CLASS Unsaturated Moisture Movement Model 2D (U3M 2D),

CLASS Crop Growth Model (CGM), CLASS Pasture Growth Model (PGM) y CLASS Tree Growth Model (3PG+). Cada uno de los módulos se describe a continuación:

- CLASS U3M 1D: es un modelo de balance de agua que trabaja en la ZNS en paso de tiempo diario. El mismo se basa en la implementación de la ecuación de Richards en un punto de grilla (Vaze y otros, 2005). Los solutos son transferidos a través de los distintos niveles del modelo mediante el efecto de advección. Al final de este capítulo se indicará de forma más detallada las componentes de este modelo.
- CLASS U3M 2D: de forma similar al CLASS U3M 1D, es un modelo de balance de agua en la ZNS en paso de tiempo diario, pero en este caso la ecuación de Richards es aplicada a una distribución espacial de puntos de grilla. El balance de agua es calculado a lo largo de la vertical (como en el U3M 1D) y el exceso de agua, si es que lo hubiera, se transfiere corriente abajo a partir de la forma no saturada de la Ley de Darcy. Los solutos son transferidos a través de los distintos niveles del modelo mediante el efecto de advección.
- CLASS CGM: es un modelo de crecimiento de paso de tiempo diario basado en el trabajo de Johnson (2003). Este módulo del CLASS genera opciones para el modelado del crecimiento de los campos de cultivo. Se encuentra implementado para ser utilizado con una importante variedad de especies de cultivo (de regiones templadas, tales como el trigo, cebada, canola y girasol, y otras de regiones tropicales tales como el sorgo y el maíz). Algunos de los productos simulados son la variación temporal del rendimiento del grano, brotes y raíces, y también variables como el Índice de Área Foliar (LAI, por sus siglas en inglés).
- CLASS PGM: es también un modelo de crecimiento de paso de tiempo diario basado en Johnson (2003), pero en este caso para el modelado de múltiples tipos de pastura. Estas especies pueden ser anuales o no y son válidas para regiones templadas o tropicales. Las condiciones ambientales, como también la salinidad, nutrientes y agua en el suelo influyen en el crecimiento de las pasturas. Se incluye por default los parámetros para especies de pasturas genéricas. Una

importante aplicación del módulo PGM es que el mismo puede proveer información con respecto al crecimiento de la vegetación al módulo U3M 1D, información tal como biomasa, distribución de raíces, LAI y cobertura de suelo.

- CLASS 3PG+: este modelo simula el crecimiento de la vegetación de mayor desarrollo. Esta componente opera en un paso de tiempo mensual. Variables de estado, como la biomasa, distribución de raíces, cobertura de suelo y LAI son generados por el bloque 3PG+, para alimentar una vez por mes al modelo U3M 1D para simular el balance de agua a un paso de tiempo diario.

En particular, en este trabajo de tesis, se utilizaron dos módulos del sistema de modelado del CLASS, ellos fueron el CLASS U3M 1D, del cual se determinaron las salidas de humedad del suelo para cada caso de estudio y el otro es el CLASS PGM, del cual se desprendieron las simulaciones del LAI para alimentar al módulo U3M 1D.

Si se desea ejecutar el modelo CLASS U3M 1D, es necesario disponer, no solamente de las condiciones meteorológicas que afectan directamente el balance de agua en el suelo (Seneviratne y otros, 2010), es decir P y ET diaria, sino también de información sobre la cubierta vegetal del lugar y, las propiedades hidráulicas del suelo. El modelo permite establecer valores de espesores para el perfil del suelo, pudiendo discriminarse hasta 4 niveles, con sus correspondientes características texturales. En base al tipo de suelo, se deberán ajustar los parámetros hidráulicos, que dependerán del modelo escogido. CLASS U3M 1D incluye los 3 tipos de modelos hidráulicos de suelo mencionados previamente: Van Genuchten, Brooks - Corey y Vogel – Cislerova. En cuanto al uso del suelo, es necesario determinar el correspondiente LAI según el tipo de cobertura vegetal (pasto, cultivo o bosque). Con esta información, el modelo devolverá resultados sobre las condiciones de humedad de suelo en los distintos niveles, como así también los excesos de agua producidos en cada paso de tiempo. Por lo tanto, para realizar una simulación con el CLASS U3M 1D se deben indicar todos estos parámetros en el proceso. El modelo cuenta con cuatro etapas para llevar a cabo este proceso, ellas son:

- ✓ *Discrete Soil Layers*: El modelo permite que el usuario defina cuatro materiales o espesores de suelo. Luego, el modelo determina para cada espesor una

cantidad de niveles en los cuales realiza las estimaciones de humedad del suelo y excesos de agua.

- ✓ *Landuse & Climate Data*: En esta sección del modelo se determina el tipo de cobertura vegetal y puede corregirse mes a mes el LAI promedio mensual. En esta etapa es en donde se puede alimentar al modelo CLASS U3M 1D con las salidas obtenidas de la variable LAI a partir del módulo PGM.
- ✓ *Parameters for soil hydraulic properties*: Los parámetros que se encuentran en esta etapa son fuertemente sensibles a los resultados de cada simulación. Aquí se definen los parámetros hidráulicos según el modelo hidráulico elegido (Van Genuchten, Brooks – Corey ó Vogel – Cislerova) y además se determina el tipo de suelo, en cada uno de los materiales indicados en *Discrete Soil Layers*, en función de las 12 clases texturales definidas por Carsel y Parish (1988).
- ✓ *Time Step Related Parameters*: En esta sección se encuentran parámetros relacionados con el paso de tiempo utilizado por el modelo para calcular cada una de las variables del mismo, de todas maneras las salidas del modelo se representan en escala diaria. También, puede indicarse, según la intensidad de precipitación, el paso de tiempo deseado para cada caso en que haya distintas intensidades. Otros parámetros que se indican aquí son los relacionados con el cálculo de θ en el momento en que las plantas sufren estrés hídrico y los valores de θ en la condición inicial de la simulación.

3. Datos y Metodología

3.1 Sobre la región de estudio y los datos in situ utilizados

La región en la cual se llevó adelante este estudio se seleccionó por dos motivos: pertenece a una de las zonas donde el incremento de las precipitaciones ha tenido gran impacto, e incluye las localidades de Diamante y Paraná en Entre Ríos, que disponen de estaciones agrometeorológicas automáticas en las que se mide, entre otras variables, la humedad del suelo. La ciudad de Diamante pertenece a la sección del Bajo Paraná del río Paraná, mientras que la ciudad de Paraná pertenece al tramo denominado Paraná Medio. En la **Figura 5** se observa la región de estudio junto con las ciudades mencionadas y el modelo de elevación digital (DEM, por sus siglas en inglés) de la misión SRTM de esa zona en particular. La región de estudio es una zona propensa a que haya un excedente de agua en el suelo y esto se debe principalmente al lento escurrimiento superficial del agua. Puede observarse en la **Figura 5 (b)**, que hay una zona de mínimas alturas y con muy poca variación del terreno en la región sur de la imagen. Por lo tanto, al ser esta una zona baja es esperable que, durante eventos de intensas precipitaciones y luego de saturarse el suelo, el excedente de agua quede sobre la superficie dando lugar a inundaciones que pueden prolongarse en el tiempo.

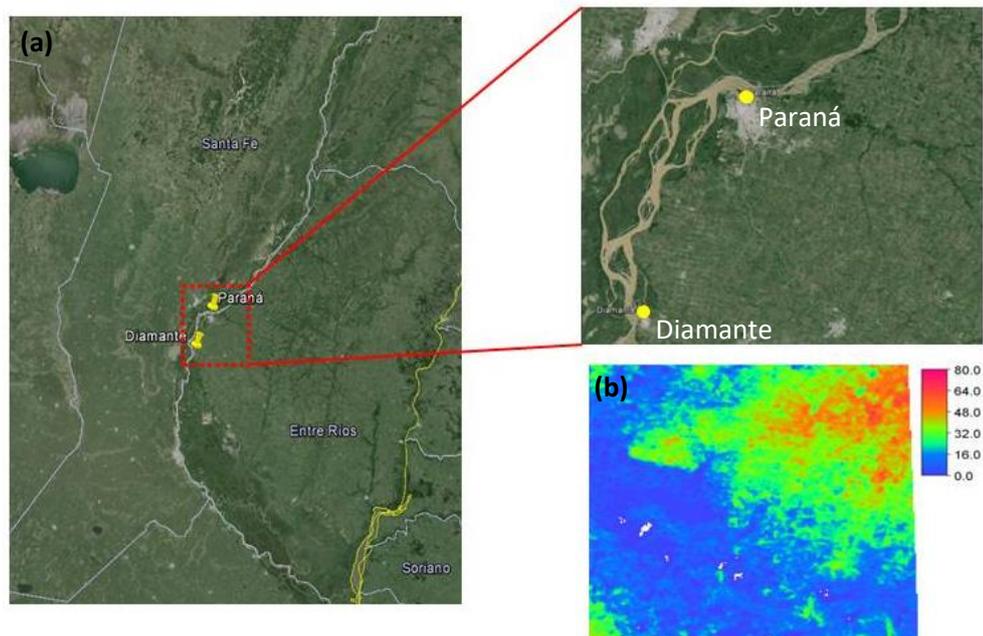


Figura 5: (a) Región de estudio analizada. En amarillo se indican las ciudades de Diamante y Paraná. También puede divisarse el río Paraná en color marrón. (b) DEM SRTM de la zona, los valores de altura se indican en metros.

La estación agrometeorológica automática de Diamante, perteneciente al CICyTTP-CONICET, se encuentra ubicada en el Departamento de Diamante en la cercanía de la ciudad, siendo sus coordenadas geográficas $32^{\circ} 03' 57.60''$ S y $60^{\circ} 39'$ O. La misma cuenta con sensores para medir temperatura, humedad, viento, precipitación, radiación solar y humedad del suelo a distintas profundidades (7 cm, 20 cm y 60 cm), mientras que la evapotranspiración de referencia es estimada a partir de la ecuación de Penman–Monteith. Dado que los datos de la estación se registran cada 10 minutos, se calcularon los valores diarios de cada variable para el período entre el 01-01-2008 y el 30-04-2010.

La estación agrometeorológica automática de Paraná, perteneciente a la Dirección de Hidráulica de la provincia de Entre Ríos, se encuentra ubicada en el Departamento de Paraná dentro de la ciudad, con coordenadas geográficas $31^{\circ} 43' 19.20''$ S y $60^{\circ} 31' 51.60''$ O. La misma cuenta con sensores para distintas variables estando disponibles para este trabajo la temperatura mínima y máxima, precipitación, humedad del suelo a distintas profundidades (5 cm, 10 cm, 20 cm y 60 cm) y la evapotranspiración, calculada igual que en Diamante. Los datos medidos en Paraná, también de registro cada 10 minutos y convertidos a un valor diario, abarcan el período desde el 01-06-2009 hasta el 31-03-2010.

Tanto en Diamante como en Paraná el método utilizado para medir la cantidad de agua en el suelo es usando sensores de resistencia eléctrica (Watermark Soil Moisture Sensor). Sensores de estas características se basan en la variación de la humedad del suelo en función de un cambio en la resistencia eléctrica del medio. Como se explicó en la sección 1, este es un método indirecto para obtener el contenido de agua en el suelo. Se obtienen valores de potencial de agua en el suelo (ψ), que son posteriormente calibrados a valores volumétricos de humedad del suelo (θ), para lo cual fue necesario tomar muestras de suelo del lugar donde se instalan los sensores y determinar el contenido de humedad volumétrico por el Método Gravimétrico. Este procedimiento de obtener un valor de θ es muy importante para el ajuste con los MHS (Xue y otros, 1996), ya que muchos de los modelos trabajan con esta variable y por lo tanto, la correcta calibración de los sensores de humedad a valores de θ confiables es determinante a la hora de obtener resultados que representen correctamente la evolución temporal de la humedad del suelo. El rango de valores de ψ se encuentra entre 0 y 200 cb, en donde los mayores valores representan un suelo con bajo contenido de humedad y los menores son indicio de un suelo con alto contenido de agua.

3.2 Calibración mediante Funciones de Edafotransferencia y experimentos de sensibilidad

En función de las cartas de suelo elaboradas por INTA para los departamentos de Diamante y Paraná de la provincia de Entre Ríos, y a partir de un análisis in situ, se definieron las características del perfil de suelo necesarias para realizar las simulaciones en cada una de las estaciones analizadas. Las mismas se presentan en la **Tabla 2**, indicando en cada espesor el tipo de suelo definido. El suelo de Paraná es un suelo con mayor contenido de arcilla y menor contenido de arena con respecto al de Diamante. En términos medios, el suelo de Diamante cuenta con un porcentaje del 25% de arcilla, 65% de limo y 10% de arena, mientras que el suelo de Paraná con un 40% de arcilla, 58% de limo y 2% de arena. Por lo tanto, según la textura, los niveles superiores del suelo en Paraná son franco arcillo limoso y se clasifican como medios mientras que los inferiores son arcillo limosos que entran en la categoría de pesados. El suelo en Diamante en cambio, es franco limoso, considerado de textura media, y no presenta variaciones en su textura en el espesor donde se harán las observaciones.

Tabla 2: Perfiles de suelo para las simulaciones del modelo CLASS U3M 1D.

Estación	Nivel	Textura de Suelo	Espesor (cm)
Diamante	Superior	Franco limoso	5
		Franco limoso	10
	Inferior	Franco limoso	20
		Franco limoso	20
Paraná	Superior	Franco arcillo limoso	13
		Franco arcillo limoso	10
	Inferior	Arcillo limoso	34
		Arcillo limoso	6

Algunos de los parámetros hidráulicos de los suelos utilizados en el modelo para las estaciones de Diamante y Paraná fueron estimados a partir de funciones de edafotransferencia (FET), (ver sección 2.1), y el resto de ellos fueron provistos por la calibración de sensores realizada por Passadore y Wendler (2011), realizadas en la Estación Experimental

Agropecuaria Paraná del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA). Vale aclarar que hubo uno de los parámetros hidráulicos (parámetro L) que no se consideró debido a que no se encontraron FET en la literatura que estimaran esta magnitud, por lo tanto se utilizó el valor por default de L en todas las simulaciones realizadas. Los parámetros obtenidos de las FET fueron α , n y conductividad hidráulica en la saturación (Ksat). El parámetro α se define como una constante, mientras que n es un parámetro empírico relacionado con el tamaño de los poros del suelo (Rucker y otros, 2005). Estos 3 parámetros hidráulicos se estimaron a partir de la textura del suelo a partir del porcentaje de arcilla (C), limo (Si) y arena (S), la densidad aparente (DA) y materia orgánica (MO), que son variables de suelo altamente disponibles. Los valores de estos parámetros se estimaron para los distintos niveles de suelo de cada localidad.

Con el objetivo de obtener la mejor calibración posible del CLASS U3M 1D se utilizaron diversas FET, entre ellas las de Rawls y Brakensiek (1989), Tomasella y otros (2000) y por último, Wösten (1997) y Wösten y otros (1999), de ahora en más indicadas como Wösten 1 y Wösten 2 respectivamente (**Tabla 3**) También, se utilizaron las estimaciones de los parámetros hidráulicos, en función de cada clase textural, obtenidos de los valores medios de la FET de Carsel y Parish (1988). Para obtener los parámetros hidráulicos que mejor ajustan la humedad del suelo obtenida por el modelo con las observaciones, se realizaron tres simulaciones tanto para Diamante como para Paraná (**S1**, **S2** y **S3**). En estas simulaciones se modificaron α , n y Ksat y los demás parámetros requeridos por el modelo se mantuvieron por default, como por ejemplo L, la ET y el índice de área foliar LAI. La **Tabla 4** muestra un resumen de los parámetros evaluados para Diamante y Paraná durante las simulaciones **S1**, **S2** y **S3** definidas como:

Para Diamante:

- ✓ **S1:** utilizado el modelo hidráulico de Van Genuchten y estimando los parámetros hidráulicos α , n y Ksat a partir de la FET de Wösten 1.
- ✓ **S2:** a partir del modelo hidráulico de Van Genuchten y estimando el parámetro hidráulico α a partir de la FET de Rawls y Brakensiek, y los parámetros n y Ksat mediante la FET de Wösten 2.
- ✓ **S3:** utilizado el modelo hidráulico de Van Genuchten y estimando los parámetros hidráulicos α y n a partir de la FET de Rawls y Brakensiek, y manteniendo el valor de Ksat como el de default del modelo.

Para Paraná:

- ✓ **S1:** a partir del modelo hidráulico de Van Genuchten y estimando el parámetro hidráulico α a partir de la FET de Rawls y Brakensiek, el n mediante Wösten 2 y K_{sat} por el valor default del modelo.
- ✓ **S2:** utilizado el modelo hidráulico de Van Genuchten y estimando los parámetros hidráulicos α y n a partir de la FET de Tomasella y otros, y utilizando el valor de K_{sat} por default.
- ✓ **S3:** mediante el modelo hidráulico de Brooks - Corey y reemplazando los parámetros hidráulicos α , n y K_{sat} por las estimaciones de Carsel y Parish.

Tabla 3: Expresiones de las distintas FET para la estimación de los parámetros hidráulicos para la calibración del CLASS U3M 1D. CS y FS son el contenido en porcentaje de arena gruesa y arena fina respectivamente.

Autores de la FET	Expresión de las FET para cada parámetro hidráulico
Rawls y Brakensiek	$\alpha = \exp^{-1}[5.33 + 0.18 \cdot C - 2.48 \cdot Si - 0.002 \cdot C^2 - 0.04 \cdot S \cdot Si - 0.61 \cdot C \cdot Si + 0.001 \cdot S^2 \cdot Si^2 - 0.008 \cdot C^2 \cdot Si^2 - 1.28 \cdot 10^{-5} \cdot S^2 \cdot C + 0.008 \cdot C^2 \cdot Si - 7.24 \cdot 10^{-4} \cdot S^2 \cdot Si + 5.40 \cdot 10^{-6} \cdot C^2 \cdot S + 0.50 \cdot Si^2 \cdot C]$ $n = 1 + \exp[0.78 + 0.01 \cdot S - 1.06 \cdot Si - 5.30 \cdot 10^{-5} \cdot S^2 - 0.002 \cdot C^2 + 1.11 \cdot Si^2 - 0.03 \cdot S \cdot Si + 2.65 \cdot 10^{-4} \cdot S^2 \cdot Si^2 - 0.006 \cdot C^2 \cdot Si^2 - 2.35 \cdot 10^{-6} \cdot S^2 \cdot C + 0.007 \cdot C^2 \cdot Si - 0.006 \cdot Si^2 \cdot C]$
Tomasella y otros	$\alpha = \exp[(205.65 - 2.55 \cdot Si - 0.131 \cdot C - 247.49 \cdot DA - 0.01 \cdot CS \cdot FS + 0.11 \cdot CS \cdot Si + 0.05 \cdot FS \cdot C + 0.06 \cdot CS^2) \cdot 10^{-2}]$ $n = [168.86 - 0.02 \cdot CS \cdot Si - 0.02 \cdot FS \cdot C + 0.009 \cdot FS^2 - 0.007 \cdot Si^2] \cdot 10^{-2}$
Wösten 1	$\alpha = \exp[11 - 2.29 \cdot DA^2 - 12.41 \cdot DA^{-1} + 0.83 \cdot MO + 0.34 \cdot MO^{-1} + 2.03 \cdot \ln(MO) - 1.26 \cdot DA \cdot MO]$ $n = 1 + \exp[-0.34 + 1.22 \cdot DA^{-1} - 0.79 \cdot \ln(C) - 0.32 \cdot \ln(MO) + 0.06 \cdot DA \cdot MO]$ $K_{sat} = 1.1 \cdot 10^{-7} \cdot \exp[-43.10 + 64.80 \cdot BD - 22.21 \cdot BD^2 + 7.02 \cdot OM - 0.15 \cdot OM^2 + 0.98 \cdot \ln(OM) - 0.01 \cdot C \cdot OM - 4.71 \cdot BD \cdot OM]$
Wösten 2	$\alpha = \exp[-14.96 + 0.03 \cdot C + 0.03 \cdot Si + 0.64 \cdot OM + 15.29 \cdot BD - 4.67 \cdot BD^2 - 0.0007 \cdot C^2 - 0.006 \cdot OM^2 + 0.04 \cdot OM^{-1} + 0.06 \cdot \ln(Si) + 0.14 \cdot \ln(OM) - 0.04 \cdot BD \cdot Si - 0.48 \cdot BD \cdot OM]$ $n = 1 + \exp[-25.23 - 0.02 \cdot C + 0.007 \cdot Si - 0.19 \cdot OM + 45.50 \cdot BD - 7.24 \cdot BD^2 + 0.0003 \cdot C^2 + 0.002 \cdot OM^2 - 12.81 \cdot BD^{-1} - 0.15 \cdot Si^{-1} - 0.01 \cdot OM^{-1} - 0.28 \cdot \ln(Si) - 0.07 \cdot \ln(OM) - 44.60 \cdot \ln(BD) - 0.02 \cdot BD \cdot C + 0.08 \cdot BD \cdot OM]$ $K_{sat} = 1.15 \cdot 10^{-7} \cdot \exp[7.75 + 0.03 \cdot Si - 0.96 \cdot BD^2 - 0.0004 \cdot C^2 - 0.0003 \cdot Si^2 + 0.001 \cdot Si^{-1} - 0.07 \cdot OM^{-1} - 0.64 \cdot \ln(Si) - 0.01 \cdot BD \cdot C - 0.16 \cdot BD \cdot OM]$

Con respecto a los parámetros de contenido de agua volumétrico, para cada estación se utilizaron los valores de θ_s y θ_r obtenidos de una primera instancia de calibración realizada por

Passadore y Wendler (2011) para cada nivel de profundidad en donde se encontraban los sensores de humedad del suelo. El valor de θ_s se definió a partir de las ecuaciones de calibración para valores registrados por los sensores cercanos a 0 cb y de la misma manera para θ_r con valores cercanos a 200 cb. Luego, se analizó la influencia en los resultados del modelo al utilizar los datos re-calculados de las ecuaciones de calibración, en función de una mayor cantidad de datos de campo, propuestas también por Passadore y Wendler (2011).

Asimismo, en función de la calibración generada con las FET, se priorizaron los mejores ajustes de la humedad del suelo obtenidos en el primer nivel de profundidad para cada una de las estaciones. El motivo por el cual se realizó de esta manera fue que posteriormente se llevó a cabo un análisis de los excesos de agua en el suelo y por lo tanto, es esperable que cuanto mejor sea representada la humedad del suelo en los niveles superiores, mejor será la confiabilidad de los excesos en estos mismos.

La compactación natural del suelo dificulta la penetración del agua y por tanto, reduce la capacidad de infiltración. Una superficie desnuda está expuesta al choque directo de las gotas de lluvia, que también da lugar a la compactación, lo que también disminuye la infiltración. Cuando un suelo está cubierto de vegetación, las plantas protegen de la compactación por impacto de lluvia, se frena el recorrido superficial del agua quedando más tiempo expuesta a su posible infiltración, y las raíces de las plantas abren grietas en el suelo que facilitan la penetración del agua (Rodríguez-Lizana y otros, 2005). Asimismo, dependiendo de la cobertura vegetal se modifica la demanda de la evapotranspiración entre la demanda de la componente vegetal (transpiración) y la demanda del componente suelo (evaporación) (Vaze y otros, 2005). Dado que la cobertura vegetal influye considerablemente sobre el almacenamiento del agua del suelo se hicieron experimentos de sensibilidad para obtener el mejor ajuste de esta relación. Una vez obtenida la mejor simulación en función de las FET en la estación Paraná, se realizaron 2 corridas (**L1** y **L2**) modificando el LAI mensual de la cobertura pastura, que son comparadas con la corrida **S3** de Paraná considerada como corrida CONTROL:

- ✓ **L1:** Utilizando el valor de LAI medio mensual obtenido del módulo CLASS PGM.
- ✓ **L2:** A partir de una función cuadrática similar a la función por DEFAULT pero considerando un LAI mínimo en los meses de invierno y un LAI máximo en los de verano.

La variación anual del LAI por defecto del modelo ubica un máximo en los meses de invierno del hemisferio sur y un mínimo en los meses de verano, esta forma de la curva anual del LAI corresponde a una evolución más parecida a la del hemisferio norte (Ke y otros, 2012; Boisier y otros, 2014). Por lo tanto, las dos simulaciones generadas (**L1** y **L2**) buscan encontrar una variante a este comportamiento, principalmente la **L2**, la cual propone un LAI mínimo en invierno, cumpliéndose una forma más adecuada a la evolución del LAI en el hemisferio sur (Ke y otros, 2012). Dado que dentro del sistema de modelado CLASS se dispone de un módulo para el cálculo de LAI se utilizó este resultado en la simulación **L1** para analizar la sensibilidad de la humedad del suelo a variaciones en el LAI por default del modelo.

Las marchas del parámetro LAI para cada una de las simulaciones **L1**, **L2** y para la corrida de CONTROL (**S3**) se presentan en la **Figura 6**. Para la simulación **S3** se aprecia que el valor máximo se encuentra en los meses de invierno y el mínimo en los de verano (**Figura 6 (a)**). Al utilizar la salida del módulo CLASS PGM (ver sección 2.2), se mantiene el mismo comportamiento que la simulación **S3** pero con una variación anual mucho menos marcada (**Figura 6 (b)**). Por último, se definió una función cuadrática similar a la de **S3** pero con el mínimo en los meses de invierno y máximo en los de verano (**Figura 6 (c)**), que sigue la forma de una curva de LAI del hemisferio sur similar a la mostrada por Ke y otros (2012) y Boisier y otros (2014). La **Tabla 4** muestra un resumen de los parámetros evaluados para Paraná durante las simulaciones de sensibilidad del LAI.

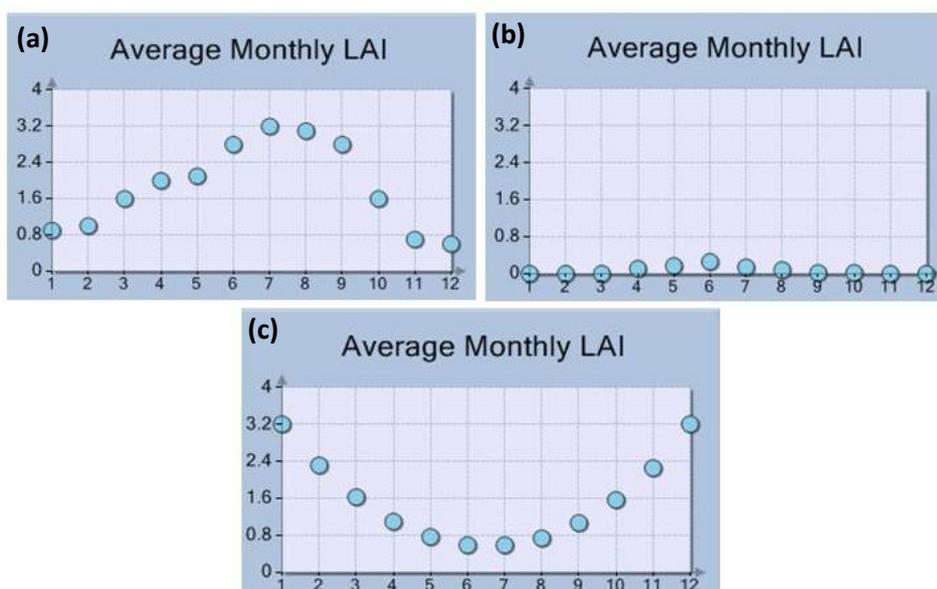


Figura 6: Marcha anual del LAI para el estudio de sensibilidad de esta variable. (a) S3, (b) L1 y (c) L2.

La cantidad de agua almacenada en el suelo depende de diversas variables debido a la relación de balance hídrico en el suelo (Seneviratne y otros, 2010):

$$\frac{dS}{dt} = P - ET - R_s - R_g \quad (3.1)$$

donde dS/dt es la variación temporal de contenido de agua en el suelo en una capa determinada, P es la precipitación, ET es la evapotranspiración, R_s es el escurrimiento superficial y R_g es el drenaje. En particular, el término dS/dt incluye la humedad del suelo además de otras formas de almacenamiento de agua en el suelo. De las variables meteorológicas presentes en la ecuación (3.1), la ET , siempre ha sido difícil de medir, por lo tanto se han ideado diferentes metodologías para estimarla. Estos procedimientos se basan en calcular la evapotranspiración de referencia (ET_o) en función de variables meteorológicas medidas regularmente, como temperatura, humedad del aire, viento, radiación, etc.

Desde los años 70 se ha intentado mejorar el cálculo para la estimación de ET_o ya que, por ejemplo, el método de Penman producía con frecuencia sobreestimaciones del valor de ET_o . En este sentido, en los años 90, la FAO llevó a cabo una consulta a expertos e investigadores, con la colaboración de la Comisión Internacional de Riego y Drenaje y la Organización Meteorológica Mundial, para revisar las metodologías de estimación. Esto produjo como resultado la adopción del método combinado de Penman – Monteith como el nuevo procedimiento estándar para la estimación de la ET_o . Como método alternativo más simple la FAO propone usar el propuesto por Hargreaves y Samani (1985). En principio, esta ecuación es aplicable a una escala de tiempo diario, pero si es necesario, puede ser calibrada para utilizarse a escala mensual o anual. La FAO propone varios métodos que toman en cuenta la base temporal y los datos disponibles para las estimaciones de ET_o (FAO, 2006).

La ventaja del método de Penman - Monteith sobre el método de Hargreaves es que la estimación del valor de ET_o suele ser más aproximado al valor real, sin embargo, la desventaja principal radica en la complejidad del cálculo para este método ya que se requiere una gran cantidad de variables meteorológicas (como son: la radiación neta en la superficie del cultivo, la temperatura media del aire a 2 m de altura, la velocidad del viento a 2 m de altura, e_s y e_a (la presión de vapor de saturación y presión real de vapor respectivamente)) y de parámetros meteorológicos complejos de calcular también (como son: la pendiente de la curva

de presión de vapor, el flujo de calor del suelo y γ (la constante psicrométrica)). Mientras que el cálculo de la metodología de Hargreaves es mucho más simple que el de Penman – Monteith, ya que solo necesita definirse la temperatura media diaria, la temperatura máxima diaria, la temperatura mínima diaria y la radiación extraterrestre. A pesar de que el cálculo de Penman – Monteith puede resultar más confiable que el de Hargreaves, se analizará en este trabajo de tesis hasta que punto influye el método de estimación de la evapotranspiración de referencia sobre el almacenamiento de agua en el suelo. Para ello se determinó la ETo a partir de la expresión de Hargreaves, indicada como la ecuación (3.2).

$$ET_o = 0.0023 \cdot (T_{media} + 17.8) \cdot (T_{max} - T_{min})^{0.5} \cdot R_a \quad (3.2)$$

donde T_{media} es la temperatura media, T_{max} es la temperatura máxima, T_{min} es la temperatura mínima y R_a es la radiación extraterrestre y se define por tabla en función de la FAO, 2006. Luego, se realizó una simulación para la humedad del suelo en la estación Paraná utilizando la mejor FET, el LAI por default del modelo y con la ET estimada a partir del método Hargreaves y se comparó con la simulación **S3**, considerada como corrida CONTROL. La **Tabla 4** muestra un resumen de los parámetros evaluados para Paraná durante la simulación de sensibilidad de la variante a ET bajo el nombre de simulación **E1**.

- ✓ **E1**: simulación realizada con el CLASS U3M 1D manteniendo los parámetros hidráulicos de la corrida de control **S3** para Paraná y el LAI por default del modelo, pero con la variable de entrada de ET forzada por la estimación de Hargreaves en lugar de Penman – Monteith.

Vale aclarar que los estudios de sensibilidad de LAI y ET se decidieron llevar a cabo en la estación Paraná debido a que se van a realizar ajustes de los excesos de agua en el suelo en esta estación. Esto debido a que en las cercanías de la ciudad fue donde se detectó una región propensa a inundaciones y no así en las cercanías de Diamante. La **Tabla 4** muestra las características de cada simulación comentada en esta sección a modo de resumen. Las siglas P.H. (FET) se refieren a que se modificaron los parámetros hidráulicos y que se realizó a partir de las FET. P-M es indicativo de que se usó la estimación de ET de Penman-Monteith y HG de que se utilizó la ET de Hargreaves. PGM es referente a que se utilizó la estimación del LAI obtenida del modelo CLASS PGM. La leyenda DEFAULT (inverso) indica la definición

de la evolución anual del LAI con una función inversa a la propuesta por DEFAULT. VG y BC refieren a los modelos hidráulicos utilizados, Van Genuchten y Brooks-Corey respectivamente. Por último, las FET usadas en cada caso corresponden a Rawls y Brakensiek (R&B), Wösten 1 y 2, Tomasella y por la estimación de parámetros de Carsel y Parish (C&P).

Tabla 4: Parámetros utilizados para las simulaciones de calibración y de experimentos de sensibilidad. DEFAULT: se utilizó el valor por defecto del modelo CLASS U3M 1D.

Estación	Simulación	Parámetros a variar	ET	LAI	Modelo hidráulico	α	n	Ksat
Diamante	S1	P.H. (FET)	P-M	DEFAULT	VG	Wösten 1	Wösten 1	Wösten 1
	S2	P.H. (FET)	P-M	DEFAULT	VG	R&B	Wösten 2	Wösten 2
	S3	P.H. (FET)	P-M	DEFAULT	VG	R&B	R&B	DEFAULT
Paraná	S1	P.H. (FET)	P-M	DEFAULT	VG	R&B	Wösten 2	DEFAULT
	S2	P.H. (FET)	P-M	DEFAULT	VG	Tomasella	Tomasella	DEFAULT
	S3	P.H. (FET)	P-M	DEFAULT	BC	C&P	C&P	C&P
	L1	LAI	P-M	PGM	BC	C&P	C&P	C&P
	L2	LAI	P-M	DEFAULT (inverso)	BC	C&P	C&P	C&P
	E1	ET	HG	DEFAULT	BC	C&P	C&P	C&P

3.3 Estadísticos utilizados para evaluación de los errores

Para evaluar la relación entre las observaciones in situ y la humedad del suelo simulada por el modelo CLASS, se propone el análisis de algunos parámetros estadísticos más conocidos, como son el coeficiente de correlación lineal (r), la raíz del error cuadrático medio (RECM) y el índice de Nash-Sutcliffe (NS) (Nash y Sutcliffe, 1970), utilizados comúnmente en el ambiente científico (Weynants y otros, 2009; Saurral, 2010). El coeficiente de correlación r se define como:

$$r = \frac{S_{yy'}}{S_y \cdot S_{y'}} \quad (3.3)$$

donde $S_{yy'}$ es la covarianza entre la serie de observaciones (y) y la serie simulada (y'), S_y y $S_{y'}$ son el desvío estándar de las observaciones y de la simulación respectivamente. Este estadístico determina el grado de relación lineal que existe entre la serie simulada y la observada y varía entre 0 y 1, cuanto más cercano a 1 la relación es fuertemente lineal.

La RECM se define a partir de la ecuación (3.4) que se muestra a continuación:

$$RECM = \sqrt{\frac{1}{N} \cdot \sum_i (y'_i - y_i)^2} \quad (3.4)$$

donde N es la cantidad de datos de las series, es decir, el par de datos generado entre las observaciones y las simulaciones. La RECM mide el promedio de los errores al cuadrado, es decir, la diferencia entre las observaciones y las simulaciones, cuanto más próximo a 0 menor es el error. Sin embargo, no provee información de si el modelo subestima o sobrestima a la serie de observaciones, ya que al elevarse la diferencia al cuadrado se desconoce el signo de la diferencia.

Finalmente, el último estadístico utilizado para la evaluación de los errores del modelo es el de NS:

$$NS = 1 - \frac{\sum_i (y'_i - y_i)^2}{\sum_i (y_i - \bar{y})^2} \quad (3.5)$$

donde \bar{y} es el valor promedio de la serie de observaciones en el período de simulación. El índice de NS es una medida de error del ajuste en función de la diferencia entre las observaciones y el promedio de ellas. Este índice se define entre $-\infty$ y 1. Cuanto más cercano a 1 esto corresponde a un buen ajuste, al estar más cercano a 0 esto indica que la predicción del modelo tiene un grado de exactitud similar al representado por el promedio de los datos observados y cuando $NS < 0$, esto demuestra que el promedio de la serie observada es mejor predictor que el modelo en si. Los valores por encima de 0.5 ($NS > 0.5$) pueden ser considerados como un buen ajuste.

3.4 Estimación de excesos de agua usando información satelital

Una vez evaluado todos los parámetros indicados previamente con el fin de obtener el mejor ajuste del modelo en función de la humedad del suelo, queda por analizar el ajuste que habría entre los excesos simulados por el modelo y los reales. Dado que no existe una observación real de estos excesos se propone una metodología para su estimación a partir de información satelital. Existen algunos trabajos científicos donde se propone la estimación de excesos de agua (Wood y otros, 1988; Jarvis y otros, 1991), pero sigue siendo a partir de modelado, en estos casos modelado hidrológico. Es así que la estimación de excesos mediante tecnología satelital óptica puede resultar una herramienta original e interesante de analizar para futuros trabajos.

Las imágenes de satélite de sensores ópticos utilizadas para determinar los excesos de agua en la región indicada se obtuvieron del Departamento del Interior de Estados Unidos a través de la página web de U.S. Geological Survey (<http://glovis.usgs.gov/>). Las mismas corresponden al sensor Landsat 5 TM, con una resolución de 30 metros. El mismo es un sensor de órbita polar lanzado el 01 de marzo de 1984 con el objetivo de obtener imágenes de alta resolución de la superficie de la Tierra. La misión Landsat 5 fue dirigida por la USGS (U.S. Geological Survey) y la NASA (National Aeronautics and Space Administration) y fue oficialmente dada de baja el 05 de junio del 2013, luego de 29 años de servicio. El grupo de imágenes utilizadas en este trabajo fueron las correspondientes a los días 06 de agosto, 09 de octubre y 10 de noviembre del 2009 y 13 y 29 de enero del 2010, y para la pasada 226_082 del sensor Landsat 5 (ubicación en la cual se encuentra la ciudad de Paraná y sus alrededores). La banda espectral utilizada fue la banda 7 (2.08 – 2.35 micrómetros).

En el estudio de inundaciones es importante identificar los espejos de agua sobre la superficie terrestre a partir del análisis de las bandas espectrales. Debido a esto es que a lo largo de los años se han analizado las firmas espectrales de cada objeto en función de la longitud de onda, encontrándose que la banda 7 en los satélites Landsat funciona como el mejor delimitador de superficies de agua. La **Figura 7** muestra la respuesta del agua (Lake) en la reflectancia aparente en regiones del espectro comprendidas aproximadamente entre 0.4 y 0.7 micrometros (bandas 1 a 3 de Landsat 5) y entre 2.0 y 2.5 micrometros (banda 7 de Landsat 5). Sin embargo, vale destacar que en el rango del visible puede apreciarse que la respuesta del agua es muy similar al comportamiento de las sombras (shadow), mientras que

en la región de la banda 7 se distingue una pequeña diferencia entre el agua y la sombra, obteniéndose una reflectancia mínima para el caso del agua. Además, algunos trabajos han utilizado y comentan sobre la confianza de utilizar la banda 7 como discriminador de cuerpos de agua (Westra y De Wolf, 2009; Jung y otros, 2011) y su preferencia, en algunos casos, ante el índice normalizado de agua (NDWI, por sus siglas en inglés). Por lo tanto, la metodología desarrollada en esta tesis propone usar un umbral de 0.08, en unidades de reflectancia para identificar píxeles cubiertos con agua (por debajo del umbral) y píxeles que no lo estuvieran (por encima del umbral) siguiendo a Jung y otros (2011).

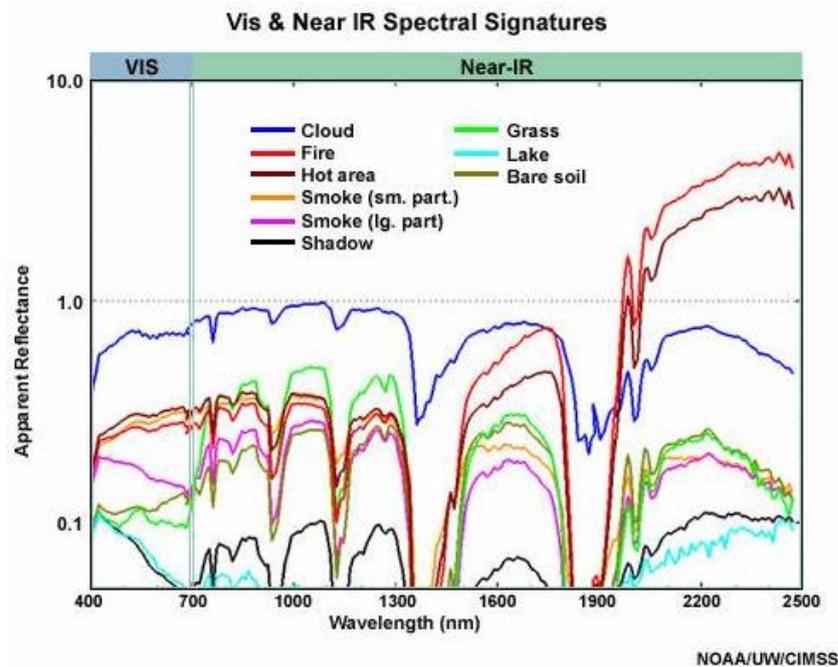


Figura 7: Firmas espectrales de distintas coberturas y fenómenos obtenidas del Instituto de Estudios Meteorológicos por Satélite (CIMSS, por sus siglas en inglés) de la Universidad de Wisconsin.

El software utilizado para el procesamiento de estas imágenes fue el ILWIS 3.3 Academic, el mismo es un programa de servicio gratuito (<http://www.itc.nl/ilwis/downloads/ilwis33.asp>).

En principio se enmascaró una región propensa a inundaciones, ubicada en las cercanías de la ciudad de Paraná (Díaz y Doyle, 2013). Para llevar a cabo esta tarea se utilizó la banda 7 del sensor Landsat, la cual fue previamente calibrada a valores de radiancia por la siguiente curva de calibración:

$$L_7 = -015 + 0.057980 \cdot DN_7 \quad (3.6)$$

donde L_7 es el valor de radiancia espectral medida por el sensor en la banda 7 y DN_7 es el número digital en la banda 7. Luego de calibrada la imagen se hizo una corrección atmosférica, con el objetivo de obtener valores de reflectancia, mediante la siguiente expresión:

$$\rho_{\lambda}^* = \frac{\pi \cdot L_7 \cdot d^2}{E_{0,\lambda} \cdot \cos(\theta_i)} \quad (3.7)$$

donde ρ_{λ}^* es la reflectancia de la superficie, $E_{0,\lambda}$ es la irradiancia solar en el tope de la atmósfera, θ_i es el ángulo cenital solar, la cual depende de la ubicación del punto central de la imagen y de la fecha y hora en la cual fue obtenida la imagen, y d es la distancia Tierra-Sol, que se encuentra relacionada con el día juliano.

El procedimiento utilizado para enmascarar las regiones afectadas fue mediante funciones condicionales, siguiendo una metodología propuesta por el software ILWIS 3.3. La desventaja de esta metodología se encuentra en que se debe identificar de forma exploratoria píxeles asociados a inundaciones, esto no solo lleva a que se debe realizar un trabajo más arduo pero sino también a que puedan quedar zonas inundadas de extensión reducida sin enmarcar. Sin embargo, la ventaja rige en que esta metodología permite discriminar entre los reservorios de agua asociados a inundaciones y los cauces de algún río que pueda aparecer en la imagen (Díaz y Doyle, 2013).

3.5 Metodología propuesta para la estimación de volúmenes de agua

Una vez identificadas las regiones inundadas, utilizando la máscara obtenida con el método descrito en el punto anterior, es preciso estimar el volumen de agua sobre el suelo. Para este cálculo es necesario conocer la topografía del lugar. La tecnología satelital permite determinar la conformación del terreno a partir de la generación de modelos de elevación digital (DEM). Los DEM pueden obtenerse de forma libre y gratuita, y tienen una resolución espacial entre 90 y 30 metros. Algunos de los más conocidos son el obtenido por el sensor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) y el de la misión SRTM (Shuttle Radar Topography Mission).

En este trabajo se utilizó el DEM del Radiómetro ASTER, con una resolución espacial de 30 metros y fue obtenido del Centro de Análisis de Datos de Sensores Remotos Terrestres (ERSDAC, por sus siglas en inglés) de forma gratuita (<http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/>).

La metodología propuesta para determinar el volumen de agua consiste en identificar el punto más elevado del área inundada ($z_{p_{max}}$) a partir del DEM, considerándolo constante en la región inundada y luego, haciendo la diferencia entre $z_{p_{max}}$ y la altura del DEM en cada píxel (z_i), se obtiene el valor de la altura del pelo de agua (p_i) para cada píxel inundado (**Figura 8**):

$$p_i = z_{p_{max}} - z_i \quad (3.8)$$

Finalmente, una vez obtenido el campo de p_i para la región de estudio propuesta, se llevó a cabo el cálculo del volumen de agua. Considerando que cada píxel de la banda 7 de Landsat, de la cual se determinó la máscara de agua, tiene un tamaño de 30m x 30m, lo que es decir que cada píxel tiene un área de 900 m², al hacer la sumatoria del producto del campo de p_i con el área de cada píxel se obtiene el valor de volumen total del área inundada.

$$Vol_{inu} = \sum_i (p_i \cdot A_i) \quad (3.9)$$

donde A_i es el área de cada píxel de la región inundada y Vol_{inu} es el volumen total del área afectada. La lámina del volumen de agua se obtiene haciendo el cociente entre el volumen y el área de la zona afectada:

$$L_{agua} = \frac{Vol_{inu}}{A_{inu}} \quad (3.10)$$

donde A_{inu} es el área total de agua de la zona inundada de la imagen respectivamente, y por último, L_{agua} es la lámina de agua correspondiente al volumen de agua Vol_{inu} .

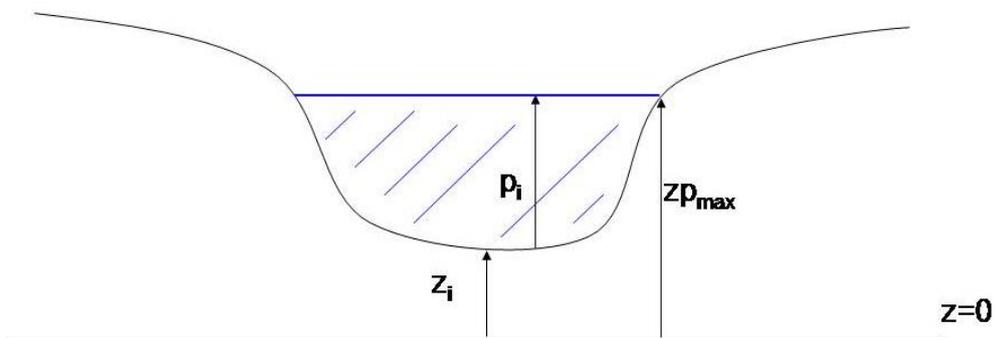


Figura 8: Esquema representativo de la metodología realizada para la estimación de volúmenes de agua a partir de una imagen DEM y una máscara de agua previamente obtenida.

En la **Figura 9** se observa un esquema de las matrices de área de cada píxel y de la altura del pelo de agua y como a partir de la multiplicación componente a componente, se obtiene la matriz de volumen. Finalmente, el cálculo del Vol_{inu} se obtiene sumando cada píxel de la matriz de volumen. El esquema supone un área inundada de 3 x 3 píxeles y perfectamente cuadrada.

Matriz de área (m ²)	x	Matriz de altura de agua (m)	=	Matriz de volumen (m ³)
900		p ₁		V ₁
900		p ₂		V ₂
900		p ₃		V ₃
900		p ₄		V ₄
900		p ₅		V ₅
900		p ₆		V ₆
900		p ₇		V ₇
900		p ₈		V ₈
900		p ₉		V ₉

$$Vol_{inu} = V_1 + V_2 + V_3 + V_4 + V_5 + V_6 + V_7 + V_8 + V_9$$

Figura 9: Esquema representativo del cálculo de la matriz de volumen para cada zona inundada.

4. Resultados y Discusión

4.1 Ajuste de la humedad del suelo del CLASS U3M 1D

Luego de recibir aportes a través de precipitaciones o riego los suelos bien drenados permanecen en condiciones de saturación durante períodos muy cortos. El movimiento del agua del suelo en fase líquida se realiza respondiendo a diferencias del potencial de agua (mátrico y gravitatorio) entre distintos puntos del perfil y depende a su vez de la conductividad hidráulica del suelo (K). Dado que este parámetro no es constante, sino que sufre grandes variaciones en función del potencial mátrico del suelo, ajustar este parámetro a las condiciones de suelo del lugar a estudiar y determinar la curva de retención de agua del perfil, son cruciales para obtener el mejor ajuste entre el perfil de agua modelado y el observado.

4.1.1 Comportamiento del modelo en función de las FET

A partir de las FET comentadas en la sección 3.2, se estimaron los parámetros hidráulicos α , n y K_{sat} del modelo para los casos de Diamante y Paraná.

La **Tabla 5** muestra para cada una de las simulaciones de las estaciones de Diamante y Paraná realizadas en función de las FET, el modelo hidráulico utilizado y sus parámetros hidráulicos, tanto los valores por DEFAULT del modelo como los estimados por las FET. Cada columna indica respectivamente: la estación en la cual se realizó la calibración, la identificación de cada simulación, el modelo hidráulico utilizado (VG: Van Genuchten, BC: Brooks – Corey), y las FET para estimar los parámetros de forma de la curva de retención de agua (α , n) y la conductividad hidráulica de saturación (K_{sat}). Las FET consideradas fueron: R&B (Rawls y Brakensiek), Wösten 1, Wösten 2; Tomasella y C&P (Carsel y Parish). Las tres simulaciones realizadas tanto para Diamante como para Paraná surgieron de un grupo de corridas más extenso (aproximadamente 50 simulaciones). La simulación **S1** utiliza parámetros calculados con una única FET, la **S2** en cambio utiliza dos FET, R&B para el parámetro α y Wösten 2 para n y K_{sat} . Esta combinación surge debido a que, al analizar las múltiples corridas se observó que había FET que resolvían mejor un nivel y otras que

ajustaban mejor otros niveles, con lo cual se consideró una buena opción utilizar una FET para unos parámetros y otra FET para otros parámetros. Las tres simulaciones que se muestran en la **Tabla 5**, para cada localidad de Entre Ríos, fueron elegidas por ser las que mejor representaron el rango de variabilidad obtenido en las 50 simulaciones realizadas.

Tabla 5: Definición de las simulaciones para Diamante y Paraná en función de los parámetros y modelo hidráulico del suelo. DEFAULT: valor por defecto del modelo CLASS U3M 1D.

Estación	Simulación	Modelo hidráulico	α	N	Ksat
Diamante	S1	VG	Wösten 1	Wösten 1	Wösten 1
	S2	VG	R&B	Wösten 2	Wösten 2
	S3	VG	R&B	R&B	DEFAULT
Paraná	S1	VG	R&B	Wösten 2	DEFAULT
	S2	VG	Tomasella	Tomasella	DEFAULT
	S3	BC	C&P	C&P	C&P

La **Tabla 6** presenta los valores numéricos de los parámetros estimados en los distintos niveles de profundidad para cada simulación y localidad. Se observan algunos resultados interesantes al comparar los valores obtenidos por distintos métodos con los incluidos en el modelo. En el caso de Diamante el tipo de suelo es franco-limoso en todo su perfil (**Tabla 2**). Con este único dato el modelo asigna un valor de conductividad hidráulica de saturación y lo mantiene constante a lo largo de todo el perfil. Esto es posible dado que la conductividad hidráulica bajo condiciones saturadas es constante en cada punto bajo una gran cantidad de suposiciones, independientemente de la presión del agua (Donado, 2004). Al considerar el modelo solamente la textura del suelo y siendo que este no cambia con la vertical, es que puede asumir el mismo valor de Ksat para todo el perfil. Al determinar la textura de un suelo se consideran los porcentajes de limo, arcilla y arena que lo componen (ver sección 2.1). Pero el porcentaje de cada componente, para una misma clasificación, puede variar, es por eso que al utilizar las FET, y calcular el parámetro considerando para cada nivel los porcentajes de arcilla, arena, limo, materia orgánica y densidad aparente presentes, se ve que la Ksat no se mantiene constante sino que varía considerablemente con la profundidad y más notablemente aún dependiendo de la función que se utilice. Para la estación Paraná las simulaciones **S1** y **S2** usan el Ksat que trae el modelo por defecto, y

siendo que el perfil de suelo de esta estación es franco arcillo limoso en su parte superior y arcillo limoso en la parte inferior (**Tabla 2**), es que en estas simulaciones son dos valores de Ksat, uno para cada textura. La Ksat de la tercera simulación corresponde a los valores medios obtenidos por Carsel y Parish (1988), es por ello que su valor se asocia solamente al tipo de suelo definido en cada nivel y variando en menor medida entre un tipo de suelo y otro con respecto a los valores por defecto. Para los parámetros α y n , en cambio, por estar asociados a la forma de la curva de retención de agua en el perfil del suelo se usaron siempre FET, salvo en la **S3** de Paraná donde los valores de Carsel y Parish vuelven a determinar un único valor de acuerdo a la clasificación textural.

Tabla 6: Los valores numéricos de los parámetros de las constantes hidráulicas utilizadas en cada una de las simulaciones y discriminadas por nivel de profundidad.

Estación	Simulación	Nivel de profundidad	α (1/cm)	n	Ksat (cm/día)
Diamante	S1	Superior	0.096	1.140	364.260
			0.089	1.267	135.213
			0.065	1.288	74.637
		Inferior	0.033	1.336	35.767
	S2	Superior	0.004	1.145	27.930
			0.006	1.157	24.697
			0.006	1.173	22.388
		Inferior	0.008	1.182	20.858
	S3	Superior	0.004	2.073	10.800
			0.006	2.159	10.800
			0.006	2.188	10.800
		Inferior	0.008	2.237	10.800
Paraná	S1	Superior	0.005	1.098	62.160
			0.006	1.098	62.160
			0.004	1.079	0.480
		Inferior	0.003	1.086	0.480
	S2	Superior	0.052	1.317	62.160
			0.060	1.339	62.160
			0.069	1.418	0.480
		Inferior	0.101	1.472	0.480

	Superior	0.030	0.151	3.600
S3		0.030	0.151	3.600
		0.029	0.127	2.160
	Inferior	0.029	0.127	2.160

A continuación se mostrarán los resultados de 3 simulaciones específicas de humedad del suelo (**S1**, **S2** y **S3**) para la estación Diamante durante el período 01 de enero de 2008 al 30 de abril de 2010 (**Figura 10**, **Figura 11** y **Figura 12**) y para Paraná durante el período 01 de junio de 2009 al 31 de marzo de 2010 (**Figura 14**, **Figura 15** y **Figura 16**).

a) Resultados para Diamante

La **Figura 10** presenta los resultados de la simulación **S1** en la estación Diamante. Se observa que, en términos generales, los resultados del nivel de 7 cm (**Figura 10 (a)**) son representativos de la serie observada de humedad del suelo. Sin embargo, hay tiempos en donde el modelo sobreestima valores mínimos y subestima máximos. En el caso del nivel de 20 cm (**Figura 10 (b)**), los máximos son, en general, subestimados por el modelo. Al final del período de simulación, también se aprecia una importante subestimación tanto de los mínimos como de los máximos de humedad del suelo. Por último, en el nivel de 60 cm (**Figura 10 (c)**), se observa un desfase entre la serie observada y simulada y además, los valores máximos se encuentran totalmente subestimados por el modelo CLASS. Para todos los niveles se observa que el modelo en muchas ocasiones tiende a drenar más rápidamente el agua llegando a los valores mínimos antes que las observaciones. En las figuras se aprecia que el valor mínimo de θ en cada nivel, es del orden de $0.22 \text{ m}^3/\text{m}^3$. Este valor es fuertemente influenciado por el valor de θ_r , y tanto el modelo como el suelo no podrán apartarse considerablemente de este valor. Esto se debe a que a medida que la humedad del suelo disminuye, mayor es la fuerza necesaria para succionar el agua, lo que se traduce en un aumento del potencial. Las formas de las curvas de retención de agua, muestran esta variación disminuyendo hacia una asíntota horizontal con valor de θ_r , pero nunca alcanzando el valor de 0.

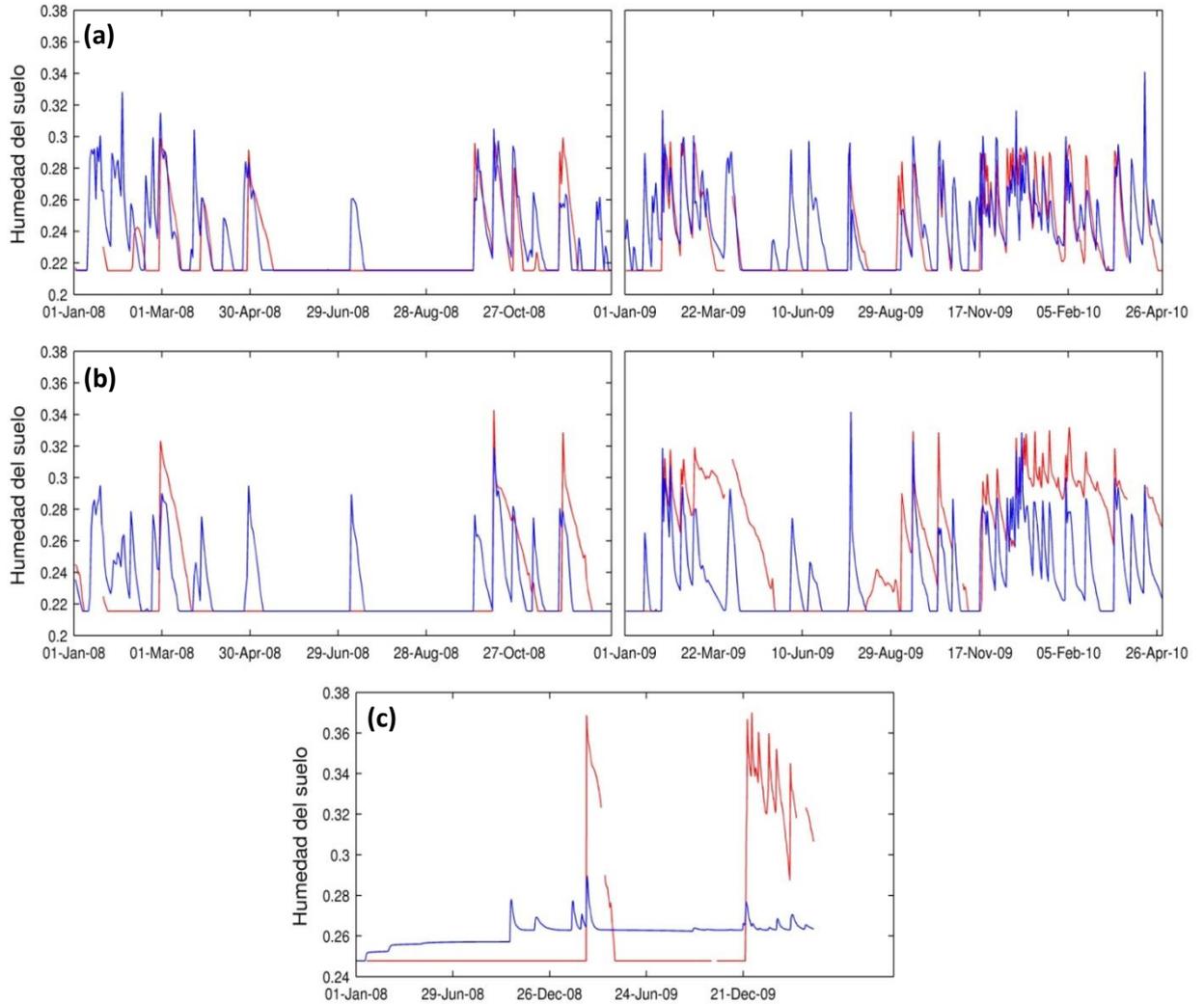


Figura 10: Humedad del suelo observada (rojo) en Diamante y simulación S1 de CLASS (azul) para las profundidades: a) 7 cm. b) 20 cm. c) 60 cm. Unidades: m^3/m^3 . En el eje de abscisas se indican las fechas diarias.

Los resultados de la simulación S2, obtenidos en el nivel de 7 cm (**Figura 11 (a)**), presentan varias diferencias con respecto a la simulación S1, particularmente a partir del 29-Jun-08 aproximadamente (**Figura 11 (a)**). Los máximos en esta simulación tienden a sobreestimar las observaciones; la velocidad de percolación parece ser más lenta que la observada lo que lleva a que muchos de los mínimos se encuentran mayormente sobreestimados. En el segundo nivel (**Figura 11 (b)**), la serie modelada es muy similar a la del caso de la simulación S1, sin embargo se puede observar una mejora en la representación de la serie a partir de noviembre 2009 aproximadamente. Al comparar este período con el nivel superior se puede ver que dada la menor velocidad de percolación, el agua necesaria para ajustar la simulación del nivel 2 con las observaciones quedó almacenada en el nivel 1.

Finalmente, el nivel de 60 cm (**Figura 11 (c)**), muestra resultados poco satisfactorios. El modelo no llega a representar de forma correcta la variabilidad de la humedad del suelo, sin embargo la respuesta de esta simulación es mayor a la que se obtuvo en la **S1**.

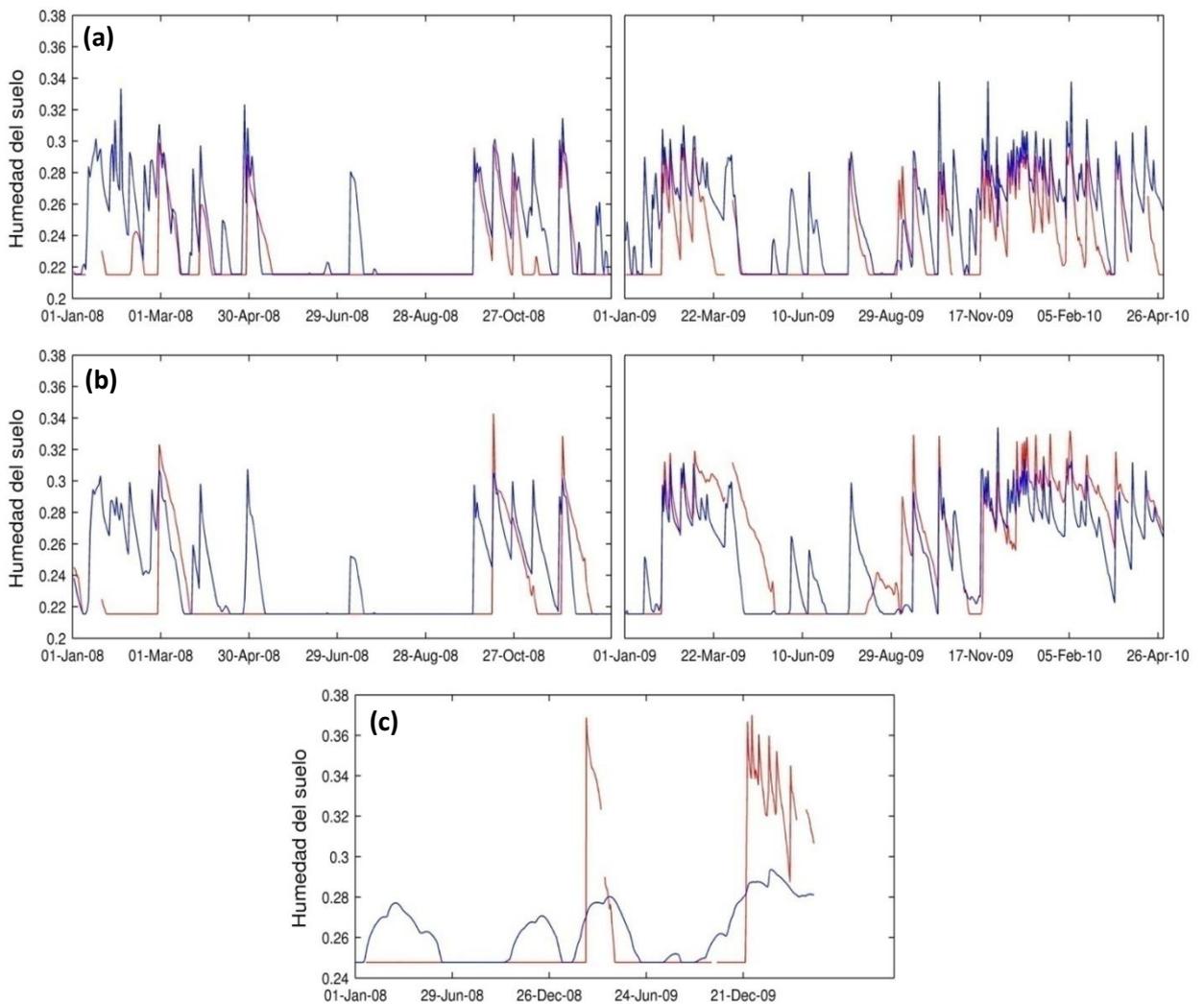


Figura 11: Idem Figura 10 para simulación S2.

En la simulación **S3**, los resultados correspondientes al nivel de 7 cm (**Figura 12 (a)**), indican que el modelo tiende a representar de forma muy efectiva la humedad del suelo. En este caso, a partir de octubre 2008 la humedad del suelo simulada representa adecuadamente a las observaciones. Tantos mínimos como máximos son bien representados en casi toda la totalidad del período de simulación. En el segundo nivel de profundidad (**Figura 12 (b)**), los resultados parecieran no mostrar un buen ajuste con respecto al segundo nivel de la simulación **S2**. Los valores de la serie hacia el final del período de simulación vuelven a desplazarse hacia abajo (como era apreciable también en la simulación **S1**) y esto genera que

tanto mínimos como máximos queden subestimados por el modelo. Por último, en el nivel de 60 cm (**Figura 12 (c)**), hay una leve tendencia del modelo a representar los máximos de humedad, pero nuevamente los valores se encuentran notoriamente subestimados por el modelo.

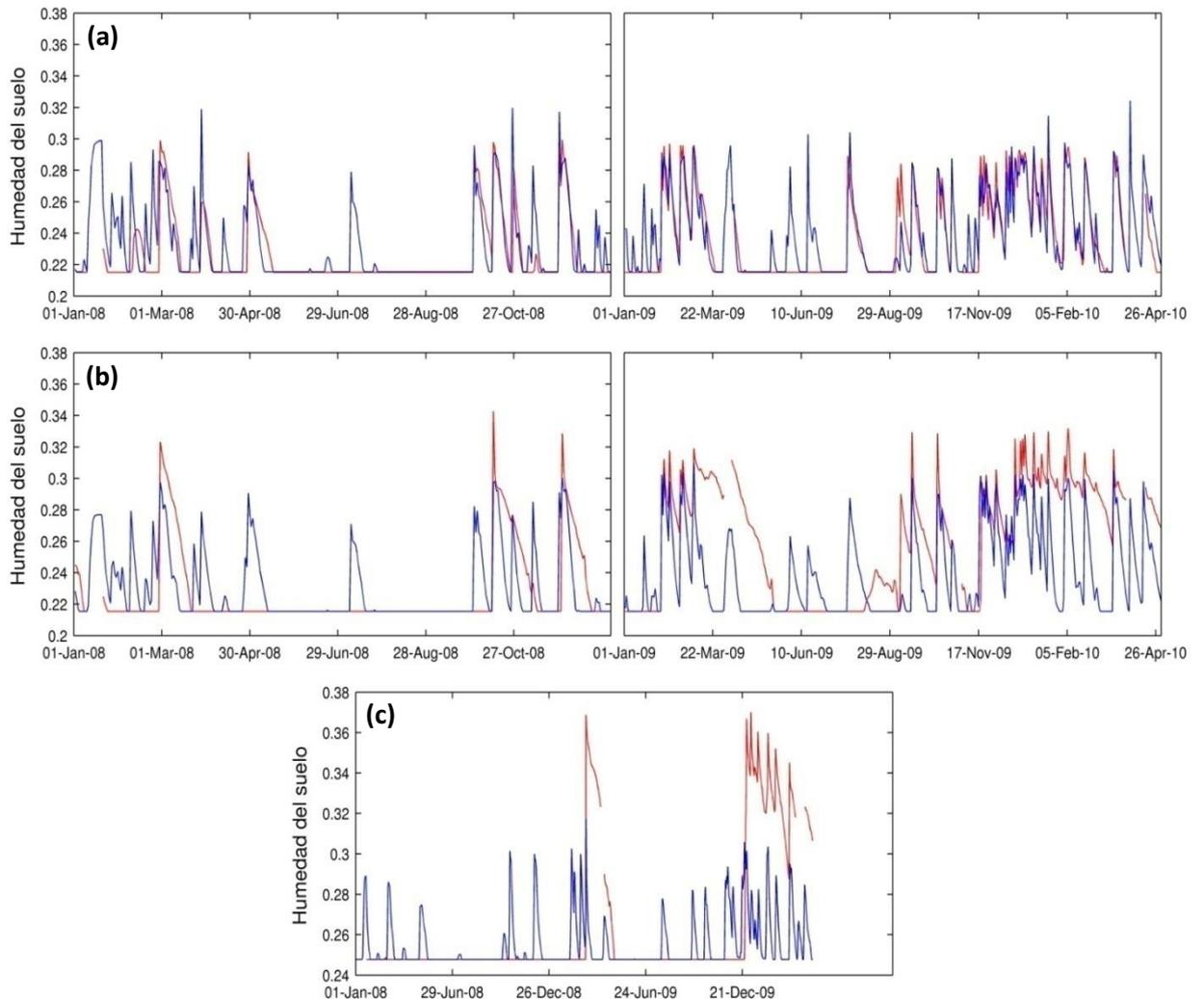


Figura 12: Idem Figura 10 para simulación S3.

Una particularidad de las 3 simulaciones, es que en los primeros meses los ajustes no se corresponden con las observaciones, pareciera que el modelo tuviera un tiempo de ajuste hasta comenzar a representar más adecuadamente las observaciones. También se observa una característica particular del modelo a representar variaciones en el contenido de humedad en el suelo en períodos donde las observaciones no lo registran. Esta particularidad del modelo será retomada más adelante.

Al comparar las observaciones en los distintos niveles se ve que en general luego de registrarse un incremento de la humedad del suelo en el nivel superior se observa un incremento en el nivel inmediato inferior en el mismo tiempo, es decir, la humedad en el segundo nivel aumenta debido a la percolación que se produce desde el nivel superior. Sin embargo, al mirar el tercer nivel, se observa que la variación del agua en este nivel no sigue tan de cerca este régimen. Podemos suponer que esto se deba a varias cosas. En primer lugar, la humedad en este nivel no es solamente debido a la percolación desde la capa superior, sino que hay considerables flujos horizontales que influyen más en la variación del contenido de agua, y dado que el modelo es unidimensional esto no se puede representar lo que lleva a que la simulación no pueda ajustarse a las observaciones. Otra posibilidad es que el sensor ubicado en este nivel no haya sido colocado correctamente, tenga problemas de calibración, o no esté funcionando, registrando valores erróneos.

La **Tabla 7** muestra los valores de r y RECM entre observaciones y simulaciones de cada nivel en la estación Diamante. Todos los coeficientes de correlación de la **Tabla 7** son estadísticamente significativos al 99%. La serie estimada con el modelo explica más del 50% de la varianza de la serie observada para el primer nivel de profundidad en los casos de las simulaciones **S2** y **S3** (indicados con un recuadro en verde en la **Tabla 7**), y más del 40% para el resto de los niveles en la simulación **S2** y para el nivel de 7 cm de la simulación **S1** (indicados con un recuadro amarillo). Por último, el resto de las simulaciones explican entre un 15% y 35% de la varianza, con excepción del nivel de 60cm de la simulación **S3**, la cual explica aproximadamente un 10% (todas estas se indican en rojo en la **Tabla 7**). Asimismo, los RECM en cada nivel tienen una mejora en la simulación **S2** con respecto a la **S1** y la **S3**, excepto en el nivel de 7cm en donde la mejora se encuentra en las simulaciones **S1** y **S3**, y así, el mejor resultado en función del RECM se encuentra en la simulación **S3** para el nivel de 7 cm, correspondiente al mejor resultado con respecto a r .

Tabla 7: Correlaciones y Raíz del Error Cuadrático Medio para cada profundidad de la estación de Diamante entre datos observados y simulados por CLASS de cada una de las simulaciones.

Simulación	Nivel 7 cm		Nivel 20 cm		Nivel 60 cm	
	R	RECM	R	RECM	r	RECM
1	0.6845	0.0199	0.5582	0.0329	0.4396	0.0304
2	0.7415	0.0248	0.6843	0.0269	0.7020	0.0246
3	0.8145	0.0151	0.5709	0.0321	0.3061	0.0319

Los resultados con respecto a r y RECM muestran que la mejor simulación que representa de forma adecuada la humedad del suelo es la simulación 3. Con el objetivo de reforzar estos resultados, se indica en la **Figura 13** un gráfico de barras que muestra el valor de NS para cada una de las simulaciones y niveles. Además, se observa una línea violeta que indica el valor crítico de 0.5 de NS.

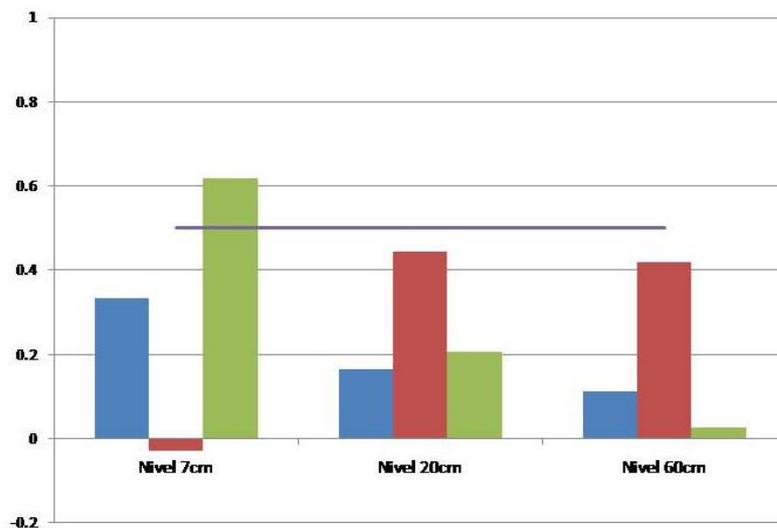


Figura 13: Índices de NS para cada uno de los niveles representados en el modelo. Simulación S1 (barras azules), simulación S2 (barras rojas) y simulación S3 (barras verdes). En violeta se indica el valor crítico de 0.5 de NS.

A partir de la **Figura 13** se puede determinar, reforzando lo obtenido con los estadísticos r y RECM, que la simulación **S3** es la que mejor representa el nivel superior del suelo. Su valor de NS es de 0.6182, superando al valor crítico de 0.5. Por lo tanto, en función del análisis de las simulaciones realizadas para Diamante y a partir de los estadísticos comentados en esta sección se puede afirmar que la mejor corrida en cuanto al nivel superior de simulación fue la **S3**.

b. Resultados para Paraná

Los resultados de la primera simulación para la estación Paraná se comparan con las observaciones en la **Figura 14**. Los mínimos en el primer y segundo nivel (**Figura 14 (a)** y **(b)**) de profundidad se encuentran subestimados por el modelo. El mismo representa una fuerte variabilidad de la humedad del suelo entre máximos y mínimos. En el tercer nivel de profundidad de 20 cm (**Figura 14 (c)**), tanto los valores mínimos como los máximos se encuentran subestimados por el CLASS y la mayor variabilidad de la serie se encuentra acotada únicamente a un pequeño período del dominio total temporal. Por último, en la **Figura 14 (d)**, se muestra la serie observada y simulada para el nivel de 60 cm. La misma representa correctamente las características del suelo. En este último nivel se puede apreciar que las observaciones no muestran ninguna variabilidad a lo largo de todo el dominio. De la misma manera que Diamante, en este caso el valor mínimo de θ , en todos los niveles del modelo, son del orden de $0.25 \text{ m}^3/\text{m}^3$. Esto indica que la humedad del suelo disminuye en la curva de retención de agua hacia la asíntota horizontal con valor de $\theta_r = 0.25$.

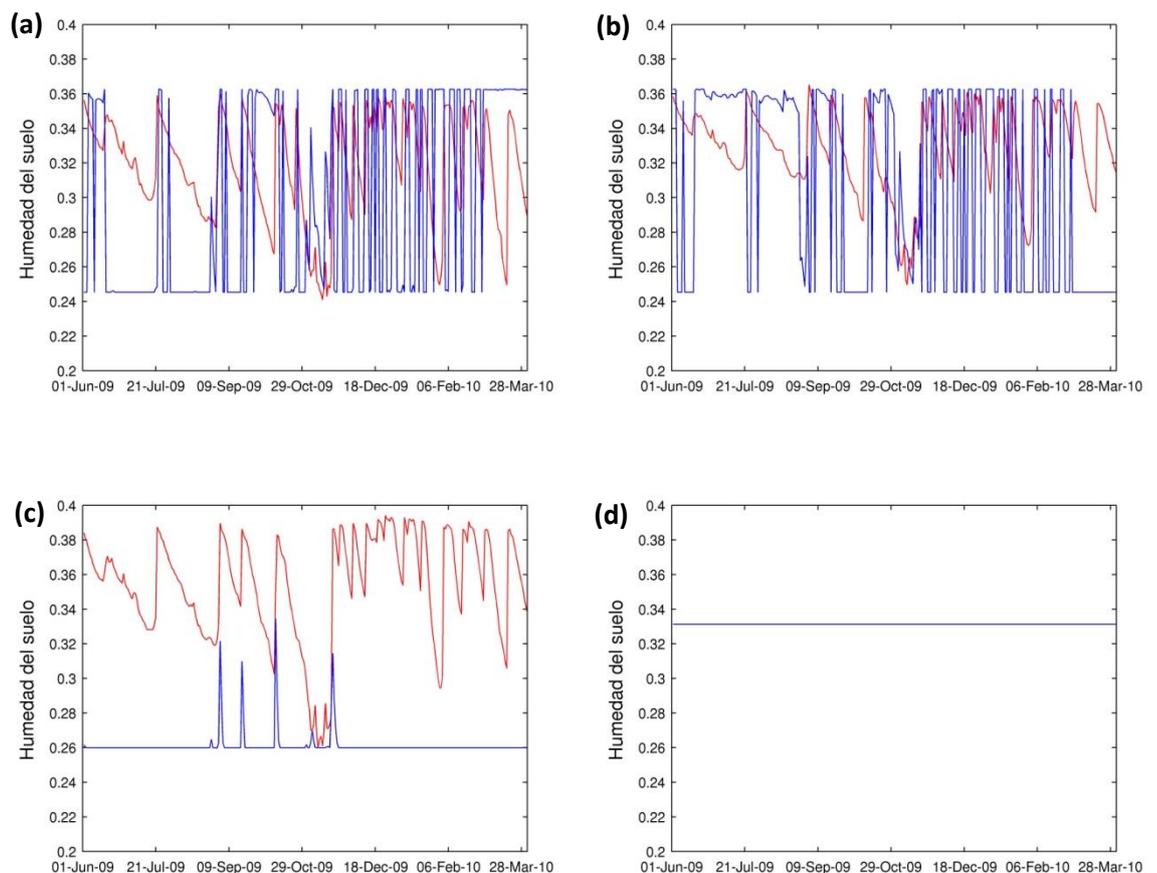


Figura 14: Humedad del suelo observada (rojo) en Paraná y simulación SI de CLASS (azul) para las profundidades: a) 5 cm. b) 10 cm. c) 20 cm. d) 60 cm. Unidades: m^3/m^3 . En el eje de abscisas se indican las fechas diarias.

En la simulación **S2**, en términos generales, se aprecia una pequeña mejoría en los tres primeros niveles de profundidad (**Figura 15 (a)**, **(b)** y **(c)**) con respecto a **S1**. Sin embargo, la variabilidad de la humedad del suelo sigue siendo muy importante y los mínimos, principalmente, se encuentran mal representados por el modelo. También se aprecia que el secamiento del suelo se produce de forma poco gradual y esto genera un limitante más en esta simulación. En particular, el nivel de 20 cm (**Figura 15 (c)**), tiene una importante mejora con respecto a la simulación **S1**, pero la serie queda relegada hacia abajo con respecto a la serie observada. El último nivel de profundidad de 60 cm (**Figura 15 (d)**) se comporta de forma idéntica al de la simulación anterior.

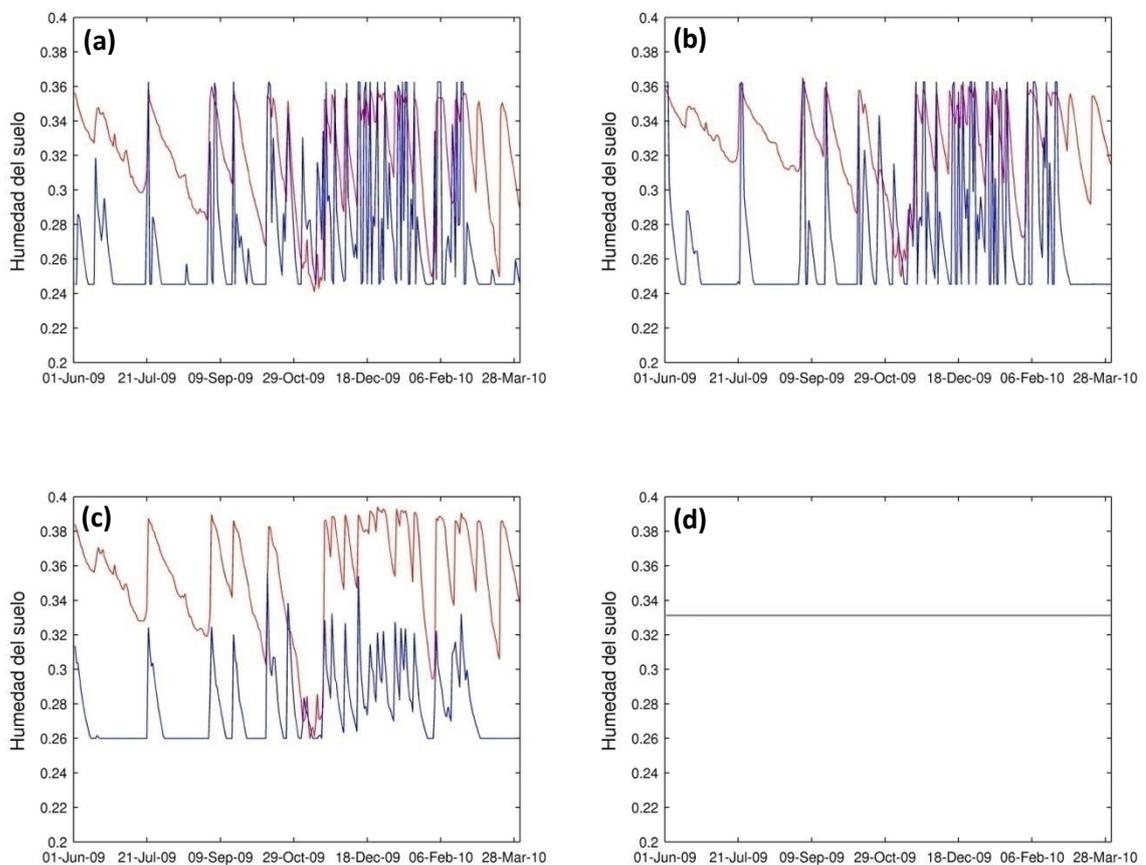


Figura 15: Idem Figura 14 para simulación S2.

En la simulación **S3**, las condiciones de humedad del suelo en el primer nivel se encuentran muy bien representadas (**Figura 16 (a)**), excepto por algunos picos que quedan minimizados o maximizados. Por otro lado, en el segundo nivel de profundidad (**Figura 16 (b)**), se observa que los resultados son similares al primer nivel, pero con una menor cantidad de picos óptimamente representados. En el tercer nivel de profundidad (**Figura 16 (c)**), se

representa de forma eficaz a los datos observados, pero con un desfase de la serie simulada con respecto a la observada. Por último, el nivel de 60 cm (**Figura 16 (d)**), muestra un suelo homogéneo con respecto a la humedad del suelo. Durante todo el período, el contenido de agua en el suelo no varía. El modelo representa de forma similar este comportamiento, excepto por algunos picos cerca del final del período. Tanto el primer, segundo y tercer nivel presentan una gran mejoría con respecto a las simulaciones **S1** y **S2**.

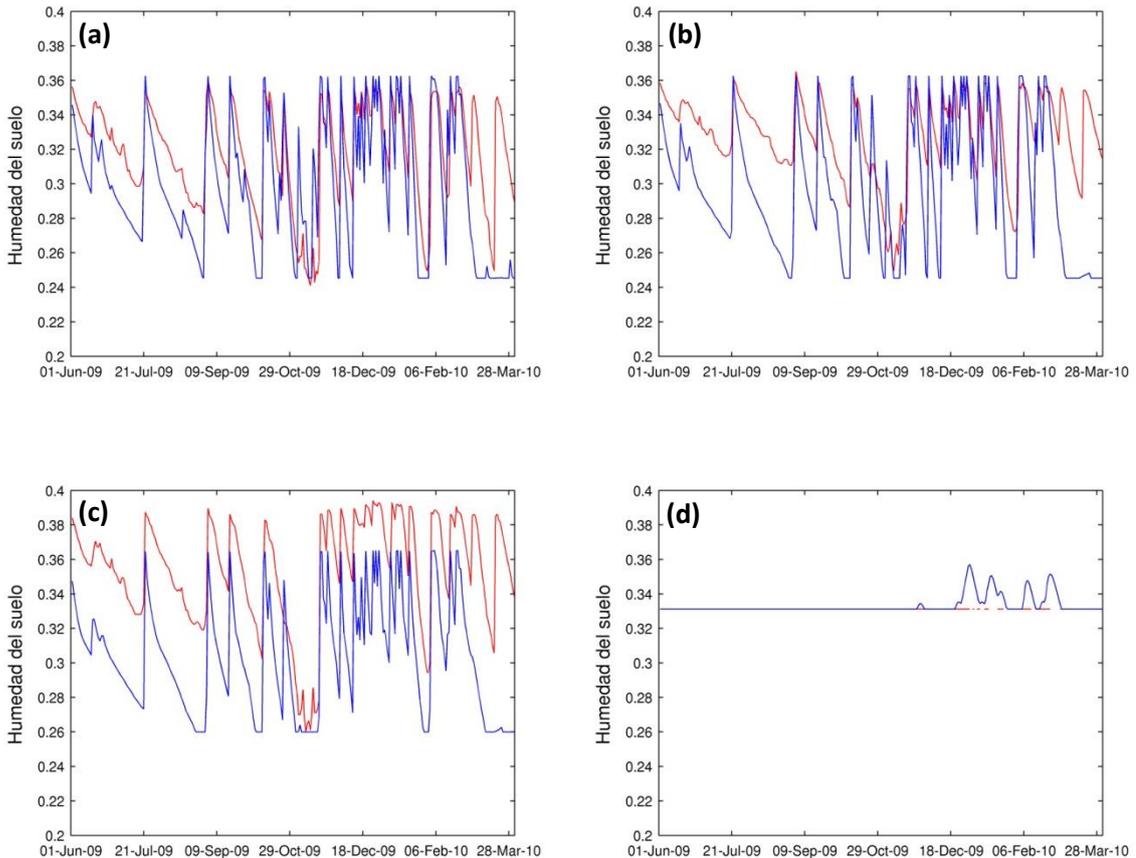


Figura 16: Idem Figura 14 para simulación S3.

Los estadísticos r y RECM para las simulaciones de Paraná se presentan en la **Tabla 8**. Analizando estos estadísticos se puede apreciar una importante mejoría de simulación en simulación. En los tres niveles superiores de la simulación **S3** la correlación con las observaciones es superior a 0.7 en cada caso y estadísticamente significativos al 99%, es decir la simulación explica más de un 49% de la varianza de las observaciones (indicados con un recuadro en verde en la **Tabla 8**). Por otro parte, se observa que el RECM para los distintos niveles de la **S3** aumenta con la profundidad (excepto en el nivel de mayor profundidad), es decir, que la serie de menor diferencia entre los puntos observados y simulados, es la del nivel

de 5 cm. Sin embargo, al comparar los valores de RECM entre simulaciones, se puede apreciar que los valores de RECM de la simulación **S3** son los más pequeños con respecto a los de las simulaciones **S1** y **S2**, excepto por el nivel de 60 cm. Los valores de r de las otras simulaciones también son estadísticamente significativos al 99%, excepto por los valores de la simulación **S1**, en los niveles de 5, 10 y 20 cm y por el de la simulación **S3** en el nivel de 60 cm.

Tabla 8: Correlaciones y Raíz del Error Cuadrático Medio para cada profundidad de la estación de Paraná entre datos observados y simulados por CLASS de cada una de las simulaciones.

Simulación	Nivel 5 cm		Nivel 10 cm		Nivel 20 cm		Nivel 60 cm	
	r	RECM	r	RECM	R	RECM	r	RECM
1	-0.0030	0.0671	0.1213	0.0626	0.0813	0.0973	-1	0.0220
2	0.3282	0.0613	0.3167	0.0691	0.5246	0.0811	-1	0
3	0.7195	0.0329	0.7011	0.0419	0.7743	0.0543	0	0.0053

De forma similar a Diamante, se calcularon los valores de NS para cada simulación de cada nivel de Paraná. Sin embargo, los resultados obtenidos no fueron satisfactorios, ya que la gran mayoría de los indicadores fueron cercanos a 0 o negativos (**Figura 17**). En esta figura no se muestran los valores de NS del nivel de 60 cm ya que estos se iban de rango para poder ser representados, los mismos son: $-9.5 \cdot 10^{20}$ para la simulación **S1**, $-3.2 \cdot 10^{28}$ para **S2** y $-1.8 \cdot 10^{26}$ para la simulación **S3**.

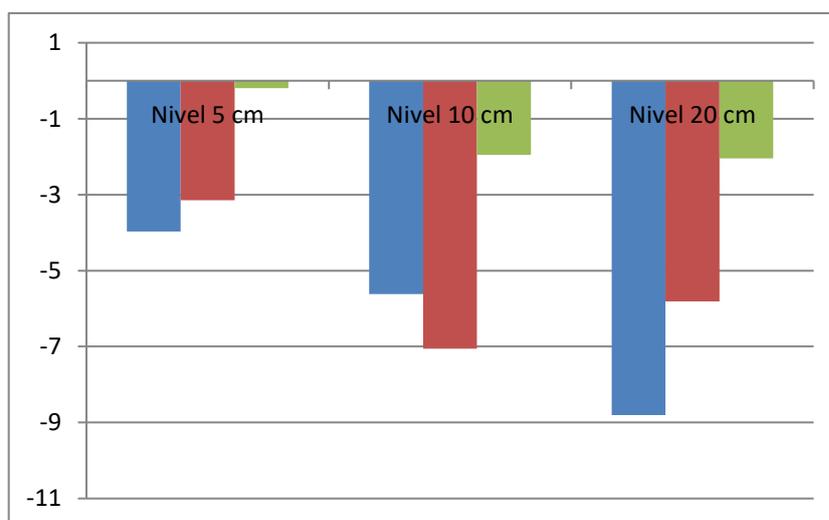


Figura 17: Índices de NS para cada uno de los niveles representados en el modelo. Simulación S1 (barras azules), simulación S2 (barras rojas) y simulación S3 (barras verdes).

Puede observarse en la **Figura 17**, a pesar de los resultados no tan satisfactorios obtenidos, que el valor de NS mejora en los niveles de 5, 10 y 20 cm para la **S3** con respecto a las **S1** y **S2**. Que todos los estadísticos de NS hayan dado negativos, es indicativo de que la sumatoria de la diferencia entre el modelo y las observaciones es mayor a la sumatoria de la diferencia de las observaciones con respecto al promedio de los datos:

$$\sum_i (y'_i - y_i)^2 > \sum_i (y_i - \bar{y})^2 \quad (4.1)$$

Más allá de que los valores de r y RECM fueron satisfactorios, no se encontró el mismo comportamiento en el cálculo NS, ya que el término de “ruido” (término de la izquierda en la ecuación (4.1)) fue, en términos generales, lo suficientemente mayor al término correspondiente de las observaciones (término de la derecha en ecuación (4.1)). A pesar de esto, en función del análisis de las simulaciones realizadas para Paraná y a partir de los estadísticos de r y ECM, pero no así de NS, es que se considera a la mejor corrida en cuanto al nivel superior de simulación a la **S3**.

4.1.2 Comportamiento del modelo en función del LAI

Una vez lograda la calibración en función de la parametrización de las componentes hídricas del suelo, a partir de las FET, se realizaron dos simulaciones para analizar el grado de sensibilidad del modelo a cambios en el LAI (indicado en la sección 3.2). Estas simulaciones solamente se realizaron para la estación Paraná. Para el estudio de sensibilidad se optó por analizar Paraná debido a que en base a los excesos de esta estación es que se van a realizar los ajustes del modelo con la metodología satelital. Esto se debe a que en la zona cercana a la ciudad fue donde se detectó una región propensa a inundaciones y no así en las cercanías de Diamante. La **Figura 18** muestra las observaciones de humedad del suelo para cada nivel y las simulaciones de CONTROL (S3) y con las variantes en el LAI (L1 y L2).

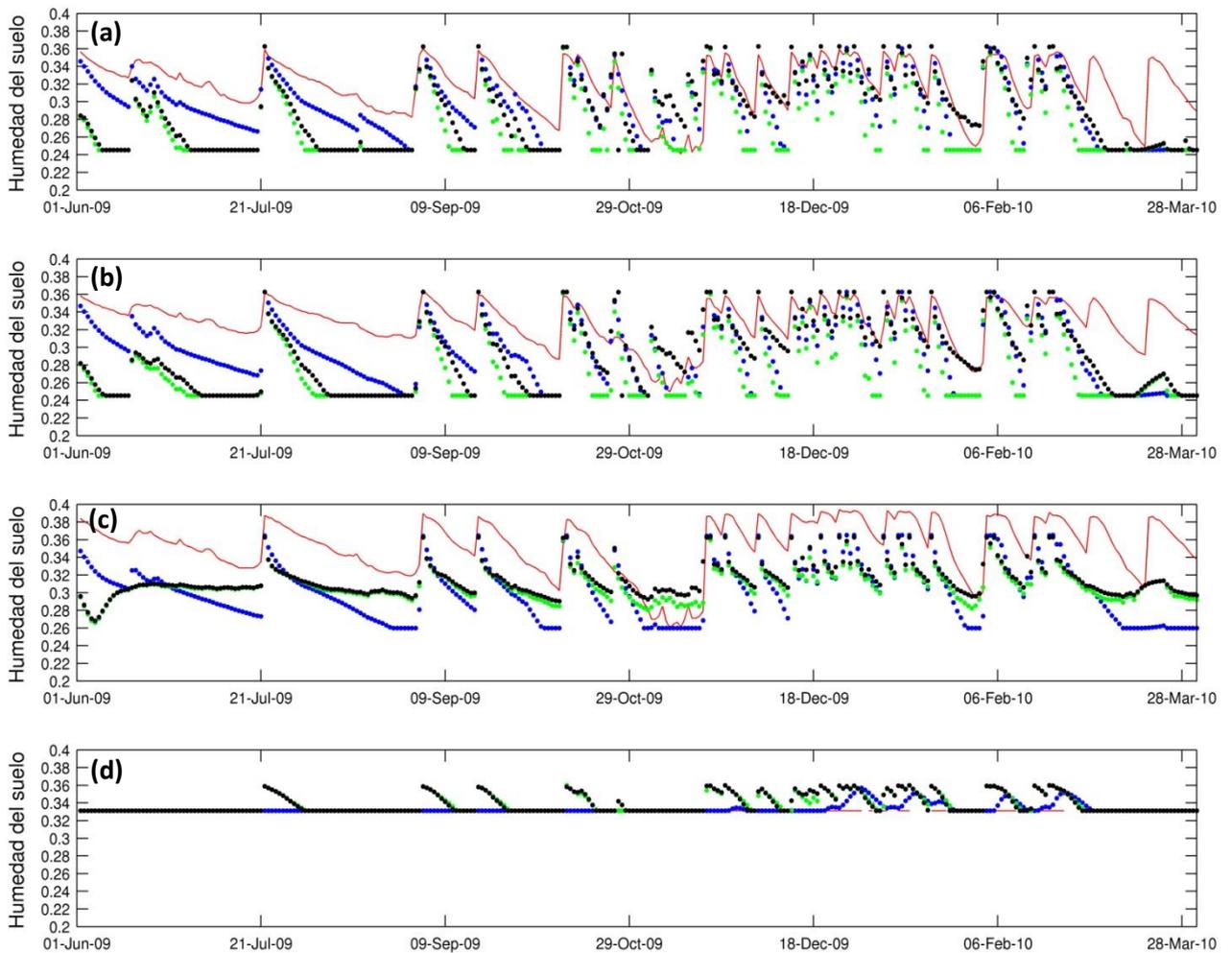


Figura 18: Humedad del suelo observada (rojo) en Paraná y simulaciones S3 (azul), L1 (verde) y L2 (negra) para las profundidades: a) 5 cm. b) 10 cm. c) 20 cm. d) 60 cm. Unidades: m^3/m^3 . En el eje de abscisas se indican las fechas diarias.

Observando la **Figura 18** puede notarse que las mayores diferencias entre las tres simulaciones son entre **S3** y las demás simulaciones (**L1** y **L2**) en todas las profundidades. De hecho en el nivel de 60 cm, hay tiempos en donde **L1** y **L2** muestran variaciones de la humedad del suelo que **S3** no registra y tampoco el sensor in situ. En cuanto a las simulaciones de los niveles superiores, se puede apreciar que las mayores diferencias se posicionan en los primeros tiempos de simulación, luego a lo largo de la corrida no hay muchas variaciones entre una y otra, excepto en algunos tiempos en donde el secamiento del suelo es mejor representado por **L2**, como son los casos de las fechas del 06-Feb-10 y previo al 18-Dec-09 para los niveles de 5 y 10 cm. De hecho, en general, la simulación **L2** representa de mejor manera las disminuciones de humedad en el suelo que la **S3**, excepto en la primera mitad del período de simulación. Las simulaciones **L1** y **L2** cuentan con una variabilidad mayor a la de **S3** y esto sí se divisa a lo largo de casi toda la simulación, por lo tanto es esperable que los estadísticos muestren un buen ajuste con los valores de **S3**, ya que esta serie es la que mejor representa la variabilidad de la serie observada y los primeros tiempos de la misma.

La **Tabla 9** muestra los estadísticos r y RECM para las simulaciones de la **Figura 18**. Puede observarse en la misma que los mejores resultados obtenidos fueron los correspondientes a la simulación **S3**, tanto para r como para RECM, excepto en el nivel de 20 cm en el cual el mejor resultado para RECM se obtiene en la simulación **L2**. Particularmente en cuanto al primer nivel (5 cm), los resultados van empeorando desde **S3** hasta **L2** en función del r , mientras que el RECM tiene su máximo valor en la **L1** y un valor intermedio en la **L2**.

Tabla 9: Correlaciones y Raíz del Error Cuadrático Medio para cada profundidad de la estación de Paraná entre datos observados y simulados por CLASS para las simulaciones S3, L1 y L2.

Simulación	Nivel 5 cm		Nivel 10 cm		Nivel 20 cm		Nivel 60 cm	
	r	RECM	R	RECM	r	RECM	r	RECM
S3	0.7195	0.0329	0.7011	0.0419	0.7743	0.0543	0	0.0053
L1	0.5907	0.0532	0.5785	0.0620	0.6659	0.0486	0	0.0138
L2	0.5023	0.0456	0.4286	0.0521	0.5737	0.0460	0	0.0141

4.1.3 Análisis de las salidas del modelo con respecto a la precipitación y la variante en ET

a. Precipitación

Es interesante observar la respuesta en la estimación del contenido de agua en el suelo frente a episodios de precipitación. Esto puede apreciarse en cualquiera de las simulaciones de Diamante comentadas en la tesis, pero a modo de ejemplo se muestra únicamente en un caso. Por otro lado, este efecto no es destacable en Paraná, esto puede deberse a que la variabilidad de la serie de humedad del suelo en esta estación es mayor que en la de Diamante, en la cual por momentos se producen muchos períodos en que el suelo se encuentra con su mínimo de humedad. La **Figura 19** muestra los datos observados y simulados de humedad del suelo para la simulación S1 de Diamante entre el 01-01-2008 y el 31-12-2008, junto con los datos observados de precipitación.

Algunos de los días en los que se puede notar claramente la sensibilidad del modelo a la precipitación, son el 07 de julio y 08 de noviembre, indicados con un círculo amarillo en la **Figura 19**. En estas ocasiones el suelo se mantiene casi inmutable a la precipitación, mientras que el modelo registra dos picos bien marcados de contenido de agua en el suelo.

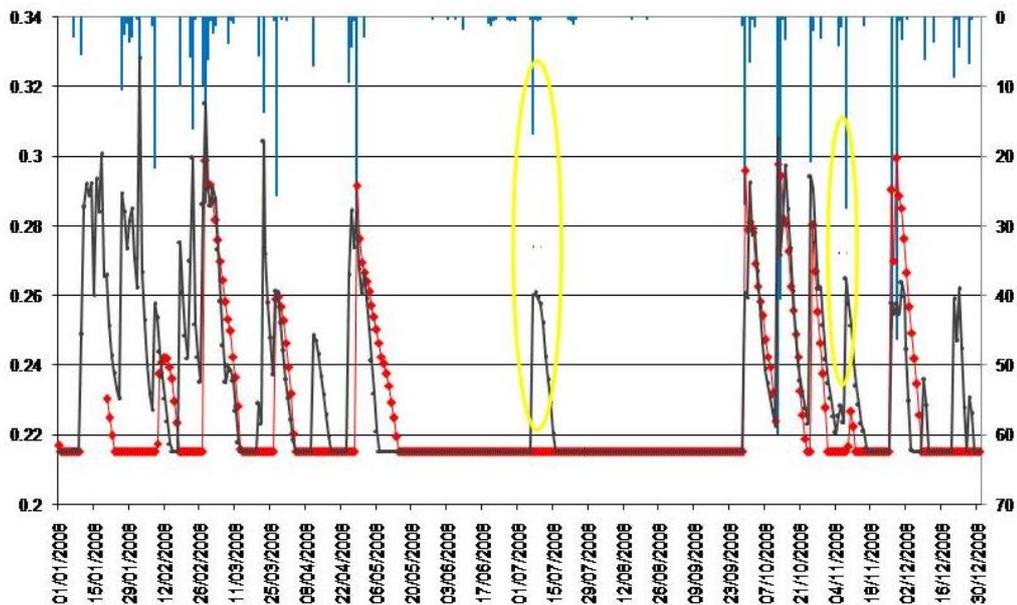


Figura 19: Humedad del suelo observada (rojo), humedad del suelo simulada (negro) y datos de precipitación (azul) para la profundidad de 7 cm en la estación de Diamante. Eje izquierdo: humedad del suelo (m^3/m^3). Eje derecho: precipitación (mm).

Además, puede detectarse en función de la figura, que el modelo reacciona rápidamente a valores muy pequeños de precipitación (entre 5 y 10 mm), mientras que el sensor se queda inmutable y recién cuando recibe una precipitación del orden de los 20 mm reacciona. Asimismo, esto pone de manifiesto la sensibilidad del modelo con respecto a la ocurrencia de precipitación, en particular para la estación Diamante.

b. Evapotranspiración

Dado que la ET y el contenido de agua en el suelo están fuertemente relacionados por la expresión del balance de agua, es que se llevó a cabo un análisis del impacto en la respuesta del modelo a cambios en la ET para la estación Paraná. La **Figura 20** muestra la serie de ETo obtenida mediante el método similar al de Penman – Monteith que utiliza la estación automática y la estimada usando la ecuación de Hargreaves. La primera de las simulaciones corresponde a la que se consideró como la corrida de CONTROL para la estación Paraná (simulación **S3**) y en la segunda se utilizan las mismas condiciones que para **S3**, excepto por el cambio en el valor de ET. Vale aclarar que a partir de los métodos de estimación de evapotranspiración se estiman los valores de ETo y no de ET.

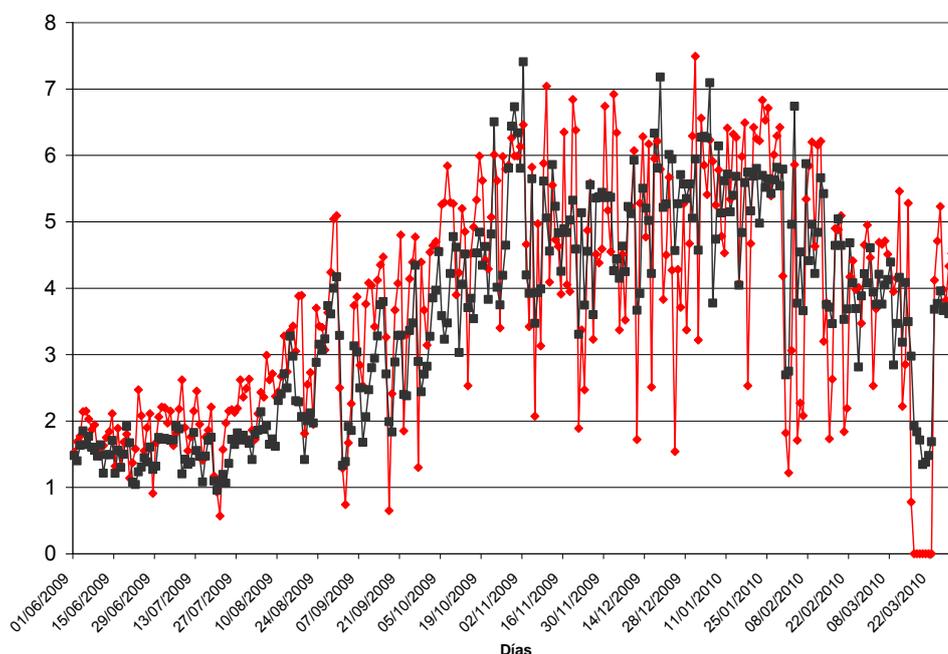


Figura 20: ET obtenida en la estación Paraná (rojo) y ET estimada mediante la ecuación de Hargreaves (negro). Los valores de ET se encuentran expresados en unidades de mm.

Se observa que la onda principal de ETo está presente tanto en los valores obtenidos a través de la metodología similar de Penman – Monteith obtenida en la estación, como en los valores estimados por Hargreaves. Sin embargo, hay una notoria tendencia en el cálculo de Hargreaves de subestimar los máximos y sobreestimar los mínimos, es decir la variabilidad diaria de la serie Hargreaves es considerablemente menor. En principio, se podría esperar que los resultados de la simulación **S3** de Paraná variaran con respecto a los de la **Figura 16**, ya que las diferencias de ETo son relativamente importantes. Pero, como se puede observar en la **Figura 21**, los resultados entre una simulación y otra no varían de forma significativa. De todas maneras, puede apreciarse que en la primera mitad del período de simulación la simulación **E1** ajusta de mejor manera con los datos observados que la simulación **S3**. Vale destacar que este período podría considerarse como el tiempo que el modelo toma para ajustarse a la simulación realizada (spin up del modelo), por lo cual habría que considerar la comparación entre **S3** y **E1** a partir de la mitad de la simulación, y en ese período, los resultados son similares para las dos corridas. Es decir, que en particular, para este tipo de suelo y con la calibración propuesta, la variación de ET no influye en los resultados del modelo para la variable de humedad del suelo. Los valores de correlación entre la simulación generada con la ET de la estación y la ET de Hargreaves para el nivel de 5 cm, el de 10 cm, el de 20 cm y el de 60 cm son 0.9728, 0.9675, 0.9867 y 0.9762 respectivamente.

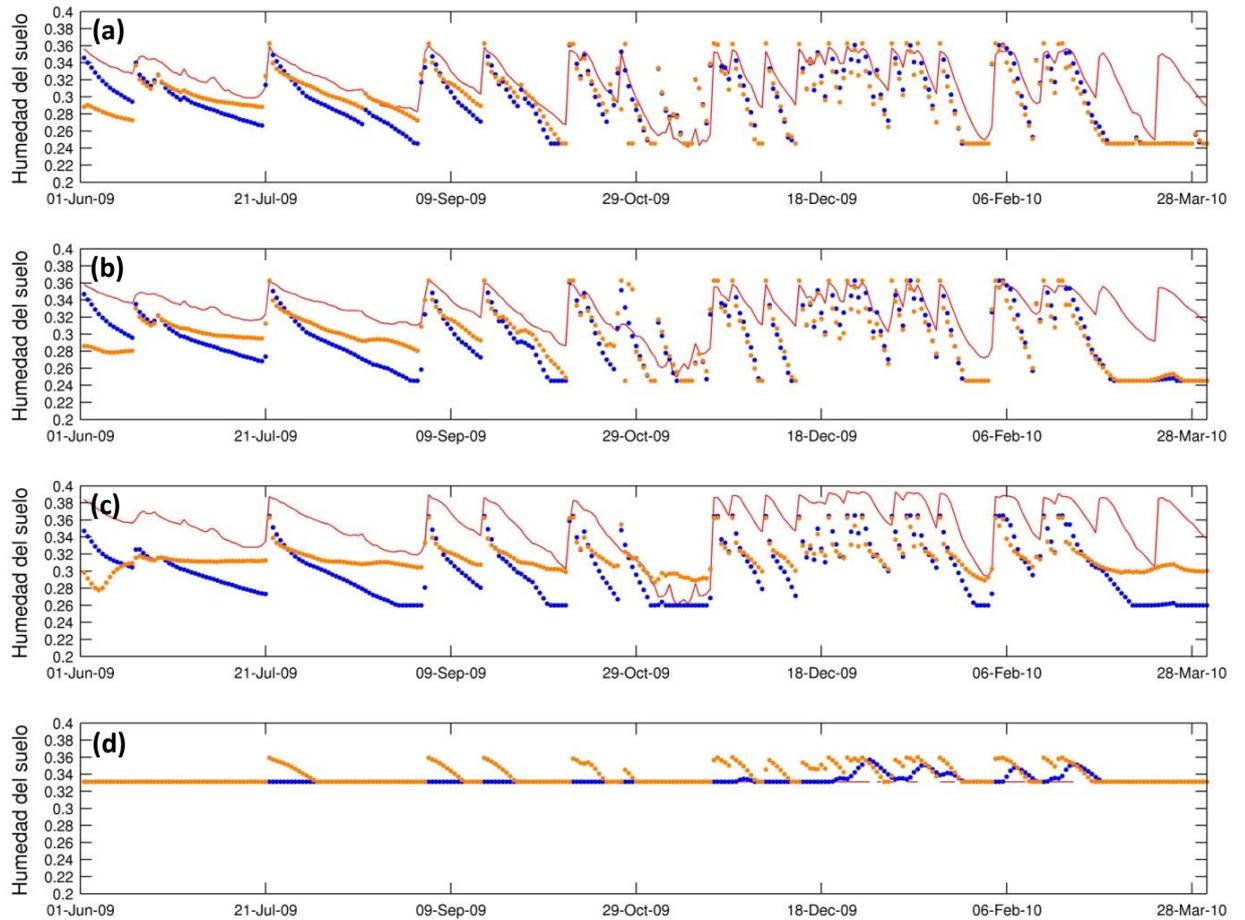


Figura 21: Humedad del suelo observada (rojo) en Paraná y simulaciones S3 (azul) y E1 (naranja) para las profundidades: a) 5 cm. b) 10 cm. c) 20 cm. d) 60 cm. Unidades: m^3/m^3 . En el eje de abscisas se indican las fechas diarias.

4.2 Análisis de las imágenes de satélite Landsat y representación de máscaras de agua

En esta sección se presentan las imágenes de satélite utilizadas para este trabajo de tesis, junto con el cálculo de sus respectivas máscaras de agua, las cuales luego serán utilizadas en el cálculo de la metodología satelital para obtener los excesos de agua en el suelo. Las imágenes analizadas de Landsat 5 fueron las correspondientes con las fechas 06 de agosto, 09 de octubre y 10 de noviembre del 2009 y 13 y 29 de enero del 2010. El estudio fue enfocado especialmente en la región de la ciudad de Paraná debido a que se divisó una zona cercana a la ciudad propensa a inundaciones. Se hubiese deseado poder hacer un análisis con mayor cantidad de imágenes en diferentes momentos del período de calibración, pero la disponibilidad de información Landsat limitó esta tarea. En la **Figura 22** se muestran las imágenes luego de haber sido calibradas y calculados los valores de reflectancia en cada una de ellas para la región mencionada.

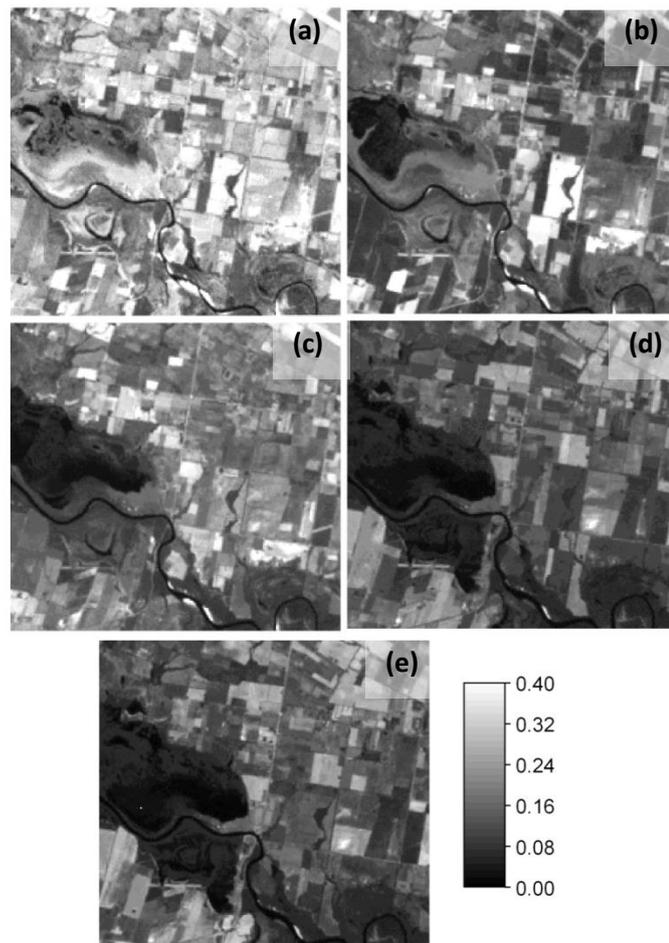


Figura 22: Reflectividades de la banda 7(Landsat 5) del (a) 06 de agosto del 2009, (b) 09 de octubre del 2009, (c) 10 de noviembre del 2009, (d) 13 de enero del 2010 y (e) 29 de enero del 2010. Los valores de reflectividad se encuentran representados entre 0 y 0.4.

Analizando la **Figura 22** de forma visual, se puede apreciar que a medida que el tiempo transcurre hay un aumento de píxeles cubiertos con agua, los cuales se representan en su mayoría de color negro. Sin embargo, hay diferencias entre la **Figura 22 (d)** y **(e)** que no son notorias mediante una exploración visual de las imágenes. Por lo tanto, es muy importante definir máscaras de agua con el objetivo de considerar estas diferencias de forma objetiva.

En un principio se intentó definir máscaras de agua a partir de los productos DEM, pero resultaba difícil definir la cota de altura del terreno a considerar para la diferencia entre suelo inundado y suelo no inundado. Además, los DEM utilizados en este trabajo tiene una resolución vertical de 1 mt y esto también es influyente en zonas de poca pendiente, como es la región de estudio, a la hora de discriminar categorías a partir únicamente del DEM.

La **Figura 23** muestra las imágenes de la **Figura 22** con sus correspondientes máscaras de agua superpuesta en función de la metodología comentada en la sección 3.4. Las máscaras se indican en color azul en la imagen.

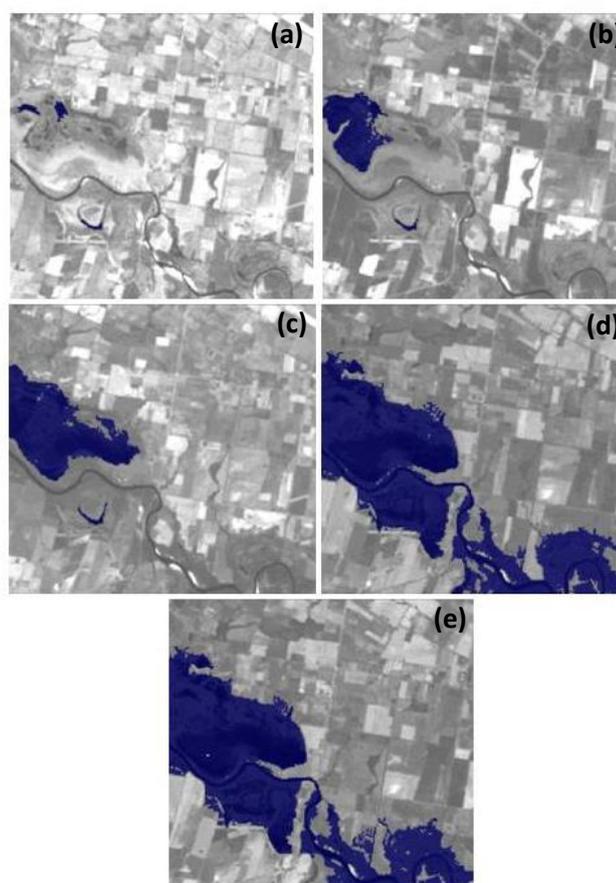


Figura 23: Reflectividades de la banda 7 (Landsat 5) superpuesta con la máscara de agua (azul) para cada caso: (a) 06 de agosto del 2009, (b) 09 de octubre del 2009, (c) 10 de noviembre del 2009, (d) 13 de enero del 2010 y (e) 29 de enero del 2010.

Puede apreciarse en la **Figura 23** que a medida que el tiempo avanza la superficie de agua es mayor, verificando lo comentado previamente. Siendo la de menor contenido de agua en superficie la imagen correspondiente al 06 de agosto del 2009 (**Figura 23 (a)**) y la de mayor contenido la del 13 de enero del 2010 (**Figura 23 (d)**), con un área afectada de aproximadamente 12 km² contra un área de 11.8 km² en el caso de la imagen del 29 de enero del 2010. Los valores de área y cantidad de píxeles identificados como inundación por la máscara de agua de las regiones de cada imagen se presentan en la **Tabla 10**.

Tabla 10: Valores de cantidad de píxeles y área asociados con las regiones inundadas para cada una de las imágenes analizadas.

Imagen	Cantidad de píxeles	Área (km ²)
06 de agosto 2009	183	0.16
09 de octubre 2009	1724	1.55
10 de noviembre 2009	3977	3.57
13 de enero 2010	13409	12.06
29 de enero 2010	13210	11.88

Puede apreciarse numéricamente como la cantidad de agua por encima del suelo fue aumentando de fecha en fecha, excepto entre el 13 y 29 de enero del 2010 donde se observa esta pequeña disminución de la cantidad de píxeles inundados y por lo tanto, también así del área afectada.

4.3 Ajuste de los excesos del CLASS U3M 1D en función de las imágenes de satélite y el DEM

Una vez obtenidas las máscaras de agua para cada una de las cinco fechas de las imágenes de satélite procesadas, se llevó a cabo la metodología propuesta en la sección 3.5 para estimar el volumen de agua en cada una de las imágenes. A modo de resumen para disminuir anotación en lo que resta de los resultados, se indicó a cada fecha procesada mediante un número de imagen:

1. 06 de agosto del 2009
2. 09 de octubre del 2009
3. 10 de noviembre del 2009
4. 13 de enero del 2010
5. 29 de enero del 2010

Luego, se compararon los resultados obtenidos entre: los excesos estimados por el modelo, acumulados en un período temporal determinado, y la diferencia de la lámina del volumen de agua entre las fechas que determinaban ese período temporal. La **Figura 24** muestra la evolución de la lámina de agua comparando los resultados de la metodología satelital (sección 3.5) con los obtenidos del MHS, para tres períodos distintos de acumulación. El primer período definido, se encuentra comprendido cada una imagen, el segundo período cada dos imágenes y por último, el tercer período cada tres imágenes. Vale aclarar que en el MHS los excesos de agua se acumulan entre fecha y fecha, mientras que con la metodología satelital se hace la diferencia entre las láminas de agua de una imagen y la otra, ya que para determinar el exceso entre dos imágenes la forma de realizarlo es calculando la resta de la cantidad de agua entre dos tiempos distintos.

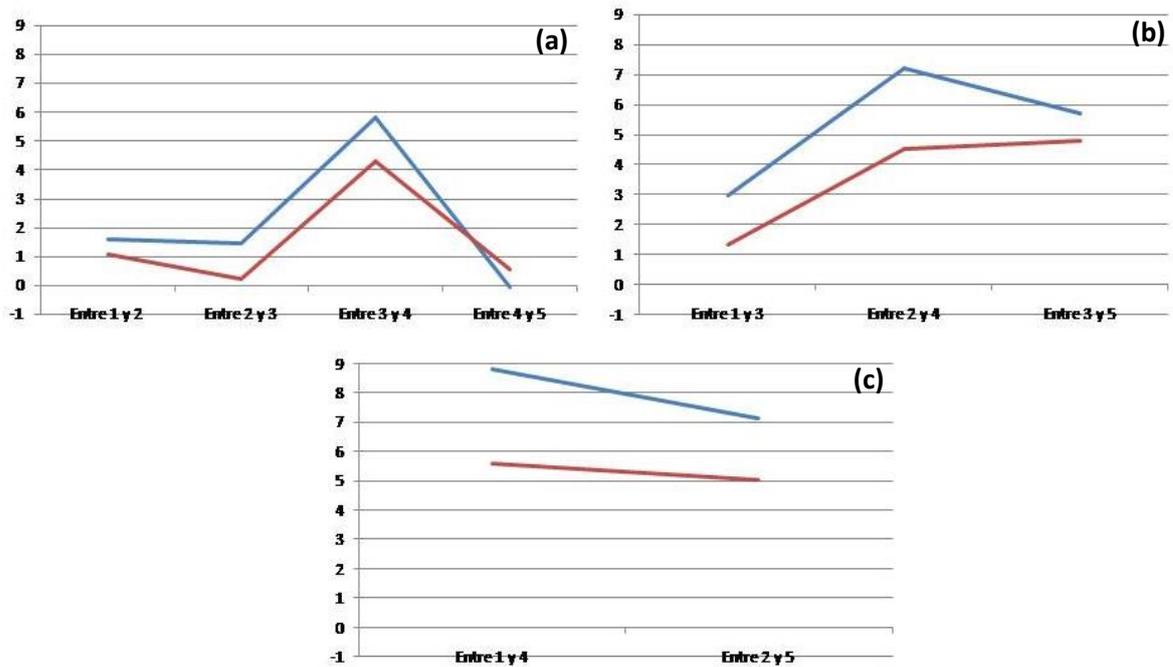


Figura 24: Evolución temporal de los excesos de agua en el suelo expresados como lámina de agua: estimada mediante la metodología satelital (azul) y estimado por el MHS (roja). Las dos variables se indican en el eje de ordenadas en metros. Los períodos temporales definidos fueron: (a) cada una imagen, (b) cada dos imágenes y (c) cada tres imágenes. La enumeración de las fechas corresponde a lo indicado previamente al principio de esta sección.

Observando la **Figura 24** puede apreciarse que, en términos generales, para todas las figuras, el modelo subestima los excesos con respecto a los estimados mediante la metodología satelital propuesta en el trabajo. De todas maneras, hay momentos de la serie en donde la similitud de los dos resultados son notables, como por ejemplo para la **Figura 24 (b)** entre las imágenes 3 y 5, con un error relativo menor al 20%. Asimismo, puede también apreciarse que la evolución temporal se encuentra bien representada por el modelo. Solo se observa una particularidad entre las dos series en la **Figura 24 (b)**, mientras que el MHS registra un pequeño aumento de los excesos al final del período, la metodología satelital registra una disminución.

La **Tabla 11** muestra los errores relativos calculados para cada uno de los puntos graficados en la **Figura 24**. Como se comentó recientemente, puede apreciarse los momentos en que la metodología realizada muestra una concordancia con los valores de exceso del modelo. Hay valores de error muy pequeños, como el caso de: entre 3 y 5. Luego se aprecian valores de error intermedios como los son los de: entre 1 y 2, entre 3 y 4, entre 2 y 4, entre 1 y 4, y entre 2 y 5. Este último grupo de excesos tienen errores entre 20% y 40%

aproximadamente. Los mayores errores se observan para los casos de entre 2 y 3, entre 4 y 5, y entre 1 y 3.

Tabla 11: Error relativo porcentual para cada uno de los momentos de los casos de la Figura 24.

Error Relativo	Entre 1 y 2	Entre 2 y 3	Entre 3 y 4	Entre 4 y 5
	32%	83%	26%	-700%
	Entre 1 y 3	Entre 2 y 4	Entre 3 y 5	
	56%	37%	15%	
	Entre 1 y 4	Entre 2 y 5		
	36%	29%		

Asimismo, puede apreciarse también a partir de la **Tabla 11**, que en términos generales los valores de error van disminuyendo a medida que el tiempo va transcurriendo. Siendo los mayores valores de error los que se encuentran en los primeros tiempos de simulación. Vale aclarar que el valor de -700% se debe a que la diferencia de lámina de agua entre 4 y 5 es muy pequeño y negativo (-0.09 mts, es decir, el tamaño del área inundada se reduce) y esto produce un valor muy alto de error relativo, pero no es representativo de la bondad del ajuste en general. Por otro lado, al analizar la **Figura 24 (a)** puede apreciarse que la representación del MHS en cuanto a los excesos se encuentra más próxima a la estimación satelital y esto puede contabilizarse claramente con el cálculo del RECM para cada uno de los casos de la **Figura 24**. Al calcular este error en cada uno de los casos, se obtienen los siguientes valores para la **Figura 24 (a)**, **(b)** y **(c)** respectivamente: 1.04, 1.91 y 2.70. Esto demuestra que el CLASS U3M 1D ajusta de mejor manera a la metodología propuesta cuando se acumula en períodos de tiempo menor, en este caso cada una imagen. Al acumular en mayores períodos de tiempo, se producen aumentos del error debido a discretizar en lapsos de tiempo mayores.

4.4 Influencia de la calibración de los sensores de humedad en el ajuste del CLASS U3M 1D

Posteriormente a todo el trabajo comentado hasta el momento en este trabajo de tesis, Passadore y Wendler (2011) realizaron una re-calibración de los sensores de humedad de suelo, es decir, se re-calcularon las ecuaciones de calibración. Esto fue de gran utilidad para lograr remarcar la importancia de contar con una calibración lo más confiable posible con respecto a los sensores de humedad y así obtener un mejor resultado en las simulaciones del MHS.

La **Figura 25 (a)** muestra para el primer nivel de simulación de la estación Paraná los datos observados de humedad del suelo y los datos estimados por el modelo para la simulación **S3** (resultados ya mostrados en la sección 4.1.1). La **Figura 25 (b)** muestra de forma similar los mismos resultados que la figura **(a)** pero esta vez considerando los datos de la re-calibración del sensor y la simulación **S3** con los cambios en θ_r y θ_s correspondientes en función a esta re-calibración.

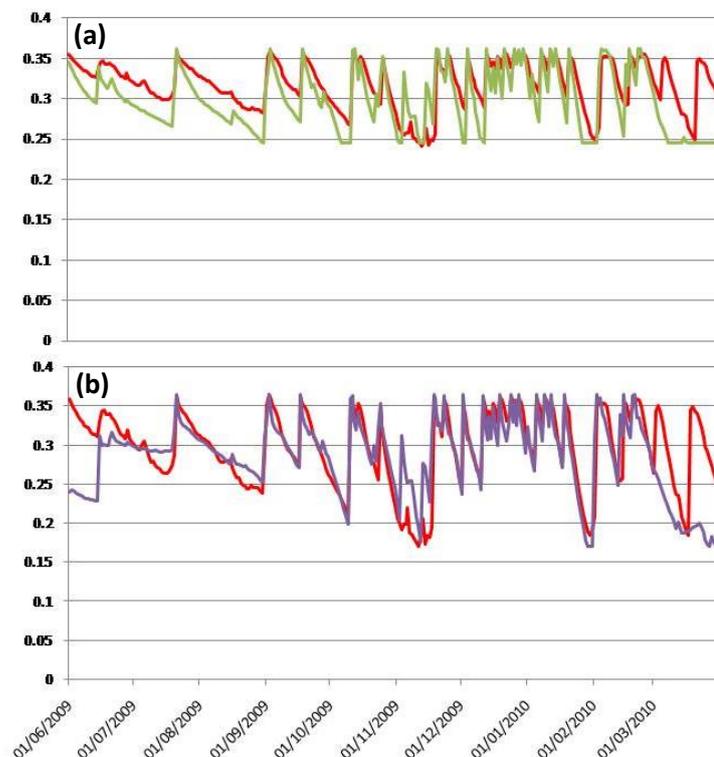


Figura 25: Humedad del suelo observada (rojo), humedad del suelo simulada (verde y violeta) para la profundidad de 5 cm en la estación Paraná. (a) Para la calibración en primera instancia y los valores de la simulación S3 de la sección 4.1.1. (b) Para los valores de la simulación S3 considerando la re-calibración de Passadore y Wendler (2011). Unidades: m^3/m^3 . En el eje de abscisas se indican las fechas diarias.

Se puede apreciar en la **Figura 25** que los resultados obtenidos para la re-calibración son más confiables que los de la **Figura 25 (a)**. Ahora, los datos observados se encuentran mayormente en fase con los datos simulados. La variabilidad de la serie observada, en términos generales, se encuentra mejor representada por el modelo en este caso. Un momento temporal de la serie en el cual se puede ver la efectividad de estos resultados es en el secamiento del suelo que se produce cercano al día 01 de octubre del 2009 y en la evolución del mes de diciembre del 2009, estas fechas son un claro ejemplo de la mejora del ajuste.

Al analizar el comportamiento de los estadísticos en estas condiciones, se pudo notar que los valores obtenidos de r , RECM y NS para la **Figura 25 (b)** fueron 0.6424, 0.0428 y 0.2395 respectivamente. Mientras que los resultados previos, los correspondientes a la **Figura 25 (a)** habían sido 0.7195, 0.0329 y -0.1949 también respectivamente. A pesar de que, en función de r y RECM, los resultados obtenidos en la sección 4.1.1 son más satisfactorios, estos no varían de forma significativa. Sin embargo, sí es fuertemente notoria la mejora en cuanto al estadístico de NS, cuando anteriormente el valor era negativo, es decir, que el promedio de la serie observada es mejor predictor que el modelo en sí, ahora el índice indica que el valor es positivo. De todas maneras, es importante destacar que el valor se mantuvo por debajo del umbral deseado de 0.5, por lo tanto en cuanto a NS el resultado sigue sin ser del todo satisfactorio, pero sí en mejor medida al obtenido en la sección 4.1.1.

5. Conclusiones

Una correcta representación de la humedad del suelo y su evolución temporal son determinantes en el ciclo hidrológico de una región o en los procesos hidrológicos o atmosféricos que puedan desarrollarse en ella. Existe una gran variedad de métodos para definir la humedad del suelo (sensores in situ, tecnología satelital, MHS, etc.). En este trabajo de tesis se comentaron algunas de las ventajas y desventajas de cada uno de estos métodos y en función a esto, se optó por realizar el estudio de un MHS (CLASS U3M 1D y CLASS PGM) con el objetivo de lograr representar de buena manera la variabilidad de la humedad del suelo, no obstante se contaron con sensores de humedad in situ para evaluar la confiabilidad de este modelo.

Más allá de que al utilizar un MHS como herramienta los problemas que proponían otros métodos eran controlados, surgieron nuevos desafíos. Los resultados en los MHS son fuertemente influenciados por los parámetros hidráulicos, por lo tanto fue de gran importancia calibrar el modelo en función de ellos. Asimismo, se utilizaron FET para estimar los parámetros y así obtener una calibración lo más confiable posible. La correcta elección de una FET u otra está en parte vinculado al tipo de suelo en cuestión que se está analizando, estas funciones están realizadas en base a una cantidad de muestras de suelo y cada una de las FET (Rawls y Brakensiek, Tomasella y otros, Wösten 1 y Wösten 2) resultará en mejores o peores ajustes según el tipo de suelo. En este caso, los suelos estudiados fueron los de Diamante (un suelo franco limoso a lo largo de todo su perfil) y el de Paraná (un suelo franco arcillo limoso en los niveles superiores y arcillo limoso en los inferiores). Además, la elección en el modelo hidráulico a utilizar es dependiente en la forma de la curva de retención de agua, comentada en la sección 2 de este trabajo de tesis. Por lo tanto, las tres características más importantes que puedan llegar a determinar una mejor o peor calibración son el tipo de suelo, el tipo de curva de retención de agua y la conductividad hidráulica en la saturación (K_{sat}).

Particularmente en el caso de Diamante, se pudo concluir que la mejor simulación obtenida de la calibración fue la definida por el modelo hidráulico de Van Genuchten y por la estimación de los parámetros de la FET de Rawls y Brakensiek (simulación **S3**). Al analizar la bibliografía de todas las FET, puede encontrarse que para suelos como el de Diamante, la FET

de Rawls y Brakensiek se basó en una muestra de suelos de este tipo de 1206 casos, muy superior a cualquiera de las otras FET para este tipo de suelo. Por lo tanto, es esperable haber obtenido el mejor resultado a partir de esta función. Con respecto a la elección del modelo hidráulico utilizado en Diamante, se analizaron las curvas de retención de agua de Passadore y Wendler (2011). Sin embargo, se descubrió que la curva contenía mucho “ruido” y fue difícil determinar si se trataba de una curva de tipo J con el AE bien definido o si se trataba de una tipo S con un AE más desdibujado.

En el caso de Paraná fue destacable que la mejor simulación para la calibración fue obtenida a partir del modelo hidráulico de Brooks-Corey. Esta vez al analizar la curva de retención pudo divisarse un AE bien definido y por lo tanto una curva de tipo J (**Figura 26**), indicio de que para este tipo de suelo la opción de utilizar el modelo de Brooks-Corey sería la más óptima. La **Figura 26** muestra la curva de retención de agua brindada por Passadore y Wendler (2011), junto con el ajuste a los datos a partir de la expresión de Brooks-Corey. En la misma puede detectarse claramente el buen ajuste producido y las características previamente comentadas sobre la forma de la curva.

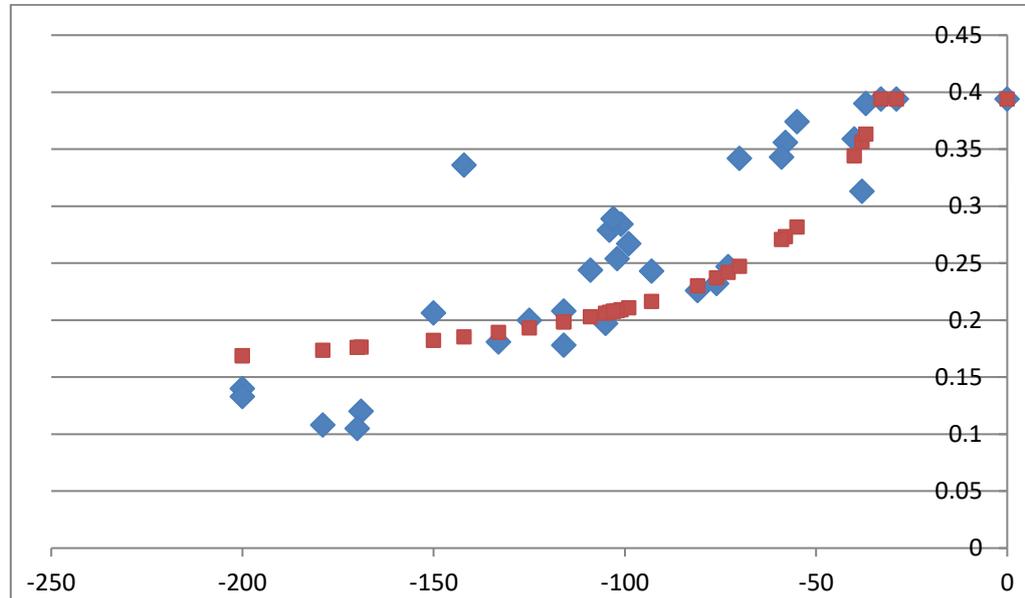


Figura 26: Curva de retención de agua de la muestra de datos de Passadore y Wendler (2011) (puntos azules) y el ajuste del modelo de Brooks-Corey (puntos rojos). En el eje de ordenadas se encuentran los valores θ y en el eje de abscisas los valores de potencial mátrico en unidades de cm.

En cuanto a los valores de K_{sat} , tanto para Diamante como Paraná, estos fueron del orden de 10.8 cm/día y 3 cm/día respectivamente. Estos parámetros son muy bajos con

respecto a los Ksat utilizados en las simulaciones **S1** y **S2** de estas estaciones. Por lo tanto, esto indica que los suelos de estas localidades tienen un proceso de infiltración o de secamiento de humedad en el nivel de forma más gradual a lo que se observaba en las primeras simulaciones, las cuales se les estimaban valores de Ksat mucho mayores, en algunos casos del orden de 300 cm/día (**S1** de Diamante). Recién al realizar simulaciones con valores de Ksat del orden de 3-10 cm/día, los ajustes de humedad del suelo resultaron ser más satisfactorios.

En cuanto a los estadísticos analizados para definir la bondad de los ajustes de Diamante y Paraná (r, RECM y NS), pudo apreciarse que en términos generales los valores fueron más satisfactorios para el caso de Diamante. En Diamante los estadísticos para la mejor simulación (considerando únicamente el primer nivel de simulación) fueron 0.8145, 0.0151 y 0.6182 respectivamente y la serie simulada explica aproximadamente un 66% de la serie observada, mientras que en el caso de Paraná los valores fueron 0.7195, 0.0329 y -0.1949 y la serie simulada explica aproximadamente un 52% de la serie observada. Por lo tanto, puede apreciarse que tanto para r, RECM y NS los mejores resultados fueron obtenidos para el caso de Diamante. El motivo de esta diferencia puede deberse principalmente a dos factores: 1) debido al pequeño tamaño del período de calibración en Paraná y 2) debido a la calibración realizada de los instrumentos de medición in situ. Considerando que el tipo de calibración de los sensores es el mismo tanto para Diamante como para Paraná en los resultados propuestos en esta tesis, no es inesperable concluir que el rol de la longitud del período de calibración es importante en las deducciones obtenidas.

Otra particularidad a tener en cuenta es que los sensores de humedad por resistencia eléctrica suelen tener deficiencias en la medición al ser utilizados en regiones más húmedas, como podría ser el caso de Entre Ríos. Sin embargo, los sensores Watermark que se usan en este trabajo de tesis tienden a mejorar este comportamiento y por lo tanto es oportuno esperar que la calidad de los datos sea mejor con respecto a los sensores resistivos convencionales. También se debe considerar que estos sensores son de muy bajo costo económico y es por eso que se vuelven una buena opción a la hora de la toma de decisión sobre el armado de una estación agrometeorológica.

Por otra parte, a modo de análisis exploratorio y para entender de mejor manera el comportamiento del MHS, se realizaron dos estudios de sensibilidad del mismo con respecto

a dos variables: 1) el LAI y 2) la variable de entrada de ET. El LAI es una variable definida a lo largo del proceso de simulación como variable de contorno y se consideran los valores medios mensuales climáticos y no valores a escala diaria, como sí utilizan las variables de entrada, como por ejemplo la ET. Con respecto al LAI, se descubrió que el modelo representó de mejor manera la variabilidad de la humedad del suelo al mantener los valores de LAI por default. El uso del módulo de simulación de pastura del modelo CLASS (CLASS PGM), tampoco generó grandes diferencias en los resultados obtenidos con la simulación **S3**. Por otro lado, se destaca un resultado obtenido al haber realizado la simulación **L2**. Al comparar varias partes de la serie entre **S3** y **L2**, se pudo apreciar que varios momentos en donde se producía un secamiento de las condiciones de suelo, **L2** las representaba de mejor manera que **S3**. Debido a que la evolución anual del LAI en la corrida **L2** es más adecuada para el hemisferio sur, será interesante seguir estudiando distintas maneras de estimar el LAI pero considerando una evolución anual similar a **L2**. De todas maneras, en función de los estadísticos calculados, la mejor opción para la calibración del MHS fue mediante el uso del LAI por default. Asimismo, al analizar la sensibilidad del modelo a la variante de ET, se pudo apreciar que los resultados obtenidos al forzar el modelo con el método similar al de Penman – Monteith no varían significativamente con respecto a forzar el modelo con la estimación de Hargreaves (con valores de correlación entre las salidas del modelo del orden de 1). Únicamente se observa una mejora en el ajuste con la simulación **E1** con respecto a la corrida de CONTROL en la primera mitad del período, aproximadamente hasta el 29-Oct-09, pero este momento de la simulación se considera como el momento de ajuste del modelo. Por lo tanto, se puede asegurar que para la zona de la estación de Paraná o para alguna estación con perfil de suelo similar a esta, el uso de la ecuación de Hargreaves puede ser útil. Este resultado es muy importante ya que la ecuación de Hargreaves es simple de calcular y solo depende de unas pocas variables meteorológicas, a diferencia de otros métodos en los cuales se necesita contar con mayor información meteorológica (como es la ecuación de Penman – Monteith).

Otra particularidad descubierta en el MHS fue la de su sensibilidad a ciertos valores de precipitación. En algunos tiempos particulares, para la estación Diamante, el modelo respondía casi instantáneamente a eventos de precipitación de débil intensidad (entre 5 y 10 mm), mientras que las observaciones de humedad del suelo no mostraban una variación en su almacenaje a menos que se produjeran precipitaciones del orden de 20 mm aproximadamente. Algunos de los parámetros que controlaban este comportamiento se encontraban en la sección

de *Time Step Related Parameters* comentada en la sección 2.2 del trabajo de tesis. A pesar de generar una gran variedad de modificaciones en esta sección, nunca se logró un resultado diferente al obtenido en la **Figura 19**. El MHS continuó comportándose de la misma manera, con una importante sensibilidad a ciertos valores de precipitación mientras que el sensor de humedad no registraba cambios en su evolución.

Por último, se analizaron los ajustes entre los excesos de agua obtenidos a partir del modelo CLASS U3M 1D y las estimaciones de estos excesos o volúmenes de agua en función del procedimiento satelital propuesto en la sección 3.5. En términos generales, cualquiera fuera el período en el cual se acumulaban los excesos del modelo, tanto la evolución temporal representada por el modelo y la estimada por la metodología satelital fueron similares. En los momentos en que se apreciaba una disminución o aumento del exceso de agua en el suelo, el modelo representaba de forma correcta esta variación. En general, al analizar los errores relativos para cada uno de los casos indicados en la sección 4.3, pudo observarse que estos disminuían en función del tiempo. A medida que se analizaban tiempos más cercanos al final del período de calibración los errores eran menores, esto puede deberse al spin up del modelo. Sin embargo, al estudiar el comportamiento del RECM para cada uno de los casos de la **Figura 24**, pudo notarse claramente como los resultados eran menores a medida que los períodos de acumulación de excesos eran menores también. Los valores de RECM fueron de 1.04, 1.91 y 2.70 respectivamente para la **Figura 24 (a)**, **(b)** y **(c)**. Esto es probable que se deba a que al discretizar temporalmente en menor medida, se comete un error menor en la variación temporal del volumen del reservorio de agua y entonces, el RECM sea menor para el caso de la **Figura 24 (a)**. Vale destacar que al realizar el enmascaramiento de las regiones inundadas hubo un inconveniente en las fechas de las imágenes 4 y 5 (definido en sección 4.3), este problema fue que el procedimiento propuesto en el trabajo consideró la zona del río, que aparece en las imágenes, como una región inundada, cuando esto no era así realmente. Por lo tanto, esto pudo aportar a que se genere un mayor error en las estimaciones de los volúmenes de agua. Sería interesante a futuro, llevar a cabo una corrección de la metodología realizada, en la cual se considere eliminar la región del río como una zona definida de inundación y rever los resultados para verificar que haya una mejora en los mismos.

6. Bibliografía

Barros V., Castañeda M.E., Doyle M., 2000: Recent precipitation trends in Southern South America to the East of the Andes: an indication of a mode of climatic variability. *Southern Hemisphere Paleo and Neoclimates. Concepts, Methods, Problems.* Springer Science Publishers, pp 187-207. ISBN: 3-540-66589-7.

Boisier J., de Noblet-Ducoudre N. y Ciais P., 2014: Historical land-use-induced evapotranspiration changes estimated from present-day observations and reconstructed land-cover maps. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, pp 3571-3590.

Briggs L.J. y McLane J.W., 1907: The moisture equivalent of soils. *USDA Bureau of Soils Bulletin 45*, pp 1-23.

Brooks R.H. y Corey A.T., 1966: Properties of porous media affecting fluid flow. *Journal of the Irrigation & Drainage Division 2 (June)*, American Society of Civil Engineers, pp 61-88.

Bustamante H., 1986: Potencial del agua del suelo. *Revista Facultad Nacional de Agronomía*, vol. XXXIX, No. 2.

Camilloni I. y Barros V., 2003: Extreme discharge events in the Paraná River and their climate forcing. *Journal of Hydrology*, 278, pp 94-106.

Carrascal C. y Salgado H., 2012: Estimación de la humedad superficial del suelo a partir de datos de microondas satelitales. *IFRH 2012, 1er encuentro de investigadores en formación en recursos hídricos. 14 y 15 de junio del 2012.* Instituto Nacional del Agua, Ezeiza, Buenos Aires, Argentina.

Carsel R. y Parish R., 1988: Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24, pp 755-769.

Chamorro L., 2006: Los principales usos y problemas de los recursos hídricos. El cambio climático en la cuenca del Plata. 1era edición. Editores: Vicente Barros, Robin Clarke y Pedro Silva Dias. 232 pp.

Committee on Earth Gravity from Space, U. S. Geodynamics Committee, Board on Earth Sciences and Resources, Commission on Geosciences, Environment and Resources & National Research Council, 1997: *Satellite Gravity and the Geosphere: Contributions to the Study of the Solid Earth and its Fluid Envelopes.* National Academic Press. Washington.

Cosh M.H., Jackson T.J., Bindlish R. y Prueger J.H., 2004: Watershed scale temporal and spatial stability of soil moisture and its role in validating satellite estimates. *Remote Sensing of Environment.* Volume 92, Issue 4, pp 427-435.

Curto L., 2015: Desarrollo de una metodología de calibración de datos observacionales de contenido de agua del suelo. Tesis de Licenciatura en Ciencias de la Atmósfera, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Díaz G. y Doyle M., 2013: Aplicación de una metodología a partir del Modelo de Elevación Digital ASTER para la estimación de volúmenes de agua asociados a inundaciones en la región de Paraná, Entre Ríos, Argentina. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), Foz do Iguazu, Brasil.

Donado Garzón L. D., 2004: Modelo de conductividad hidráulica en suelos. Tesis de Magister en Ingeniería - Recursos Hidráulicos – Universidad Nacional de Colombia. Pp. 180, [www.docentes.unal.edu.co/lddonadog/docs/Grade.../Donado_\(2004\).pdf](http://www.docentes.unal.edu.co/lddonadog/docs/Grade.../Donado_(2004).pdf)

Doyle M. y Barros V., 2011: Attribution of the river flow growth in the Plata basin. *International Journal of Climatology*. 31: n/a.doi: 10.1002/joc.2228. ISSN: 0899-8418.

FAO, 2006: Estudio FAO Riego y Drenaje 56, “Evapotranspiración del cultivo: Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos”, 323 pp.

Grayson R.B., Western A.W. y Chiew F.H.S., 1997: Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and nonlocal controls. *Water Resources Research*, 33 (12), pp 2897-2908.

Hargreaves G.H. y Samani Z.A., 1985: Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Eng. in Agric.*, 1(2), pp 96-99.

Hillel D., 1998: *Environmental Soil Physics*. Academic Press, San Diego, pp 771.

Huang J., Van den Dool H.M., Georgakakos K.P., 1995: Analysis of Model-Calculated Soil Moisture over the United States (1931-1993) and Applications to Long-Range Temperature Forecasts. *Journal of Climate*, 9, pp 1350-1362.

Johnson I.R., 2003: A mathematical approach to modelling pastures and crops for Australian conditions, A consultancy report prepared for the NSW Dept of Infrastructure Planning and Natural Resources.

Jung H.C., Alsdorf D., Moritz M., Lee H., Vassolo S., 2011: Analysis of the relationship between flooding area and water height in the Logone floodplain. *Physics and Chemistry of the Earth* 36, pp 232-240.

Ke Y., Leung L., Huang M., Coleman A., Li H. y Wigmosta M., 2012: Development of high resolution land surface parameters for the Community Land Model. *Geosci. Model Dev.*, 5, pp 1341-1362.

Kerr, Y.H., 2007. Soil moisture from space: where are we? *Hydrogeol. J.*, 15, pp 117-120.

Kosugi K., Hopmans J.W., Dane J.H., 2002: Parametric Models. Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods. SSSA Book Series, No. 5.

Latrubesse E. y Brea D., 2009: Floods in Argentina. Developments in Earth Surface Processes, 13, pp 333-349.

Nash J.E., y Sutcliffe J.V., 1970: River flow forecasting through conceptual models. Part I: a discussion of principles. Journal of Hydrology, 10 (3), pp 282-290.

Passadore L. y Wendler G., 2011: Calibración de sensores de humedad del suelo y estimación de almacenaje diario de agua en el suelo en sitios con estaciones meteorológicas instaladas de la provincia de Entre Ríos. Trabajo final de graduación, Facultad de Ciencias Agropecuarias, Universidad Nacional de Entre Ríos.

Peixoto J.P. y Oort A.H., 1992: Physics of Climate. Ed. American Institute of Physics. N. Y. USA. 520 pp.

Rawls, W.J. y Brakensiek, D.L., 1989: Estimation of soil water retention and hydraulic properties. Morel-Seytoux (ed.), Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling—Theory and Practice. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp 275-300.

Reichle, R.H., Koster, R.D., Liu, P., Mahanama, S.P.P., Njoku, E.G., Owe, M., 2007: Comparison and assimilation of global soil moisture retrievals from the Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E) and the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR). J. Geophys. Res. 112 (D9) Art. Nb. D09108.

Richards L.A., 1931: Capillary conduction of liquids through porous mediums. J. Appl. Phys., 1, 318.

Righetti S.A., Gassman M.I. y Della Maggiora A., 2012: Estimación del flujo de calor en el suelo en un cultivo de soja. XIV Reunión Argentina de Agrometeorología. Malargüe, Argentina.

Robinson D.A., Campbell C.S., Hopmans J.W., Hornbuckle B.K., Jones S.B., Knight R., Ogden F., Selker J. y Wendroth O., 2008: Soil moisture measurements for ecological and hydrological watershed scale observatories: a review. Vadose Zone J. 7, pp 358–389.

Robock A., Vinnikov K.Ya., Srinivasan G., Entin J.K., Hollinger S.E., Speranskaya N.A., Liu S. y Namkhai, A., 2000: The global soil moisture data bank. B. Am. Meteorol. Soc. 81 (6), pp 1281–1299.

Rodríguez-Lizana A., Ordóñez R., Espejo A.J., González P. y Giráldez J.V., 2005: Estudio de la influencia de la cobertura vegetal viva en olivar en la contaminación de las aguas de escorrentía por nitratos. Actas de las VII Jornadas sobre Investigación de la Zona No Saturada del suelo. Coruña, 2005 I.S.B.N.: 84-9749-171-8. Editores: Javier Samper Calvete y Antonio Paz González.

- Rucker D., Warrick A. y Ferré T., 2005: Parameter equivalence for the Gardner and Van Genuchten soil hydraulic conductivity functions for steady vertical flow with inclusions. *Advances in Water Resources* 28, pp 689-699.
- Salgado H., Génova L., Brisco B. y Bernier M., 2001: Surface soil moisture estimation in Argentina using Radarsat-1 imagery. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 27, N°6, pp 685-690.
- Saurral R.I., 2010: The Hydrologic Cycle of the La Plata Basin in the WCRP-CMIP3 Multimodel Dataset. *Journal of Hydrometeorology*, 11, pp 1083-1102.
- Seneviratne S.I., Corti T., Davin E.L., Hirschi M., Jaeger E.B., Lehner I., Orlowsky B., Teuling A.J., 2010: Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99, pp 125-161.
- Schmugge T.J., Kustas W.P., Ritchie J.C., Jackson T.J. y Rango A., 2002: Remote sensing in hydrology. *Adv. Water Resour.* 25, pp 1367–1385.
- Tomasella J., Hodnett M.G., Rossato L., 2000: Pedotransfer Functions for the Estimation of Soil Water Retention in Brazilian Soils. *Soil Sc. Soc. Am. J.*, 64, pp 327-338.
- Tuteja N., Vaze J., Teng J., 2004: The CLASS Modelling Framework: A platform for distributed eco-hydrological modelling. NSW Department of Natural Resources, Queanbeyan, Australia.
- Van Genuchten M., 1980: A Closed Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Sc. Soc. Am. J.*, 48, pp 703-708.
- Vaze J., Tuteja N.K. y Teng, J., 2005: CLASS Unsaturated Moisture Movement Model U3M-1D. User's Manual. NSW Department of Infrastructure, Planning and Natural Resources, Australia and Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, Australia, ISBN 0 7347 5513 9.
- Vogel T. y Cislérova M., 1988: On the Reliability of Unsaturated Hydraulic Conductivity Calculated from the Moisture Retention Curve. *Transport in Porous Media*, 3, pp 1-15.
- Wagner, W., Blochl, G., Pampaloni, P., Calvet, J.C., Bizzarri, B., Wigneron, J.P., Kerr, Y., 2007: Operational readiness of microwave remote sensing of soil moisture for hydrological applications. *Nord.Hydrol.* 38, pp 1-20.
- Westra T. y De Wulf R.R., 2009: Modelling yearly flooding extent of the Waza-Logone floodplain in northern Cameroon based on MODIS and rainfall data. *International Journal of Remote Sensing* 30, pp 5527-5548.
- Wösten J.H.M., 1997: Pedotransfer functions to evaluate soil quality. Gregorich, E.G., Carter, M.R. ŽEds., *Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health. Developments in Soils Science*, 25, Elsevier, Amsterdam, pp 221-245.

Wösten J.H.M., Lilly A., Nemes A., Le Bas C., 1999: Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, 90, pp 169-185.

Xue Y., Zeng F. y Schlosser C., 1996: SSiB and its sensitivity to soil properties-a case study using HAPEX-Mobilhy data. *Global and Planetary Change*, 13, pp 183-194.