CONECTIVIDAD HIDROLÓGICA EN UN SISTEMA HIDROLÓGICO NO TÍPICO. CASO DEL SECTOR LLANO DE LA CUENCA DEL ARROYO DEL AZUL

Tesis de Doctorado

LUISA FERNANDA FAJARDO GONZÁLEZ

Presentado ante la Facultad de Ingeniería de la
Universidad Nacional de La Plata
Como requisito para la obtención del grado académico de

DOCTORA EN INGENIERÍA

Dirección de tesis:

Directora: Dra. Ilda Entraigas
Codirector: Dr. Erik Zimmermann
Subdirectora: Dra. Marisa De Giusti

Jurados de tesis:

Dra. Zuleica Marchetti
Dra. Fernanda Julia Gaspari
Dr. Eduardo Kruse

Fecha de defensa oral y pública: 8 de abril de 2024

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

FACULTAD DE INGENIERÍA
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

CONECTIVIDAD HIDROLÓGICA EN UN SISTEMA HIDROLÓGICO NO TÍPICO. CASO DEL SECTOR LLANO DE LA CUENCA DEL ARROYO DEL AZUL

Tesis doctoral presentada por

LUISA FERNANDA FAJARDO GONZÁLEZ

DOCTORA EN INGENIERÍA

La Plata - 2024

“Parece siempre imposible hasta que es una realidad”

Nelson Mandela.

Quiero dar las gracias a Dios por permitirme cumplir esta meta y quiero dedicar especialmente esta tesis a mi Mamá quien ha sido un ejemplo para mí y me ha dado todo su amor, a mi Papá por darme su apoyo incondicional, a mi hermana por darme aliento cuando lo necesité y por regalarnos a mi hermosa sobrina. A Santiago por ser compañero, motivador y animador de todas las etapas de este proceso.

¡Lo logré!

Agradecimientos

Mi más sincero agradecimiento a mi directora Ilda Entraigas, por creer en mí y ser paciente (muy paciente) y ser una fuente de inspiración de la garra (una mujer Berraca), pasión y empeño con la que desarrolla su labor (siempre con pasos aplomados y criteriosos), además de la empatía y generosidad con la que comparte y enseña sus saberes y experiencias.

A mi codirector Erik Zimmermann por su colaboración en enriquecer esta tesis, a través del universo de los modelos.

A mi subdirectora Marisa De Giusti por su gentileza en acompañarme y apoyarme en el desarrollo de este proceso.

A mis amigos (Nino, Mica, Sabri, Martín, Guada, Nata y Leo) por su apoyo incondicional en los momentos de catarsis y de celebración en lo académico y lo personal, por hablar de cosas serias y las no tanto.

También a mi familia adoptiva (María, El Cusco, Marí, El Ruso, Andrea, Pancho, Valen y Gonza) por abrirme las puertas de su casa y corazón, los quiero. Y a todos los que me acompañaron, me escucharon, me animaron durante todo el proceso.

A mis compañeros de trabajo, quienes me brindaron su apoyo con charlas, chistes y mates en el desarrollo de esta tesis. A Guada por enseñarme a ser criteriosa y enseñarme de suelos, a Nata por hacerme notar la diferencia de los yuyos en el campo; a las chicas del laboratorio (Fati, Nati, Sol, Orne) a las que molestaba para pedirles material y explicación de alguna técnica, y con las que actualizábamos el cuaderno (de chismes) en cada visita.

A los técnicos Enrique Queupán, Joaquín Rodríguez y Matías Silicani, por la ayuda y colaboración en campo durante cada muestreo de humedad (¡5 min y nada más!), con frío, con calor, con mosquitos. ¡El campo es pa' machos!

Al Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Eduardo Jorge Usunoff", por colaborar en lo académico, logístico y económico para la concreción de esta tesis.

A la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICPBA), por otorgarme la beca y las prórrogas necesarias para la realización de este trabajo.

Resumen

Los sistemas hidrológicos de llanura, como todo sistema natural, presentan un funcionamiento complejo producto de la sinergia entre variables de distinta naturaleza que se expresan en diferentes escalas y niveles de detalle, lo cual se manifiesta en patrones (organizados o no) que permiten inferir la estructura del paisaje y el grado de conectividad dentro del sistema.

El objetivo de la presente tesis fue analizar la conectividad hidrológica a partir del estudio de la humedad superficial del suelo en la matriz de pastizales naturales sometidos a anegamientos prolongados y pastoreo en el sector llano de la cuenca del Azul, que se comporta como un Sistema Hidrológico No Típico, y así elaborar un modelo conceptual de su variabilidad espacio-temporal en condiciones hidrológicas contrastantes.

La definición de conectividad hidrológica adoptada en la presente investigación está sustentada en aspectos ecológicos e hidrológicos al abordar tanto su arista estructural como funcional, en sus dimensiones horizontal y vertical; es decir, se aceptó el desafío de analizar el patrón que expresa la humedad superficial del suelo en el paisaje y, al mismo tiempo, inferir el modo en que ese patrón espacial se traduce en flujos de materia y energía.

La metodología se caracterizó por su propuesta multiescalar. En primer lugar, en un análisis puntual, se evaluó la variación espacial y temporal de la humedad superficial del suelo a partir del análisis integral de variables físicas (como la posición en el relieve, el tipo de suelo y el tipo de cobertura vegetal), y de estado (como la profundidad del nivel freático y el almacenamiento de agua en el suelo) en diferentes ambientes. Luego, mediante un análisis distribuido, se calculó la humedad estimada del suelo a partir de la aplicación de un índice de estrés hídrico a fin de identificar aquellos sectores del paisaje que gobiernan la conectividad hidrológica horizontal del sistema. Por último, se analizó la relación entre la evolución de la profundidad de los niveles freáticos obtenidos de la aplicación de un modelo matemático simplificado de flujo subterráneo y el comportamiento de la humedad superficial del suelo.

La investigación se llevó a cabo con datos y registros pertenecientes al período comprendido entre abril de 2018 y marzo de 2019, durante el cual se presentaron condiciones hidrológicas contrastantes. Todos los análisis, además, se llevaron a cabo

considerando la ubicación en el paisaje de los diferentes sitios de muestreo, por lo que se definieron los siguientes ambientes:

Grupo A: sitios ubicados sobre las orillas de los cuerpos de agua someros (cubetas de deflación y pequeños canales), con suelos con drenaje deficiente desde la superficie, y cobertura de Praderas de Hidrófitas.

Grupo B: sitios ubicados en planicies extendidas, con suelos que presentan en su perfil una fuerte cementación dada por un horizonte con carbonatos de calcio por debajo de los 40 cm de profundidad, y cobertura vegetal de Praderas Húmedas de Mesófitas.

Grupo C: sitios ubicados sobre la matriz plana del paisaje, con suelos que tienen alto contenido de sales en superficie, y la cobertura vegetal presenta una proporción significativa de suelo desnudo y Estepas de Halófitas.

Grupo D: sitios ubicados sobre lomas y dunas longitudinales, con suelos profundos y bien drenados, y cobertura de Praderas de Mesófitas o cultivos.

En el análisis puntual, a lo largo del período de muestreo, algunos sitios registraron valores muy altos y casi constantes de la humedad superficial del suelo (grupo A, entre 0,47 y 0,64 m^3/m^3); otros registraron valores muy bajos y casi invariables (grupo C, entre 0,13 y 0,28 m^3/m^3), y otros mostraron valores intermedios (grupo B, entre 0,23 y 0,51 m^3/m^3, y grupo D, entre 0,20 y 0,36 m^3/m^3) con un espectro de variación más amplio. La dinámica de la humedad superficial del suelo en cada ambiente fue asociada con la evolución tanto del nivel freático como del almacenamiento de agua en el suelo. En algunos ambientes, ambas variables estuvieron significativamente involucradas en la explicación de la variable respuesta (grupos B y C), y en otros, el almacenamiento del agua en el suelo fue el más predictivo, ya que la profundidad del nivel freático se mantuvo relativamente estable (grupos A y D). A partir de este análisis puntual se comprobó que, a pesar de que el área de estudio tiene un relieve extremadamente plano, emerge un patrón aparentemente organizado de humedad del suelo en los períodos húmedos, mientras que durante los períodos secos el patrón se vuelve difuso en todo el paisaje con variaciones de la humedad superficial del suelo en un rango estrecho (excepto en lugares muy cercanos a los cuerpos de agua superficial, los cuales mantienen sus valores altos de humedad superficial del suelo).

En el análisis distribuido planteado a partir del análisis de la correspondencia entre el índice TVDI (*Temperature Vegetation Dryness Index*) y el contenido de humedad del suelo, se demostró la existencia de una relación lineal significativa en la cual el índice

presentó sensibilidad en la detección de las fluctuaciones temporales y espaciales del contenido de agua en el suelo. De este modo, se establecieron ecuaciones de transformación a HES (Humedad Estimada del Suelo) de manera diferencial para cada uno de los grupos de ambientes. El patrón de humedad superficial del suelo fue identificado a partir del cruce entre las imágenes de HES correspondientes a los meses con excesos hídricos (junio/julio y julio/septiembre), en los cuales se expresa una impronta que refleja la ubicación de las vías de escurrimiento preferencial del agua superficial. Por otra parte, los cruces entre los meses con déficit hídricos (septiembre/diciembre, diciembre/febrero y febrero/marzo) evidenciaron que el patrón organizado de humedad del suelo se pierde y la respuesta se vuelve homogénea en toda el área de estudio. En suma, los resultados alcanzados demostraron que la metodología propuesta es adecuada para estimar la humedad del suelo en una zona de llanura con matriz de pastizales naturales a través del cálculo del TVDI con imágenes de media resolución, como así también para identificar su patrón en el paisaje y cuantificar su evolución mediante la clasificación de los valores estimados de acuerdo a rangos, identificando períodos de distinto grado de conectividad hidrológica dentro del sistema.

Por último, la conectividad hidrológica vertical del sistema fue inferida a partir de la correlación entre el contenido de humedad del suelo (estimada a partir de un índice espectral validado con mediciones puntuales) y la profundidad del nivel freático (simulado mediante un modelo matemático simplificado), lo que reflejó no solo la fuerte dependencia entre ambas variables sino, además, el comportamiento diferencial de las mismas en condiciones hidrológicas contrastantes del sistema. En zonas de llanura, la dinámica y distribución espacial de la humedad superficial del suelo obedece a la configuración no solo de la vegetación, las propiedades del suelo y la posición en el paisaje, sino que también está afectada por el proceso de evapotranspiración que impacta directamente sobre el acuífero (el cual, a su vez, afecta al contenido de humedad del suelo).

El abordaje de la conectividad hidrológica planteado en esta investigación pretendió, así, identificar el patrón de la humedad superficial del suelo en el paisaje, y explicar (al menos en parte) la organización de ese patrón mediante el entendimiento del proceso que subyace a su creación.

Palabras claves: conectividad hidrológica, humedad del suelo, ambientes de llanuras.

Luisa Fernanda Fajardo González
Facultad de Ingeniería - UNLP

Abstract

Plain hydrological systems, like any natural system, present a complex functioning resulting from the synergy between variables of different nature that are expressed at different scales and levels of detail, which is manifested in patterns (organized or not) that allow to infer the landscape structure and the connectivity degree within the system.

The objective of this thesis was to analyze the hydrological connectivity from the study of the soil surface moisture in the matrix of natural grasslands subjected to prolonged flooding and grazing in the flat sector of del Azul creek basin, which behaves as a Not Typical Hydrological System, and thus develop a conceptual model of its spatio-temporal variability under contrasting hydrological conditions.

The hydrological connectivity definition adopted in the present investigation is supported by ecological and hydrological aspects when addressing both its structural and functional edge, in its horizontal and vertical dimensions; that is, the challenge of analyzing the soil surface moisture pattern expressed in the landscape was accepted and, at the same time, inferring the way in which this spatial pattern is translated into flows of matter and energy.

The methodology was characterized by its multiscale proposal. First, in a punctual analysis, the spatial and temporal variability of the soil surface moisture was evaluated from an integral analysis of physical variables (such as landscape position, soil properties and vegetation cover), and status variables (such as water table depth and soil water storage) in different environments. Then, through a distributed analysis, the estimated soil moisture was calculated from the application of a water stress index in order to identify those sectors of the landscape that govern the horizontal hydrological connectivity of the system. Finally, the relationship between the evolution of the water table depth obtained from the application of a simplified mathematical model of subterranean flow and the behavior of the soil surface moisture of the soil was analyzed.

The investigation was carried out with data and records belonging to the period between April 2018 and March 2019, during which contrasting hydrological conditions occurred. All the analyzes were also carried out considering the location in the landscape of the different sampling sites, for which the following environments were defined:

Group A: sampling sites located close to the edges of temporary water bodies like shallow ponds and narrow channels, soils with very poor drainage from the surface, and covered with humid prairies.

Group B: sampling sites located on extended lowlands, soils with profiles that present a strongly cemented calcium carbonate horizon below 40 cm depth, and covered with humid mesophytic meadows.

Group C: sampling sites located on the flat matrix of the landscape, soils with high salt content from the surface, a significant proportion of bare soil, and covered with halophytic steppes.

Group D: sites located on little mounds and longitudinal dunes, with deep and well drained soils, and covered with mesophytic meadows or crops.

In the punctual analysis, throughout the sampling period, some sites registered very high and almost constant values (group A, between 0,47 and 0,64 m^3/m^3); others recorded very low and almost invariant values (group C, between 0,13 and 0,28 m^3/m^3), and others showed intermediate values (group B, between 0,23 and 0,51 m^3/m^3, and group D, between 0,20 and 0,36 m^3/m^3) with a broader spectrum of variation. Thus, the surface soil moisture dynamics on each environment characterized was associated with the evolution of both the water table and the soil water storage. In some environments, both variables are significantly involved in the response variable explanation (groups B and C), and in others, soil water storage is the most predictive one, since the water table depth remains fairly stable (groups A and D). We showed that even though the study area has an extremely flat relief, a soil moisture pattern that underlies the system arises during wet periods and it becomes diffuse during dry ones.

In the distributed analysis proposed from the analysis of the correspondence between the TVDI index and the soil moisture content, the existence of a significant linear relationship was demonstrated in which the index presented sensitivity in the detection of temporal and spatial fluctuations of the soil water content. In this way, transformation equations to HES (Estimated Soil Moisture) were established differentially for each group. The surface soil moisture pattern was identified from crossing between the HES images corresponding to the months with water excess (June/July and July/September), in which an imprint is expressed that reflects the location of drainage paths. On the other hand, crossings between the months with water deficit (September/December, December/February and February/March) showed that the soil moisture organized

pattern is lost and the response becomes homogeneous throughout the study area. In short, the results achieved demonstrated that the proposed methodology is adequate to estimate soil moisture in a plain area with a matrix of natural grasslands through the calculation of TVDI with medium resolution images, as well as to identify its pattern in the landscape and quantify its evolution by classifying the estimated values according to ranges, identifying periods of different degrees of hydrological connectivity within the system.

Finally, the vertical hydrological connectivity of the system was inferred from the correlation between the soil moisture content (estimated from a validated spectral index with point measurements) and the water table depth (simulated using a simplified mathematical model), which reflected not only the strong dependence between both variables but also their differential behavior under contrasting hydrological conditions. In plain areas, the dynamics and spatial distribution of the surface soil moisture obeys not only the configuration of the vegetation, the properties of the soil and the landscape position, but it is also affected by the evapotranspiration process that directly impacts on the aquifer (which, in turn, affects the surface soil moisture).

The approach to hydrological connectivity proposed in this research aimed, thus, to identify the pattern of surface soil moisture in the landscape, and to explain (at least in part) the organization of this pattern by understanding the process underlying its creation.

Keywords: hydrological connectivity, soil moisture, plain environments.

Publicaciones en las cuales la autora ha participado con aportes surgidos de la presente Tesis

Artículos en revistas con referato

1. **Fajardo, L., Entraigas, I., Vercelli, N. y Zimmermann, E. (2021*)***. Superficial soil moisture variability in a graminoid mosaic landscape with extemely flat relief. *Ecohydrology*, e2375. https://doi.org/10.1002/eco.2375

2. **Fajardo, L., Entraigas, I. y Dietrich, S. (2021)**. Ecuaciones de calibración del sensor Decagon EC-5 para la estimación de la humedad en suelos de la Pampa Deprimida. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente* – ASAGAI. No.46.1-5. https://www.editoresasagai.org.ar/ojs/index.php/rgaia/article/view/195

3. **Zimmermann, E., Fajardo, L. y Entraigas, I. (2020)**. Modelo preliminar del flujo subterráneo en un sector de la cuenca inferior del arroyo del Azul, Buenos Aires, Argentina. *Cuadernos del CURIHAM*. 26: 21-30. doi: 10.35305/curiham. v26i0.154

4. **Entraigas, I., Vercelli, N. y Fajardo, L. (2019)**. Plant communities along preferential superficial water flowpaths across a floodplain landscape. *Ecohydrology Volume 12, Issue 6*. https://doi.org/10.1002/eco.2124

5. **Ares, M. G., Holzman, M., Entraigas, I., Varni, M., Fajardo, L. y Vercelli, N (2018)**. Surface moisture area during rainfall runoff events to understand the hydrological dynamics of a basin in a plain region. *Hydrological Processes* 32:1351-1362. DOI: 10.1002/hyp.11492

Resúmenes en Actas de reuniones científicas

1. **López, Vicente M., Ares, G., Fajardo, L., Varni, M. y Chagas, C. (2019).** Changes on sediment connectivity at seasonal scale in a temperate humid farmland catchment. *BioHydrology 2019-Biohydrology Today: Humans and Nature*. Valencia, España. Resumen.

2. **Ares, G., Fajardo, L., Chagas, C., Varni, M. y Mozo, J. (2018).** Assessment of wáter erosion dynamics by connectivity índices in an agricultural watershed. *21st World Congress of Soil Science (WCSS)*, Rio de Janeiro, Brasil. Resumen.

Índice de Contenido

Capítulo I

Introducción General 18

I.1. Marco conceptual 19
I.2. Planteamiento del problema 22
I.3. Hipótesis 24
I.4. Objetivos 24
I.5. Área de estudio 25

Capitulo II

Análisis puntual de la variabilidad espacio-temporal de la humedad superficial del suelo 32

II.1. Introducción 33
II.2. Metodología 36
II.2.1. Selección de los sitios de muestreo 36
II.2.2. Medición de la humedad superficial del suelo 39
II.2.3. Medición de la profundidad del nivel freático 40
II.2.4. Estimación del almacenamiento de agua en el suelo 41
II.2.5. Análisis de datos 42
II.3. Resultados 42
II.4. Discusión 46
II.5. Conclusiones 50

Capitulo III

Análisis distribuido de la variabilidad espacio-temporal de la humedad superficial del suelo 52

III.1. Introducción 53
III.2. Metodología 62
III.2.1. Procesamiento de imágenes satelitales 62
III.2.2. Parametrización del índice TVDI 63
III.2.3. Transformación del TVDI en humedad superficial del suelo 64
III.2.4. Identificación del patrón espacial de la humedad superficial del suelo. .. 69
III.3. Resultados y discusión 69
III.4. Conclusiones 81

Capitulo IV

Análisis de la interacción entre la humedad superficial del suelo y el nivel freático 83

IV.1. Introducción 84
IV.2. Metodología 86
IV.2.1. Caracterización del modelo simplificado del flujo subterráneo 86
IV.2.2. Definición de la grilla de modelación y las condiciones de borde 88
IV.2.3. Establecimiento de las condiciones iniciales y calibración del modelo 91
IV.2.4. Evaluación del modelo y relación con la humedad superficial del suelo .. 91
IV.3. Resultados y discusión 93
IV.4. Conclusiones 98

Capitulo V

Consideraciones finales 99

Referencias 103

Anexo 1 Procesamiento de la banda térmica 129

Índice de Figuras

Figura I.1 Ubicación geográfica de la Pampa Deprimida y paisajes típicos. 25
Figura I.2 Ubicación geográfica de la cuenca del arroyo del Azul. 30
Figura I.3 Ubicación del área de estudio. 31
Figura II.1 Ubicación de los sitios de muestreo y los piezómetros en el área de estudio. 36
Figura II.2 Fisonomía general de los grupos de sitios de muestreo (fotografías), y características más relevantes en cuanto a la posición en el paisaje, la cobertura vegetal y las propiedades del suelo (en anillos, de adentro hacia afuera). 37
Figura II.3 Geolocalización sobre los sitios de muestreo. 39
Figura II.4 Sensor móvil de capacitancia ECH2O-EC5 utilizado para medir el contenido volumétrico de agua en el suelo. 39
Figura II.5 Medición de la humedad superficial del suelo con el sensor ECH2O-EC5 de Decagon. 40
Figura II.6 Medición del nivel freático con la sonda freatimétrica OTT 010 TCM. 41
Figura II.7 Lluvia y evapotranspiración potencial acumulada de los 15 días previos a cada fecha de muestreo. 44
Figura II.8 Diagrama de dispersión que muestra la relación entre el almacenamiento de agua en el suelo, la profundidad del nivel freático (valores medios) y la humedad superficial del suelo (HSS, valores medios), en cada fecha de muestreo para cada grupo. 45
Figura II.9 Representación simbólica de los factores que influyen en el comportamiento de la humedad superficial del suelo, y la aparición o desaparición de su patrón espacial en función del estado hidrológico del sistema. Las flechas delgadas inferiores indican el gradiente de humedad y la ubicación en el mismo de los grupos A (azul), B (anaranjado), C (amarillo) y D (verde). 50
Figura III.1 Esquema conceptual del método del triángulo (extraído de Sandholt et al., 2002). 59
Figura III.2 Mapa de coberturas elaborado a partir de la clasificación de imágenes obtenidas del sensor Sentinel 2. 66
Figura III.3 Mapa de coberturas reclasificado. 66
Figura III.4 Diagrama de flujo que muestra la rutina semiautomática de herramientas para transformar valores de TVDI a HES (Model Builder -ArcGis 10.3). 68

Figura III.5 Diagramas de dispersión de Ts/EVI utilizados para determinar el parámetro Tsmáx para cada fecha. 71
Figura III.6 Variación espacio-temporal del índice TVDI para el período de análisis. ... 73
Figura III.7 Diagramas de dispersión Ts / EVI para los grupos de sitios de muestreo (A, azul; B, anaranjado; D, verde) en momentos de condiciones contrastantes de humedad superficial del suelo. 74
Figura III.8 Relación entre TVDI y la humedad superficial del suelo de los grupos de sitios de muestreo. 75
Figura III.9 Humedad estimada del suelo (HES) para el período de análisis. 76
Figura III.10 Representatividad areal para cada una de las clases de HES. 78
Figura III.11 Evolución temporal y patrones espaciales de HES..... 79
Figura IV.1 Discretización del dominio de modelación (extraído de Prickett y Lonnquist, 1968)..... 87
Figura IV.2 Dirección de flujo subterráneo predominante en la zona de modelación... 89
Figura IV.3 Condiciones de borde definidas para la modelación. (extraído de Zimmermann et al., 2020)..... 90
Figura IV.4 Distribución de los piezómetros de observación al interior de la zona de modelación. 92
Figura IV.5 Patrón del flujo subterráneo simulado (ejemplo del mes de diciembre de 2018)..... 94
Figura IV.6 Evolución temporal de los niveles freáticos observados (triángulos) y simulados (línea continua) en cada uno de los piezómetros de observación..... 95
Figura IV.7 Localización de ventanas de análisis de la relación HES/nivel freático simulado sobre la grilla de modelación..... 96
Figura IV.8 Relación estacional entre HES y el nivel freático simulado (grupo B, anaranjado; grupo D, verde). Significancia < 0,01 para ambos conjuntos de datos. 97

Índice de Tablas

Tabla II.1 Valores medios de humedad superficial del suelo para cada grupo de sitios de muestreo. 43

Tabla II.2 Parámetros considerados (valores medios) en el balance diario de agua en el suelo para obtener el almacenamiento de agua en el suelo (Arc.: arcilla; Lim.: limo; Are.: arena; CE: conductividad eléctrica; CMO: contenido de materia orgánica; DA: densidad aparente; CC: capacidad de campo; PMP: punto de marchitez permanente; PR: profundidad de exploración de las raíces; CN: curva número). .. 44

Tabla II.3 Coeficientes y ajuste general de los modelos de regresión múltiple del almacenamiento de agua en el suelo y la profundidad del nivel freático (variables explicativas) con la humedad superficial del suelo (variable respuesta) para cada grupo. 46

Tabla III.1 Listado de escenas seleccionadas para el período de análisis..... 70

Tabla III.2 Valores del parámetro Tsmín para cada escena Landsat 8 OLI/TIRS. 70

Tabla III.3 Ecuaciones que definen el parámetro Tsmáx para cada escena Landsat 8 OLI/TIRS..... 72

Tabla III.4 Área de los cambios en las clases de rangos de HES entre las fechas analizadas (han sido excluidos las áreas ocupadas por montes, arroyos, cuerpos de agua y píxeles sin dato)..... 80

Tabla IV.1 Estimaciones de permeabilidades horizontales (Kh) y verticales (Kv) (extraído de IHLLA, 2003). 88

Tabla IV.2 Detalle de los parámetros de calibración del modelo. Extraídos de Zimmermann et al. (2020)..... 91

Tabla IV.3 Evaluación de ajuste entre niveles freáticos simulados y observados (m). .. 95

Capítulo



I. Introducción General

I.1. Marco conceptual

Para analizar el comportamiento de los sistemas hidrológicos se utilizan modelos matemáticos que permiten representar la respuesta de estos sistemas ante un determinado evento; sin embargo, su principal inconveniente en zonas donde el relieve es muy suave es que con frecuencia no son válidos los conceptos de divisorias de aguas y convergencia del flujo hacia una red de drenaje (Scioli *et al.*, 2010). Como consecuencia, en las zonas de llanura, los modelos hidrológicos clásicos y las correspondientes metodologías de implementación y calibración tienen poca o ninguna aplicabilidad. Fertonani y Prendes (1983) postulan que, en zonas de bajo relieve, el agua sobre el terreno no tiene una única dirección de escurrimiento, sino que se mueve en forma desordenada, indefinida e imprevisible, siendo los escurrimientos areales y mantiformes los más frecuentes. Esto provoca que, durante los excesos hídricos, el concepto de convergencia del deslizamiento hacia una red de drenaje, que es la principal vía de movimiento del agua, no sea aplicable. La capacidad de los cauces es muy pequeña, el valle de inundación no se encuentra bien definido y, además, se produce un fenómeno de llenado y encadenamiento de áreas bajas donde el agua ocupa, de manera discontinua, superficies del orden de centenas o miles de kilómetros cuadrados. Así, los anegamientos son de poca profundidad, generalmente menos de un metro, y con un tiempo de permanencia muy largo en relación al área de aporte (con láminas de agua de algunas decenas de centímetros durante 10, 15, 20 o más días). Desde el punto de vista hidrológico, entonces, lo más notable del comportamiento del agua en cuencas de llanura es la acumulación del agua sobre la superficie y la estrecha interacción que se establece entre las aguas superficiales y las subterráneas, conformando un Sistema Hidrológico No Típico (Fertonani y Prendes, 1983), en contraste con los denominados Sistemas Típicos en los cuales el rasgo dominante corresponde al gradiente topográfico dando origen a un drenaje jerarquizado y donde el escurrimiento es unidimensional (Orsolini *et al.*,2000).

Entender el modo en el que se presenta la conectividad hidrológica es crucial para la comprensión del comportamiento y la dinámica de una cuenca (Lane *et al.*, 2003; McDonnell *et al.*, 2007), y en las áreas de llanura ese aspecto es particularmente complejo. En la actualidad no hay un consenso generalizado acerca de la definición de la conectividad hidrológica debido a las distintas maneras en que los investigadores la han interpretado y medido. Esto se debe, primordialmente, a la separación planteada entre las cuestiones concernientes a la *estructura* y los *procesos* relacionados con la conectividad hidrológica, lo que ha derivado en enfoques que han producido, por un lado,

índices estáticos de conectividad y, por el otro, análisis de la dinámica de los procesos involucrados (Bracken y Croke, 2007; Turnbull *et al.*, 2008; Birkel *et al.*, 2010). En la presente investigación se ha adoptado la definición de conectividad hidrológica propuesta por Pringle (2003) que es aquella basada en aspectos ecológicos pero con una sólida base hidrológica, y contempla dos aristas: la conectividad estructural, que se refiere a los patrones espaciales en el paisaje, como la distribución de las unidades ambientales que influyen en los patrones de transferencia del agua y en las trayectorias de flujo; y la conectividad funcional que se refiere a cómo esos patrones espaciales interactúan con los procesos de la cuenca para producir escorrentía, conexión entre flujos y, por lo tanto, la transferencia de agua en la cuenca (Turnbull *et al.*, 2008). Sintéticamente, la conectividad estructural hace referencia a la adyacencia física de los elementos del paisaje, mientras que la conectividad funcional (o mediada por procesos) se refiere a cómo dicha adyacencia física se traduce en flujos de materia y energía (agua, sedimentos, organismos, calor, etc). Es importante señalar que aún los llamados elementos estáticos (estructurales) del paisaje necesitan ser reconocidos como parte de un sistema complejo y dinámico que es influenciado por procesos e interacciones a lo largo del tiempo. La estrecha conexión que se establece entre los aspectos funcionales y estructurales, se reconoce en los efectos de los procesos sobre la conectividad estructural, y viceversa. Por ejemplo, las precipitaciones y la escorrentía tienen efectos sobre la estructura mediante la alteración de sus características (por ejemplo, removiendo materia de algunas áreas y depositándola en otras). Estas interacciones, a su vez, influyen sobre los procesos dinámicos que tienen lugar sobre esa estructura que ha cambiado y ofrece ahora nuevas condiciones para la conectividad y que luego afectará a los elementos estructurales del paisaje, creándose así un bucle de retroalimentación (Lexartza-Artza y Wainwright, 2009). Es necesario considerar estas retroalimentaciones y variaciones temporales de la estructura para entender el nexo entre las estructuras físicas y la función (Burt y Pinay, 2005; Turnbull *et al.*, 2008), ya que una descripción estática del paisaje, aunque necesaria, no provee por sí misma un entendimiento claro de la conectividad del sistema.

La conectividad entre los elementos del paisaje afecta el transporte de agua y materia de manera horizontal, vertical, y temporal (Ward et., 2002) y, por consiguiente, ejerce influencia sobre los procesos biofísicos y las funciones biogeoquímicas (Brierley *et al.*, 2006). Debido a esto es que el concepto de conectividad hidrológica es de gran interés en disciplinas como la ecología de paisajes (Turner, 1989), la hidrología (Western *et al.*, 2001; Bracken y Croke, 2007) y la geomorfología (Müller *et al.*, 2007).

El entendimiento del concepto de conectividad hidrológica es de fundamental importancia en la gestión de cuencas, ya que su consideración es necesaria para proteger y conservar hábitats y especies, mejorar la resistencia y resiliencia ante eventos de excesos o déficits hídricos, y propender al disfrute de los paisajes. Para llevar a cabo la gestión efectiva de una cuenca, se requiere entender ciertas cuestiones basadas en procesos que están implícitas en la conectividad: en primer lugar, que los gestores y tomadores de decisiones posean una comprensión conceptual, más que únicamente empírica, al momento de interpretar el sistema; y luego, que dichos actores entiendan cómo se desarrollan los flujos en el sistema bajo diferentes condiciones ambientales a fin de saber cuándo, dónde y cómo intervenir con éxito en los procesos para lograr una gestión sostenible de la cuenca (Bracken *et al.*, 2013).

Actualmente, existen investigadores en diversas partes del mundo que afrontan el estudio de la conectividad hidrológica adoptando distintos enfoques que reflejan sus diferentes concepciones. Bracken *et al.* (2013) clasificaron dichos enfoques según el análisis de la conectividad hidrológica a partir de: los patrones de la humedad del suelo; la distribución y los mecanismos generadores de escorrentía; el control topográfico ejercido por el terreno (tanto natural como antrópico); el desarrollo de modelos exploratorios y predictivos; y la elaboración de índices. En la presente investigación se analiza la conectividad hidrológica a partir del estudio de la humedad del suelo. Este enfoque se basa en la asunción de que un mayor contenido de humedad del suelo implica un mayor grado de conectividad (Fitzjohn *et al.*, 1998; Leibowitz y Vining, 2003), es decir, que los patrones de humedad del suelo que surgen luego de eventos de lluvias importantes reflejan cómo el agua se mueve a través de la cuenca, expresando una vinculación entre los depósitos de agua que al colmatarse producen conexiones hidrológicas (Tetzlaff *et al.*, 2011). Bajo esta premisa, en distintas partes del mundo se han llevado a cabo estudios en los que se han realizado campañas intensas de obtención de datos de humedad del suelo (por ejemplo, Grayson *et al.*, 1997; James y Roulet, 2007; Ali y Roy, 2010) a fin de obtener una perspectiva distribuida de la respuesta del sistema. Los resultados han sido diversos ya que no siempre se han encontrado relaciones lineales entre la humedad del suelo y la conectividad hidrológica, y esto ha estado condicionado por el tipo de cobertura (pastizales o bosques), la naturaleza de los suelos (más o menos impermeables), el clima (húmedos o secos), y las metodologías empleadas en las distintas investigaciones. Indudablemente, la asunción de que los patrones espaciales de la humedad del suelo reflejan la conectividad hidrológica no es apropiada para todos los ambientes. Tal cual lo plantean Bracken *et al.* (2013), esta asunción podría aplicarse a regiones en las que

predominan los flujos verticales de agua, con suelos con algún tipo de capa impermeable, en combinación con un marcado patrón estacional de las precipitaciones. Este particular enfoque de investigar la conectividad hidrológica mediante el análisis de la humedad del suelo está en consonancia con aquellos enunciados que plantean que la conectividad hidrológica de un sistema puede inferirse a partir "de los patrones espaciales de ciertas características o variables de estado que facilitan el flujo y el transporte" (Western *et al.*, 2001), y "de aquellos atributos espacialmente conectados que concentran el flujo y reducen los tiempos de transporte" (Knudby y Carrera, 2005).

I.2. Planteamiento del problema

En zonas de llanura, a pesar de la acentuada planicie del terreno, la topografía controla la producción de la escorrentía y los anegamientos, comportamiento que se establece de manera difusa promoviendo que la escorrentía superficial confluya al cauce principal por medio de vías temporarias de flujo (Croke *et al.*, 2005). Estas vías temporales se expresan de manera dinámica a distintas escalas de tiempo (sujetas a la disponibilidad de agua superficial y subterránea) y con elevados contenidos de humedad que representan un mayor grado de conectividad (Fitzjohn *et al.*, 1998; Leibowitz y Vining, 2003). Por otro lado, autores como Ali *et al.* (2011, 2012) sugieren que el monitoreo de la dinámica del nivel freático en diferentes unidades del paisaje permite entender los cambios de flujo al interior del suelo y de esta forma inferir los momentos de conexión y desconexión en el sistema. La dinámica del contenido de humedad del suelo conduce a la expresión de una impronta que evoluciona y se organiza en el paisaje condicionada por ciertas características del ambiente.

En la cuenca del arroyo del Azul se han llevado adelante investigaciones en la que se ha analizado la conectividad desde diferentes enfoques. Scioli (2016) analizó la participación de la topografía en el proceso precipitación-escorrentía mediante la identificación y distribución de las áreas fuentes variables como elemento esencial de las llanuras en la generación de escorrentía. Ares *et al.* (2020) contribuyó al entendimiento de los procesos de escorrentía superficial en una subcuenca serrana bajo uso agrícola e identificó factores que regulan o controlan la conexión o desconexión del escurrimiento. Varni *et al.* (2013) estimaron el almacenamiento específico por medio del método de fluctuación del nivel freático para el cálculo de la recarga de acuífero. Guevara Ochoa (2019, 2020a), por su parte, abordó la complejidad del sistema mediante herramientas de simulación numérica (simulaciones acopladas del modelo hidrológico semi distribuido SWAT y el modelo hidrogeológico MODFLOW con distintas perturbaciones antrópicas) para

evaluar las interacciones espacio-temporales entre aguas superficiales y subterráneas. Zabala *et al.* (2010) estudiaron la interacción entre el agua subterránea y la del arroyo del Azul a partir del análisis conjunto de datos químicos, de caudal y niveles freáticos.

Específicamente en la parte más llana de la cuenca, la conectividad se ha estudiado teniendo en cuenta otras variables. Vercelli *et al.* (2015) y Vercelli (2018) consideraron a la vegetación como indicadora de la heterogeneidad del paisaje bajo distintos regímenes hídricos. Migueltorena *et al.* (2014) estudiaron la función de diversos ambientes en la conectividad paisajística. Entraigas *et al.* (2019) caracterizaron las comunidades vegetales y su distribución a lo largo de las vías preferenciales de escurrimiento que atraviesan la matriz del paisaje. Por último, Briceño *et al.* (2019) analizaron la hidrodinámica de las cubetas de deflación con la finalidad de estimar los tiempos implicados en la conectividad de la cuenca.

Los trabajos anteriormente citados brindan, sin duda, un panorama general del comportamiento de los sistemas hidrológicos en zonas de llanuras (ya sea contemplando el sector serrano, el llano, o la cuenca del Azul en su totalidad), sin embargo, ninguno ha considerado a la humedad superficial del suelo como variable indicadora de la conectividad hidrológica. Con el propósito, entonces, de profundizar el entendimiento de la conectividad hidrológica de un Sistema Hidrológico No Típico como el que conforma el sector llano de la cuenca del Azul, se plantean las siguientes preguntas:

- ✓ ¿Cómo influye la posición en el paisaje, las propiedades físico-químicas del suelo y las distintas coberturas de vegetación en el contenido de la humedad superficial del suelo?

- ✓ ¿De qué manera se distribuye y evoluciona el patrón espacial del contenido de humedad superficial del suelo en el sistema?

- ✓ ¿Cómo es la relación espacial y temporal entre el contenido de humedad superficial del suelo y la profundidad del nivel freático?

I.3. Hipótesis

Las hipótesis sustantivas de la presente tesis, esto es, las que contienen *a priori* las respuestas a las preguntas medulares de la investigación, son:

- ✓ A pesar de la sutileza del relieve, de la condición generalizada de suelos hidromórficos, y de la aparente homogeneidad de las coberturas de pastizales del área bajo estudio, la humedad superficial del suelo presenta una variabilidad espacial y temporal que se evidencia y se explica a partir del análisis integrado de dichos parámetros.

- ✓ El patrón del contenido de humedad del suelo se constituye y se organiza espacial y temporalmente, presentando momentos de expansión y retracción, con sectores del paisaje que gobiernan la conectividad hidrológica horizontal del sistema.

- ✓ Debido a la condición de llanura del área bajo estudio, existe una estrecha relación entre el contenido de humedad del suelo y la profundidad del nivel freático, la cual en momentos de excesos hídricos expresa la conectividad hidrológica vertical en el sistema.

I.4. Objetivos

El **objetivo general** de la presente tesis es analizar la conectividad hidrológica en la matriz de pastizales naturales sometidos a anegamientos prolongados y pastoreo en el sector llano de la cuenca del Azul, que se comporta como un Sistema Hidrológico No Típico, y así elaborar un modelo conceptual de su variabilidad espacio - temporal en condiciones hidrológicas contrastantes.

Como **objetivos específicos** se propone:

- ✓ Describir el comportamiento de la humedad superficial del suelo en los diferentes ambientes del área de estudio.

- ✓ Identificar el patrón espacial de la humedad superficial del suelo como expresión de la conectividad hidrológica horizontal del sistema.

- ✓ Identificar los distintos escenarios en los cuales se expresa la conectividad hidrológica vertical del sistema.

I.5. Área de estudio

El área de estudio seleccionada para la presente investigación se localiza dentro del sector más llano de la cuenca del arroyo del Azul, inmerso en la Pampa Deprimida.

Pampa Deprimida: ocupa una superficie de 59.656 km^2, ubicada en el Centro-Este de la provincia de Buenos Aires (Figura I.1). Su denominación hace referencia a la fisonomía y constitución de su vegetación predominante (pastizales) y a la escasa expresión morfológica de su relieve (llanura) (Matteucci, 2012).

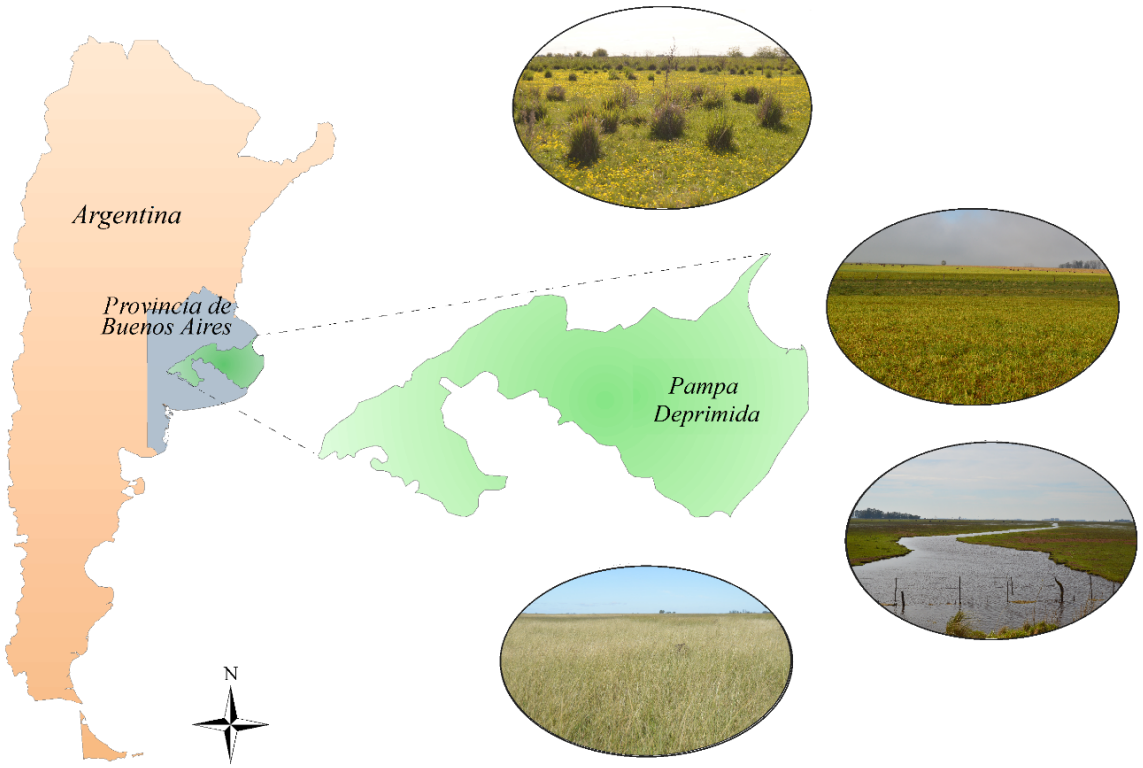


Figura 0.1 Ubicación geográfica de la Pampa Deprimida y sus paisajes típicos.

Las oscilaciones climáticas producidas durante el período Cuaternario (de glaciación y deglaciación aproximadamente 50 ciclos, Shackleton *et al.*, 1990) causaron en estas regiones ascensos y descensos del nivel del mar, dando lugar a procesos de aridización (Quattrocchio y Borromei, 1998) que influenciaron el desarrollo posterior de los procesos de erosión-acumulación en los diversos ambientes de la región (Fucks, 2004; Fucks *et al.*, 2008). De esta manera, los procesos eólicos que dominaron en condiciones de clima árido a semiárido, generaron un relieve extremadamente llano con alturas relativas rara vez superiores a los 5 y 10 m y pendientes entre 0,1 y 0,01 % (Zárate, 2005), salpicado por depresiones y elevaciones aisladas, y una red de drenaje muy poco desarrollada (Fucks *et*

al., 2007); mientras que posteriormente, durante épocas más húmedas dentro de este período, los depósitos eólicos fueron retrabajados por acción del agua y la gravedad, proceso que continúa hasta la actualidad. Así, la Pampa Deprimida presenta un relleno sedimentario de más de 8,5 km de depósitos de edad cretácica y cenozoica, de los cuales los 40 – 50 m más superficiales son probablemente cuaternarios, compuestos por depósitos de loess y limos loessoides en forma de manto (Zárate y Tripaldi, 2012). De esta manera, la erosión y la acumulación causadas por el viento que tuvieron lugar durante gran parte del Cuaternario, le dieron el aspecto general a la llanura y determinaron la formación de distintas geoformas como las cubetas de deflación, las lunettes, las dunas longitudinales y parabólicas, etc., mientras que la acción del agua en períodos más húmedos retrabajó el paisaje eólico heredado, conformando la red de drenaje y permitiendo el desarrollo de suelos, participando así ambos procesos en el modelado del paisaje actual.

Las cubetas de deflación actualmente se encuentran ocupadas por espejos de agua someros, permanentes o temporarios, y son muy abundantes en toda el área, lo que contrasta con la reducida red fluvial existente. La extensión de estas cubetas es muy variable, desde docenas de metros hasta 3 km o más de diámetro. En una vista en planta tienen forma relativamente redondeada; su flanco Este - Noreste se caracteriza por la ocurrencia de lunettes con una altura relativa de 1 m o más, debido a la dominancia de los vientos del Oeste - Sudoeste durante su formación (Frenguelli, 1950; Dangavs y Reynaldi, 2008). Dependiendo de la composición local del sustrato, las lunettes están formadas por sedimentos limosos, limo-arenosos o arcillosos, de composición volcaniclástica (Dangavs y Blasi, 2002).

Las dunas longitudinales y parabólicas presentan alturas relativas entre 1 - 1,5 m, con una longitud de 20 - 30 km y un ancho de alrededor de 0,3 - 0,5 km con orientación general N-NE (Zárate y Mehl, 2010). Son las geoformas eólicas más distinguidas, tanto por su grado de expresión morfológica como por las condiciones ambientales que localmente generan, tienen un papel destacado en el control de las redes de drenaje, ya que al presentar mayores alturas relativas son los únicos sectores no afectados por las crecientes. Están formadas por materiales sedimentarios limo-arenosos lo que, sumado a su altura, propicia la formación de suelos con perfiles bien drenados que actualmente se destinan a la implantación de cultivos (Zárate y Mehl, 2010).

En cuanto al suelo, los depósitos de loess y limos lessoides depositados por el viento y retrabajados por el agua que rellenan esta región constituyen el material parental sobre el cual se desarrollan los suelos actuales. Además, en la región es común la presencia de

sales de sodio en porcentajes perjudiciales para la estructura del suelo, impidiendo en muchos casos el desarrollo radicular y la infiltración del agua, con sectores de pH fuertemente alcalino (Hurtado *et al.*, 2005). Los suelos predominantes corresponden al gran grupo de los Natracuoles y Natracualfes. Los primeros son los más extendidos en toda la región, y se caracterizan por la presencia de un horizonte nátrico (contienen elevadas cantidades de sodio de intercambio en el horizonte arcilloso) y por sufrir excesos hídricos durante períodos prolongados, lo que imprime características de acentuado hidromorfismo en el perfil. Los Natracualfes, por su parte, son suelos con horizonte superficial muy somero, mal drenados, fuertemente alcalinos, salinos en superficie y en profundidad, con pobre contenido de carbono orgánico (valores inferiores al 1 % de materia orgánica en el horizonte superficial). Los suelos están generalmente interrumpidos por una capa de costra calcárea que se encuentra entre 50 y 100 cm de profundidad, existiendo vastos sectores en que la misma se halla muy cerca de la superficie o aflora (Hurtado *et al.*, 2005). Las limitaciones edáficas en toda la región están definidas por la anegabilidad, la alcalinidad, la salinidad, la muy baja permeabilidad, la influencia de la capa freática y el escaso desarrollo del perfil.

El clima es templado subhúmedo y las temperaturas medias anuales varían entre 14 y 16 °C de Sur a Norte, las medias mensuales del mes más frío (julio) varían entre 7 y 10 °C y las del mes más cálido (enero) entre 23 y 25 °C, presentándose heladas frecuentes en invierno. Las precipitaciones medias anuales varían entre 850 y 1000 mm de Sur a Norte; la humedad relativa del ambiente generalmente es superior al 70 % y la evapotranspiración potencial es del orden de los 800 mm, lo que significa un exceso anual de agua (Pereyra, 2003). El pulso natural anual está controlado por la alternancia de un período muy húmedo con inundaciones hacia fin de invierno y principio de primavera, y un período seco en verano.

Las pendientes topográficas regionales son muy poco perceptibles (entre 10^{-3} y 10^{-4}), apenas sobrepasando los 110 m s.n.m. hacia el Oeste cerca del límite con el Sistema de Tandilia (Sala *et al.*, 1983). Esta particularidad que la constituye como una gran llanura, provoca que los términos verticales (precipitación – infiltración – evaporación – evapotranspiración – ascenso capilar) del balance hidrológico sean mucho más importantes que los términos horizontales (escorrentía – flujo hipodérmico), y se establezca una estrecha interrelación entre las aguas superficiales y subterráneas.

La mayoría de los arroyos de la Pampa Deprimida nacen sobre la divisoria del Sistema de Tandilia perteneciente al Complejo Sierras Bonaerenses, donde son generados por vertientes que forman drenajes fluviales que al avanzar a través de zonas bajas son alimentados por las aguas subterráneas. Durante el recorrido muchos se secan y no logran unirse con el río Salado que es el principal colector de la red de drenaje durante períodos normales. Todos los cursos presentan valles muy amplios, de escasa altura relativa y divisorias de agua poco perceptibles. La inclinación de los cauces es tan débil que, fuera de las crecientes moderadamente fuertes, el agua se agota paulatinamente por infiltración y por evaporación y no llega hasta el eje principal de drenaje (Tricart, 1973).

En el subsuelo se reconoce la existencia de escurrimientos subterráneos locales y regionales (Kruse, 1992), siendo el primero el escurrimiento activo que después de cierto recorrido aflora en los arroyos y lagunas constituyendo su caudal base. El escurrimiento regional o profundo es un flujo pasivo, sumamente lento, que en una gran llanura es generado por la diferencia entre los volúmenes ingresados y egresados del escurrimiento subterráneo local y que se relaciona con los espesores sedimentarios involucrados en el subsuelo.

En cuanto a la vegetación, la Pampa Deprimida se encuentra ocupada por vegetación de pastizales de distinto tipo. A escala de paisaje la distribución de la vegetación está asociada a la disparidad geomorfológica y edafológica, constituyendo un mosaico de comunidades herbáceas. La heterogeneidad florística que presentan estos pastizales fueron descritos primero por Vervoorst (1967) y luego analizada en una serie de estudios fitosociológicos (León *et al.*, 1979; Batista *et al.*, 1988; Burkart *et al.*, 1990; Burkart *et al.*, 1998) que fueron sintetizados por Perelman *et al.* (2001) en una clasificación general de las comunidades vegetales en 5 grandes Unidades de Vegetación: las Praderas de Mesófitas, las Praderas Húmedas de Mesófitas, las Praderas de Hidrófitas, las Estepas de Halófitas y las Estepas Húmedas de Halófitas. Estos autores encontraron que, a pesar de la existencia de gradientes climáticos latitudinales que se desarrollan a lo largo de distancias de cientos de kilómetros a través de la región, una gran proporción de la variación en la composición de especies queda incluida en áreas pequeñas de entre 0,1 y 10 km^2, siendo responsables de esta diversidad las variaciones topográficas mínimas y la existencia de parches con alta salinidad edáfica. Así, el pastizal está típicamente constituido por un mosaico de stands de superficie variable, los cuales tienen límites claramente reconocibles y, composición florística relativamente homogénea (Batista *et al.*, 2005).

Cuenca del arroyo del Azul: se localiza en el centro de la provincia de Buenos Aires (entre las latitudes 36 º 09 ' y 37 º 19 ' Sur y longitudes 58 º 51' y 60 º 10' Oeste) y es uno de los sistemas hidrológicos del país más monitoreado y analizado desde distintas disciplinas. Posee una superficie de 6.237 km^2, cubriendo casi la totalidad del partido de Azul, y algunos sectores de los partidos de Las Flores, Rauch, Tapalqué, Olavarría y Benito Juárez (Figura I.2). Dentro de la cuenca se reconocen dos subambientes, el serrano ubicado hacia el Sur de la cuenca con elevaciones sobre los 200 m s.n.m. (ocupa aproximadamente el 10 % total del área) y el de llanura ubicado hacia el Norte con elevaciones menores a los 130 m s.n.m., con una zona de transición entre ambos caracterizada por suaves ondulaciones.

La cuenca se encuentra surcada por distintas vías de aguas permanentes de las cuales la principal es el arroyo del Azul. Este arroyo nace en cercanías de la localidad de Chillar y atraviesa en dirección Sur-Norte el partido homónimo, donde recibe en su margen oriental las aguas de sus principales tributarios, los arroyos Videla y Santa Catalina. Luego, el arroyo del Azul continúa con dirección NE (cambiando su nombre en el tramo inferior por arroyo Gualicho) hasta desembocar en el Canal 11, unos pocos kilómetros al sudoeste de la ciudad de Las Flores. También están los arroyos La Corina y Cortaderas cuyos tramos inferiores son temporarios y se pierden antes de llegar al Canal 11.

Según datos registrados en la estación Meteorológica Azul Aero del Servicio Meteorológico Nacional, la precipitación media anual es de 951 mm (1992-2021). La máxima precipitación media mensual se presenta en marzo con 117 mm, y la mínima se presenta en junio con 45 mm. La temperatura media anual es de 14,4°C, teniendo una media mensual máxima en enero (21,5°C) y una media mensual mínima en julio (7,5°C). De acuerdo con la clasificación climática de Thornthwaite y Mather (1955), el clima de la región se clasifica como subhúmedo-húmedo, mesotérmico. Las inundaciones ocurren casi anualmente durante el otoño, el invierno y principios de la primavera (Chaneton *et al.*, 2002), y en verano los períodos de déficit se asocian frecuentemente con altas tasas de evaporación y evapotranspiración (Varni *et al.*, 2014).

El sector llano de la cuenca ocupa un área de 4.000 km^2 y forma parte de la Pampa Deprimida. Este ambiente de llanura se caracteriza por presentar altitudes por debajo de los 130 m s.n.m., suaves pendientes (entre 0,1 y 0,2 %) y, por lo tanto, escaso escurrimiento superficial. Frecuentemente, el nivel freático se encuentra cerca de la superficie del terreno (entre 0,2 y 2,5 metros; Entraigas *et al.*, 2017). Las aguas subterráneas muestran un claro incremento de la salinidad desde el SW hacia el NE

(Zabala *et al.*, 2016) acompañando la disminución de las alturas topográficas. Las cubetas de deflación son muy numerosas y presentan una dinámica con cambios muy pronunciados según el régimen hídrico, por lo que en ciertos momentos se presentan colmadas de agua funcionando como reservorios y abrevaderos, mientras que en otros períodos se secan y son entonces invadidas por el ganado que recurre a esos sitios para aprovechar las hierbas palatables que allí crecen.

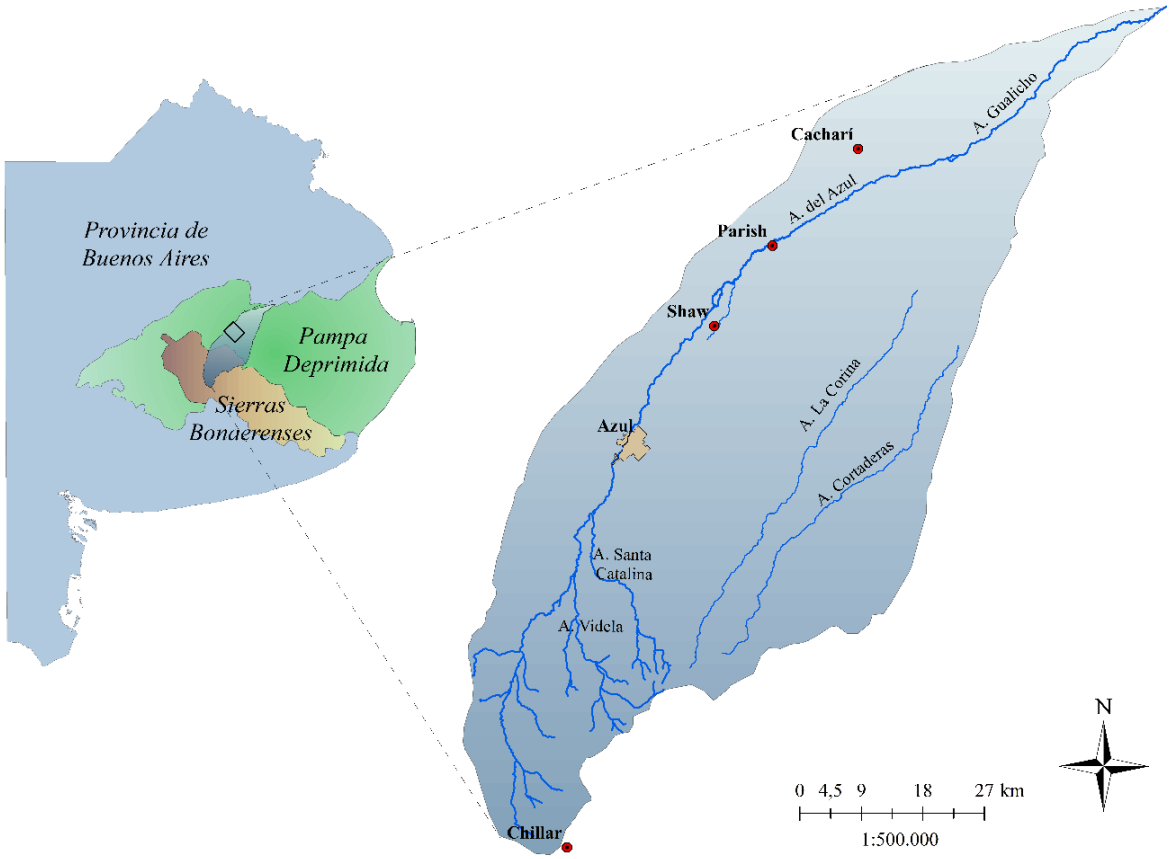


Figura 0.2 Ubicación geográfica de la cuenca del arroyo del Azul.

Área de estudio: se encuentra ubicada en el sector llano de cuenca del arroyo del Azul (entre las latitudes 36° 31' y 36° 38' Sur y longitudes 59° 32' y 59° 44' Oeste), cubriendo un área de 448 km^2, y delimitada en gran parte por caminos vecinales (el camino de Shaw en el extremo Sur, el camino de Parish en el extremo Norte, y el camino de Las Flores en el extremo Este). El área se encuentra atravesada por la Ruta Nacional 3, las vías del Ferrocarril General Roca, el arroyo del Azul y el Cañadón de Gutiérrez (Figura I.3). La dirección general de escurrimiento es hacia el cuadrante Norte - Noreste, controlado por el gradiente general de la planicie (Zárate y Mehl, 2010). En cuanto a la matriz de vegetación, la zona se encuentra dominada por pastizales típicos de la Pampa

Deprimida que conforman un mosaico de estepas y praderas de gramíneas con diferente grado de cobertura y altura (Vercelli, 2011, 2018; Entraigas *et al.*, 2019). Debido a las características ambientales (principalmente a las limitantes edáficas), el uso principal de estas tierras está destinado a la cría extensiva de ganado, con una carga animal promedio de 0,48 vacas por ha, de las cuales el 85 % pertenece a razas británicas o sus cruzas, de biotipo moderado (de Dominicis, 2010).

Esta área fue especialmente seleccionada por varias razones: constituir una muestra representativa de la configuración general del paisaje del sector llano de la cuenca, poseer una aceptable accesibilidad para la obtención de los datos a campo y, de manera adicional, para aprovechar los productos generados por diferentes líneas de investigación del Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Eduardo Jorge Usunoff" que desarrollan sus proyectos en esta zona.

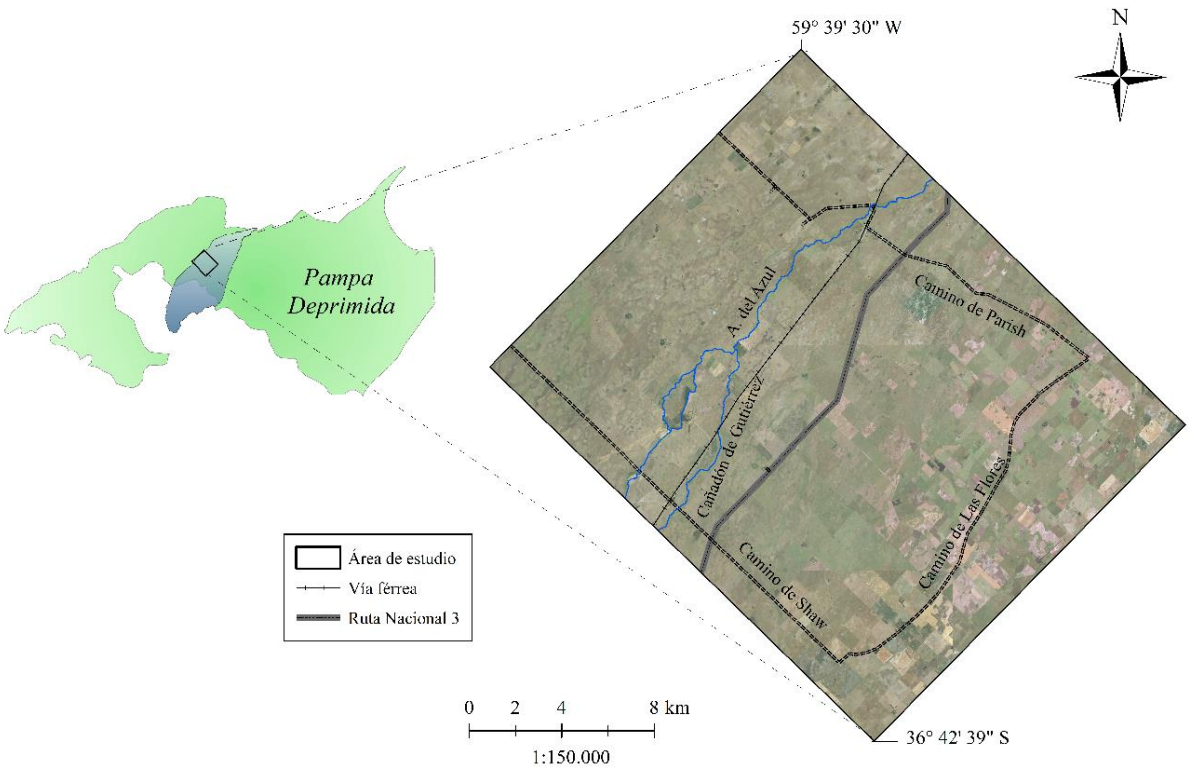
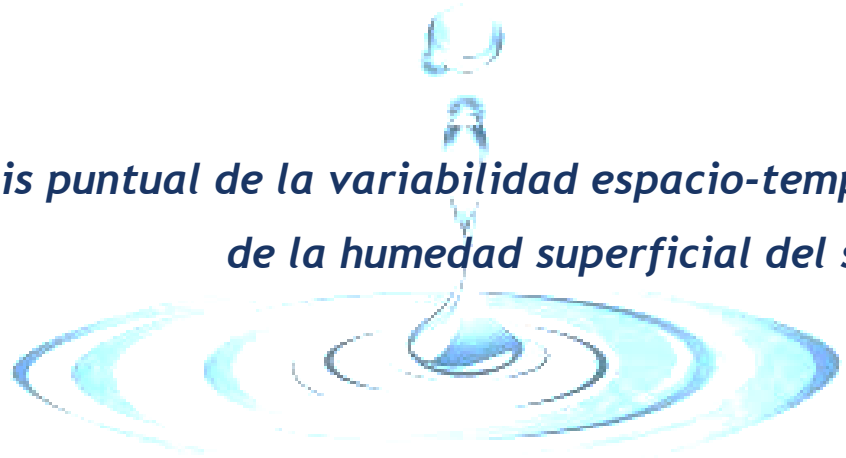


Figura 0.3 Ubicación del área de estudio.

Capítulo



II. Análisis puntual de la variabilidad espacio-temporal de la humedad superficial del suelo

II.1. Introducción

La humedad del suelo es un componente crítico en la dinámica de los sistemas terrestres que participa de manera sinérgica en los procesos que se llevan a cabo en la atmósfera, la litósfera y la biósfera (Baver, 1956; Fang y Daniels, 2006; Legates *et al.*, 2010), actuando como una variable que sintetiza la acción del clima, el suelo y la vegetación en el balance de agua (Rodríguez-Iturbe y Porporato, 2004). El suelo actúa como artífice del almacenamiento temporario para las entradas de agua por precipitación, y también como regulador de la partición de dichas entradas entre escorrentía, evapotranspiración y el flujo entre los diferentes organismos (Noy-Meir, 1973). Así, la zona húmeda del suelo es considerada el timón del ciclo hidrológico por su propiedad de determinar la dirección del agua que llega al terreno. Según lo postulado por Kovács (1983), este rol es más importante en las llanuras que en otros ambientes debido a que el agua permanece por más tiempo sobre la superficie, por lo tanto, tiene más tiempo para evaporarse o infiltrarse, y esos dos procesos son básicamente influenciados por la condición de humedad en el suelo. Es más, en zonas de llanuras de clima húmedo, se reconoce una fuerte interrelación entre el agua superficial y subterránea (Usunoff, 2002) porque el nivel freático se encuentra naturalmente muy cercano a la superficie e interactúa directamente con la vegetación y el clima (Jobbágy *et al.*, 2008).

De manera general, la humedad del suelo ha sido definida como el contenido de agua en la zona no saturada del perfil del suelo, es decir, el agua contenida entre la superficie del terreno y el nivel freático (Fredlund y Rahardjo, 1993; jones, 1990). Por su parte, Briggs (1897), estipuló que la humedad del suelo se presenta en tres formas diferentes: gravitacional, capilar e higroscópica. La humedad *gravitacional* es aquella que se mueve libremente a través del suelo debido a la fuerza de la gravedad. Se encuentra en los macroporos y su movimiento es relativamente rápido en suelos bien drenados, por lo que no se considera como humedad disponible. La humedad *capilar* es la que se encuentra en los microporos y se mantiene en el suelo contra la fuerza de gravedad debido a las fuerzas de cohesión y adhesión. La humedad *higroscópica* forma una capa extremadamente fina alrededor de la superficie de las partículas del suelo, por lo que es muy difícil removerla debido a la acción de fuerzas de adhesión extremadamente altas. En el mismo sentido, y para entender las interacciones estrechas que se establecen entre las plantas y la humedad del suelo, Widstoe y McLauchlin (1912) diferenciaron la humedad capilar en capacidad de campo (agua retenida en el suelo después que el exceso de agua

gravitacional se ha escurrido) y punto de marchitez permanente (agua contenida en el suelo a partir del cual las plantas comienzan a marchitarse). Sin dudas, la humedad del suelo es una variable compleja que depende de múltiples parámetros edáficos: la distribución del tamaño de las partículas, la estructura, la porosidad, el área superficial específica, el desarrollo del perfil, la composición mineralógica, la salinidad, el grado de compactación, la presencia de contaminantes, el contenido de materia orgánica, y la temperatura, entre otros (Fang y Daniels, 2006).

La Organización Meteorológica Mundial destaca en su informe anual del 2008 la importancia del monitoreo de la humedad del suelo para su inclusión en los análisis del sistema climático global (Dorigo, *et al.*, 2011). Además, a partir de su estudio se desarrollan herramientas de parametrización, pronóstico, calibración y validación de modelos físicos regionales y globales que se utilizan en la predicción de precipitaciones y en la prevención de sequías e inundaciones (Grayson *et al.*, 1997; Legates *et al.*, 2010; Romano, 2014; Thornthwaite y Mather, 1955), así como también para el desarrollo de metodologías de apoyo para la toma de decisiones en la gestión y manejo de los recursos hídricos.

Las observaciones espaciales son fundamentales para mejorar el entendimiento de las respuestas hidrológicas de una cuenca (Grayson y Blöschl, 2000), y en general esas observaciones son esencialmente mediciones puntuales, las cuales analizadas apropiadamente permiten identificar el nivel de organización de los patrones subyacentes (Journel y Deutsch, 1993). Muchos procesos naturales están relacionados a patrones, y esos patrones pueden presentar una disposición aleatoria u organizada según las condiciones del paisaje (Grayson *et al.*, 1997). En lo que respecta específicamente a la humedad del suelo, Western, Grayson y Green (1999) enfatizan la importancia de evaluar el grado de organización espacial que exhibe este parámetro debido a que las respuestas hidrológicas de un sistema están condicionadas por esos patrones. Por lo tanto, al aplicar modelos hidrológicos distribuidos, la organización espacial debería estar claramente definida, lo cual requiere de una interpretación cuidadosa y una representación criteriosa de las características espaciales (Grayson y Blöschl, 2000).

La variabilidad del contenido de humedad en el suelo en las capas superiores se encuentra controlada por la topografía (Burt y Butcher, 1985; Moore *et al.*, 1988; Julien y Moglen, 1990; Crave y Gascuel-Odoux, 1997; Famiglietti *et al.*, 1998; Western *et al.*, 1999; Gomez-Plaza *et al.*, 2001), las propiedades del suelo (Zhang y Berndtsson, 1988; Fitzjohn *et al.*, 1998 ; Katra *et al.*, 2008; Pan y Peters-Lidard, 2008; Susha Lekshmi *et*

al., 2014) y la vegetación (Yair y Danin, 1980; Sharma *et al.*, 1980; Hawley *et al.*, 1983; Francis *et al.*, 1986; Seghieri *et al.*, 1997; Bromley *et al.*, 1997; Rodríguez-Iturbe *et al.*, 1999; Mahmood y Hubbard, 2007; Susha Lekshmi *et al.*, 2014). A su vez, estos factores ejercen una mutua y múltiple influencia sobre la humedad del suelo que no siempre es fácil de identificar (Cantón *et al.*, 2004); por esta razón algunos investigadores aconsejan llevar a cabo el estudio de dichas relaciones en ambientes diversos y en un amplio rango de escalas espaciales y temporales (Qiu *et al.*, 2001).

Teniendo en cuenta, entonces, que la variabilidad espacial de la humedad del suelo es afectada por múltiples factores que a su vez se interrelacionan de una manera compleja (Tromp-van Meerveld y McDonnell, 2006), es de gran importancia considerar el marco conceptual apropiado al momento de enfrentar su estudio. Al elegir una técnica en particular para analizar el patrón espacial del contenido de humedad del suelo, es necesario hacer algunas suposiciones acerca de su comportamiento, a fin de seleccionar el mejor modelo que represente la naturaleza de los fenómenos que controlan dichos patrones (Grayson y Blöschl, 2000).

Ciertamente, uno de los mayores retos en Hidrología es la evaluación de la distribución espacial del contenido superficial de agua en el suelo (Cantón *et al.*, 2004) y su dinámica es considerada el corazón de la Ecohidrología (Rodríguez-Iturbe y Porporato, 2004). Obtener representaciones adecuadas de los patrones subyacentes de la humedad superficial del suelo podría optimizar en gran medida los resultados de las modelaciones hidrológicas, particularmente en lo que respecta a los modelos distribuidos con bases físicas (Band, 1986; Beven y Kirkby, 1979; Beven y Wood, 1983; Crave y Gascuel-Odoux, 1997; Giacomelli *et al.*, 1995; Grayson y Blöschl, 2000; Romano, 2014; Vereecken *et al.*, 2008; Verstraeten *et al.*, 2008).

El desafío que se afronta en este capítulo es describir el comportamiento de la humedad superficial del suelo en los diferentes ambientes presentes en el área de estudio, mediante un análisis puntual de dimensiones espaciales y temporales y su relación con la profundidad del nivel freático y el almacenamiento de agua en el suelo.

II.2. Metodología

II.2.1. Selección de los sitios de muestreo

Para la selección de los sitios de muestreo se llevó a cabo un análisis detallado de imágenes satelitales de la zona de estudio en el visualizador *Google Earth Pro*, teniendo en cuenta documentos descriptivos y explicativos del paisaje, tales como el informe geomorfológico de la cuenca del arroyo del Azul realizado por Zárate y Mehl (2010) y tesis producto de investigaciones llevadas a cabo en la misma área (Migueltorena, 2016; Vercelli, 2011, 2018). Luego de esta primera selección, se visitaron los establecimientos agropecuarios a fin de obtener las respectivas autorizaciones para el ingreso periódico a los mismos, así como también para la construcción de los piezómetros someros en aquellos sitios en los que la red de perforaciones del Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Eduardo J. Usunoff" no estuviera presente (Figura II.1). Finalmente, en el ámbito de 6 establecimientos agropecuarios se seleccionaron 18 sitios de muestreo, los cuales fueron clasificados en 4 grupos según su posición en el paisaje, propiedades del suelo y cobertura vegetal (Figura II.2).

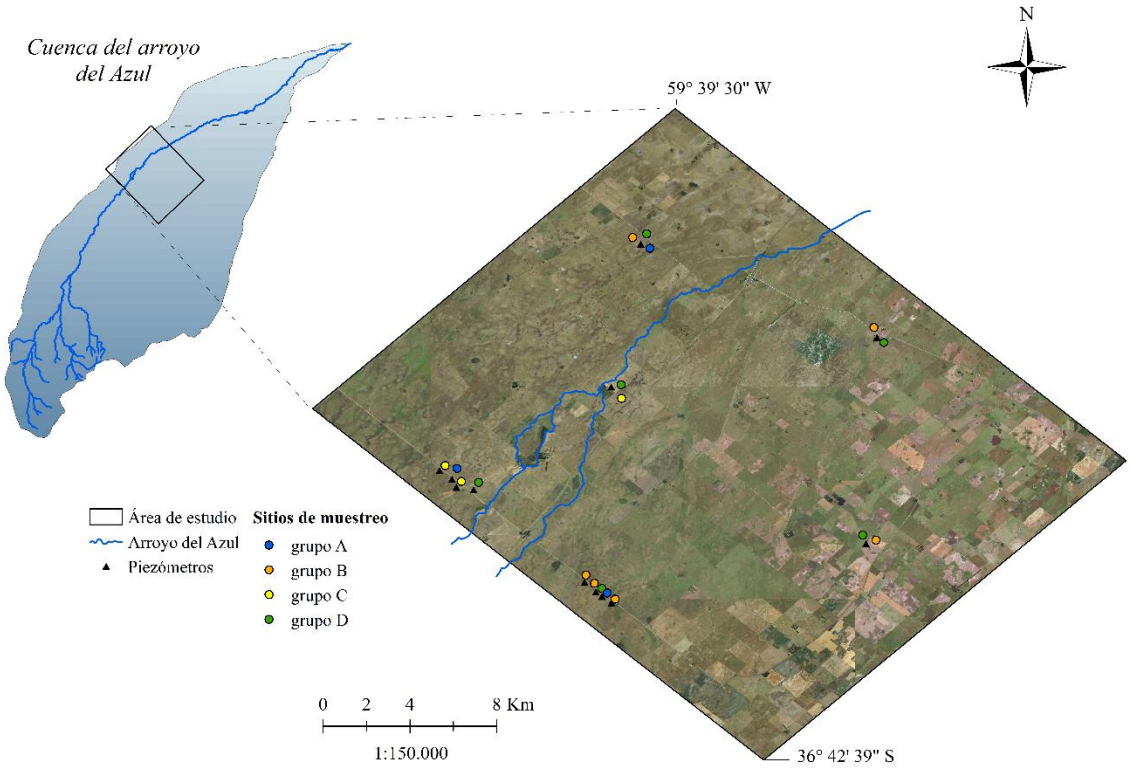


Figura II.1 Ubicación de los sitios de muestreo y los piezómetros en el área de estudio.

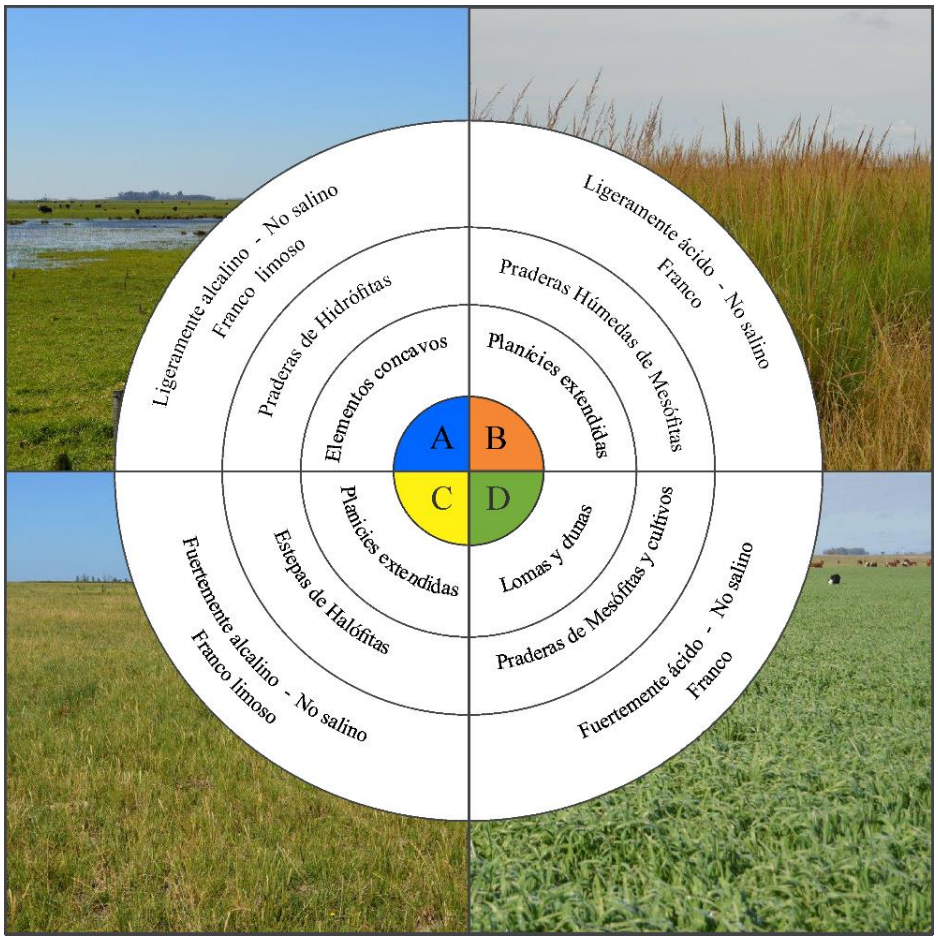


Figura II.2 Fisonomía general de los grupos de sitios de muestreo (fotografías), y características más relevantes en cuanto a la posición en el paisaje, la cobertura vegetal y las propiedades del suelo (en anillos, de adentro hacia afuera).

El grupo A está compuesto por sitios (n = 3) ubicados sobre las orillas de los cuerpos de agua someros (cubetas de deflación y pequeños canales), con suelos con drenaje deficiente desde la superficie, y cobertura de Praderas de Hidrófitas donde *Ludwigia peploides*, *Glyceria multiflora*, *Azolla filiculoides*, *Polygonum hydropiperoides*, *Solanum glaucophyllum* y *Ricciocarpus natans* son algunas de las especies características.

El grupo B está compuesto por sitios (n = 6) ubicados en planicies extendidas, con suelos que presentan en su perfil una fuerte cementación dada por un horizonte con carbonatos de calcio por debajo de los 40 cm de profundidad, y cobertura vegetal de Praderas Húmedas de Mesófitas donde *Juncus pallescens*, *Nassella formicarum*, *Rumex crispus*, *Eryngium ebracteatum*, *Acmella decumbes* y *Mentha pulegium* son algunas de las especies características. Sobre algunas zonas de este grupo se desarrolla una comunidad vegetal con fisionomía definida por matas altas y tupidas (“pajonales”). Es una comunidad biestratificada, donde en la capa superior está formada por *Paspalum quadrifarium* y en

la parte inferior se expresa una matriz formada por especies con tallos rastreros, hojas arrosetadas y pequeñas matas.

El grupo C está compuesto por sitios (n = 3) ubicados sobre la matriz plana del paisaje, con suelos que tienen alto contenido de sales en superficie, con un horizonte fragipán a 50 cm de profundidad, y la cobertura vegetal presenta una proporción significativa de suelo desnudo y Estepas de Halófitas donde *Distichlis scoparia*, *Distichlis spicata*, *Plantago myosurus*, *Lepidium spicatum*, *Spergula ramosa*, *Parapholis incurva* y *Hordeum pusillum* son algunas de las especies características.

El grupo D está compuesto por sitios (n = 6) ubicados sobre lomas (10 a 20 cm de elevación) y dunas longitudinales (70 a 80 cm de elevación), con suelos profundos y bien drenados que presentan un horizonte de cementación con carbonatos de calcio por debajo de los 80 cm de profundidad; la cobertura vegetal natural de este grupo corresponde a Praderas de Mesófitas, donde *Paspalum dilatatum*, Bromus *catharticus*, *Carduus acanthoides*, Conyza *bonariensis*, *Cirsium vulgare*, *Juncus imbricatus* y *Dichondra microcalyx* son algunas de las especies características. Sin embargo, debido a la profundidad de los suelos, estos sitios son frecuentemente cultivados con *Glycine max* (soja), *Zea mays* (maíz), *Sorghum bicolor* (sorgo) y *Avena sativa* (avena).

La geolocalización de cada sitio de muestreo (posición y altura referida al nivel medio del mar) se realizó por medio de medición con receptores *GNSS (Global Navegation Satellite System)* en modo estático rápido (Figura II.3).

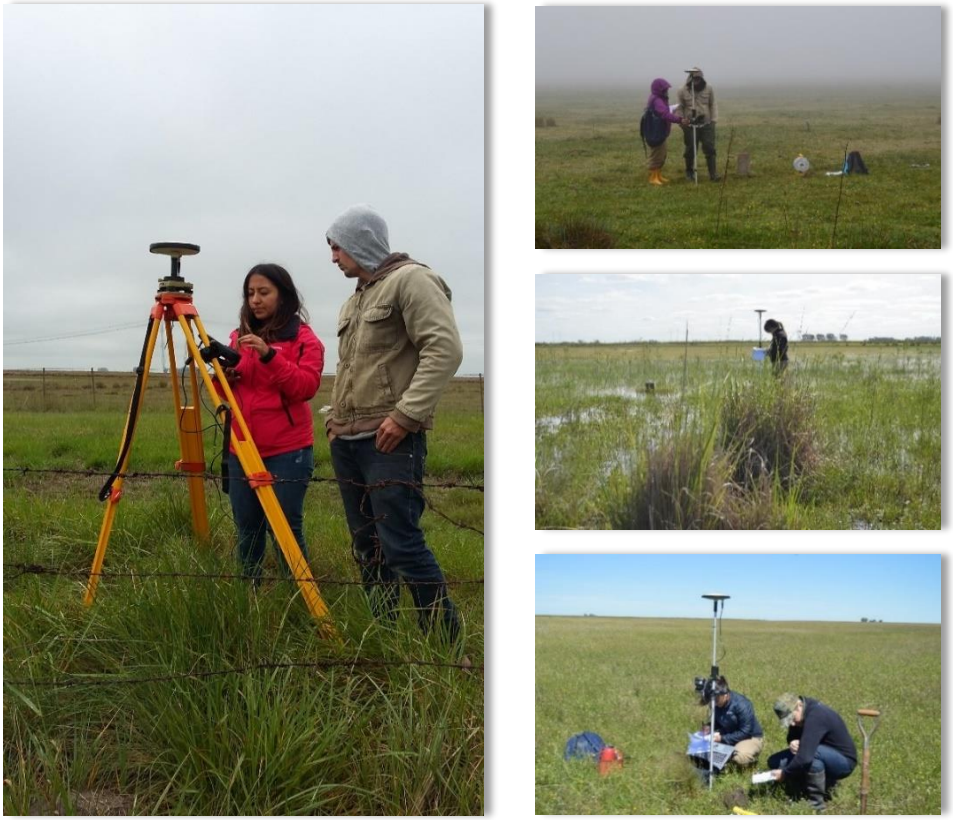


Figura II.3 Geolocalización de los sitios de muestreo.

II.2.2. Medición de la humedad superficial del suelo

En cada uno de los 18 sitios se llevaron a cabo muestreos mensuales de la humedad superficial del suelo a una profundidad de 10 cm mediante un sensor de capacitancia eléctrica ECH2O EC-5 fabricado por Decagon (Figura II.4) que mide el contenido volumétrico de agua en el suelo.



Figura II.4 Sensor móvil de capacitancia ECH2O-EC5 utilizado para medir el contenido volumétrico de agua en el suelo.

El sensor posee de origen una ecuación de transformación de valores de constante dieléctrica a valores de contenido volumétrico de agua para un determinado suelo. Siguiendo las recomendaciones de varios autores (Blonquist *et al.*, 2005; Mittelbach *et al.*, 2012; Vaz *et al.*, 2013) el sensor fue calibrado con experimentos de laboratorio para los suelos de los diferentes grupos de sitios de muestreo (Fajardo et al., 2021). Las mediciones se realizaron durante 5 minutos aproximadamente, con un intervalo de registro de 1 minuto (Figura II.5), totalizándose 12 campañas de muestreo a lo largo del período analizado (abril de 2018 a marzo 2019).

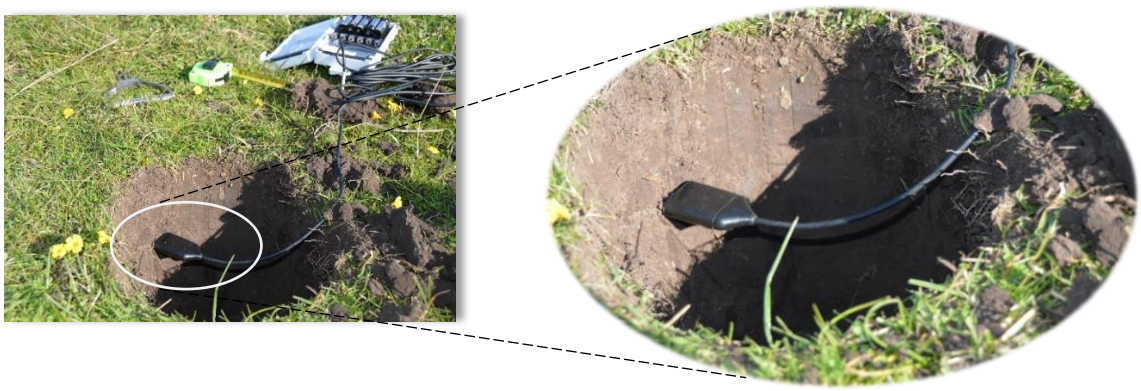


Figura II.5 Medición de la humedad superficial del suelo con el sensor ECH2O-EC5 de Decagon.

Cabe mencionar que en momentos donde la condición de sequía fue pronunciada, no fue posible instalar el sensor para realizar la medición, por lo que se procedió a la determinación de la humedad del suelo mediante el método termo – gravimétrico (SSSA – ASA, 1996).

II.2.3. Medición de la profundidad del nivel freático

La medición de la profundidad del nivel freático se llevó a cabo de manera manual con una sonda freatimétrica (OTT 010 TCM) en los 12 piezómetros ubicados en el área de estudio. Dichos piezómetros someros (entre 7 y 10 metros de profundidad) fueron entubados en caños de PVC de 1,5 pulgadas, ranurados en los 50 cm inferiores y abiertos en el fondo. Cabe aclarar que 2 de ellos pertenecen a la red histórica del Instituto de Hidrología de Llanuras, mientras que los restantes fueron construidos especialmente para esta investigación. Las mediciones de profundidad del nivel freático y de humedad superficial del suelo fueron llevadas a cabo de manera simultánea a lo largo del período analizado.



Figura II.6 Medición del nivel freático con la sonda freatimétrica OTT 010 TCM.

II.2.4. Estimación del almacenamiento de agua en el suelo

La estimación del almacenamiento de agua en el suelo se llevó a cabo a partir del balance diario de agua en el suelo obtenido mediante la utilización de la planilla de cálculo Easy – Bal 4.0 desarrollada por Vázquez-Suñé y Castro (2002), técnica que ya ha sido aplicada previamente en el área de estudio (Varni y Custodio, 2013; Vercelli *et al.*, 2019). Dicho balance contempla la precipitación (P) y la evapotranspiración potencial (ETP); esta última fue calculada en el marco del software CROPWAT (Smith, 1992), con el método de Penman-Monteith recomendado por la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO) cuya validez ha sido demostrada tanto para climas secos como húmedos (Allen *et al.*, 1998). La capacidad de agua disponible (CAD) se estimó para cada grupo de sitios de muestreo (A, B, C y D), la cual por definición es la cantidad de agua disponible, almacenada o liberada que está contenida en la zona de las raíces, entre las condiciones de capacidad de campo y punto de marchitez permanente del suelo. La escorrentía directa (R) se estimó de acuerdo al método de Número de Curva del Servicio de Conservación del Suelos (USDA-SCS, 1983), el cual tiene en cuenta el tipo, uso y manejo del suelo, como así también la condición de humedad antecedente (Ares, 2004). La diferencia entre P y R es el agua que se infiltra y se suma al almacenamiento (A), siempre que no exceda la CAD, de lo contrario, el excedente recargará el acuífero. La evapotranspiración real (ETR) es igual a la cantidad mínima de agua entre la ETP y aquella

disponible en el almacenamiento igual a P más A. La variación del almacenamiento de agua en el suelo del día i se calcula como el agua infiltrada menos la ETR del día i ($\Delta A_i = P_i - ETR_i$). La recarga diaria (RE) o déficit (DEF) se obtiene como la suma de A del día i menos 1, más la variación de A del día i menos A del día i (RE_i o $DEF_i = A_{i-1} + \Delta A_i - A_i$). Todos los parámetros del balance se ajustaron de acuerdo con las características de los suelos y la vegetación de la región; de esta manera la capacidad de campo y del punto de marchitez permanente fueron estimados a través de la función de pedotransferencia propuesta por Rawls *et al.* (1982) y recomendada por Zimmermann (2009) teniendo en cuenta las características particulares del sistema analizado, mientras que los valores del Número de Curva fueron seleccionados de acuerdo a la clasificación de Luque *et al.* (1979).

La información climática utilizada para el cálculo de los parámetros del balance fue suministrada por la Estación Meteorológica Azul Aero (36°44´49" Sur, 59°50´25" Oeste) del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), ubicada a quince kilómetros al sur de la zona de estudio. Adicionalmente se contó con información complementaria de precipitación recolectada en el establecimiento rural "Los Troncos del Sud" localizado en el interior de la zona de estudio.

II.2.5. Análisis de datos

Los análisis estadísticos se llevaron a cabo con el *software* R (R Core Team, 2019). Se realizó un ANOVA unidireccional y se aplicó el test de Fisher para comparar los valores medios de la humedad superficial del suelo entre los grupos de sitios de muestreo para cada una de las fechas. Luego se aplicó un modelo de regresión lineal múltiple para examinar la relación entre la humedad superficial del suelo y las dos variables consideradas como predictoras: la profundidad del nivel freático y el almacenamiento de agua en el suelo. Para evaluar la significancia de las variables predictoras, se examinaron los valores *p* del estadístico *t* asociado a los coeficientes de regresión beta. Se aplicó también el test de Shapiro – Wilk para determinar si los residuos seguían una distribución normal. La calidad del modelo se evaluó mediante el R cuadrado múltiple (R^2) y el R cuadrado ajustado ($R^2_{ajus.}$).

II.3. Resultados

Al analizar el comportamiento de la humedad superficial del suelo de los sitios que pertenecen a los distintos grupos (Tabla II.1), se observa que durante los muestreos realizados en los meses de junio, julio y agosto (correspondientes al invierno) los cuatro

grupos muestran una clara diferenciación entre sí, lo que sugiere la emergencia de un patrón espacial de humedad superficial del suelo. En otros momentos se establecen condiciones intermedias de diferenciación entre grupos (mayo, septiembre y marzo); mientras que, en el resto de las fechas de muestreo, tres de los grupos se comportan de manera similar, lo que sugiere que el patrón espacial se vuelve difuso. Un caso particular lo constituye el grupo A, ya que mantuvo una diferencia significativa con el resto de los demás grupos durante todo el período de muestreo. Al momento de analizar específicamente el período de muestreo con respecto a la cantidad de lluvia acumulada y la evapotranspiración potencial a lo largo de los 15 días previos a cada fecha de muestreo (Figura II.7), se observa una clara correspondencia entre las ocasiones en que emerge el patrón de humedad superficial del suelo y las condiciones húmedas típicas del invierno.

Tabla II.1 Valores medios de humedad superficial del suelo para cada grupo de sitios de muestreo.

Fecha de muestreo	Valor medio de humedad superficial del suelo (m^3/m^3)			
	A	B	C	D
17 abr 2018	0,58 ●	0,22 □	0,17 □	0,20 □
18 may 2018	0,61 ●	0,47 □	0,23 ▲	0,32 ▲
18 jun 2018	0,64 ●	0,50 □	0,24 ▲	0,34 ☼
16 jul 2018	0,60 ●	0,51 □	0,23 ▲	0,32 ☼
21 ago 2018	0,61 ●	0,47 □	0,24 ▲	0,36 ☼
18 sep 2018	0,63 ●	0,46 □	0,15 ▲	0,25▲
30 oct 2018	0,47 ●	0,28 □	0,14 □	0,22 □
28 nov 018	0,63 ●	0,36 □	0,28 □	0,29 □
17 dic 2018	0,51 ●	0,34 □	0,27 □	0,28 □
21 ene 2019	0,64 ●	0,34 □	0,27 □	0,29 □
26 feb 2019	0,56 ●	0,25 □	0,26 □	0,22 □
25 mar 2019	0,52 ●	0,38 □	0,28 □▲	0,27▲

Nota: Los valores seguidos de diferentes símbolos dentro de la misma fila son significativamente diferentes (p< 0,05).

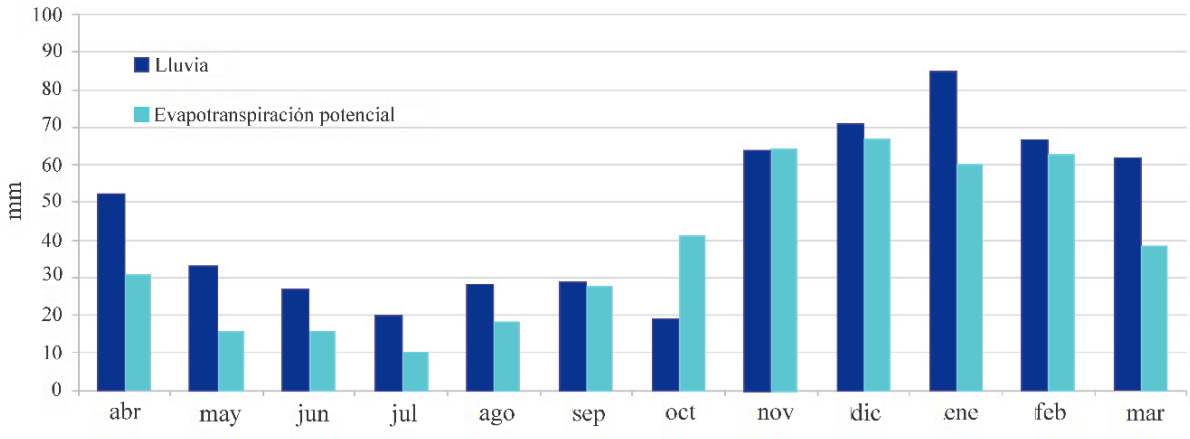


Figura II.7 Lluvia y evapotranspiración potencial acumulada de los 15 días previos a cada fecha de muestreo durante el período en estudio (abril de 2018 a marzo de 2019).

Para explicar el comportamiento de la humedad superficial del suelo en cada ambiente del área de estudio (grupos de sitios de muestreo), se propuso analizar la relación de dicho parámetro con la dinámica del nivel freático (teniendo en cuenta su condición somera en zonas de llanura) y con el almacenamiento de agua en el suelo (considerado como una variable que sintetiza el estado hidrológico del sistema en un determinado momento). Esta última variable se obtuvo del balance diario de agua en el suelo que se realizó contemplando los parámetros propios de cada ambiente (Tabla II.2). La relación entre las tres variables para cada fecha de muestreo se muestra en la Figura II.8 a través de los valores medios de humedad superficial del suelo y profundidad del nivel freático (cabe señalar que cada piezómetro fue asignado a un cierto grupo de acuerdo con su cercanía a un determinado sitio de muestreo de humedad del suelo).

Tabla II.2 Parámetros considerados (valores medios) en el balance diario de agua en el suelo para obtener el almacenamiento de agua en el suelo (Arc.: arcilla; Lim.: limo; Are.: arena; CE: conductividad eléctrica; CMO: contenido de materia orgánica; DA: densidad aparente; CC: capacidad de campo; PMP: punto de marchitez permanente; PR: profundidad de exploración de las raíces; CN: curva número).

Grupo	Arc. (%)	Lim. (%)	Are. (%)	pH	CE (µs/cm)	CMO (%)	DA (g/cm^3)	CC (m^3/m^3)	PMP (m^3/m^3)	PR (m)	CN
A	14,3	60,4	25,4	7,6	653,5	5,7	1,32	0,42	0,18	0,39	88
B	10,7	49,1	40,2	6,1	174,8	3,5	1,32	0,32	0,13	0,50	75
C	13,9	52,9	33,3	10,2	1214,8	1,7	1,46	0,31	0,12	0,25	88
D	9,5	43,0	47,5	5,5	164,4	1,6	1,28	0,27	0,11	1,36	63

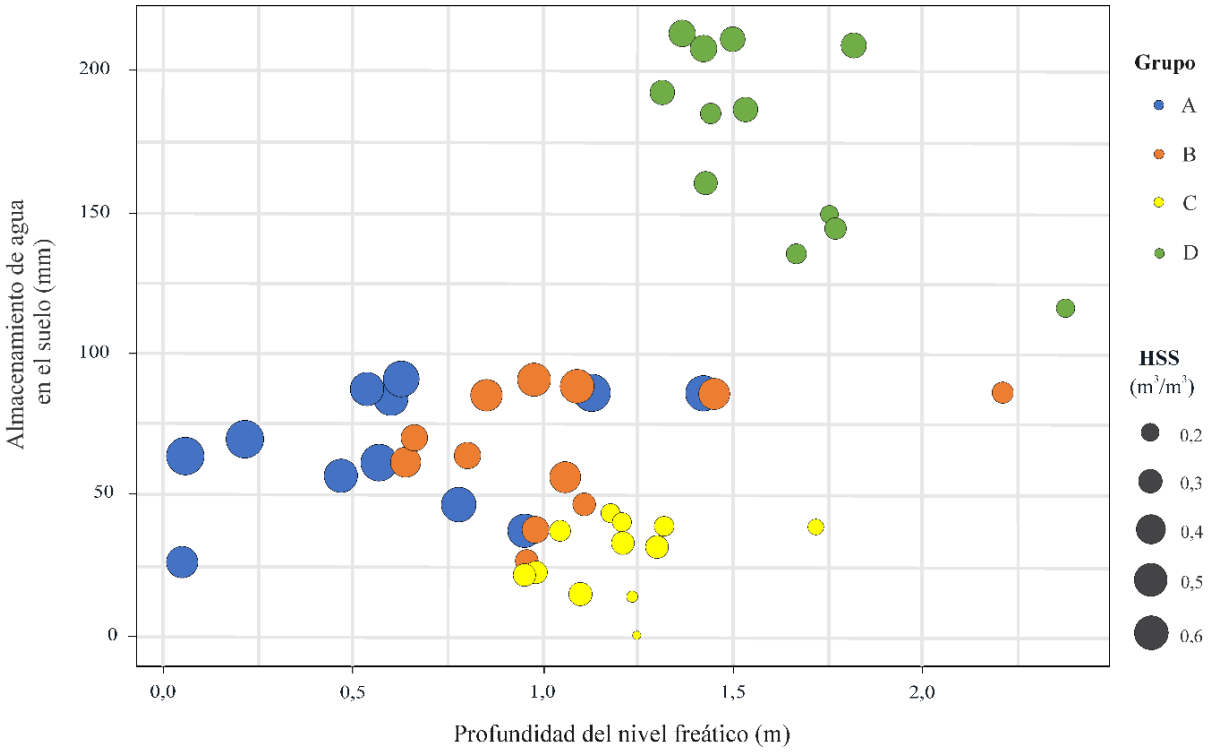


Figura II.8 Diagrama de dispersión que muestra la relación entre el almacenamiento de agua en el suelo, la profundidad del nivel freático (valores medios) y la humedad superficial del suelo (HSS, valores medios), en cada fecha de muestreo para cada grupo.

Para comprender mejor el comportamiento particular de la humedad superficial del suelo en cada grupo, se utilizó el análisis de regresión lineal múltiple considerando al almacenamiento de agua en el suelo y la profundidad del nivel freático como variables explicativas. Los modelos fueron estadísticamente significativos (todos ellos con valores de $p < 0,05$) y los resultados se muestran en la Tabla II.3, donde se evidencia que la variable más predictiva para los grupos A y D corresponde al almacenamiento de agua en el suelo, mientras que la profundidad del nivel freático se suma para los grupos B y C. La normalidad de los residuos fue demostrada mediante el resultado de la prueba de Shapiro-Wilk (los valores de p fueron superiores a 0,05 para todos los modelos).

Tabla II.3 Coeficientes y ajuste general de los modelos de regresión múltiple del almacenamiento de agua en el suelo y la profundidad del nivel freático (variables explicativas) con la humedad superficial del suelo (variable respuesta) para cada grupo.

Grupo	Variable	Estimado	Error estándar	t	Pr (>|t|)	Signif.	R^2	R^2_{adj}
A	Intercepto	0,450	0,0350	13,08	3,6e-07	***	0,68	0,61
	Alm. agua en el suelo	0,002	0,0005	4,36	0,001	**		
	Prof. del nivel freático	-0,044	0,0283	-1,56	0,153			
B	Intercepto	0,310	0,0688	4,50	0,001	**	0,66	0,59
	Alm. agua en el suelo	0,003	0,0009	3,74	0,004	**		
	Prof. del nivel freático	-0,145	0,0477	-3,04	0,013	*		
C	Intercepto	0,360	0,0665	5,47	0,0003	***	0,55	0,45
	Alm. agua en el suelo	0,002	0,0008	2,41	0,038	*		
	Prof. del nivel freático	-0,157	0,0560	-2,81	0,020	*		
D	Intercepto	0,040	0,1044	0,47	0,648		0,80	0,75
	Alm. agua en el suelo	0,001	0,0003	4,29	0,002	**		
	Prof. del nivel freático	-0,002	0,0361	-0,07	0,939			

*Significancia < 0,05; **Significancia <0,01; ***Significancia <0,001

II.4. Discusión

Estudios realizados en otras partes del mundo (Burt y Butcher, 1985; Crave y Gascuel-Odoux, 1997; Western *et al.*, 1999) resaltan la influencia de la topografía en la organización de los patrones de la humedad superficial del suelo; sin embargo, esta asunción corresponde a áreas donde las pendientes son relativamente pronunciadas y los flujos laterales son significativos. En la zona de estudio, las pendientes son sumamente suaves, por lo que los flujos de agua que predominan son los verticales; por esta razón, se postula que en estos ambientes la organización de los patrones de humedad superficial del suelo están determinados por la combinación compleja y sutil de características tales como la posición en el paisaje, las propiedades del suelo y la cobertura vegetal, las cuales pueden ser sintetizadas a través del análisis del almacenamiento de agua en el suelo y de la profundidad del nivel freático.

Los sitios de muestreo localizados cerca de orillas de los cuerpos de agua someros (grupo A) mostraron los valores más altos de humedad superficial del suelo (entre 0,47 y 0,64 m^3/m^3) registrados durante todo el período de muestreo. El alto contenido de materia orgánica en los horizontes más superficiales de estos suelos (5,7 % en promedio) podrían explicar su baja densidad aparente y alto contenido de agua, correspondiente a

sedimentos con alta capacidad de retención de agua (Avnimelech *et al.*, 2001). Además, los altos contenidos de humedad se deben también al hecho de que el nivel freático se encuentra muy cerca de la superficie (entre 0,05 y 1,42 metros de profundidad), y la posición en el paisaje direcciona el escurrimiento hacia las zonas más deprimidas. Es por ello que estos ambientes juegan un papel importante en el balance hídrico del acuífero freático ya que funcionan como puntos de recarga (Usunoff *et al.*2000) y descarga de las aguas subterráneas (Varni *et al.*, 2003; Briceño *et al.*, 2019). Los resultados del análisis de la regresión múltiple lineal muestran que en el caso del grupo A, el modelo explica una gran proporción de la varianza, e indica que el almacenamiento de agua es la variable más predictora (con un rango de variación de 25,8 – 90,0 mm en el período de muestreo), lo cual es razonable ya que el nivel freático se mantuvo casi invariablemente muy somero.

Por el contrario, los sitios con los valores más bajos de humedad superficial del suelo durante el período de muestreo (entre 0,13 y 0,28 m^3/m^3) fueron aquellos ubicados en las planicies extendidas cubiertas de vegetación halófita (Grupo C). Estos sitios mostraron un estrecho rango de variación de los datos de esta variable a lo largo de todo el período de muestreo, y lo mismo sucedió con la profundidad del nivel freático (entre 0,95 y 1,72). La escasa porosidad y la capacidad de retención de agua de estos suelos alcalinos sódicos podrían explicar el estrecho rango de variación de la humedad superficial del suelo; mientras que la poca variación de la profundidad del nivel freático podría estar asociada al bajo consumo de agua subterránea por parte de la escasa vegetación presente en estos parches salinos. Estos suelos en los cuales se desarrollan las Estepas de Halófitas exhiben una gran proporción de suelo desnudo, alto contenido de sales, bajo contenido de materia orgánica, cementación de carbonato de calcio a poca profundidad y, como afirman Batista *et al.* (2005), se encuentran sujetos frecuentemente a extremos de desecación. En este sentido, los valores registrados de almacenamiento de agua en el suelo fueron los más bajos de todo el conjunto de datos (entre 0 y 43,5 mm). Los resultados del análisis de regresión lineal múltiple mostraron que en el caso del grupo C, ambas variables dependientes están involucradas significativamente en la explicación de la variable respuesta.

Los sitios de muestreo que conformaron el grupo B mostraron los rangos más amplios de variación tanto para los valores de humedad superficial del suelo (entre 0,23 y 0,51 m^3/m^3) como para la profundidad del nivel freático (entre 0,64 y 2,21 metros), mientras que los valores estimados de almacenamiento de agua en el suelo variaron entre 26,5 y 90,6 mm. Los resultados del análisis de regresión lineal múltiple mostraron, que al igual

que en el grupo C, ambas variables dependientes están involucradas significativamente en la explicación de la variable respuesta. En estos sitios, se observa que las comunidades vegetales están compuestas por especies con un amplio nicho ecológico, como las Praderas Húmedas de Mesófitas. Estas comunidades no exhiben grupos florísticos exclusivos, sino que están formadas por especies cuya distribución es relativamente amplia entre otros tipos de comunidad (Vercelli, 2011 y 2018; Burkart *et al.*, 1990; Perelman *et al.*, 2001), específicamente en cuanto al gradiente de humedad. De hecho, los pastizales que se encuentran en muchos de estos sitios de muestreo están dominados por P. *quadrifarium*, una gramínea de gran plasticidad y adaptación a diferentes ambientes, ya que tolera altas temperaturas, sequías, compactación del suelo, y condiciones de inundación (Entraigas *et al.*, 2017).

Los sitios con Praderas de Mesófitas y cultivos que crecen sobre los elementos positivos del paisaje (grupo D) registraron valores de humedad superficial del suelo entre 0,20 y 0,36 m^3/m^3. La profundidad del nivel freático presentó los valores mínimos y máximos más altos (1,32 y 2,37 metros, respectivamente), lo que refleja que en estos ambientes el agua subterránea se encuentra a mayor profundidad. En cuanto al almacenamiento de agua en el suelo, este grupo registró los valores más altos (entre 116,25 y 213,10 mm); la textura del suelo y el mayor desarrollo del perfil (la cementación de carbonato de calcio aparece por debajo de los 0,8 m de profundidad) podrían explicar su mayor reservorio de agua para el aprovechamiento de la vegetación. Los resultados del análisis de la regresión lineal múltiple mostraron que en el caso del grupo D, el modelo explica una gran proporción de la varianza, y sugiere que el almacenamiento de agua en el suelo es la variable más predictiva, lo cual es razonable ya que el nivel freático se mantuvo casi invariablemente muy profundo.

La asociación entre comunidades vegetales y suelos en los pastizales de la Pampa Deprimida ya ha sido estudiada por otros autores (Perelman *et al.*, 1982; Batista *et al.*, 1988: Batista, 1991; Batista y León, 1992; Batista *et al.*, 2005; Perelman *et al.*, 2001) quienes postularon que las características ambientales relacionadas con la humedad y la salinidad del suelo serían los factores de control de la heterogeneidad de los pastizales naturales en esta región. Además, coinciden acerca de la ubicación de distintas comunidades vegetales a lo largo de un gradiente, en el que la humedad es mínima en los suelos salinos asociados con Estepas de Halófitas, intermedia en aquellos relacionados con Praderas de Mesófitas y Praderas Húmedas de Mesófitas, y máxima en los suelos asociados a las Praderas de Hidrófitas. Otros autores argumentan que estas diferencias

están asociadas a un gradiente de contenido de carbono en el suelo que refleja diferencias en la tasa de mineralización de la materia orgánica, la cohesión de las sustancias húmicas y la productividad primaria de estas comunidades (Sala *et al.*, 1988; Lavado y Alconada, 1994).

Matteucci y Colma (1998) afirman que el análisis de la distribución espacial de la vegetación puede convertirse en un indicador de algún otro elemento o proceso del paisaje. En este sentido, es necesario resaltar el trabajo realizado por Hupet y Vanclooster (2002) en el que plantean la influencia que ejercen los patrones de vegetación sobre las variaciones espaciales de la humedad del suelo.

La contribución de estos autores y la interpretación de los resultados obtenidos en esta investigación permiten generar hipótesis sobre el comportamiento del área de estudio (Figura II.9). La humedad superficial del suelo en un sitio depende de su ubicación en el paisaje, las propiedades edáficas y la cobertura vegetal, y específicamente en áreas planas se puede explicar a través del análisis del estado del almacenamiento de agua en el suelo y de la dinámica del nivel freático. Durante los períodos húmedos estas características diferenciales prevalecen y, por lo tanto, se segregan diferentes ambientes, lo que promueve que emerja un patrón aparentemente organizado de humedad del suelo. Durante los períodos secos, el patrón se vuelve difuso en todo el paisaje con variaciones de la humedad superficial del suelo en un rango estrecho (excepto en lugares muy cercanos a los cuerpos de agua superficial, los cuales mantienen sus valores altos de humedad superficial del suelo).

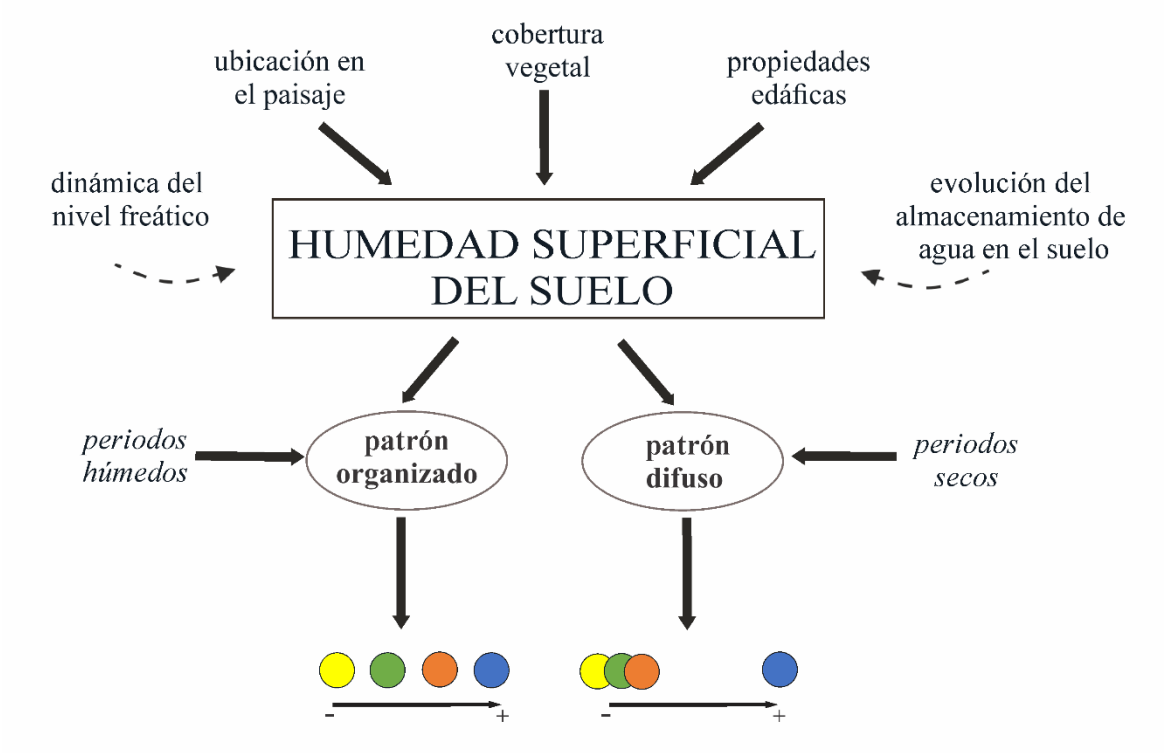


Figura II. 9 Representación simbólica de los factores que influyen en el comportamiento de la humedad superficial del suelo, y la aparición o desaparición de su patrón espacial en función del estado hidrológico del sistema identificado en el período de estudio. Las flechas delgadas inferiores indican el gradiente de humedad y la ubicación en el mismo de los grupos A (azul), B (anaranjado), C (amarillo) y D (verde).

II.5. Conclusiones

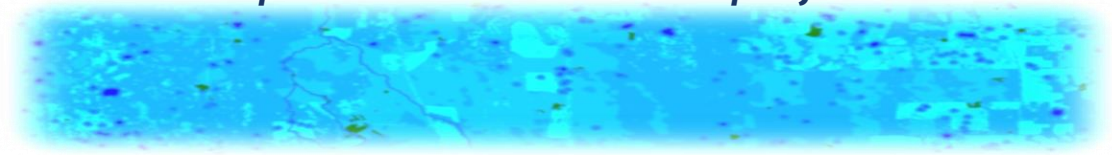
La dinámica del patrón de humedad del suelo en el paisaje del área de estudio fue determinada a través del análisis conjunto de la humedad superficial del suelo, la profundidad del nivel freático y los registros de almacenamiento de agua en el suelo. Usando un conjunto de datos de humedad superficial del suelo obtenido de sitios que pertenecen a cuatro ambientes diferentes a lo largo del período de muestreo, algunos sitios registraron valores muy altos y casi constantes; otros registraron valores muy bajos y casi invariables, y otros mostraron valores intermedios (mayores o menores) con un espectro de variación más amplio. Por lo tanto, la dinámica de la humedad superficial del suelo en cada ambiente (caracterizado por una determinada posición particular en el paisaje y ciertos atributos del suelo y de la cobertura vegetal) fue asociada con la evolución tanto del nivel freático como del almacenamiento de agua en el suelo. En algunos ambientes, ambas variables estuvieron significativamente involucradas en la explicación de la variable respuesta, y en otros, el almacenamiento del agua en el suelo

fue el más predictivo, ya que la profundidad del nivel freático se mantuvo relativamente estable.

Se demostró que a pesar de que el área de estudio tiene un relieve extremadamente plano, un patrón de la humedad del suelo emerge del sistema durante los períodos húmedos y se vuelve difuso durante los secos. Estos resultados son significativos porque el área de estudio forma parte de una cuenca húmeda en la que el exceso de saturación conduce al proceso de escorrentía superficial. Por lo tanto, este mecanismo podría estar relacionado con el patrón de humedad superficial del suelo que emerge durante los períodos húmedos y permite distinguir las vías preferenciales de flujo de agua superficial a través del paisaje. Aunque los datos presentados corresponden a mediciones puntuales (tanto a escala espacial como temporal), el análisis permitió capturar la dinámica de la humedad superficial del suelo. Este enfoque permite contar con más herramientas a la hora de seleccionar un determinado diseño de muestreo, una variable indicadora apropiada o una técnica de interpolación para construir un mapa continuo. El uso de patrones que representen más fielmente la naturaleza de los fenómenos podría ayudar a mejorar la evaluación de los modelos hidrológicos distribuidos espacialmente.

Capítulo

III. Análisis distribuido de la variabilidad espacio-temporal de la humedad superficial del suelo



III.1. Introducción

La identificación de los patrones espaciales y su evolución temporal es de gran interés en las investigaciones hidrológicas. Durante las últimas décadas se han desarrollado e implementado modelos hidrológicos distribuidos como una forma de simular e interpretar los distintos arreglos espaciales presentes en una cuenca (Betson, 1964; Dunne y Black, 1970a, b), y esto ha ocurrido simultáneamente con el incremento del uso de técnicas de teledetección que proporcionan información acerca del comportamiento de variables ambientales en cuanto a su estado y dinámica (Grayson y Blöschl, 2000).

La humedad superficial del suelo es la encargada de articular la energía y el agua en la interfase suelo – atmósfera, desempeñando un papel relevante dentro del ciclo hidrológico (Viterbo, 2002; Ferreira *et al.*, 2011). De allí que comprender los procesos relacionados con su variabilidad espacial y temporal es fundamental para disciplinas como la Meteorología (en la realización de pronósticos del tiempo y del clima), la Hidrología (en la modelación y simulación del flujo superficial y subterráneo de cuencas hidrográficas para la implementación de sistemas de alerta ante inundaciones y sequías) y la Agronomía (en el control de la aplicación de riego y la estimación del rendimiento de los cultivos) (Patel *et al.*, 2009), por citar algunos ejemplos.

La organización de los patrones espaciales que presentan determinados procesos hidrológicos posee una variabilidad que en algunos casos es obvia para el observador (por ejemplo, la disposición de los depósitos de nieve cuyo desarrollo varía estacionalmente), mientras que en otros es difícil de identificar incluso con técnicas sofisticadas de medición (por ejemplo, el patrón de la trayectoria del flujo preferencial del agua en el interior del suelo). Comprender el grado de organización es fundamental para el diseño de estrategias de medición y su correcta interpretación, y así luego predecir ciertos comportamientos de los elementos que conforman los sistemas hidrológicos. En sentido general, el diseño de medición de estos patrones debe tener en cuenta la variabilidad natural que se pretende encontrar, es decir que ciertas técnicas serán más adecuadas que otras en términos de escala espacial y de precisión temporal (Grayson y Blöschl, 2000).

Ahora bien, durante las últimas décadas se han desarrollado técnicas de teledetección que se caracterizan por realizar observaciones de la superficie terrestre en todo el espectro electromagnético, convirtiéndose de esta manera en una herramienta fundamental para monitorear la humedad del suelo a distintas escalas y en diversas regiones hidroclimáticas. Por medio de estas técnicas combinadas con observaciones de

campo, es factible comprender la dinámica espacial y temporal que presentan los patrones de organización de las características del paisaje (por ejemplo, propiedades físicas del suelo, tipo de relieve, y cobertura vegetal), identificando así procesos y patrones hidrológicos que representen rasgos de conectividad superficial y subterránea (Gaur y Mohanty, 2016). Estas técnicas se clasifican en: técnicas de microondas, técnicas óptico termales, y técnicas sinérgicas (Liu *et al.*, 2018; Petropoulos *et al.*, 2015).

Las técnicas de microondas tienen la ventaja de obtener información de la superficie terrestre bajo cualquier condición climática y con una resolución temporal fina (de entre 1 y 1,5 revisitas por día) en el rango de las microondas. Existen dos tipos, las pasivas y las activas. Las técnicas pasivas presentan una baja resolución espacial (30 kilómetros) y son usadas a nivel regional o global para estudios de monitoreo (Liu *et al.*, 2018, Holzman *et al.*, 2014). En relación con el análisis de la humedad superficial del suelo, existen varias misiones a escala global: SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*, Kerr *et al.*, 2001), TMI (*Microwave Imager*, Bindlish *et al.*, 2003), AMSR (*Advanced Microwave Scanning Radiometer*, Njoku *et al.*, 2003), en las cuales, a partir de la aplicación de algoritmos de base física, se obtienen mapas de la humedad superficial del suelo teniendo en cuenta la incidencia de la heterogeneidad de las características de la superficie (cobertura vegetal, topografía y temperatura del suelo). Por otro lado, las técnicas activas como el radar de apertura sintética (*SAR*), de resolución temporal baja (con revisitas de 16 o 25 días) y una resolución espacial media (10 a 30 m), son utilizadas para el monitoreo a nivel de parcela. Los productos obtenidos de estos sensores son aplicados en la estimación del contenido de humedad del suelo como base para la toma de decisiones ante emergencias hidrológicas, y también como herramientas de soporte en las decisiones agrícolas (Lozza, 2019). Estas técnicas de microondas, tanto activas como pasivas, son útiles para la detección y estimación de la humedad del suelo de las capas más superficiales (de 0 a 10 cm) (Eagleman y Li, 1976; Jackson *et al.*, 1981; Shutko, 1982), y requieren de la validación mediante observaciones de campo (Njoku *et al.*, 2003).

Las técnicas óptico termales, por su parte, proveen información con alta resolución espacial desde el rango visible hasta el térmico. Dentro del espectro visible e infrarrojo, la reflectividad de la superficie y la humedad del suelo han mostrado una relación que ha sido ampliamente estudiada y explorada para distintos tipos de suelo (Weidong *et al.*, 2002; Gao *et al.*, 2013), y se ha observado que la reflectividad disminuye a medida que se incrementa la humedad en la superficie del suelo, demostrándose una relación no lineal entre los términos respecto del efecto que ejerce uno sobre el otro (Lobell y Asner, 2002;

Nocita *et al.*, 2013). Muchos de los estudios que plantean esta relación se basan en la lógica de desarrollo de índices empíricos (Wang *et al.*, 2010) en los cuales, por ejemplo, para los índices de vegetación se evalúan tanto las propiedades de crecimiento y volumen vegetal, como el grado de estrés que sufre la vegetación por falta de humedad. En el rango térmico, por otra parte, por medio de la estimación de la inercia térmica aparente (diferencia de la temperatura de superficie entre el medio día y la noche), es posible establecer la condición de humedad del suelo teniendo en cuenta que la temperatura de superficie es dependiente del nivel de humedad en el suelo y del grado de cobertura de la vegetación (Carlson *et al.* 1995, Goward *et al.* 2002).

A partir, entonces, de la combinación de información en el rango del visible del infrarrojo cercano (NIR), del infrarrojo de onda corta (SWIR) y del infrarrojo térmico (TIR), es posible realizar una aproximación real del contenido de humedad en el suelo y monitorear periódicamente su variación. Los índices que combinan esta información son usados para el monitoreo del estado de la vegetación tanto a escala de paisaje (con información satelital de resolución media de 250 m a 1 km; por ejemplo, MODIS/ *Terra y Aqua*) como a escala de parcela (con información satelital de resolución fina de 2 a 30 m; por ejemplo, Spot, Sentinel, Landsat, entre otros.) (Mallick *et al.*, 2009). Por ejemplo, el índice normalizado de vegetación (NDVI) (Rouse *et al.*, 1974; Tucker, 1979) utiliza las bandas del rojo y NIR para estimar el estado de la vegetación, sin embargo, esta combinación espectral por sí sola es poco sensible a pequeñas variaciones de la humedad en el suelo (Fensholt y Sandholt, 2003).

Teniendo en cuenta la relación directa entre la temperatura de la superficie y el contenido de humedad en el suelo, numerosos estudios sugieren que a partir de la combinación de información en el rango térmico y el visible e infrarrojo, es posible estimar la humedad superficial del suelo y el estrés hídrico que sufre la vegetación (por medio del cálculo de la evapotranspiración y de la fracción evaporativa) (Mohseni y Mokhtarzade, 2020; Wang y Qu 2009, Vani *et al.* 2019). Estos métodos se conocen como métodos de temperatura – vegetación, donde la temperatura de la planta indica el contenido de agua en el suelo (Gates, 1964; Wiegand y Narnken, 1966), y refleja de manera cualitativa los diferentes regímenes hídricos a los que se encuentra sometida (Tanner, 1963). Desde la década de 1980, la temperatura de la superficie extraída de la banda térmica (TIR) ha sido establecida como un indicador del estrés hídrico como producto de la relación que existe entre la temperatura de la hoja y la transpiración (Jackson *et al.*, 1981).

El uso de la información de la banda TIR para monitorear el estrés hídrico en el canopeo de la vegetación fue propuesto por Jackson *et al.* (1977), quienes desarrollaron el índice *Crop Water Stress Index* (CWSI) que mide el estrés hídrico en base al cálculo de la diferencia de temperatura entre el dosel y el aire, en función del déficit de presión de vapor. Su aplicación local y regional es limitada, ya que es difícil estimar la temperatura del dosel de la vegetación sobre áreas parcialmente vegetadas. Basado en este índice, Moran *et al.* (1994) plantearon el índice *Water Deficit Index* (WDI) que evalúa la tasa de evapotranspiración en sitios tanto parcial como completamente vegetados. Este índice relaciona la proporción de evapotranspiración real y potencial. El cálculo se realiza con información de las bandas del rojo, NIR y TIR, complementado con datos meteorológicos (radiación neta, déficit de presión de vapor, velocidad del viento, temperatura del aire).

Por último, ***las técnicas sinérgicas*** combinan información de temperatura de superficie (Ts) y de índices de vegetación (IV) a fin de estimar los cambios en los flujos de energía sobre la superficie terrestre y en las condiciones de humedad superficial del suelo (Petropoulos *et al.*, 2015). Dentro del espacio conformado por la relación Ts/IV se representa la dispersión que vincula de manera empírica los valores de dichas variables en un determinado sector de la superficie terrestre. Estas técnicas han sido ampliamente aplicadas para estimar la evapotranspiración, la fracción evaporativa, el estrés hídrico y el contenido de humedad superficial del suelo, con información de alta (por ejemplo, Landsat) o media resolución (por ejemplo, MODIS) (Liu y Yue, 2018). El planteamiento de la relación Ts/IV asume la complejidad involucrada en la estimación del contenido de humedad del suelo debido a que la sensibilidad que presenta la Ts varía tanto por el contenido de humedad en el dosel de la vegetación como en el suelo (Mallick *et al.*, 2009). Por ejemplo, Nemani *et al.* (1993) encontraron una fuerte relación negativa entre la Ts y el NDVI para un conjunto de biomas estudiados, es decir que a menor valor de Ts, mayor valor de cobertura vegetal; así mismo, para un valor dado de NDVI, la Ts aumenta debido a la disminución de agua en el suelo. Estas relaciones presentan una dinámica que se refleja en el cambio de la pendiente, ya que en regiones de llanura el contenido de humedad del suelo y la cobertura vegetal influyen de manera directa sobre la temperatura del suelo; así, en días húmedos la relación será débil (menor pendiente), y en días secos la relación se tornará más fuerte (mayor pendiente) (Liu *et al.*, 2018).

A los fines de estimar la humedad del suelo teniendo en cuenta la relación Ts/IV, Carlson *et al.* (1994) desarrollaron el método del triángulo basado en la interpretación de la distribución de los píxeles de una imagen en el espacio definido por dicha relación, en

la que la Ts se encuentra asociada a los flujos de energía sobre la superficie terrestre (que dependen del estado de humedad del suelo) y el IV a la cobertura vegetal. De manera general, a medida que aumenta la cobertura vegetal, la Ts disminuye en respuesta al enmascaramiento que sufre el suelo por acción del dosel de la vegetación, mostrando una relación inversa entre la Ts y el IV (Gillies *et al.*, 1997); mientras que al aumentar la Ts, la vegetación experimentará estrés hídrico (Liu *et al.*, 2018). Es decir que, ante un alto contenido de humedad en el suelo, la Ts será mínima, tanto para un suelo desnudo como para uno cubierto por vegetación (Holzman *et al.*, 2014, Nemani *et al.*, 1993).

A escala global, la pendiente entre Ts/IV se relaciona con la evapotranspiración y la humedad superficial del suelo (Boegh *et al.*, 1999; Goetz, 1997; Goward *et al.*, 2002), parámetros que se homogenizan arealmente; sin embargo, a escala local e incluso regional, el efecto de factores como la topografía, el tipo de vegetación, la radiación *neta* y las nubes (cuestiones que influyen de manera indirecta en el contenido de humedad del suelo), ejercen una influencia significativa sobre la pendiente (Patel *et al.*, 2009). Se han propuesto diversos índices para estimar la humedad del suelo que se basan en la parametrización física del método del triángulo, los cuales no requieren de información auxiliar ni de una cobertura total de vegetación. Algunos de esos índices son: *Temperature Vegetation Dryness Index* (TVDI) (Sandholt *et al.*, 2002), Soil Wetness Index (SWI) (Brocca *et al.*, 2010), *Temperature Vegetation Soil Moisture Dryness Index* (TVSMDI) (Amani *et al.*, 2017), *Water Deficit Index* (WDI) (Moran *et al.* 1994), *Vegetation Dryness Index* (*VDI*) (Maki *et al.*, 2004), Soil Moisture Index (SMI) (Saha *et al.*, 2018), *Vegetation Temperature Condition Index* (VTCI) (Wan *et al.*, 2004), entre otros.

Diversos autores han aplicado el índice TVDI para estimar la humedad superficial del suelo y el estado de la vegetación con información de sensores de mediana resolución como *Advanced Very High Resolution Radiometer* (*NOAA-AVHRR*), MODIS/*Terra y Aqua y ASTER*. Sandholt *et al.* (2002) por ejemplo, lograron captar la variabilidad espacial y temporal de los patrones de humedad del suelo con una alta correspondencia (R^2 = 0,70) entre los valores bajos del índice TVDI y los valores simulados de humedad del suelo (producto del modelo hidrológico distribuido *MIKE SHE*). Por su parte, Patel *et al.* (2009) encontraron que el TVDI presenta una relación más significativa (R^2 = 0,62 entre los valores del índice y mediciones de campo someras) en períodos donde es escasa la cobertura vegetal (valores de NDVI < 0,4), y destacaron la capacidad del índice para proporcionar información de alta resolución sobre el estado de la humedad del suelo, dependiendo de la información satelital utilizada y de la distribución espacio-temporal

de las mediciones de humedad a campo. Han *et al.* (2010) también encontraron una fuerte relación (R^2 = 0,76) entre los valores del TVDI y las mediciones de humedad del suelo hechas a campo en sitios con diferentes tipos de coberturas. Por último, Zhang *et al.* (2014) estimaron el estado de la sequía del suelo a profundidades de 10 y 20 cm, aplicando la relación Ts/IV con tres índices de vegetación diferentes (NDVI, EVI y MSAVI), siendo EVI el índice que arrojó la estimación más precisa (significancia p < 0,001).

De manera específica, el índice TVDI propuesto por Sandholt *et al.* (2002) relaciona la Ts y el IV en el espacio donde se identifican los límites físicos que describen las condiciones extremas del estado de humedad superficial del suelo y de la tasa de evapotranspiración. En la Figura III.1 se muestra el esquema del método del triángulo con los límites definidos, donde el conjunto de puntos sobre la diagonal representa el límite seco, indicando una condición de bajo contenido de humedad en la zona de raíces (la disponibilidad limitada de humedad controla el cierre estomático en la planta). Por otro lado, los puntos agrupados sobre la base del triángulo forman una línea horizontal que representan el límite húmedo, indicando una condición de máxima humedad del suelo y de evapotranspiración en la vegetación. Sobre el borde izquierdo se representa el suelo desnudo, el cual varía desde suelo seco a suelo húmedo. Muchos estudios (Friedl y Davis, 1994; Nemani y Running, 1989; Smith y Choudhury, 1991) han hecho foco en el análisis de la pendiente entre Ts/IV y su relación con la tasa de evapotranspiración de la superficie (condición extrema seca, límite seco) y la condición de la humedad del suelo (condición extrema húmeda, límite húmedo) (Liu *et al.*, 2018; Boegh *et al.*, 1999; Prihodko y Goward,1997; Goetz, 1997; Goward *et al.*, 2002).

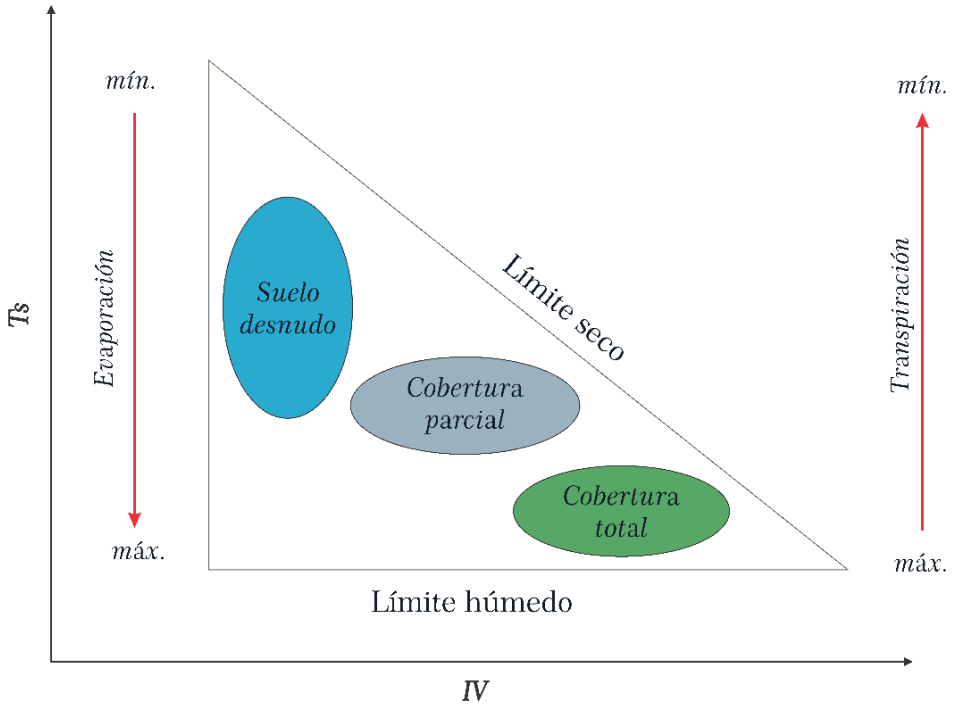


Figura III.1 Esquema conceptual del método del triángulo (extraído de Sandholt *et al.*, 2002).

Los parámetros $Ts_{máx}$ y $Ts_{mín}$ del método del triángulo son determinados a partir de la aplicación de algoritmos de selección o de manera empírica. La correcta definición de dichos parámetros tiene en cuenta las características asociadas con la evaporación del suelo y la transpiración de la vegetación, gobernando la precisión de los índices de humedad del suelo resultantes (Schirmbeck *et al.*, 2018; Merlin *et al.*, 2008; Petropoulos *et al.*, 2009, Zhang y Zhou, 2016). Sandholt *et al.* (2002) define, el TVDI como (Ecuación III.1):

$$TVDI = \frac{Ts_{obs} - Ts_{mín}}{Ts_{máx} - Ts_{mín}} \qquad \text{Ec. III.1}$$

Donde, Ts_{obs} es la Ts observada en un píxel dado; $Ts_{mín}$ es el valor mínimo de Ts en el espacio Ts/IV (definido dentro del límite húmedo); $Ts_{máx}$ es el valor máximo observado para un valor de IV dado, y se define por el ajuste de un modelo lineal ($Ts_{máx} = a * IV + b$), donde *a* y *b* corresponden a la ecuación definida por el límite seco.

Este índice presenta un rango de variación de 0 a 1, donde 0 representa condiciones con agua en superficie y máximo contenido de humedad, y 1 representa condiciones con suelo desnudo y vegetación con estrés hídrico. Para una mejor comprensión del índice, Han *et al.* (2010) propusieron una clasificación de los valores en cinco rangos que representan distintas condiciones: muy húmedas (entre 0 y 0,1), húmedas (entre 0,1 y 0,4), normales (entre 0,4 y 0,6), secas (entre 0,6 y 0,9), y muy secas (entre 0,9 y 1).

Stisen *et al.* (2008) postularon que en relación al límite seco existe una diferencia entre su definición teórica y la observada en el gráfico de dispersión Ts/IV. Por un lado, el límite seco teórico se define con un valor de humedad superficial y de evapotranspiración igual a 0, es decir que la Ts física alcanza un valor máximo cuando no hay enfriamiento por evaporación y produce un cierre estomático completo en la vegetación (Moran *et al.*, 2004). En cambio, el límite seco observado con datos de sensores remotos se define por Ts menores al límite seco teórico, ya que en ambientes con vegetación densa no existe una tasa de evapotranspiración igual a 0, ni siquiera en ambientes semiáridos. En cuanto al límite húmedo, existe una única definición que corresponde al conjunto de píxeles que forman una línea horizontal o inclinada, dependiendo del tipo de superficie y cobertura vegetal (Mallick *et al.*, 2009).

El método sugerido por Sandholt *et al.* (2002) ha sido ampliamente aplicado en numerosos estudios para evaluar indirectamente las variaciones espacio-temporales de la humedad superficial del suelo mediante el uso de algoritmos de balance de energía superficial o de una relación empírica entre el contenido de humedad y TVDI. Sin embargo, para la correcta definición de los límites seco y húmedo, Rahimzadeh *et al.* (2012) y Mallick *et al.* (2009) mencionan que la elección de la escala de trabajo es medular, ya que el requerimiento de enormes grillas de datos en áreas de gran escala es una limitación debido al hecho de que las pendientes Ts/IV obtenidas a escalas locales no se pueden aplicar para estimar el TVDI a escalas espaciales más grandes. Esto es así porque los factores que influyen específicamente en la humedad del suelo, como el tipo de vegetación, la topografía, la radiación neta y la cobertura de nubes, también podrían influir en las pendientes Ts/IV (Patel *et al.*, 2009; Hain *et al.*, 2011). Cho *et al.* (2014) exploraron el uso de la relación lineal negativa entre la humedad del suelo y el TVDI, y sus resultados indicaron que el método es útil en condiciones con mediciones *in situ* insuficientes de humedad del suelo. En este mismo sentido, Rahimzadeh *et al.* (2012), Liu *et al.* (2018), Patel *et al.* (2009) y Carlson (2007) sugieren que el cálculo del índice TVDI sea aplicado en áreas de llanura donde el relieve y las condiciones atmosféricas sean homogéneas.

Mallick *et al.* (2009) y Sandholt *et al.* (2002) describen fuentes de incertidumbre al momento de calcular la Ts y los IV a partir de la información satelital:

a. No considerar los efectos del ángulo de visión del sensor donde se encuentra referida la información de las bandas espectrales y térmicas que afectan la captura de la fracción de suelo desnudo y la vegetación.

b. No determinar el triángulo teniendo en consideración el rango completo de variabilidad de las condiciones de la superficie (por ejemplo, suelo desnudo seco/suelo saturado; vegetación con estrés hídrico/vegetación bien hidratada).
c. No considerar los errores por efectos de emisividad de la superficie y de la atmósfera en la estimación de la Ts.
d. No tener en cuenta la variación de la radiación neta por acción de la cobertura y la sombra de las nubes.
e. Despreciar la influencia de la condición de la humedad del suelo de las capas más profundas (Capehart y Carlson, 1997).
f. Ignorar la dependencia de la Ts y el IV con el tipo de superficie debido a diferencias en la resistencia aerodinámica (Friedl y Davis, 1994; Lambin y Ehrlich, 1995).

Estas fuentes de error son estimadas sobre la información corregida atmosféricamente con el objetivo de ser comparadas entre ellas (relación temporal) y evaluadas con mediciones a campo (Mallinck *et al.*, 2009; Holzman *et al.*, 2014). Algunos autores han evaluado y validado la precisión del TVDI con mediciones a campo de humedad de suelo. Han *et al.* (2010) encontraron una buena correspondencia (R^2 = 0,76) entre el TVDI (con datos MODIS/Terra) y mediciones *in situ* de la humedad de suelo en una región en China. Holzman *et al.* (2014) determinaron la condición de humedad del suelo (R^2= 0,83) a escala regional (con datos MODIS) y predijeron el rendimiento de algunos cultivos antes de la cosecha (R^2= 0,68 a 0,79 para soja, y 0,76 a 0,81 para trigo) en la Ecorregión Pampa de Argentina. Sandholt *et al.* (2002) mostraron la variabilidad espacial de la humedad del suelo (con datos NOAA-AVHRR) simulada a escala de paisaje, a partir del cálculo del TVDI en una región semiárida de África. Por último, Pertovt *et al.* (2007) resaltaron que el TVDI (calculado con datos NOAA-AVHRR) resultó una técnica adecuada para mapear la condición hídrica de la vegetación sin información auxiliar en la región Este de Rio Grande do Sul (Brasil).

Así mismo, otros autores de manera complementaria han utilizado información de la cobertura del suelo para su evaluación y validación. Por ejemplo, Rahimzadeh *et al.* (2012) encontraron mejores resultados en la estimación del estrés hídrico en una zona semiárida en el noreste de Irán, combinando el TVDI modificado (*i*TVDI, que contempla información de temperatura del aire y de elevación de la superficie) con información de precipitación antecedente y de humedad del suelo. Por su parte, Schirmbeck *et al.* (2017) analizaron la influencia de distintas coberturas en el comportamiento del TVDI (usando datos Landsat 8 OLI/TIRS) como indicador de la humedad superficial del suelo a escala

local en áreas agrícolas. Por último, Schirmbeck *et al.* (2020) concluyeron que el cálculo del TVDI con información de mayor resolución espacial (Landsat 8 OLI/TIRS) permite obtener mejores representaciones espaciales del comportamiento de la humedad del suelo, las cuales, a su vez, pueden ser complementadas con datos de resolución espacial media (MODIS) para análisis temporales.

El desafío que se afronta en este capítulo es identificar, mediante un análisis distribuido, el patrón espacial de la humedad superficial del suelo que se expresa en determinados escenarios hidrológicos, a partir del cual se identifiquen aquellos sectores del paisaje que gobiernan la conectividad hidrológica horizontal del sistema.

III.2. Metodología

En general, el TVDI ha sido empleado para determinar el estrés hídrico de la vegetación, relacionándolo con la distribución de la humedad del suelo y la influencia sobre el rendimiento de distintos ambientes productivos a escala regional. Está probada, entonces, la utilidad de este índice al momento de identificar el patrón espacial de la humedad superficial del suelo a partir de información con distinto nivel de resolución. A continuación, se describe la metodología aplicada en el área de estudio, tanto para el cálculo de TVDI como para la identificación y descripción del patrón espacial que presenta la humedad superficial del suelo en distintas épocas, como expresión de la conectividad horizontal dentro del sistema.

III.2.1. Procesamiento de imágenes satelitales

Las imágenes satelitales seleccionadas fueron Landsat 8 OLI/TIRS (colección 1 nivel 1 y colección 2 nivel 2) obtenidas del servidor *web* del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), para el período comprendido entre abril 2018 y marzo 2019 (coincidente con el período de muestreo a campo de la humedad superficial del suelo). El nivel de procesamiento de la colección 2 nivel 2 ofrece información de reflectividad de superficie (SR) de las bandas del visible, del infrarrojo cercano (NIR) y de onda corta (SWIR) con una resolución de 30 m, a partir del uso del código de reflectancia de superficie terrestre (LaSRC) (Versión 1.5.0) que utiliza información de la banda de aerosoles, de datos climáticos auxiliares de MODIS y de un modelo de transferencia radiativa (Vermote *et al.*, 2016). Cabe agregar que los valores de píxeles de la imagen se encuentran reescalados a valores adimensionales para su almacenamiento, y que para su análisis y operación se transformaron a valores de reflectividad (Ecuación III.2).

$$SR = b_n * Fm + Fa \qquad \text{Ec. III.2}$$

Donde, SR es la reflectividad de superficie; b_n corresponde a cada banda; Fm es el factor multiplicativo igual a 0,0000275; Fa es el factor aditivo -0,2.

El nivel 2 de procesamiento permite la comparación de escenas de distintas fechas sobre la misma región, por lo cual es útil en la detección de cambios y en la caracterización de distintos procesos sobre la superficie terrestre (Masek *et al.*, 2006). Una vez que las imágenes estuvieron transformadas, se calculó el índice de vegetación *Enhance Vegetation Index (*EVI) (Liu y Huete, 1995), el cual es sensible a regiones con vegetación densa, ya que corrige la influencia de la atmósfera y la producida por el fondo del dosel, y cuyo rango de variación es de -1 a +1 (Ecuación III.3).

$$EVI = G \times \frac{NIR - RED}{NIR + (C_1 * RED - C_2 * BLUE) + L} \quad \text{Ec. III.3}$$

Donde, *G* es un factor de ganancia (*G*= 2,5); *NIR*, *RED* y *BLUE* corresponden a las bandas del infrarrojo cercano, rojo y azul; C_1 y C_2 son los coeficientes de resistencia a los aerosoles (a partir de la banda del azul se corrige la dispersión sobre la banda del rojo) con valores de 6,0 y 7,5 respectivamente; y *L* es un factor de ajuste del suelo con un valor igual a 1.

Por otro lado, se utilizó información de la temperatura de superficie (Ts) obtenida del procesamiento de la banda térmica de Landsat 8 OLI/TIRS descrito en el Anexo 1.

III.2.2. Parametrización del índice TVDI

El cálculo del índice TVDI requiere información de la Ts obtenida de la banda térmica y de la cobertura de vegetación obtenida del IV. En general, como IV se utiliza el NDVI, el cual captura (en el rango del espectro electromagnético de la banda del rojo y NIR) la radiación solar incidente sobre la vegetación; no obstante, en ambientes con cobertura densa de vegetación, la banda roja se satura y no permite tener en cuenta el efecto del fondo del dosel (Huete y Liu, 1994). Por esta razón, y siguiendo las recomendaciones de Holzman *et al.* (2014) y Mallick *et al.* (2009), se utilizó el índice de vegetación EVI antes descripto.

El rango de variación del índice TVDI se asocia a las condiciones de humedad del suelo y de estrés que presenta la vegetación por falta de agua, es decir que los valores aumentan desde el límite húmedo (valor de 0) hasta el límite seco (valor de 1) (Liu *et al.*, 2018). Para realizar el cálculo del índice TVDI (Ecuación III.1) se tuvo en consideración que el área definida para estimar los límites contenga, por un lado, una gradación de la fracción de cobertura de vegetal (Goetz, 1997), y por el otro, zonas con suelo desnudo o

árido que presenten valores altos de Ts (Tang *et al.*, 2010). De esta manera, se evita subestimar o sobrestimar la condición de humedad del suelo en el área analizada.

Los parámetros del índice fueron obtenidos mediante el procesamiento con el *software ENVI* 5.3. Por un lado, se graficó la dispersión de los puntos (píxeles) en el espacio de la relación Ts/EVI para cada imagen, seleccionando especialmente áreas que contaran con valores altos de Ts (correspondientes a zonas con suelo desnudo o con máxima evaporación), y áreas que mostraran condiciones contrastantes de la cobertura vegetal (agua libre, suelo desnudo, parcialmente vegetado, completamente vegetado). Así, se calcularon el límite seco (mínima disponibilidad de agua con altos valores de Ts) y el límite húmedo (máxima disponibilidad de agua con bajos valores de Ts) para cada imagen seleccionada.

Para el cálculo de los límites húmedos, del diagrama de dispersión obtenido en la zona húmeda se extrajeron los puntos de menor Ts para cada valor de EVI y se realizó un promedio de ellos, según Chen, *et al.* (2011).

El parámetro $Ts_{mín}$ fue definido como el promedio de los valores mínimos de Ts pertenecientes al límite húmedo (Chen *et al.*, 2011), mientras que el parámetro $Ts_{máx}$ fue definido a partir de la relación lineal (Ecuación III.4) sugerida por Sandholt *et al.* (2002) y Han *et al.* (2010).

$$Ts_{máx} = a * EVI + b \qquad \text{Ec. III.4}$$

Finalmente, una vez obtenidos dichos parámetros, se calculó el índice TVDI (Ecuación III.1) para cada una de las fechas. Posteriormente, a fin de establecer una relación temporal y realizar comparaciones, se seleccionaron del conjunto de imágenes los valores de $Ts_{máx}$ y $Ts_{mín}$ extremos, es decir, condiciones extremas de sequía y humedad para todo el período de análisis. El $Ts_{máx}$ máximo fue definido como el valor de mayor pendiente y ordenada al origen sobre los límites secos calculados de manera independiente, y el $Ts_{mín}$ mínimo fue definido como el valor mínimo de todos los obtenidos para cada fecha.

III.2.3. Transformación del TVDI en humedad superficial del suelo

La variabilidad espacial y la dinámica temporal de la humedad superficial del suelo están condicionadas por la cobertura vegetal, la topografía y las propiedades del suelo (Marconcini *et al.*, 2013). De hecho, Pertovt *et al.* (2007) destacan que a nivel puntual el análisis de la cobertura funciona como indicador de las condiciones hídricas y del comportamiento de un sistema; mientras que Friedl y Davis (1994) postularon que una

proporción significativa de la varianza total de las imágenes de Ts e IV es explicada por los diferentes tipos de cobertura. Teniendo en cuenta estos principios referidos a la influencia que ejerce el tipo de cobertura en la interpretación del índice, se relacionaron la Ts y el EVI con cada una de las coberturas presente en el área de estudio.

El mapa de cobertura (Figura III.2) se elaboró mediante el análisis y clasificación de imágenes satelitales del índice NDVI de alta resolución (10 metros) del sensor Sentinel 2 descargadas del servidor *web* (https://earthexplorer.usgs.gov/) para las estaciones de verano, primavera e invierno de 2017 y 2018 a fin de capturar las diferentes expresiones y usos de la tierra. El mapa de 7 clases fue llevado a la misma resolución espacial que las imágenes utilizadas para la obtención del índice TVDI (30 metros), y luego reclasificado para que sus clases se correspondan con los grupos definidos en el análisis puntual de la variabilidad espacio-temporal de la humedad superficial del suelo (Capítulo II). De esta manera, la clase "Suelo desnudo muy húmedo" fue asignada al grupo A (correspondiente al ambiente de orillas de cuerpos someros de agua); las clases "Campo natural y pastizales" y "Pajonales" fueron asignadas al grupo B (correspondiente al ambiente de pajonales de paja colorada y flechillares); y las clases "Cultivos de invierno" y "Cultivos de verano" fueron asignadas al grupo D (correspondiente al ambiente de lomas y dunas) (Figura III.3). Cabe aclarar que las clases "Agua libre" y "Montes" fueron enmascaradas ya que no están incluidas en ninguno de los grupos de análisis puntual de la humedad del suelo, mientras que los ambientes de peladares comprendidos en el grupo C se consideran incluidos dentro de la clase "Campo natural y pastizales" ya que no pudieron ser discriminados debido a que la escala espacial de las imágenes a partir de las cuales fue elaborado el mapa de cobertura no era lo suficientemente alta como para permitir su identificación.

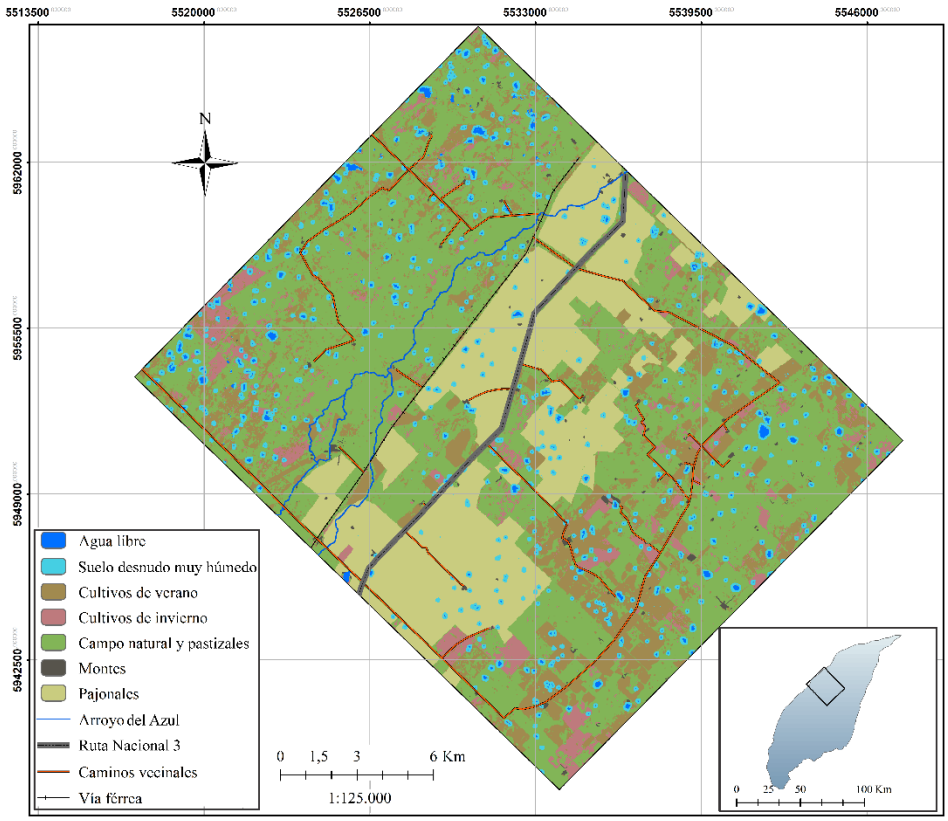


Figura III.2 Mapa de coberturas elaborado a partir de la clasificación de imágenes obtenidas del sensor Sentinel 2.

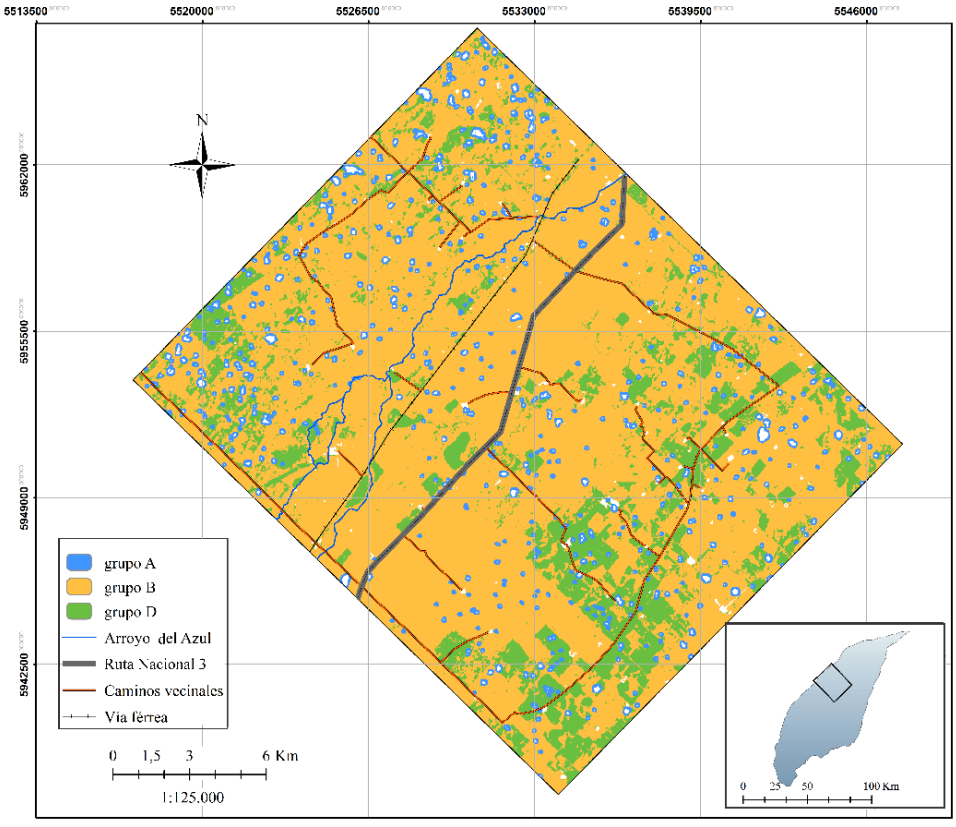


Figura III.3 Mapa de coberturas reclasificado.

Posteriormente, se extrajeron muestras de píxeles (áreas de interés) de cada grupo del mapa de cobertura reclasificado, a fin de analizar su disposición en el espacio del diagrama de dispersión Ts/EVI en fechas con condiciones hidrológicas contrastantes.

A continuación, con el objetivo de obtener la distribución continua de la humedad del suelo, se relacionó la información obtenida a partir del TVDI con los valores provenientes de las mediciones a campo. Debido a que los valores del índice y de las mediciones a campo presentan formatos y escalas diferentes, se seleccionó en los mapas de TVDI un área alrededor de la localización correspondiente a la medición a campo (matriz de 3 por 3 píxeles) a fin de obtener un valor representativo del índice, para cada sitio y para cada fecha. De la relación entre el TVDI y la humedad superficial del suelo medida a campo se obtuvieron ecuaciones lineales que fueron utilizadas para la transformación de los valores de TVDI de cada fecha a humedad estimada del suelo (HES) para los distintos grupos (A, B y D). Esta operación fue llevada a cabo usando el mapa de cobertura reclasificado (Figura III.3) como capa base dentro de la rutina semiautomática de herramientas raster *Model Builder* de *ArcGis* 10.3 (Figura III.4).

Para validar los resultados de la HES se utilizó el ajuste encontrado en el grupo B y se lo contrastó con las mediciones de humedad a campo en 2 sitios que no formaron parte del conjunto de datos inicial. Así, para evaluar el desempeño del ajuste encontrado en la detección de los cambios en la humedad del suelo, con el *software* R (R Core Team, 2019) se calculó el coeficiente de determinación (R^2) y parámetros asociados al error de la estimación como la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) y el bias (MBE), los cuales fueron expresados en las unidades de los datos medidos (Willmott y Matsuura, 2005; Kahimba *et al.*, 2009) y el índice de concordancia de Willmott (d; Willmott, 1981, adimensional.

$$R^2 = \frac{\left[\sum_{i=1}^{N}(E_i-\bar{E})(O_i-\bar{O})\right]^2}{\sum_{i=1}^{N}(E_i-\bar{E})^2 \sum_{i=1}^{N}(O_i-\bar{O})^2} \qquad \text{Ec. III.5}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(O_i-E_i)^2}{N}} \qquad \text{Ec. III.6}$$

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^{N}(O_i-E_i)}{N} \qquad \text{Ec. III.7}$$

$$d = 1 - \frac{\left[\sum_{i=1}^{N}(O_i-E_i)\right]^2}{\sum_{i=1}^{N}(|E_i-\bar{O}|+|O_i-\bar{O}|)^2} \qquad \text{Ec. III.8}$$

Donde, *N* es el número de observaciones; O_i es el valor observado; E_i es el valor estimado; $\bar{O}\ y\ \bar{E}$ son los valores medios del valor observado y estimado, respectivamente. El

parámetro *RMSE* muestra las variaciones pesadas de los errores residuales entre los valores medidos y los estimados. El *MBE* es un indicador de la sobreestimación (positivo) o subestimación (negativo) por parte del modelo con respecto a los valores medidos. El índice *d* es una medida relativa de la alta (valores cercanos a 1) o baja (valores cercanos a 0) correspondencia entre los valores medidos y los estimados.

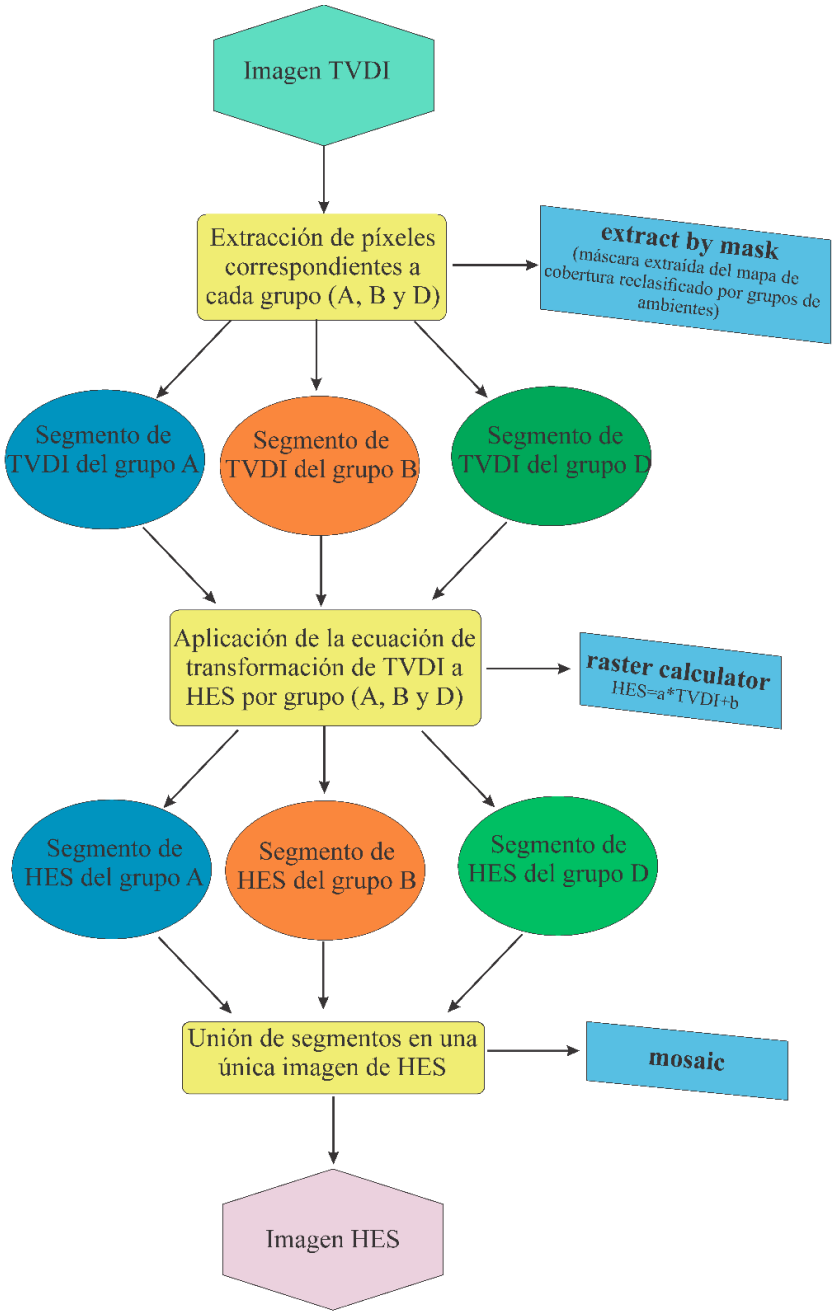


Figura III.4 Diagrama de flujo que muestra la rutina semiautomática de herramientas para transformar valores de TVDI a HES (*Model Builder -ArcGis 10.3*).

III.2.4. Identificación del patrón espacial de la humedad superficial del suelo.

La configuración de muchos de los procesos que tienen lugar en el paisaje adopta una organización en patrones, los cuales son observables a distintas escalas espaciales y temporales y se presentan más definidos o más difusos según las condiciones en que se encuentre el sistema (Grayson y Blöschl, 2000). La identificación de estos patrones es de fundamental importancia al momento de analizar la dinámica de determinados procesos en el interior de una cuenca hidrológica.

En primer lugar, los valores de HES de cada uno de los mapas elaborados fueron reclasificados en rangos teniendo en cuenta los valores máximos y mínimos registrados en todo el período, y luego se llevó a cabo el análisis de cambio en la distribución espacial de la humedad superficial del suelo mediante la rutina *Crosstab* del *software* IDRISI Selva (Eastman, 2012). Esta rutina permite analizar cambios entre pares de imágenes mediante diferentes productos: imágenes de clasificación cruzada, las cuales pueden ser reclasificadas para obtener imágenes de cambio (o de acuerdo); y tablas de tabulación cruzada para mostrar las frecuencias con las cuales las clases han permanecido iguales (frecuencias en la diagonal de la matriz) o han cambiado (frecuencias fuera de la diagonal). Luego, se calculó el Índice Kappa (K) para indicar el grado de acuerdo entre pares de imágenes (Cohen, 1960), el cual adopta valores entre -1 y +1. Landis y Koch (1977) propusieron seis categorías para la evaluación del valor de este índice: sin acuerdo (< 0), insignificante (> 0 – 0,20), discreto (0,21 y 0,40), moderado (> 0,41 – 0,60), sustancial (0,61 – 0,80), casi perfecto (0,81 – 1,0).

$$K = \frac{P_0 - P_e}{1 - P_e} \qquad \text{Ec. III.9}$$

Donde, P_o es la proporción de acuerdos observados y P_e es la proporción de acuerdos esperados en la hipótesis de independencia entre observaciones, es decir acuerdos al azar.

III.3. Resultados y discusión

Teniendo en cuenta el criterio de que las imágenes tuvieran una cobertura de nubes menor al 30 %, quedaron seleccionadas 7 imágenes Landsat 8 OLI/TIRS para el período de análisis comprendido entre abril de 2018 a marzo 2019 (Tabla III.1).

Tabla III.1 Listado de escenas seleccionadas para el período de análisis.

Fecha de obtención	Escena Landsat 8 OLI/TIRS
20 may 2018	LC08_L2SP_225085_20180520_20200901_02_T1_SR
21 jun 2018	LC08_L2SP_225085_20180621_20200831_02_T1_SR
23 jul 2018	LC08_L2SP_225085_20180723_20180731_02_T1_SR
25 sep 2018	LC08_L2SP_225085_20180925_20200830_02_T1_SR
30 dic 2018	LC08_L2SP_225085_20181230_20200830_02_T1_SR
16 feb 2019	LC08_L2SP_225085_20190216_20200829_02_T1_SR
20 mar 2019	LC08_L2SP_225085_20190320_20200829_02_T1_SR

Una vez seleccionadas y procesadas las imágenes, se procedió al cálculo del EVI y la Ts. El EVI mostró un comportamiento temporal relativamente estable (valores entre 0,4 y 0,8 en cada una de las fechas) ya que la zona de estudio tiene predominancia de pastizales naturales, con un leve aumento en las imágenes de febrero y marzo (valores máximos entre 0,85 y 0,99) debido al aporte de los cultivos agrícolas que se desarrollan en las zonas de mayor relieve. La Ts, por su parte, mostró una tendencia creciente desde la imagen de septiembre, alcanzando el máximo en febrero, y luego disminuyendo desde marzo hasta julio. Así, durante los meses de invierno los valores variaron entre 5 y 10 ºC, mientras que en verano lo hicieron entre 20 y 45 ºC. De todas maneras, independiente a la época del año, los valores de Ts más altos (condición seca) se observaron hacia el norte, y los valores más bajos (condición húmeda) hacia el sur del área de estudio.

El parámetro de $Ts_{mín}$ para cada fecha (Tabla III.2) se estimó a partir de los valores mínimos de Ts extraídos del diagrama de dispersión Ts/EVI propio de cada imagen. Los meses de diciembre y enero mostraron los valores más altos, en coincidencia con lo expresado por Holzman (2012) en estudios realizados en la región, y se estableció el parámetro $Ts_{mín}$ extremo (correspondiente a la imagen de julio) para el conjunto de imágenes a fin de que los valores de TVDI sean comparables para todas las fechas.

Tabla III.2 Valores del parámetro $T_{smín}$ para cada escena Landsat 8 OLI/TIRS.

Fecha de obtención	$Ts_{mín}$ K
20 may 2018	285,33
21 jun 2018	282,36
23 jul 2018	278,91
25 sep 2018	292,21
30 dic 2018	297,79
16 feb 2019	300,79
20 mar 2019	291,05

En la Figura III.5 se presentan los diagramas de dispersión de Ts y EVI para cada una de las fechas, a partir de los cuales el $Ts_{máx}$ fue definido mediante la aplicación del modelo lineal de expresión $Ts_{máx} = a * EVI + b$. En cuanto al comportamiento temporal del $Ts_{máx}$, se observan dos condiciones contrastantes: por un lado, en los meses de otoño e invierno la pendiente fue mínima y casi nula desde zonas con suelo desnudo a zonas con cobertura vegetal total (se infiere una condición de humedad constante debido a la mínima radiación recibida y tasas bajas de evaporación y evapotranspiración); por el otro, en los meses de primavera y verano la pendiente fue mayor, con rangos de variación más amplios debido a la mayor radiación incidente sobre la superficie y las altas tasas de evapotranspiración por parte de la vegetación natural y los cultivos.

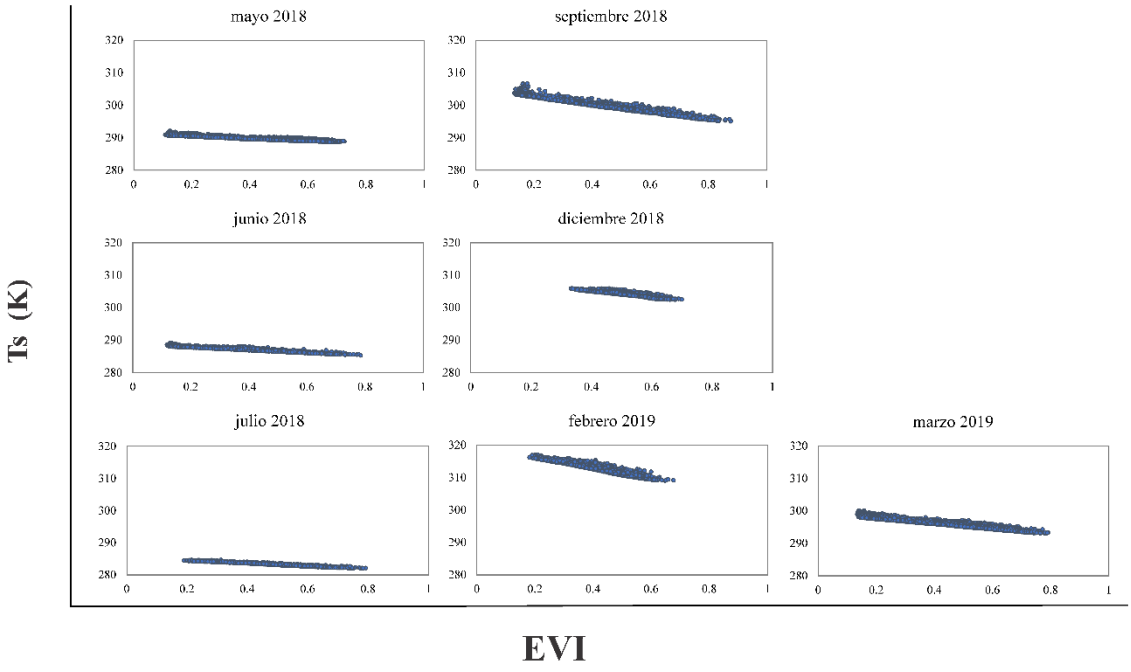


Figura III.5 Diagramas de dispersión de Ts/EVI utilizados para determinar el parámetro $Ts_{máx}$ para cada fecha.

Las ecuaciones que determinan el parámetro de $Ts_{máx}$ (Tabla III.3) mostraron una fuerte dependencia entre los valores de Ts y EVI, con coeficientes de determinación (R^2) mayores a 0,85, lo que indica que la ecuación lineal planteada es adecuada para representar el límite seco, con un valor mínimo de ordenada al origen de 285,41 K para el mes de julio, y un valor máximo para el mes de febrero de 319,86 K. Coeficientes de determinación semejantes (mayores a 0,9) han sido alcanzados en otras zonas por varios autores (Sandholt *et al.*, 2002); Rivas y Houspanossian, 2006; Tang *et al.*, (2010); Cho *et al.* 2014 y Holzman 2012). Por su parte, Rivas y Houspanossian (2006) plantean que las

pendientes y las ordenadas al origen en las ecuaciones lineales que representan el límite seco son indicadoras de la condición hídrica en una zona. Es decir que mayores pendientes y ordenadas al origen corresponden a condiciones más secas (meses de septiembre, diciembre y febrero), mientras que menores pendientes y ordenadas al origen corresponden a condiciones más húmedas (meses de junio y julio). Al igual que lo planteado para el parámetro $Ts_{mín}$, se estableció el $Ts_{máx}$ extremo para el conjunto de imágenes a fin de que los valores de TVDI sean comparables para todas las fechas.

Tabla III.3 Ecuaciones que definen el parámetro $T_{smáx}$ para cada escena Landsat 8 OLI/TIRS.

Fecha de obtención	$T_{smáx}$	R^2
20 may 2018	$Ts_{máx} = -3,51*EVI+291,28$	0,86
21 jun 2018	$Ts_{máx} = -4,48*EVI+288,80$	0,92
23 jul 2018	$Ts_{máx} = -4,44*EVI+285,41$	0,97
25 sep 2018	$Ts_{máx} = -12,37*EVI+305,38$	0,97
30 dic 2018	$Ts_{máx} = -9,76*EVI+309,09$	0,85
16 feb 2019	$Ts_{máx} = -17,26*EVI+319,86$	0,94
20 mar 2019	$Ts_{máx} = -8,42*EVI+299,60$	0,94

Una vez calculados los parámetros de $Ts_{mín}$ y $Ts_{máx}$ se obtuvieron los mapas de TVDI. Los valores del TVDI fueron divididos en intervalos de 0,2 con el objetivo de discriminar más fácilmente los diferentes niveles de condición hídrica de la vegetación (valores cercanos a 0 representan píxeles muy húmedos y valores cercanos a 1 representan píxeles muy secos). Los meses de diciembre y febrero representan las condiciones más secas del sistema debido a la alta demanda evaporativa por parte de los pastizales naturales y de los cultivos durante la etapa crítica de crecimiento (principalmente, maíz, sorgo y girasol); mientras que los meses de junio y julio representan las condiciones de exceso hídrico dentro del sistema, debido a la baja demanda evaporativa por parte de los pastizales naturales y de los cultivos (principalmente trigo, avena y pasturas).

En cuanto a la distribución espacio-temporal el TVDI mostró un alto grado de variación en el área de estudio (Figura III.6), siendo los meses de febrero y julio los que presentaron las condiciones más contrastantes del sistema. La imagen del mes de febrero presentó la mayor parte de su superficie con valores medios a muy altos de TVDI (0,60 a 1,00), representando una condición de mínimo contenido de agua en el suelo. La imagen de julio, por su parte, presentó la mayor parte de la superficie con valores bajos y medios (entre 0,20 y 0,60) y algunos pocos altos (0,80), representando una condición de alto contenido de agua en el suelo. Cabe destacar que en esta última imagen los valores inferiores a 0,20 se disponen en las zonas más deprimidas del terreno, permitiendo

reconocer el patrón que dibujan las vías de escurrimiento superficiales que se identifican en condiciones de exceso hídrico (Entraigas *et al.*, 2019). Las imágenes de junio y diciembre presentaron distribuciones espacialmente homogéneas del índice, con valores medios (0,60) y muy altos (mayores a 0,80), respectivamente. Por último, los meses de mayo y marzo presentaron una mayor dispersión de valores, desde muy bajos a altos (0,20 a 0,80), representando una condición intermedia de agua en el suelo.

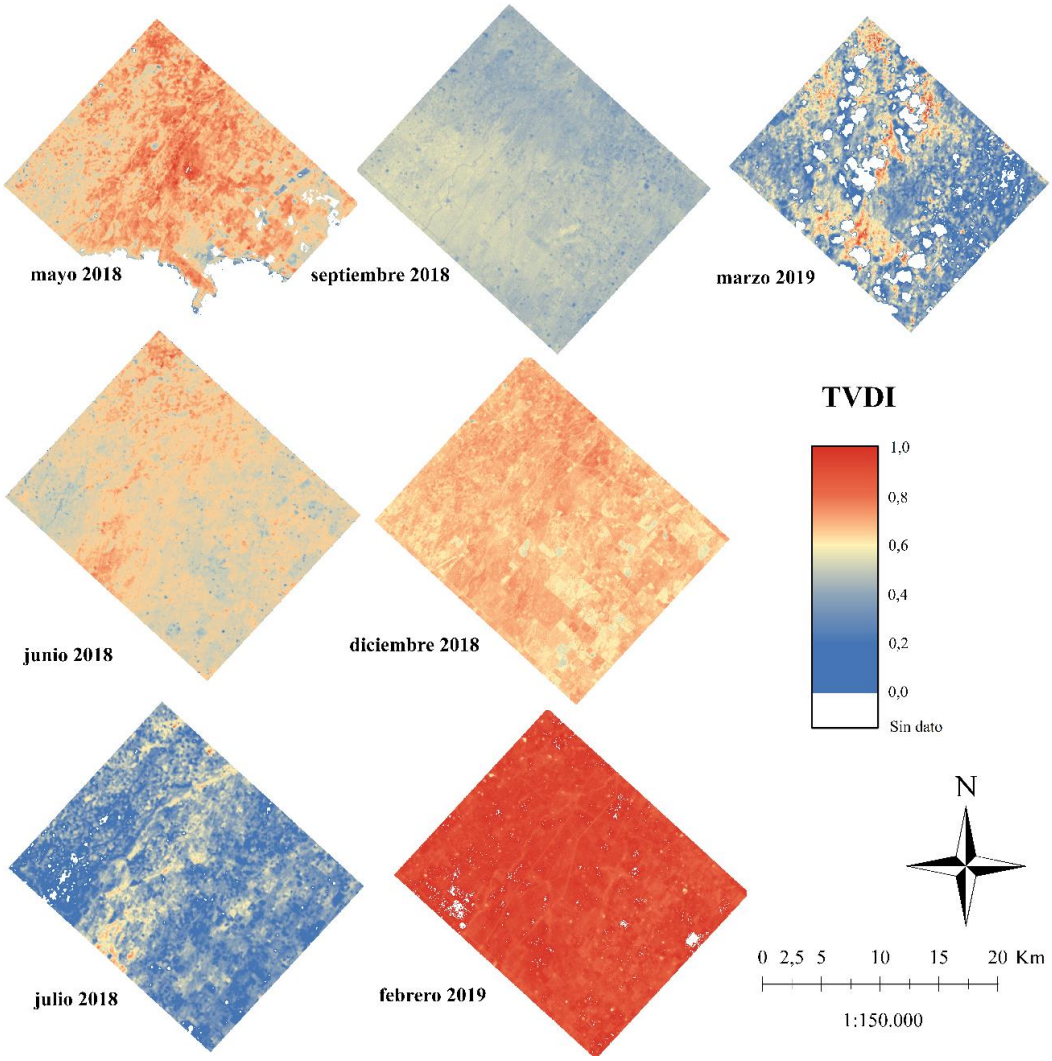


Figura III.6 Variación espacio-temporal del índice TVDI para el período de análisis.

Pertovt *et al.* (2007) postulan que a partir del cálculo del índice TVDI es posible estimar el estado hídrico de la cobertura vegetal e inferir la condición hídrica del sistema (condición de la humedad superficial del suelo). Teniendo en cuenta esto, para los meses que presentan condiciones contrastantes de humedad superficial del suelo (julio y febrero) se evaluó la distribución y comportamiento espacial dentro de la dispersión Ts/EVI de 3 de los grupos de sitios de muestreo definidos en el Capítulo II de esta tesis:

grupo A (orillas de cuerpos someros de agua con Praderas de Hidrófitas – color azul), grupo B (planicies extendidas con Praderas Húmedas de Mesófitas y pajonales de paja colorada - color anaranjado), y grupo D (lomas y dunas longitudinales con Praderas de Mesófitas y cultivos – color verde) (Figura III.7). Los píxeles correspondientes al grupo A para ambas fechas se distribuyen cercanos a la esquina inferior izquierda, con valores mínimos de Ts (entre 278 y 279 K) y de EVI (entre 0,20 y 0,30), claramente separados de los demás grupos. Los píxeles del grupo B se concentran sobre la porción central del diagrama de dispersión, con valores medios de Ts (entre entre 280 y 281 K en julio, y entre 306 y 312 K en febrero) y de EVI (entre 0,27 y 0,45 en julio, y entre 0,30 a 0,60 en febrero), demostrando el estado y cobertura relativamente constantes a lo largo del año de esta comunidad de pastizales naturales. Los píxeles del grupo D, sin embargo, en julio presentan valores de Ts muy semejantes al grupo B, pero se diferencian claramente por sus valores altos de EVI (entre 0,55 a 0,80), mientras que en febrero se distribuyen en un amplio rango tanto de valores de Ts (entre 303 a 316 K) como de EVI (entre 0,30 a 0,70). La inclusión de los cultivos (tanto de invierno como de verano) en el grupo D provoca la aparición de los altos valores de EVI en ambas imágenes, a veces diferenciándose claramente de los pastizales puramente naturales (julio) y otras solapándose con ellos (febrero).

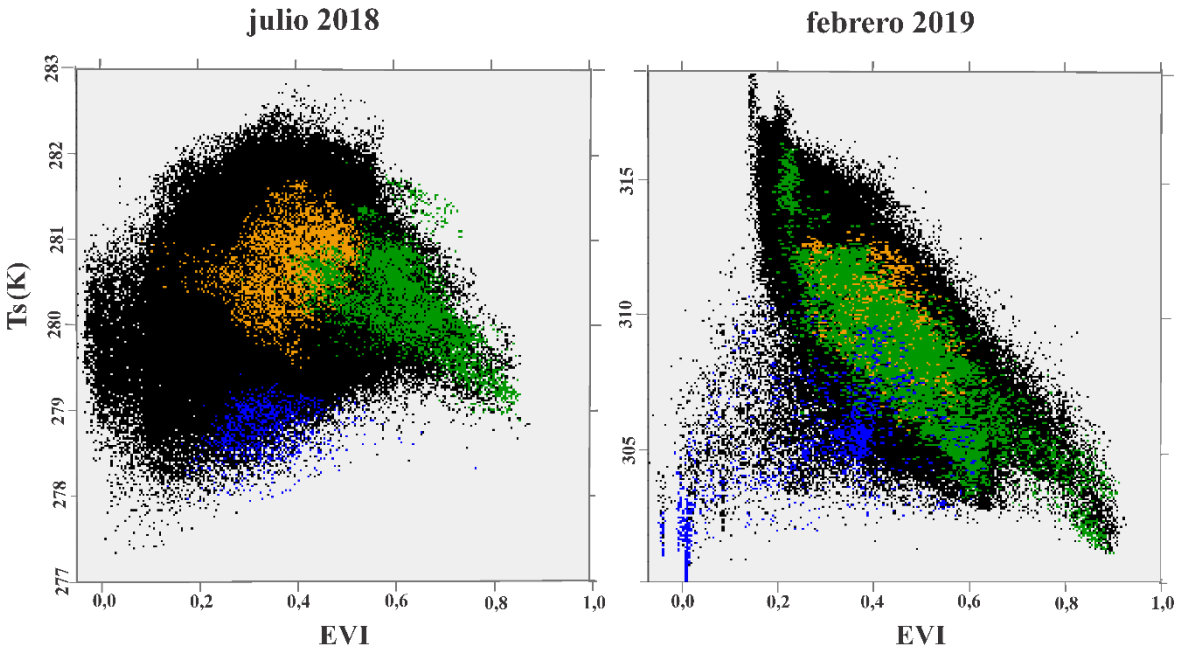


Figura III.7 Diagramas de dispersión Ts / EVI para los grupos de sitios de muestreo (A, azul; B, anaranjado; D, verde) en momentos de condiciones contrastantes de humedad superficial del suelo.

A continuación, se relacionaron los valores de TVDI y las mediciones puntuales *in situ* de la humedad superficial del suelo en los diferentes grupos de sitios de muestreo (Figura III.8). Estas mediciones presentaron un amplio rango de variación durante el período de análisis (abril 2018 – marzo 2019), desde un valor mínimo de 0,19 m^3/m^3 hasta un máximo de 0,65 m^3/m^3, lo cual resultó muy útil al momento de evaluar la sensibilidad del índice para distintas condiciones de humedad. De esta relación, se obtuvo para todos los grupos de sitios de muestreo valores altos de R^2 (0,74 y 0,75) y *p* significativos. Cabe aclarar que la falta de valores de TVDI entre 0,4 y 0,6 se debe a la escasez de imágenes libres de nubes pertenecientes a condiciones intermedias de contenido de humedad en la vegetación (primavera, otoño).

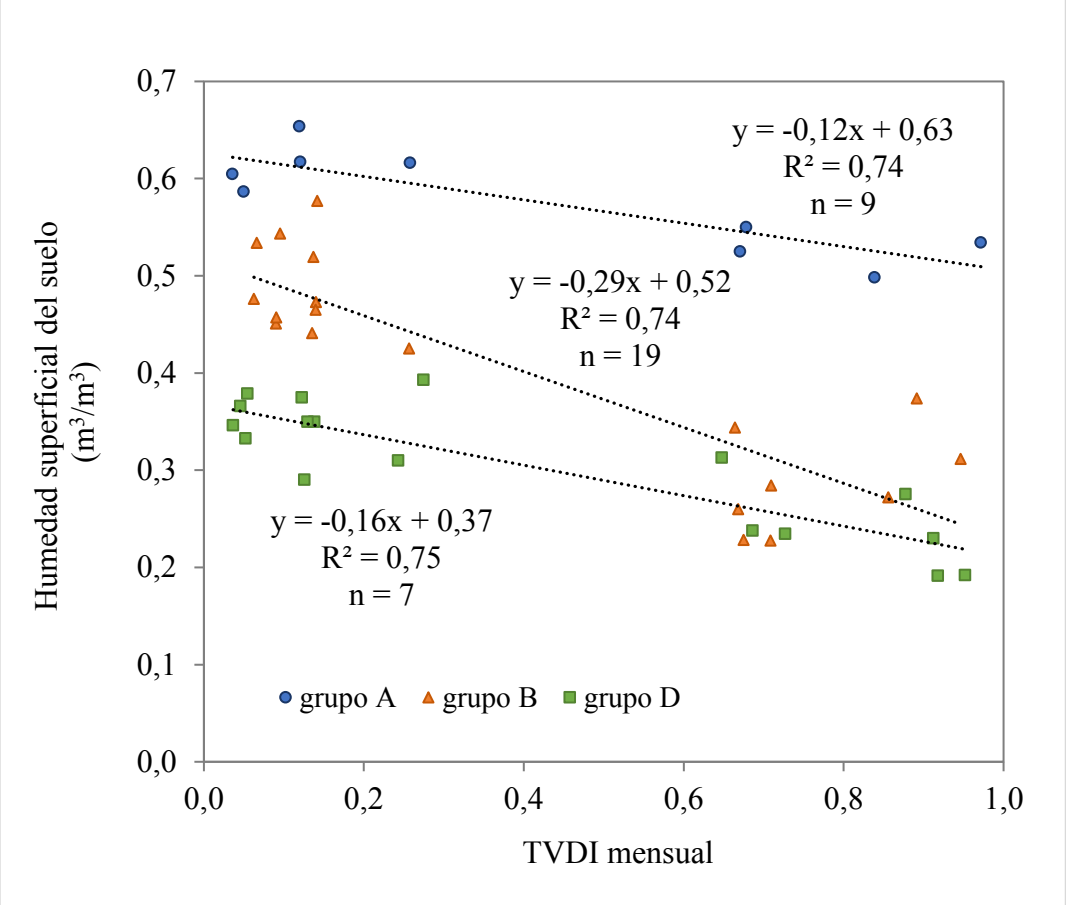


Figura III.8 Relación entre TVDI y la humedad superficial del suelo de los grupos de sitios de muestreo.

Las ecuaciones obtenidas de las relaciones lineales entre el contenido de humedad medido *in situ* y el TVDI estimado en el píxel correspondiente a cada sitio de muestreo fueron aplicadas de manera sectorizada (utilizando el mapa de cobertura reclasificado) en la transformación de los valores de TVDI a HES mediante el modelo semiautomático

creado en *Model Builder* del SIG *ArcGis* 10.3. En la Figura III.9 se presentan los mapas de HES para cada fecha, en la que se destaca julio por su condición húmeda (rango de 0,35 a 0,62 m^3/m^3) y febrero por su condición seca (0,21 a 0,54 m^3/m^3). Cabe destacar que, en todos los casos, los valores de humedad más altos corresponden a las orillas de los cuerpos de agua someros.

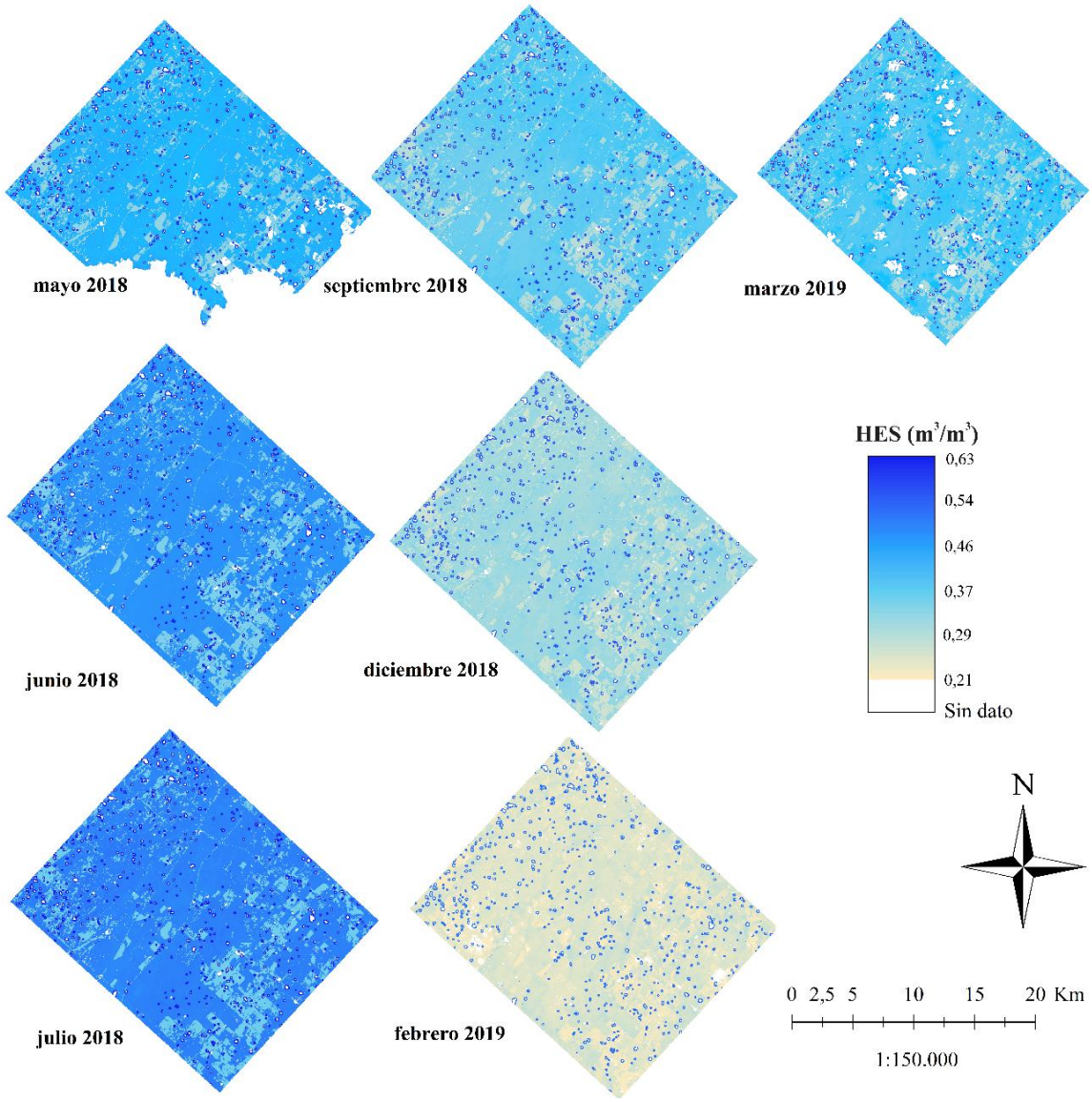


Figura III.9 Humedad estimada del suelo (HES) para el período de análisis.

Con el propósito de validar el ajuste encontrado y testear la robustez y la utilidad del mismo para estimar la humedad del suelo, se consideraron las mediciones de humedad a campo provenientes de 2 sitios que no formaron parte del conjunto de datos inicial. Ambos sitios presentan las características del grupo B, por lo que fueron contrastados con la ecuación $y = 0{,}50x + 0{,}13$, donde *y* es la humedad estimada y *x* es la humedad medida

in situ. Los valores de los parámetros calculados en la validación fueron: R^2=0,52 (*p*=0,011); MBE=-0,089 m^3/m^3; RMSE=0,14 m^3/m^3; d=0,70. El valor de MBE indica que el ajuste tiende a subestimar la humedad del suelo en la zona analizada. El valor de RMSE es semejante a lo reportado por Holzman (2012) para un sitio con cobertura uniforme con cultivo de soja ubicado en el establecimiento Laura Leofú (37º 14' S, 59º 34' O, localizado a 50 km al oeste de la ciudad de Tandil, Argentina) utilizando imágenes producto Aqua/MODIS (11 %). Mallick *et al.* (2009) reportaron valores de RMSE de 20 % al estimar la humedad de superficie en áreas cultivadas de India a través del índice SWI (*Soil Wetness Index*, muy similar al TVDI) utilizando imágenes ASTER. En cuanto al R^2, cabe señalar que estudios previos que han utilizado el TVDI para estimar la humedad del suelo utilizando datos provenientes de diferentes sensores remotos han obtenido valores muy dispares. Por ejemplo, con imágenes NOAA-AVHRR, Sandholt *et al.* (2002) y Wang *et al.* (2004) obtuvieron R^2 de 0,23 y 0,81, respectivamente; con imágenes Terra/Aqua MODIS, Patel *et al.* (2009) obtuvieron R^2 de 0,49 y 0,62 para distintas épocas del año; con imágenes Landsat-5 TM, Chen *et al.* (2015) obtuvieron R^2 entre 0,15 y 0,8 para zonas boscosas con predominancia de diferentes especies. De esta disparidad de valores se desprende que los valores de TVDI obtenidos a partir de las imágenes satelitales sufren los efectos de escala. En la presente investigación, por ejemplo, cada píxel en la imagen Landsat 8 OLI/TIRS representa un área de 30 m × 30 m, pero cada sitio de medición de la humedad del suelo a campo representa solo un punto en la superficie del suelo, por lo que la humedad del suelo medida *in situ* no puede garantizar una coincidencia perfecta con el píxel correspondiente en la imagen.

Una vez evaluados los resultados de la estimación de la HES, se procedió a analizar arealmente su evolución temporal. Se reclasificaron las imágenes de HES (excepto la correspondiente a mayo, debido a que la presencia de nubes no permite contemplar la totalidad del área de estudio) en cuatro clases de rangos de humedad: bajo (de 0,21 a 0,35 m^3/m^3), medio (de 0,35 a 0,45 m^3/m^3), alto (0,45 a 0,50 m^3/m^3) y muy alto (de 0,50 a 0,63 m^3/m^3). En los meses de diciembre y febrero prevalecieron significativamente los valores bajos de HES (condición seca), en septiembre y marzo se destacan los valores medios de HES (condición intermedia), mientras que en junio y julio son los valores altos y muy altos lo que tienen la mayor representatividad areal (Figura III.10).

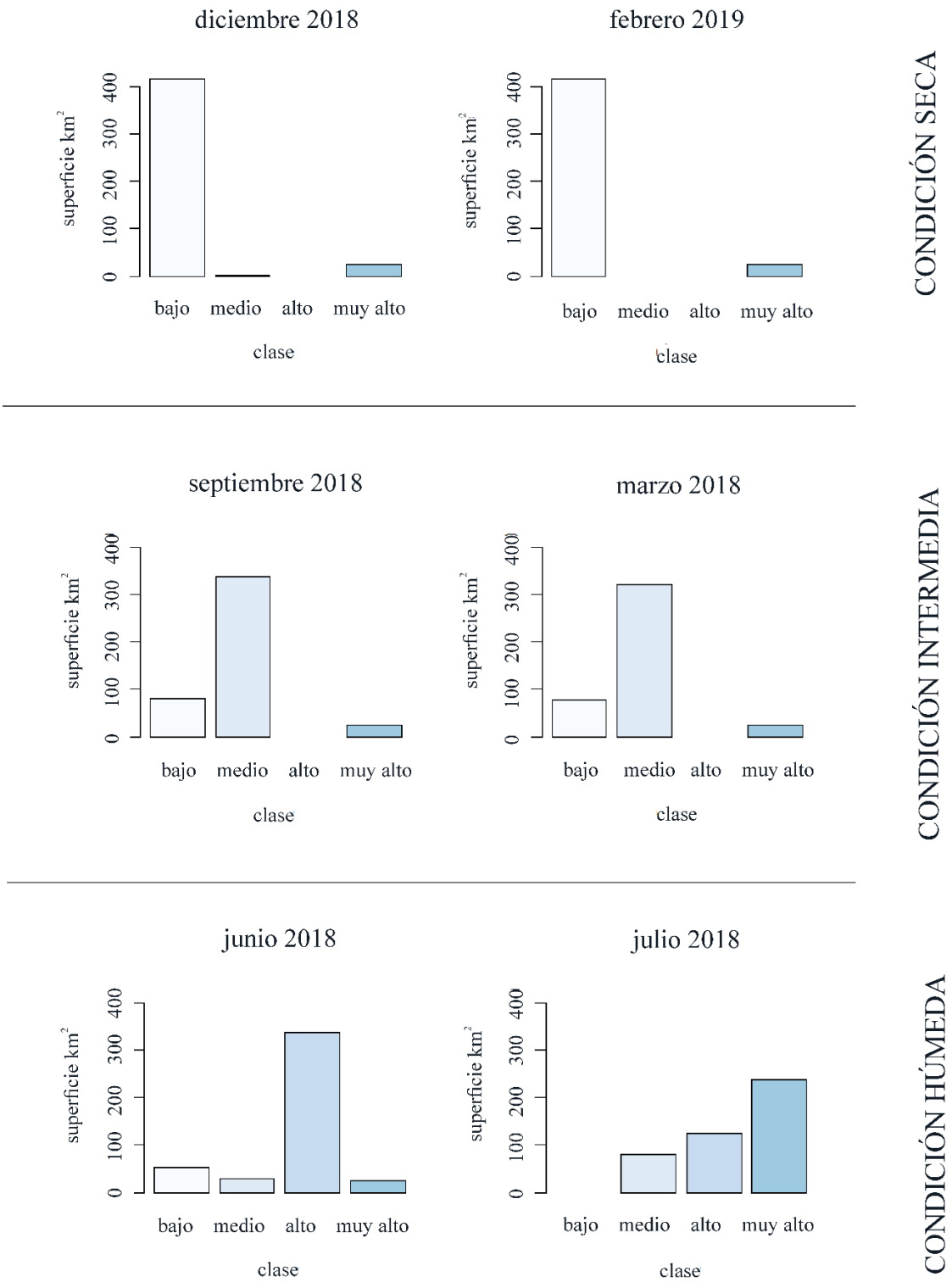


Figura III.10 Representatividad areal para cada una de las clases de HES.

Posteriormente, se aplicó la rutina *Crosstab* entre pares de imágenes consecutivas con el objetivo de evaluar los cambios de cada una las clases a través del tiempo. Así, se identificaron los sitios que se humedecen, se secan o se mantienen en la misma condición entre una imagen y la siguiente, lo que permitió distinguir con mayor precisión el patrón de humedad superficial del suelo y su evolución temporal (Figura III.11). Se reconoció una franja de aproximadamente 2000 a 5000 m de ancho a lo largo del área de estudio que alcanza valores muy altos de humedad del suelo y que se seca más lentamente que el resto, funcionando como una gran huella húmeda condicionada en gran parte por la microtopografía y la pendiente general del terreno. De acuerdo a lo planteado por otros autores (Weiler *et al.*, 2006; Western *et al.*, 2001, 2005; James y Roulet, 2007), esta huella húmeda podría ser utilizada como indicadora de la conectividad del sistema, reflejando tanto procesos superficiales como los que ocurren en el subsuelo.

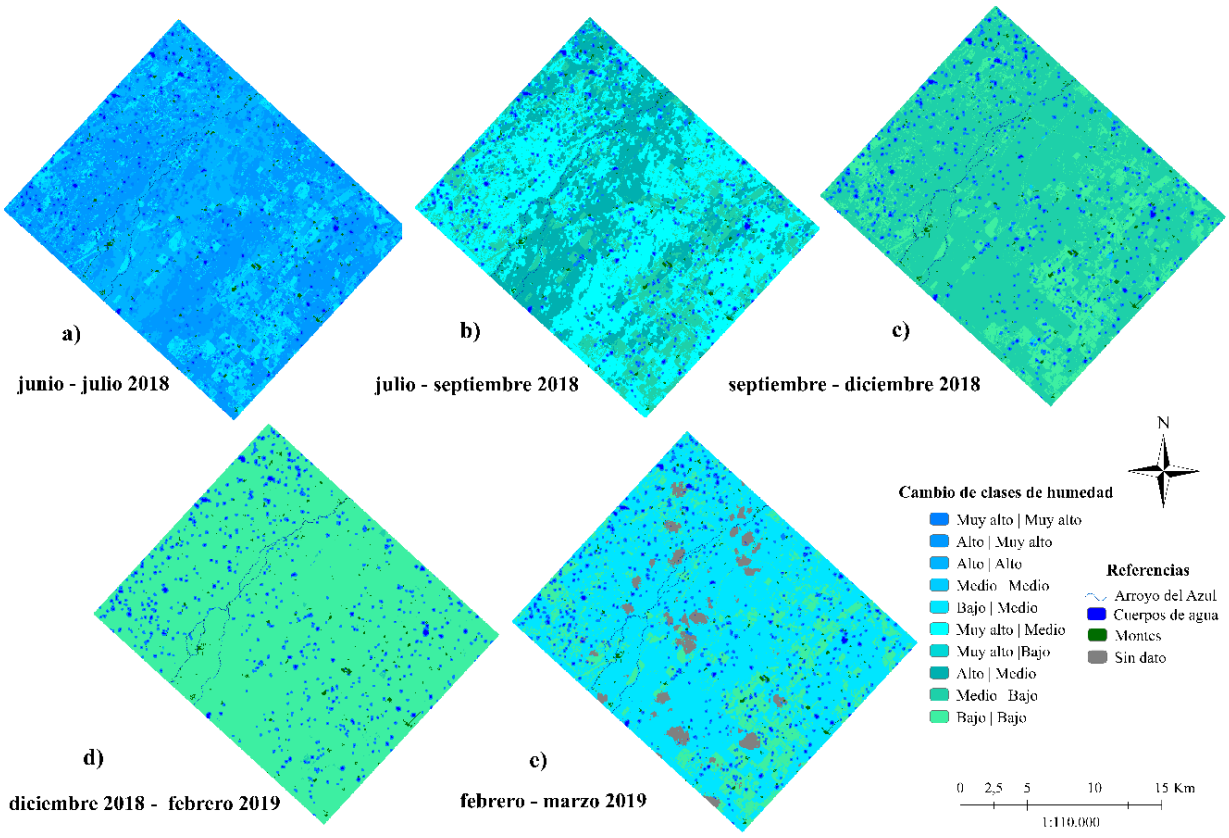


Figura III.11 Evolución temporal y patrones espaciales de HES.

En líneas generales, de junio a julio (Figura III.11a) la mayor parte del área de estudio se humedeció, pasando de valores altos a muy altos de humedad del suelo, manteniéndose muy altos, altos o medios, o pasando de bajos a medios. A continuación, de julio a septiembre (Figura III.11b), el área comenzó a secarse pasando de contenidos muy altos

y altos a medios de humedad del suelo, y de medios a bajos. De septiembre a diciembre (Figura III.11c), la superficie del suelo continuó secándose, manteniéndose en valores bajos o disminuyendo de valores medios a bajos de humedad del suelo. De diciembre a febrero (Figura III.11d) la mayor parte de la superficie se mantuvo en la clase correspondiente a los valores bajos de humedad del suelo, mientras que de febrero a marzo (Figura III.11e) la mayor parte de la superficie del área de estudio comenzó a humedecerse pasando a valores medios de humedad del suelo. La cuantificación de las superficies implicadas en esta evolución de los valores de humedad se detalla en la Tabla III.4.

Tabla III.4 Área de los cambios en las clases de rangos de HES entre las fechas analizadas (han sido excluidos las áreas ocupadas por montes, arroyos, cuerpos de agua y píxeles sin dato).

Cambio de Clase	Jun/Jul	Jul/Sept	Sept/Dic	Dic/Feb	Feb/Mar
	km^2	km^2	km^2	km^2	km^2
Muy Alto| Muy Alto	25,2 (5,6 %)	25,2 (5,6 %)	25,2 (5,6 %)	25,2 (5,6 %)	24,4 (5,4 %)
Alto | Muy Alto	212,5 (47,4 %)				
Alto| Alto	123,5 (27,6 %)				
Medio| Medio	28,4 (6,3 %)		1,0 (0,2 %)		
Bajo| Medio	51,4 (11,5 %)				321,3 (71,7 %)
Muy Alto | Medio		212,5 (47,4 %)			
Muy Alto | Bajo		0,18 (0,04 %)		0,2 (0,04 %)	
Alto| Medio		123,5 (27,6 %)			
Medio| Bajo		79,9 (17,8 %)	335,0 (74,8 %)	1,0 (0,2 %)	
Bajo| Bajo			79,9 (17,8 %)	414,8 (92,6 %)	77,6 (17,3 %)

La estimación del índice Kappa para evaluar estos cruces mostró un alto grado de concordancia (K= 0,98) para diciembre - febrero, lo que refleja la similitud en la condición de humedad superficial del suelo en ambas imágenes, con valores muy bajos debido a las altas tasas de evaporación y evapotranspiración. En contraposición, el cruce julio - septiembre reflejó que no existe acuerdo (K = - 0,11) debido a las condiciones muy distintas de humedad del suelo en cada una de dichas imágenes. Entre junio - julio el acuerdo fue discreto (K = 0,22), mientras que para los cruces entre septiembre - diciembre y febrero - marzo el coeficiente de acuerdo fue insignificante (K = 0,10 y 0,09, respectivamente).

III.4. Conclusiones

La información obtenida a través de sensores remotos y procesada mediante técnicas de teledetección, ha resultado ser una herramienta útil para la evaluación y monitoreo de procesos físicos que se desarrollan sobre la superficie terrestre. Específicamente en lo relacionado a la condición de la humedad superficial del suelo, la misma ha sido estimada satisfactoriamente a través de la aplicación de índices espectrales sobre imágenes Landsat 8 OLI/TIRS y validada con mediciones *in situ* en el área de estudio. Se utilizaron imágenes correspondientes a 7 de las 12 fechas de muestreo a campo, y se contemplaron los grupos de sitios analizados en el Capítulo II, con la salvedad de que los ambientes del grupo C se encuentran incluidos en el B debido a que no fue posible discriminarlos a partir del procesamiento de las imágenes.

El presente análisis evidencia un aporte al modelo conceptual del comportamiento de la humedad superficial del suelo en zonas de llanura con preponderancia de ambientes naturales, dado que la mayoría de los análisis donde ha sido aplicada esta metodología corresponde a áreas con coberturas homogéneas de cultivos, en las cuales la condición que prevalece es la homogeneidad espacial de la cobertura del suelo y, por lo tanto, de su respuesta espectral.

En cuanto a la correspondencia entre el índice TVDI y el contenido de humedad del suelo, se demostró la existencia de una relación lineal significativa en la cual el índice presentó sensibilidad en la detección de las fluctuaciones temporales y espaciales del contenido de agua en el suelo. De este modo, se establecieron ecuaciones de transformación a HES (Humedad Estimada del Suelo) de manera diferencial para cada uno de los grupos de ambientes presentes en el área de estudio. Es evidente entonces que contar con información medida a campo, además de conocer las características de la posición en el paisaje, propiedades del suelo y cobertura vegetal, complementan y ajustan la capacidad del índice para reflejar la variabilidad espacial y temporal del contenido de humedad del suelo.

El patrón de humedad superficial del suelo fue identificado a partir del cruce entre las imágenes de HES correspondientes a los meses con excesos hídricos (junio/julio y julio/septiembre), en los cuales se expresa una impronta que refleja la ubicación de las vías de escurrimiento preferencial del agua superficial en el área de estudio. Por otro lado, los cruces entre los meses con déficit hídricos (septiembre/diciembre, diciembre/febrero y febrero/marzo), evidenciaron que el patrón organizado de humedad del suelo se pierde y la respuesta se vuelve homogénea en toda el área de estudio.

En suma, los resultados alcanzados demuestran que la metodología propuesta es adecuada para estimar la humedad del suelo en una zona de llanura con matriz de pastizales naturales a través del cálculo del TVDI con imágenes de media resolución, como así también para identificar su patrón en el paisaje y cuantificar su evolución mediante la clasificación de los valores estimados de acuerdo a rangos, identificando períodos de distinto grado de conectividad hidrológica dentro del sistema.

Capítulo

IV. Análisis de la interacción entre la humedad superficial del suelo y el nivel freático

IV.1. Introducción

En disciplinas como la Geomorfología, Geología, Ecología e Hidrología, la observación e interpretación de los patrones espaciales es de fundamental importancia. Numerosos procesos son analizados mediante experimentos, mediciones a campo, sistemas de información geográfica, técnicas de teledetección y herramientas de modelación. Estas últimas adquieren importancia al momento de simular y evaluar los procesos que se encuentran distribuidos espacialmente en el paisaje. Betson (1964) y Dunne y Black (1970 a, b) fueron pioneros en el desarrollo de modelos hidrológicos distribuidos que proveyeron una valiosa herramienta para interpretar respuestas espaciales, y desde entonces se han sucedido avances significativos en ese sentido, especialmente a través de las capacidades cada vez mayores de las técnicas de teledetección que proporcionan información sobre las variables de estado de fundamental importancia en los estudios hidrológicos (Grayson y Blöschl, 2000).

El grado de observación y de explicación de los patrones espaciales depende tanto de cuánto se conoce acerca del proceso en cuestión, como de los métodos de medición y modelación que se apliquen. Con las mediciones se pretende interpretar y capturar la naturaleza de la variabilidad subyacente del sistema que pretendemos representar, teniendo presente que la escala en la cual se realicen las mediciones condicionará la identificación y posterior descripción de los patrones, aunque esto no es simplemente función de la densidad de muestreo, sino que se debe aprovechar el conocimiento acerca de los procesos dominantes y sus manifestaciones a diferentes escalas. Tal cual lo plantean Grayson y Blöschl (2000), generalmente la comprensión de los procesos es formulada en forma de modelos, que a su vez necesitan mediciones para una adecuada validación; por lo que observación, comprensión y modelación son cuestiones que están íntimamente vinculadas en un ciclo interactivo.

Los modelos son representaciones simplificadas de alguna fracción de la realidad. Aquellos aspectos relevantes que dominan la respuesta del sistema en la escala de interés son representados en detalle a fin de elaborar la conceptualización del proceso bajo estudio. Dicha conceptualización representa la hipótesis del investigador acerca de cómo actúa la naturaleza en el contexto del problema modelado, y el modelo resultante es una expresión matemática de dicha hipótesis, la cual deberá ser puesta a prueba. Claramente, por más evolucionado que sea el modelo, no logrará reflejar la complejidad del mundo real; por lo tanto, el gran desafío es conocer cómo esas diferencias pueden afectar los resultados del modelo y hacer los ajustes necesarios. Específicamente, el interés de

científicos e ingenieros en cuanto a la respuesta hidrológica de una cuenca varía desde pretender la comprensión de un determinado proceso hasta su predicción bajo condiciones de cambio.

Independientemente del enfoque que se adopte para la conceptualización del proceso bajo estudio, (esto es, si el modelo a aplicar es empírico o conceptual, o si es estocástico o determinístico), si lo que interesa es identificar los patrones espaciales en el paisaje, el modelo deberá representar estos procesos de una manera espacialmente explícita. Esto se logra dividiendo el área a ser modelada en elementos, dentro de los cuales se representan los procesos. Estos modelos se denominan distribuidos, y se distinguen de los modelos agrupados, que son aquellos que consideran a las cuencas como una sola unidad y, por lo tanto, promedian los efectos de la variabilidad de los procesos en el espacio. Los modelos hidrológicos deben representar la complejidad del sistema, la cual está dada por las interacciones entre sus componentes que, además, a menudo son variables en el tiempo y el espacio.

En los estudios hidrológicos el componente topográfico comúnmente define la elección del tamaño y tipo de elemento del modelo, por lo que se constituye en el factor que estructura la expresión de los demás componentes del modelo (Grayson y Blöschl, 2000). En zonas de llanura, en cambio, la sutileza de la topografía restringe el movimiento horizontal del agua favoreciendo su acumulación sobre la superficie del terreno. Así, en estos Sistemas Hidrológicos No Típicos se establece una marcada interacción entre las aguas superficiales y subterráneas (Fertonani y Prendes, 1983; Caamaño Nelli *et al.*, 1979), por lo que mediante el estudio de los niveles freáticos es posible analizar el destino de los excedentes hídricos cuando son incorporados al perfil del suelo (infiltración), o cuando se acumulan y forman derrames sobre la superficie.

Teniendo en cuenta estas particularidades presentes en la zona de estudio, en este capítulo se propone el análisis de la relación entre la evolución de la profundidad de los niveles freáticos obtenidos de la aplicación de un modelo matemático simplificado de flujo subterráneo y el comportamiento de la humedad superficial del suelo, como una manera de identificar diferentes escenarios en los cuales se expresa la conectividad hidrológica vertical del sistema.

IV.2. Metodología

IV.2.1. Caracterización del modelo simplificado del flujo subterráneo

El modelo que se describe a continuación fue desarrollado en el ámbito del Departamento de Hidráulica de la Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura de la Universidad Nacional de Rosario, el cual es descripto en detalle en Zimmermann *et al.* (2020). En su elaboración se contó con el programa fuente original de Prickett y Lonnquist para acuíferos libres escrito en el lenguaje de programación FORTRAN IV. El código fue readaptado originalmente para adecuarlo a las condiciones de contorno del caso de estudio y a las ecuaciones propuestas para las estimaciones de la recarga y la evapotranspiración del acuífero. Previamente a la formulación del modelo conceptual, el modelo fue constituido en la zona de estudio, y posteriormente fue calibrado con información derivada del trabajo de investigación de la presente tesis a fin de que sea utilizado en los avances de este capítulo.

El modelo de flujo subterráneo consiste en la resolución de manera numérica de las ecuaciones que gobiernan y representan el movimiento no estacionario bidimensional mediante aproximaciones en diferencias finitas. Dichas aproximaciones implican reemplazar el continuo del sistema acuífero por un conjunto equivalente de elementos discretos (celdas) en las cuales resolver de manera numérica la ecuación en derivadas parciales que representa dicho movimiento:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{T_x\,\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{T_y\,\partial h}{\partial y}\right)=S\frac{\partial h}{\partial t}+Q \qquad \text{Ec. IV.2.1}$$

Donde, T_x es la transmisividad del acuífero en la dirección x; T_y es la transmisividad del acuífero en la dirección y; S es el coeficiente de almacenamiento del acuífero; h es la altura piezométrica; t es el tiempo; x e y son coordenadas espaciales en planta; y Q representa funciones de fuente o sumidero expresadas como caudales netos por unidad de área.

En cada celda se planteó la ecuación de continuidad considerando el almacenamiento de la celda y el intercambio de flujo entre las celdas vecinas y el exterior (Figura IV.1). Asimismo, se tuvo en cuenta el coeficiente de almacenamiento por celda, la ecuación de Darcy para el intercambio de flujo dentro del acuífero (Q_1 a Q_4), las recargas desde la zona no saturada (Q_5) y las extracciones por bombeo y evapotranspiración (Q_6). Sobre cada una de estas ecuaciones se resolvió la principal incógnita que corresponde a la profundidad del nivel freático (h_{ij}) por medio de la resolución numérica del conjunto de ecuaciones diferenciales de manera simultánea, aplicando el método modificado

implícito iterativo de direcciones alternantes proporcionado por Prickett y Lonnquist (1968). Esta técnica de aplicación es estable independientemente de la magnitud del incremento de tiempo.

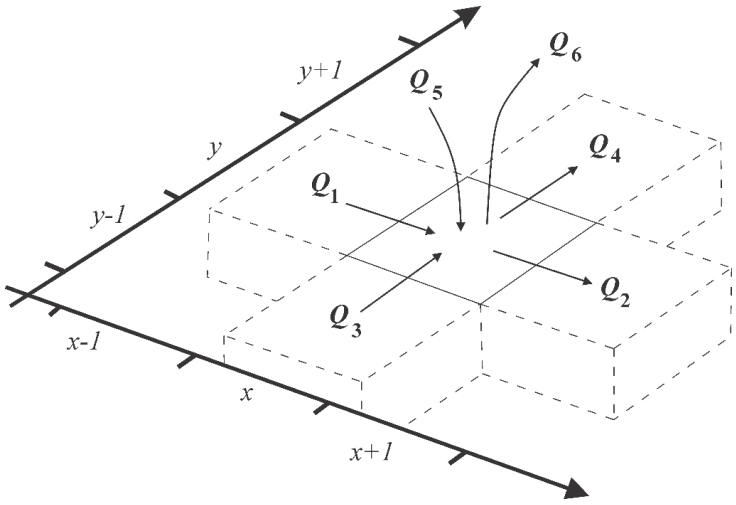


Figura IV.1 Discretización del dominio de modelación (extraído de Prickett y Lonnquist, 1968).

Las recargas, por su parte, se consideraron uniformes para toda el área de modelación, y fueron definidas como un porcentaje de la precipitación mediante un coeficiente ajustable para el período de simulación (β):

$$Q_5 = \beta P \qquad \text{Ec. IV.2.2}$$

Donde, *P* es la precipitación y Q_5 la recarga diaria.

Para la evapotranspiración (ET) se consideró un coeficiente reductor (α) de la evapotranspiración potencial (ET_0) como función exponencial decreciente de la profundidad del nivel freático (*pf*), desde la superficie hasta la profundidad crítica (pf_{crit}):

$$Sí\ pf > pfcrit \quad \alpha = 0; \qquad \text{Ec. IV.2.3}$$

$$Sí\ pf < pfcrit \quad \alpha = exp\,(-\gamma * pf)$$

Donde, γ es un parámetro que varía entre 0,4 y 1,0; mientras que los parámetros de γ y pf_{crit} se consideraron ajustables en las modelaciones y uniformes en el dominio.

Cabe señalar que para la aplicación de este modelo simplificado del flujo subterráneo se contó con datos hidrogeológicos provenientes de estudios previos llevados a cabo en el Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Eduardo J. Usunoff". De dichos antecedentes se extrajo la información acerca de la profundidad del basamento cristalino estimada a

partir de sondeos eléctricos verticales (entre 200 y 450 metros; Varni, 2005); la magnitud de la recarga estimada por medio del balance de agua, de cloruros y de modelación matemática (entre el 8 al 15 % de la precipitación; Varni, 2005); el emplazamiento de la superficie freática (entre los 2 y 5 metros de profundidad; Zabala *et al.*, 2010); y los parámetros hidráulicos estimados en base a la interpretación de ensayos de bombeo y de moderación matemática del acuífero (IHLLA, 2003; Tabla IV.1).

Tabla IV.1 Estimaciones de permeabilidades horizontales (Kh) y verticales (Kv) (extraído de IHLLA, 2003).

Profundidad (m)	**0 - 40**	**40 - 60**	**60 - 90**	**90 - 120**
Permeabilidad	Baja	Media	Baja	Alta
Kh(m/d)	5	15	10	30
Kv(m/d)	0.5	8	5	20

IV.2.2. Definición de la grilla de modelación y las condiciones de borde

El área de modelación fue discretizada en 696 celdas regulares de 1 km^2 cada una, conformando una matriz de 24 filas y 29 columnas. El tamaño de dichas celdas obedeció, principalmente, a la demanda computacional de procesamiento requerida en cada simulación. Para la modelación se seleccionó el período comprendido entre el 1 de octubre de 2014 y el 31 de marzo de 2019 (55 meses), con una etapa de precalentamiento de 7 meses (desde 1 de octubre de 2014 al 30 de abril de 2015), y con un paso temporal de cálculo de 1 día. La elección del período se llevó a cabo teniendo en cuenta la disponibilidad de registros de niveles freáticos y de variables meteorológicas.

La dirección predominante del flujo freático fue establecida mediante la elaboración de mapas de isolíneas de la profundidad freática en base a registros obtenidos de 20 piezómetros. A partir de dichos mapas se observó que la dirección de flujo freático presenta un comportamiento repetitivo a lo largo del tiempo, con una dirección predominante hacia el Noreste (Figura IV.2). Sobre el sector Oeste se localiza la divisoria superficial de la cuenca del arroyo del Azul, y sobre el sector Este se observa un flujo lateral sobre el límite del área. Dichas observaciones sustentaron la hipótesis para establecer las condiciones de borde, por lo que estos sectores (Oeste y Este) fueron definidos como bordes impermeables para la modelación.

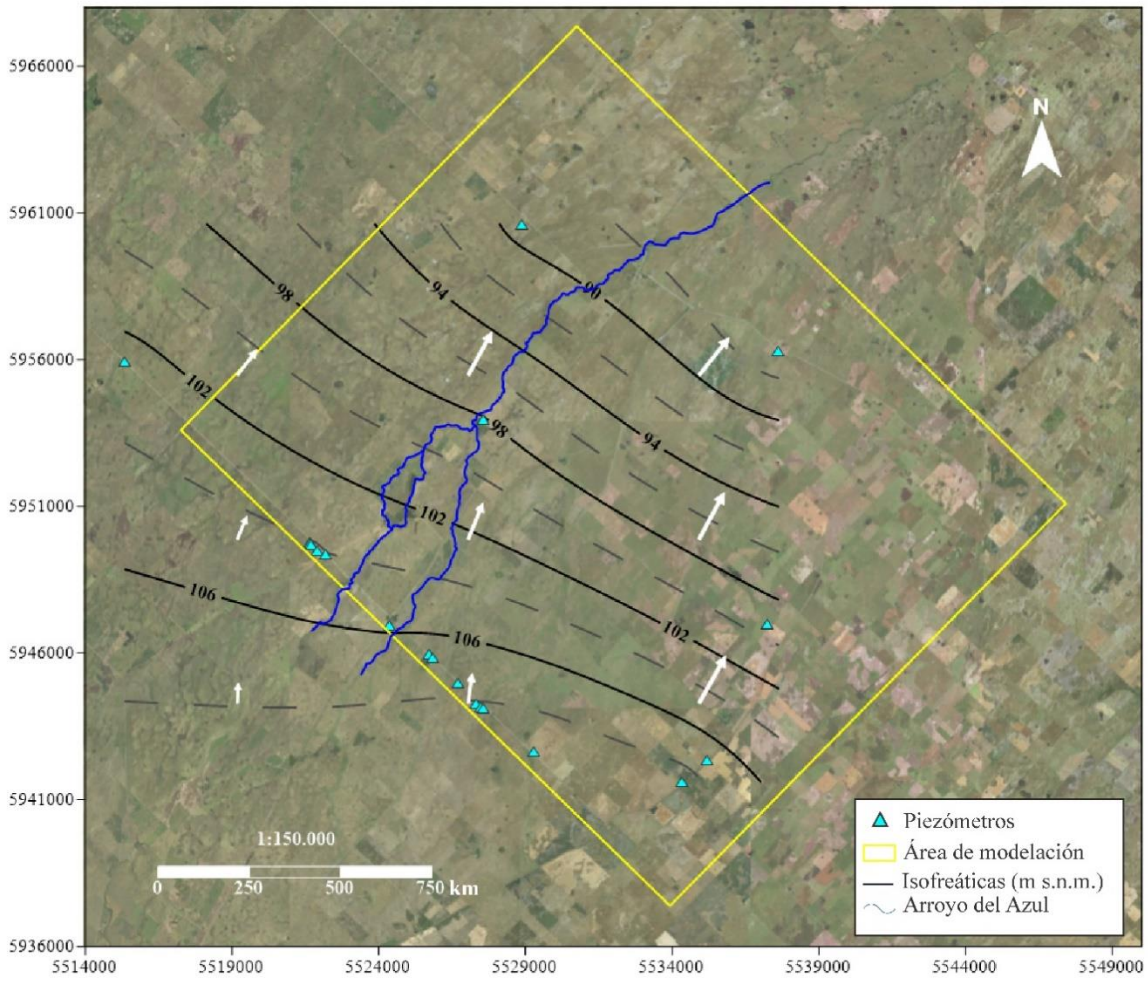


Figura IV.2 Dirección de flujo subterráneo predominante en la zona de modelación.

Para la definición del Borde Sur (aguas arriba) se propuso la condición de Dirichlet o carga específica (Barnett *et al.*, 2012), para lo cual se contó con una batería de 6 piezómetros de observación con registros temporales casi completos, dispuestos sobre una transecta. Dicha serie de datos fue completada por Zimmermann (2020) mediante correlaciones entre las anomalías hidrológicas (anomalías acumuladas de precipitación menos evapotranspiración potencial) y los registros de profundidad freática a escala diaria. Dicha tarea fue posible merced a la disposición de los registros de precipitación provistos por el establecimiento rural "Troncos del Sud" ubicado en la zona de estudio, y los registros meteorológicos de la estación Azul Aero para la estimación de la evapotranspiración potencial por el método de Penman - Monteith. Los datos de profundidad del nivel freático fueron luego interpolados espacialmente para obtener valores en todas las celdas correspondientes al Borde Sur. Por otro lado, para la definición del Borde Norte se propuso la condición de Neumann o gradiente de carga (Barnett *et al.*, 2012), teniendo en cuenta el flujo regional hacia el Río Salado, el cual se encuentra a 150

km hacia el Noreste, con un gradiente topográfico del orden de 0,66 m/km. Los caudales de salida para cada celda del Borde Norte se estimaron teniendo en cuenta el ancho de celda, el espesor freático, la permeabilidad horizontal de la celda y el gradiente topográfico. De esta manera quedaron definidas las condiciones de borde para la modelación (Figura IV.3).

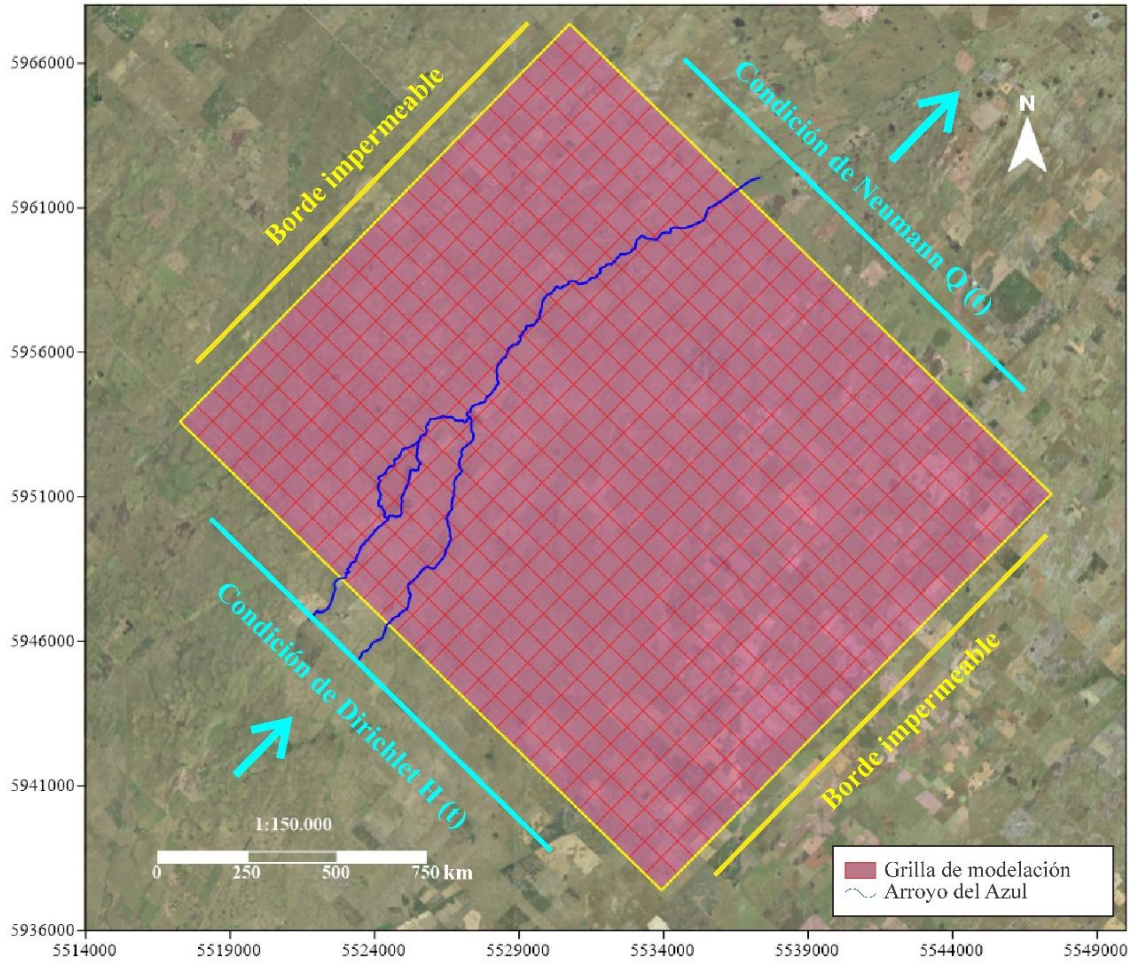


Figura IV.3 Condiciones de borde definidas para la modelación. (extraído de Zimmermann *et al.*, 2020)

Claramente, las condiciones de borde constituyen un aspecto clave para la representación adecuada del sistema del agua subterránea, ya que son las que permiten definir las fronteras físicas e hidráulicas del dominio computacional.

En cuanto a la referencia topográfica para el dominio de la modelación, se utilizó el Modelo Digital de Elevación producido por el Instituto Geográfico Nacional (MDE-Ar; IGN, 2019) que posee una resolución espacial de 30 metros y se encuentra ajustado al Sistema de Referencia Vertical Nacional (SRVN16). A pesar de que dicho modelo de elevación tiene

una aceptable representación del relieve de la zona de estudio, el mismo presenta elementos que son ajenos a la superficie del terreno, como lo es la vegetación arbórea. A los fines de conservar solamente la altura de dicha superficie, se aplicó la metodología empleada por Fajardo (2017) para enmascarar y eliminar las áreas ocupadas con montes y cortinas forestales, y luego completar dichos hiatos mediante la interpolación de los datos contenidos en las celdas más próximas. Dado que el área de la celda del MDE - Ar (90 m^2) es menor al de la grilla de modelación (1 km^2), se extrajo el valor de elevación coincidente con el centroide de cada celda de la grilla, el cual fue utilizado para referir las profundidades del nivel freático.

IV.2.3. Establecimiento de las condiciones iniciales y calibración del modelo

Para establecer las condiciones iniciales se tuvieron en cuenta los niveles freáticos de las celdas del Borde Sur desde el comienzo de la simulación (1 de octubre de 2014), los cuales fueron interpolados con el fin de completar la información en todas las celdas del dominio, teniendo en cuenta las pendientes regionales del área de estudio.

A continuación, se llevaron a cabo las simulaciones del pronóstico de la evolución de los niveles freáticos para cada celda y para todo el período de modelación, incluido el período de pre calentamiento (1643 días), donde para el intervalo comprendido entre el 1 de mayo 2015 y el 31 de marzo de 2019 (3 años y 10 meses) los resultados fueron considerados confiables.

Los parámetros de calibración tenidos en cuenta fueron la transmisividad del acuífero (T), el coeficiente de almacenamiento (S), el coeficiente de recarga (β) la profundidad crítica (pf_{crit}) y el coeficiente de curva (γ, evapotranspiración *vs*. profundidad freática) (Tabla IV.2).

Tabla IV.2 Detalle de los parámetros de calibración del modelo. Extraídos de Zimmermann et al. (2020)

Parámetro	T (m^2/d)	S (Adim.)	β (Adim.)	Pf_{crit} (m)	γ (Adim.)
Rango evaluado	100 - 2000	0,03 - 0,10	0,05 - 0,5	0,3 - 3,0	0,4 - 1,0
Valor calibrado	200	0,03	0,17	3,3	1,0

IV.2.4. Evaluación del modelo y relación con la humedad superficial del suelo

Como resultado de las simulaciones, el modelo ofrece para cada celda un valor de profundidad del nivel freático con un paso de tiempo mensual. Para evaluar la precisión

de las estimaciones, se contó con registros de niveles freáticos de cinco piezómetros de observación ubicados en el interior de la zona de modelación (Figura IV.4) para el período marzo de 2017 a marzo de 2019.

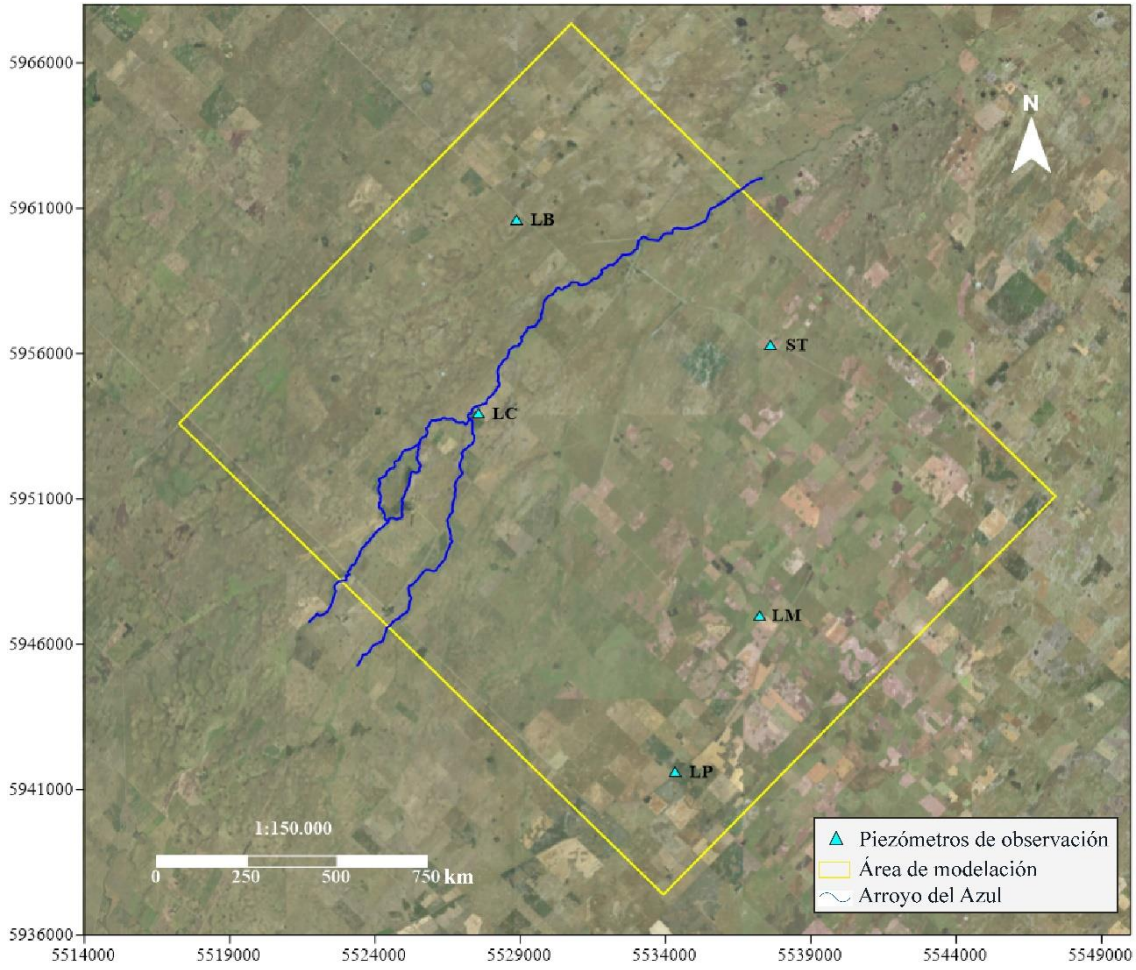


Figura IV.4 Distribución de los piezómetros de observación al interior de la zona de modelación.

Con dichos registros se comparó de manera gráfica la evolución temporal de los niveles freáticos y, además, se aplicaron medidas de bondad de ajuste mediante el *software* R (R Core Team, 2019), como el coeficiente de determinación (R^2), el error cuadrático medio (RMSE), el sesgo (BIAS), el índice de ajuste (IA), y el coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE). El BIAS indica la tendencia del modelo a sobrestimar (valor positivo) o subestimar (valor negativo) la profundidad del nivel freático (Pielke,1984). El IA sirve para indicar las mayores (cercano a 0) o menores (cercano a 1) diferencias entre los valores simulados y los observados (Willmott *et al.*, 1985). El NSE evalúa la precisión de la modelación hidrológica, ya que mide cuánto de la variabilidad de las observaciones es explicada por las simulaciones. Este coeficiente tiene un rango de variación entre - ∞ y 1, donde el valor de 1 indica que la simulación es perfecta, mientras que los valores

negativos indican que el modelo es pobre para representar las condiciones de los datos observados. Para este último, Molnar (2011) propone una escala para su interpretación: < 0,2 (insuficiente); 0,2 a 0,4 (satisfactorio); 0,4 a 0,6 (bueno); 0,6 a 0,8 (muy bueno); > 0,8 (excelente).

$$R^2 = \frac{\left[\sum_{i=1}^{n}(S_n-\bar{S})(O_n-\bar{O})\right]^2}{\sum_{i=1}^{n}(S_n-\bar{S})^2\sum_{i=1}^{n}(O_n-\bar{O})^2} \qquad \text{Ec. IV.2.4}$$

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^{n}\frac{(S_n-O_n)^2}{n}} \qquad \text{Ec. IV.2.5}$$

$$BIAS = \sum_{i=1}^{n}\frac{(S_n-O_n)}{n} \qquad \text{Ec. IV.2.6}$$

$$IA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(S_n-O_n)^2}{\sum_{i=1}^{n}(|S_n-\overline{O}|+|O_n-\overline{O}|)^2} \qquad \text{Ec. IV.2.7}$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(O_n-S_n)^2}{\sum_{i=1}^{n}(O_n-\overline{O})^2} \qquad \text{Ec. IV.2.8}$$

Donde, *n* corresponde a la cantidad de observaciones; O_n a las observaciones a campo; S_n a las simulaciones del modelo; $\overline{O}$ a la media aritmética de las observaciones a campo (Cabrera, 2012).

Finalmente, para analizar la relación entre el comportamiento de la humedad superficial del suelo y la evolución de los niveles freáticos, se consideraron los valores de la humedad estimada del suelo (HES) en el capítulo III con la evolución de la profundidad de los niveles freáticos obtenidos del modelo simplificado del flujo subterráneo. Dicha relación se analizó a partir de la aplicación de un modelo lineal de correlación en momentos contrastantes en cuanto a las condiciones hidrológicas del área de estudio (meses de invierno y verano) sobre los valores extraídos de ventanas de 5 x 5 celdas (25 km^2) dispuestas alrededor de la localización de cada pozo de observación.

IV.3. Resultados y discusión

La modelación matemática de sistemas hidrológicos en zonas de llanuras presenta complicaciones en el proceso de calibración de los parámetros debido a que en ellos no existe una clara definición jerárquica de los cauces (Scioli *et al.*, 2010) ya que el comportamiento del sistema no obedece al componente topográfico (Hidrología clásica) como el responsable de la dirección natural del flujo (Grayson y Blöschl, 2000), sino que depende, en gran medida, de un conjunto de variables físicas del paisaje.

Los valores de los parámetros de calibración utilizados en el modelo (Tabla IV.2) son semejantes a aquellos alcanzados en otros trabajos realizados en la zona, tales como IHLLA (2003) y Varni (2005). Como primera aproximación en la evaluación del modelo, se comparó para diferentes momentos el comportamiento espacial de las líneas isofreáticas producto de las simulaciones con el de las construidas a partir de los registros de los piezómetros de observación, los cuales mostraron la misma tendencia en la dirección del flujo subterráneo (Figura IV.5).

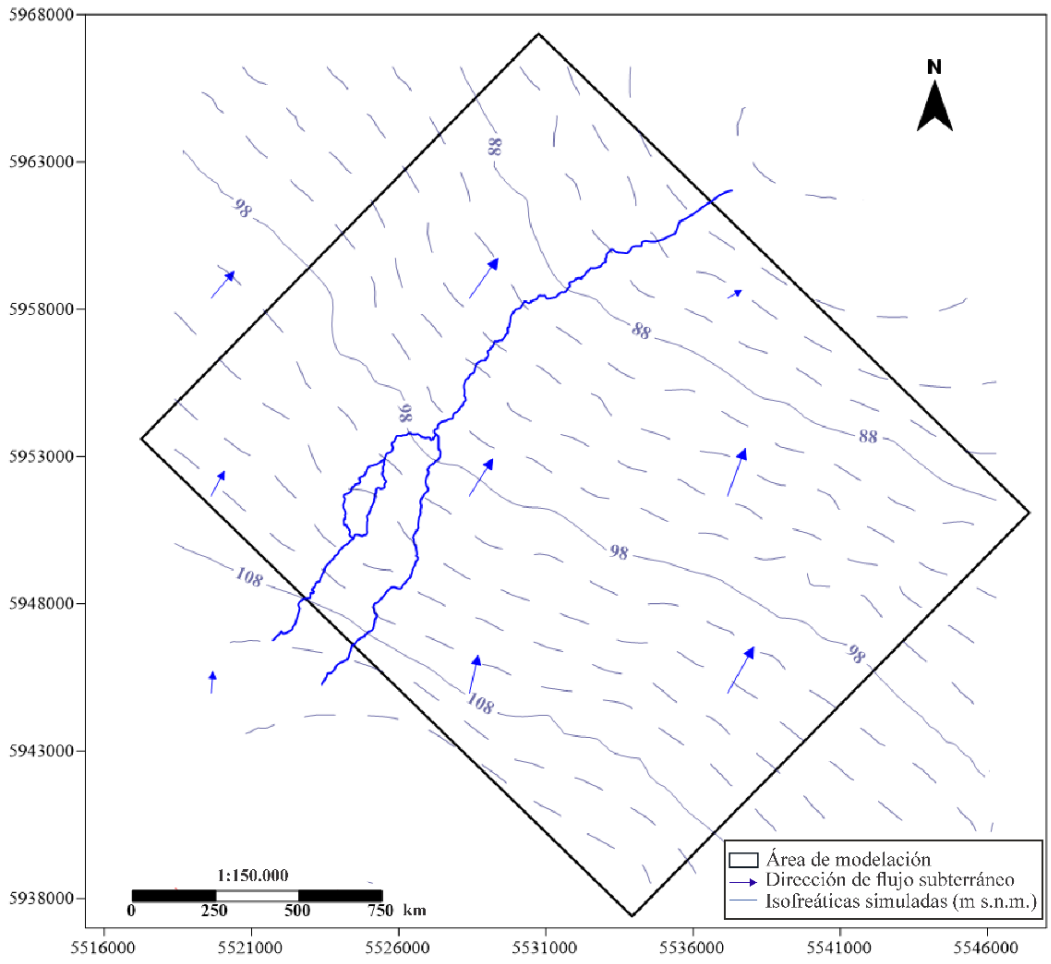


Figura IV.5 Patrón del flujo subterráneo simulado (ejemplo del mes de diciembre de 2018).

En ese mismo sentido, la comparación gráfica de la profundidad de los registros freáticos simulados y observados presentaron la misma tendencia para el período marzo de 2017 a marzo 2019 (Figura IV.6). La profundidad de los niveles observados presentó un rango de variación mínima de 0,32 m y máxima de 3,42 m (agosto 2017 y abril 2018 respectivamente), mientras que para los niveles simulados dichas variaciones fueron de 0,33 m y 3,09 m (julio 2017 y marzo 2019). En cuanto a la estimación de la bondad de ajuste del modelo Tabla IV.3, los coeficientes de determinación resultaron significativos

para todos los piezómetros; el RMSE arroja un error del orden promedio de 0,4 m; el BIAS indicó, en general, que las simulaciones sobrestiman las observaciones del nivel freático; el índice de ajuste mostró que las profundidades simuladas son semejantes a las observadas (IA > 0,70); y el criterio de Nash - Sutcliffe arrojó un ajuste bueno para los piezómetros LP, LB y LC y satisfactorio para los piezómetros LM y ST.

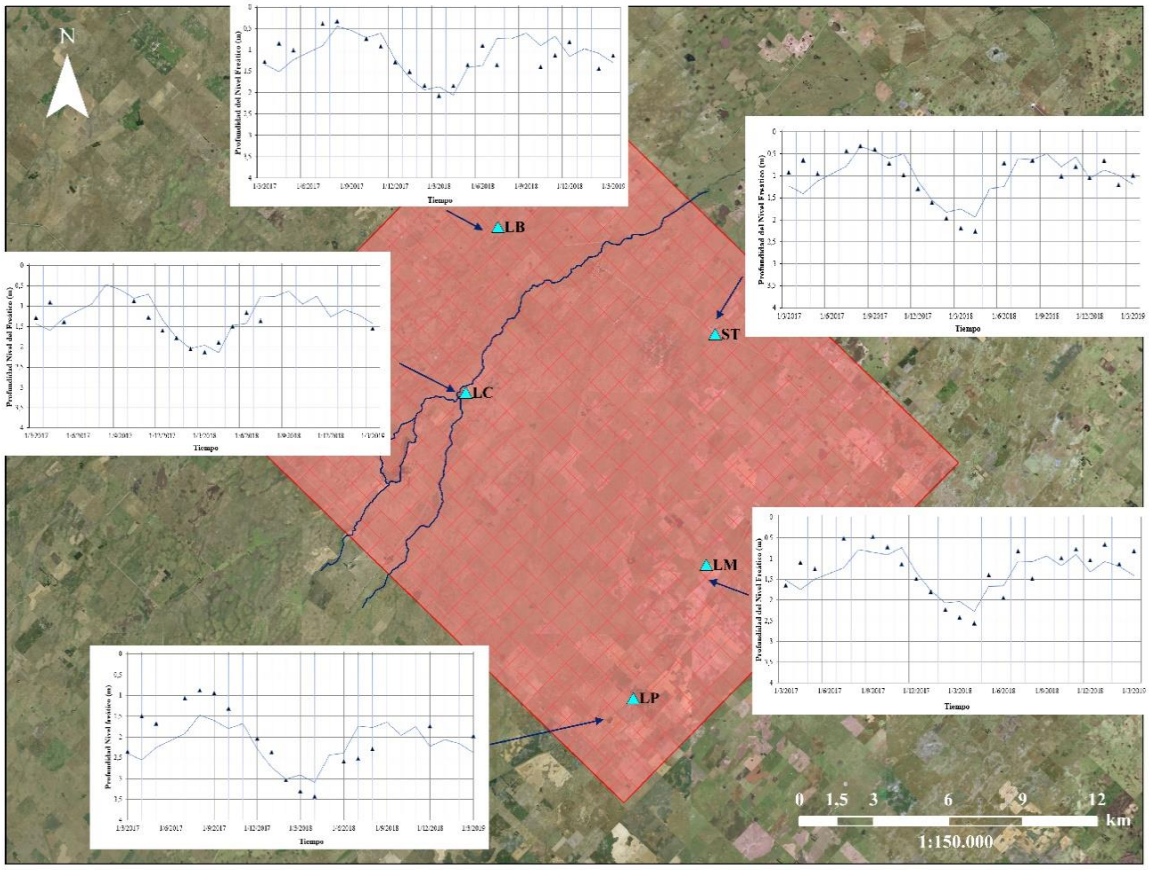


Figura IV.6 Evolución temporal de los niveles freáticos observados (triángulos) y simulados (línea continua) en cada uno de los piezómetros de observación.

Tabla IV.3 Evaluación de ajuste entre niveles freáticos simulados y observados.

Pozo de observación	R^2	*p*	RMSE (m)	BIAS (m)	IA (Adim.)	NSE (Adim.)
LP	0,34	*	0,64	0,15	0,7	0,293
LM	0,48	***	0,44	0,10	0,8	0,450
ST	0,60	***	0,34	0,02	0,9	0,594
LB	0,54	***	0,33	0,03	0,8	0,371
LC	0,53	**	0,31	-0,04	0,8	0,295

*Significancia <0,05; ** Significancia <0,01; *** Significancia <0,001

Rodríguez-Iturbe y Porporato (2004) resaltan la importancia de evaluar el rol de la dimensión vertical en la dinámica de la humedad del suelo en el contexto ecohidrológico,

principalmente en la relación con la estratificación vertical del agua disponible para la vegetación. Teniendo en cuenta dicho postulado, y como fue señalado en la Metodología, la relación entre la evolución de la dinámica del nivel freático simulado y de la humedad estimada del suelo (HES) fue examinada a partir de ventanas de análisis de 25 km^2 alrededor de los piezómetros de observación (Figura IV.7). Se consideraron solamente aquellas simulaciones de profundidades del nivel freático correspondientes a los momentos en los cuales se estimó la HES (junio y julio 2018; diciembre de 2018 y febrero 2019; Capítulo III), agrupando los datos según su ocurrencia en situaciones contrastantes en cuanto a las condiciones hidrológicas del área de estudio (meses de invierno y verano).

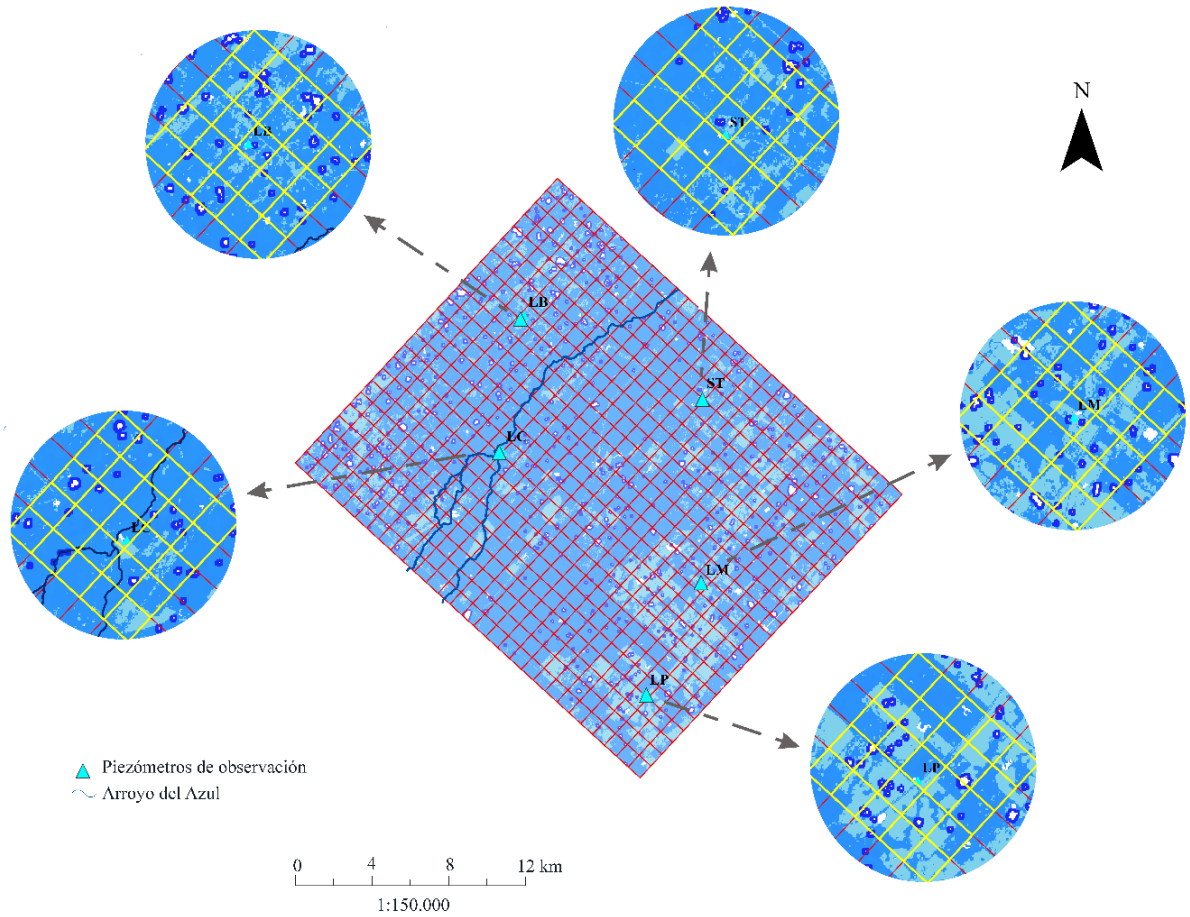


Figura IV.7 Localización de ventanas de análisis de la relación HES/nivel freático simulado sobre la grilla de modelación.

En invierno los valores de HES estimada presentaron un valor máximo de 0,50 m^3/m^3 y un mínimo de 0,35 m^3/m^3, mientras que los valores simulados de profundidad del nivel freático variaron entre una profundidad máxima de 1,68 m y una mínima de 0,73 m. En verano, la HES estimada máxima fue de 0,34 m^3/m^3 y la mínima de 0,22 m^3/m^3, en tanto que los valores simulados del nivel freático oscilaron entre un valor máximo de 2,01 m y

un mínimo de 1,06 m. En la Figura IV.8 se muestra la dispersión de la relación entre la HES y la profundidad del nivel freático para cada condición, donde el modelo lineal aplicado mostró correspondencias buenas y estadísticamente significativas para ambos escenarios. Se considera que los resultados alcanzados son satisfactorios a pesar de las diferencias de escala en la obtención de la información de la HES (píxeles de 90 m^2) que luego es sintetizada para ser correlacionada con la profundidad del nivel freático (celdas de 1 km^2), y también de las diferencias en cuanto a las fuentes de obtención de dichas variables (por un lado, un índice espectral con validación de mediciones puntuales y, por el otro, la aplicación de un modelo matemático).

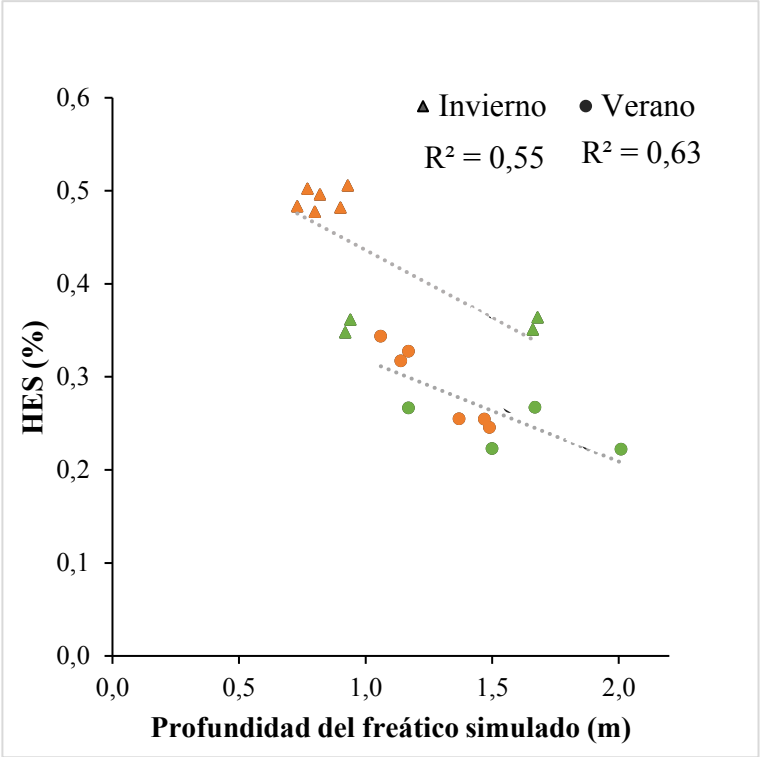


Figura IV.8 Relación estacional entre HES y el nivel freático simulado (grupo B, anaranjado; grupo D, verde). Significancia < 0,01 para ambos conjuntos de datos.

Teniendo en cuenta que los piezómetros de observación se encuentran localizados sobre dos de los ambientes identificados en el Capítulo II, B (piezómetros LP, ST y LB) y D (piezómetros LM y LC), se observa que los resultados hallados en el presente apartado son consistentes con los encontrados en los Capítulos II y III en cuanto a que la humedad superficial del suelo en invierno presenta un comportamiento diferencial en los distintos ambientes, mientras que en el verano se torna homogéneo. A su vez, se observa que en invierno los piezómetros de observación localizados en los ambientes del grupo B (sitios

ubicados sobre planicies con Praderas Húmedas de Mesófitas) presentan niveles freáticos someros (entre 0,7 y 0,93 m) y altos contenidos de humedad (entre 0,47 y 0,50 m^3/m^3), mientras que los piezómetros ubicados en ambientes del grupo D (sitios ubicados sobre lomas y dunas longitudinales cubiertos de Praderas de Mesófitas y cultivos) presentan niveles freáticos más profundos (entre 0,93 y 1,68 m) y menores contenidos de humedad (entre 0,34 y 0,36 m^3/m^3). Durante el verano, en general, los niveles freáticos son más profundos (entre 1 y 2 m) y los contenidos de humedad más bajos (entre 0,22 y 0,35 m^3/m^3), pero no se establecen diferencias categóricas entre los ambientes.

IV.4. Conclusiones

La implementación de un modelo simplificado del flujo subterráneo representó un gran desafío debido a que fue necesario, en primera instancia, contar con el modelo conceptual del funcionamiento del sistema y su construcción en el área de estudio, y luego recabar toda la información requerida para proceder a su calibración y puesta en funcionamiento. La naturaleza extremadamente llana del terreno le otorgó una impronta distintiva, y la disposición de abundante información (mucha de ella obtenida a campo) representó una gran ventaja.

El modelo calibrado permitió obtener una representación satisfactoria del comportamiento del flujo subterráneo, lo cual se refleja tanto en la evolución de los niveles freáticos en piezómetros de observación, como así también en la conformación de los patrones espaciales de las isofreáticas.

En zonas de llanura, la dinámica y distribución espacial de la humedad superficial del suelo obedece a la configuración no solo de la vegetación, las propiedades del suelo y la posición en el paisaje, sino que también está afectada por el proceso de evapotranspiración que impacta directamente sobre el acuífero (el cual, a su vez, afecta al contenido de humedad del suelo). La conectividad hidrológica vertical del sistema inferida a partir de la correlación entre el contenido de humedad del suelo (estimada a partir de un índice espectral validado con mediciones puntuales) y la profundidad del nivel freático (simulado mediante un modelo matemático simplificado), refleja no solo la fuerte dependencia entre ambas variables sino, además, el comportamiento diferencial de las mismas en condiciones hidrológicas contrastantes del sistema.

Capítulo

V. Consideraciones finales

En Latinoamérica, y específicamente en la Argentina, existe la necesidad y preocupación por avanzar en el desarrollo y comprensión de la gestión integral de los recursos hídricos (Mirassou, 2009). Las zonas de llanura, en particular, son destinadas principalmente a la producción agropecuaria y al asentamiento urbano, las cuales son actividades que producen severas modificaciones a la estructura del sistema natural, profundizadas por la ocurrencia cíclica de inundaciones y los anegamientos prolongados favorecidos por la suave topografía. Al mismo tiempo, en Argentina el sector agrícola - ganadero aporta el 9 % del PBI, el 7 % del empleo formal y el 23 % de las exportaciones, además de constituir una importante fuente de ingresos fiscales. Además, si se consideran los encadenamientos hacia las agroindustrias, la incidencia del sector primario sobre la economía nacional es aún mayor, por lo que mucho de lo que sucede en estas actividades repercute de manera directa en la economía nacional (OIT, 2019). Así, las llanuras conforman ambientes muy productivos y, simultáneamente, muy vulnerables, por lo que encontrar un equilibrio entre las demandas productivas y las ambientales es un desafío que se debe enfrentar desde diferentes perspectivas.

El desarrollo de la presente investigación permitió analizar la conectividad hidrológica en la matriz de pastizales naturales que conforma el paisaje del sector más llano de la cuenca del arroyo del Azul y que se comporta como un Sistema Hidrológico No Típico. La decisión de adoptar a la humedad del suelo como variable artífice de la conectividad hidrológica estuvo fundamentada en su participación central en el ciclo hidrológico, a partir de su carácter sintético de la acción del clima, el suelo y la vegetación en el balance de agua. De hecho, la Organización Meteorológica Mundial incorporó a la humedad del suelo dentro del listado de las 50 variables climáticas esenciales que recomienda observar de manera periódica para la preparación de análisis, predicciones y avisos meteorológicos, y para las actividades de supervisión del clima y del medio ambiente (OMM, 2010).

Como quedara planteado en la Introducción de este documento (Capítulo I), en la presente investigación se ha adoptado la definición de conectividad hidrológica sustentada en aspectos ecológicos e hidrológicos al abordar tanto su arista estructural como funcional, en sus dimensiones horizontal y vertical; es decir, se aceptó el desafío de analizar el patrón que expresa la humedad superficial del suelo en el paisaje y, al mismo tiempo, inferir el modo en que ese patrón espacial se traduce en flujos de materia y energía.

En primera instancia (Capítulo II) se describió el comportamiento de la humedad superficial del suelo en diferentes ambientes del área de estudio caracterizados por su posición en el paisaje, propiedades edáficas y de vegetación. Se comprobó que, a pesar de la sutileza del relieve, la condición generalizada de los suelos hidromórficos y de la aparente homogeneidad de las comunidades vegetales del área de estudio, la humedad del suelo presenta un comportamiento diferencial en los distintos ambientes, el cual es factible reconocer a partir de involucrar en el análisis al nivel freático y al almacenamiento de agua en el suelo. Este análisis puntual de la variabilidad espacio-temporal de la humedad superficial del suelo permitió identificar escenarios en los cuales, determinados ambientes se comportan de manera distinta, y otros en los cuales se comportan de manera muy similar, estableciendo el germen para la propuesta de un patrón de la humedad del suelo que emerge durante los períodos húmedos y se vuelve difuso durante los secos.

A continuación (Capítulo III) se llevó a cabo un análisis distribuido de la humedad superficial del suelo para reconocer su patrón de manera continua en el espacio, y entender la manera en que se distribuye y evoluciona la conectividad horizontal del sistema. Para esto, se utilizó información obtenida mediante sensores remotos y procesada mediante técnicas de teledetección para el cálculo de índices espectrales que permitieron estimar la humedad superficial del suelo para los distintos ambientes presentes en el área de estudio. Así el patrón de humedad superficial del suelo fue identificado a partir del cruce entre las imágenes de humedad correspondientes a los meses húmedos (junio/julio y julio/septiembre), mientras que en los cruces entre los meses más secos (septiembre/diciembre, diciembre/febrero y febrero/marzo) el patrón organizado de humedad del suelo se pierde y la respuesta se vuelve homogénea. Este resultado de carácter distribuido está en concordancia con el resultado puntual del Capítulo I (en condiciones de exceso hídrico los ambientes se comportan de distinta manera y entonces el patrón surge, mientras que en condiciones de déficit los ambientes se comportan de manera similar y el patrón se vuelve difuso).

Por último (Capítulo IV) se abordó el análisis de la relación entre la humedad estimada del suelo (obtenida en el Capítulo III) y la profundidad del nivel freático simulado mediante un modelo matemático simplificado. Aquí quedó reflejada la fuerte dependencia entre ambas variables y, una vez más, el comportamiento diferencial de los ambientes en condiciones hidrológicas contrastantes del sistema. Desde este enfoque se

pretendió abordar la conectividad hidrológica vertical desde una propuesta metodológica distinta, enriquecida por los distintos resultados obtenidos en la presente investigación.

Definitivamente, reconocer patrones en la naturaleza a simple vista de variables hidrológicas no es sencillo; requiere diseñar estrategias de muestreos (tanto en el espacio como en el tiempo) de acuerdo a la escala de análisis, brindando enfoques creativos y adecuados a las características particulares del sistema bajo estudio. El abordaje de la conectividad hidrológica planteado en esta investigación pretendió identificar el patrón de la humedad superficial del suelo en el paisaje, y explicar (al menos en parte) la organización de ese patrón mediante el entendimiento del proceso que subyace a su creación. En las zonas de llanura, la variabilidad espacial del contenido de humedad en el suelo está condicionada por las propiedades topográficas, edáficas y de vegetación, con una fuerte influencia del almacenamiento de agua en el suelo y la profundidad del nivel freático. Esta última variable se constituye, además, en un factor dominante de la condición de humedad del suelo ya que, por un lado, delimita el perfil de humedad y, por el otro, crea una fuente potencial de elevación capilar a la zona de raíces. De este modo, en áreas de nivel freático somero, el límite del perfil de humedad promueve la escorrentía, y el potencial de ascenso capilar continuo mantiene la evapotranspiración durante tiempos más prolongados que en aquellos fragmentos del paisaje con niveles freáticos más profundos.

El estudio de la conectividad hidrológica en sus variantes estructural – funcional y horizontal – vertical mediante el análisis del comportamiento de la humedad superficial del suelo constituye un enfoque interesante desde el cual profundizar la comprensión de ciertos procesos hidrológicos en cuencas de llanura. El abordaje de los Sistemas Hidrológicos No Típicos implica explorar y proponer nuevas técnicas de muestreo y de análisis, para lo cual se necesitan datos que informen sobre el comportamiento del sistema, y los patrones espaciales de respuestas hidrológicas son un buen ejemplo de ello. En este sentido, la generación de nuevos conocimientos que relacionen estructuras y procesos se torna fundamental al momento de llevar a cabo, por ejemplo, la gestión sostenible de una cuenca, donde se hace indispensable contar con profesionales que interpreten el sistema y entiendan los factores que participan en su respuesta bajo diferentes condiciones ambientales.

Referencias

Ali, G. A. y Roy, A. G. (2010). Shopping for hydrologically representative connectivity metrics in a humid temperate forested catchment. *Water Resources Research*, 46(12). https://doi.org/10.1029/2010WR009442

Ali, G., Tetzlaff, D., Soulsby, C. y McDonnell, J.J. (2012). Topographic, pedologic and climatic interactions influencing streamflow generation at multiple catchment scales. *Hydrological Processes* 26 (25), 3858–3874. https://doi.org/10.1002/hyp.8416

Ali, G.A., L'Heureux, C., Roy, A.G., Turmel, M.C. y Courchesne, F. (2011). Linking spatial patterns of perched groundwater storage and stormflow generation processes in a headwater forested catchment. *Hydrological Processes* 25 (25), 3843–3857. https://doi.org/10.1002/hyp.8238

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. y Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration—Guidelines for computing crop water requirements. FAO irrigation and drainage paper 56. Food and Agriculture Organization of the United Nations. http://www.climasouth.eu/sites/default/files/FAO%2056.pdf

Amani, M., Salehi, B., Mahdavi, S., Masjedi, A. y Dehnavi, S. (2017). Temperature-vegetation-soil moisture dryness index (TVMDI). *Remote sensing of environment*, 197, 1-14. https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.05.026

Ares, M. G. (2004). Escurrimiento superficial en una cuenca del Sistema de Tandilia: análisis de su dinámica y de los principales factores que lo condicionan. Tesis de maestría. Facultad de Agronomía. Universidad de Buenos Aires.

Ares, M. G., Varni, M. y Chagas, C. (2020). Runoff response of a small agricultural basin in the argentine Pampas considering connectivity aspects. *Hydrological Processes*, 34(14), 3102-3119. https://doi.org/10.1002/hyp.13782

Avnimelech, Y., Ritvo, G., Meijer, L. E. y Kochba, M. (2001). Water content, organic carbon and dry bulk density in flooded sediments. *Aquacultural Engineering*, 25, 25–33. https://doi.org/10.1016/S0144-8609(01)00068-1

Band, R. C. (1986). Topographic partition of watersheds with digital elevation models. *Water Resources Research* 22, 526–534. https://doi.org/10.1029/WR022i001p00015

Barnett, B. Townley LR, Post V, Evans RE, Hunt RJ, Peeters L, Richardson S, Werner AD, Knapton A., y Boronkay A. (2012). Australian groundwater modelling guidelines, Waterlines report, National Water Commission. Camberra, Australia. ISBN: 978-1-921853-91-3.

Barsi, J. A., Barker, J. L., y Schott, J. R. (2003). An atmospheric correction parameter calculator for a single thermal band earth-sensing instrument. *In IGARSS 2003. 2003 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Proceedings (IEEE Cat. No. 03CH37477) (Vol. 5, pp. 3014-3016). IEEE.

Barsi, J. A., Schott, J. R., Palluconi, F. D., y Hook, S. J. (2005). Validation of a web-based atmospheric correction tool for single thermal band instruments. In Earth observing systems X (Vol. 5882, pp. 136-142). SPIE.

Batista W. B. (1991). Correspondencia entre comunidades vegetales y factores edáficos en el pastizal de la Pampa Deprimida, Argentina. Tesis de Maestría. Facultad de Agronomía, Universidad de Buenos Aires.

Batista, W. B., León, R. J. C. y Perelman, S. B. (1988). Las comunidades vegetales de un pastizal natural de la Región de Laprida, Prov. De Buenos Aires, Argentina. Phytocoenologia, 16, 465–480. https://doi.org/10.1127/phyto/16/1988/465

Batista, W. B., Taboada, M. A., Lavado, R. S., Perelman, S. B. y León, R. J. C. (2005). Asociación entre comunidades vegetales y suelos en el pastizal de la Pampa Deprimida. en M. Oesterheld, M. R. Aguiar, C. M. Ghersa, y J. M. Paruelo (Eds.), La Heterogeneidad de la Vegetación en los Agroecosistemas (Vol. 1, pp. 113–129). Editorial Facultad de Agronomía.

Batista, W. B. y León, R. J. C. (1992). Asociación entre comunidades vegetales y algunas propiedades del suelo en el centro de la Depresión del Salado. *Ecología Austral*, 2, 47–55.

Baver, L. D. (1956). Soil Physics. Soil Science - Volume 81 - Issue 4 - P 337.

Betson, R. P. (1964). What is watershed runoff? J. *Journal of Geophysical research*, 69(8): 1541–52. https://doi.org/10.1029/JZ069i008p01541

Beven, K. J. y Wood, E. F. (1983). Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. *Journal of Hydrology*, 65, 130–150. https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90214-7

Beven, K. J. y Kirkby, M. (1979). A physical based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24, 43–79. https://doi.org/10.1080/02626667909491834

Bindlish, R., Jackson, T. J., Wood, E., Gao, H., Starks, P., Bosch, D. y Lakshmi, V. (2003). Soil moisture estimates from TRMM Microwave Imager observations over the Southern United States. *Remote Sensing of Environment*, 85(4), 507-515. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(03)00052-X

Birkel, C., Tetzlaff, D., Dunn, S.M. y Soulsby, C. (2010). Towards simple dynamic process conceptualization in rainfall runoff models using multi-criteria calibration and tracers in temperate, upland catchments. *Hydrological Processes* 24, 260–275. https://doi.org/10.1002/hyp.7478

Blonquist, J. M., Jones, S. B. y Robinson, D. A. (2005). Standardizing characterization of electromagnetic water content sensors: Part 2. Evaluation of seven sensing systems. *Vadose Zone Journal*, 4, 1059–1069. https://doi.org/10.2136/vzj2004.0141

Boegh, E., Soegaard, H., Hanan, N., Kabat, P. y Lesch, L. (1999). A remote sensing study of the NDVI–Ts relationship and the transpiration from sparse vegetation in the Sahel based on high-resolution satellite data. *Remote sensing of Environment*, 69(3), 224-240. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(99)00025-5

Bracken, L. J., Wainwright, J., Ali, G. A., Tetzlaff, D., Smith, M. W., Reaney, S. M. y Roy, A. G. (2013). Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, pathways and future agendas. *Earth-Science Reviews*, 119, 17-34. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.02.001

Bracken, L. J. y Croke, J. (2007). The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrological Processes*: An International Journal, 21(13), 1749-1763. https://doi.org/10.1002/hyp.6313

Briceño, N., Entraigas, I. y Scioli, C. (2019). Hidrodinámica de una cubeta de deflación característica de la Pampa Deprimida. En: Encuentros de saberes para la gestión responsable de ecosistemas acuáticos pampeanos. De Cortelezzi, A.; Entraigas, I.; Grosman, F.; Masson, I. (eds.). *X Congreso de Ecología Y Manejo de Ecosistemas Acuáticos Pampeanos*. Azul, Argentina

Brierley, G., Fryirs, K. y Jain, V. (2006). Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications. *Area* 38 (2), 165–174. https://doi.org/10.1111/j.1475-4762.2006.00671.x

Briggs, L. J. (1897). Mechanics of soil moisture. USDA Bureau of Soils Bull 10 US, Gov Print Office, Washington, DC.

Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., Wagner, W. y Hasenauer, S. (2010). ASCAT soil wetness index validation through in situ and modeled soil moisture data in central Italy. *Remote Sensing of Environment*, 114(11), 2745-2755. https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.06.009

Bromley, J., Brouwer, J., Barker, A. P., Gaze, S. R. y Valentine, C. (1997). The role of surface water redistribution in an area of patterned vegetation in a semi-arid environment, south-west Niger. *Journal of Hydrology*, 198(1-4), 1-29. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03322-7

Burkart, S.E. León, R.J.C. Perelman, S.B. y Agnusdei, M. (1998). The grasslands of the Flooding Pampa (Argentina): floristic heterogeneity of natural communities of the southern Río Salado basin. Coenoses, 13: 17-27.

Burkart, S.E., León, R.J.C. y Movia, C.P. (1990). Inventario fitosociológico del pastizal de la Depresión del Salado (Prov. Bs. As.) en un área representativa de sus principales ambientes. Darwiniana, 30: 27–69.

Burt, T. P. y Butcher, D. P. (1985). Topographic controls of soil moisture distributions. *Journal of Soil Science*, 36, 469–486. https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1985.tb00351.x

Burt, T.P. y Pinay, G. (2005). Linking hydrology and biogeochemistry in complex landscapes. *Progress in Physical Geography* 29 (3), 297–316. https://doi.org/10.1191/0309133305pp450ra

Cabrera, J. (2012). Calibración de modelos hidrológicos. Instituto para la Mitigación de los efectos del fenómeno El niño. Universidad Nacional de Ingeniería, Facultad de ingeniería Civil, Perú.

Cantón, Y., Solé-Benet, A. y Domingo, F. (2004). Temporal and spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain. *Journal of Hydrology*, 285(1-4), 199-214. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.08.018

Capehart, W. J. y Carlson, T. N. (1997). Decoupling of surface and near-surface soil water content: A remote sensing perspective. *Water Resources Research*, 33(6), 1383-1395. https://doi.org/10.1029/97WR00617

Carlson, T. (2007). An overview of the 'triangle method' for estimating surface evapotranspiration and soil moisture from satellite imagery. *Sensors* 7, 1612–1629. https://doi.org/10.3390/s7081612

Carlson, T. N., Gillies, R. R. y Perry, E. M. (1994). A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover. *Remote sensing reviews*, 9(1-2), 161-173. https://doi.org/10.1080/02757259409532220

Carlson, T. N., Gillies, R. R. y Schmugge, T. J. (1995). An interpretation of methodologies for indirect measurement of soil water content. *Agricultural and forest meteorology*, 77(3-4), 191-205. https://doi.org/10.1016/0168-1923(95)02261-U

Chander, G., y Markham, B. (2003). Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 41(11), 2674-2677. 10.1109/TGRS.2003.818464

Chander, G., Markham, B. L., y Barsi, J. A. (2007). Revised Landsat-5 thematic mapper radiometric calibration. *IEEE Geoscience and remote sensing letters*, 4(3), 490-494. 10.1109/LGRS.2007.898285

Chander, G., Markham, B. L., y Helder, D. L. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote sensing of environment*, 113(5), 893-903. https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.01.007

Chaneton, E. J., Perelman, S. B., Omacini, M. y León, R. J. C. (2002). Grazing, environmental heterogeneity, and alien plant invasions in temperate Pampa grasslands. *Biological Invasions*, 4, 7–24. https://doi.org/10.1023/A:1020536728448

Chen, C. F., Son, N. T., Chang, L. Y. y Chen, C. C. (2011). Monitoring of soil moisture variability in relation to rice cropping systems in the Vietnamese Mekong Delta using MODIS data. *Applied Geography*, 31(2), 463-475. https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2010.10.002

Chen, S., Wen, Z., Jiang, H., Zhao, Q., Zhang, X. y Chen, Y. (2015). Temperature vegetation dryness index estimation of soil moisture under different tree species. *Sustainability*, 7(9), 11401-11417. https://doi.org/10.3390/su70911401

Cho, J., Lee, Y. W. y Lee, H. S. (2014). Assessment of the relationship between thermal-infrared-based temperature− vegetation dryness index and microwave satellite-derived soil moisture. *Remote sensing letters*, 5(7), 627-636. https://doi.org/10.1080/2150704X.2014.950760

Cohen, J. (1960) A coefficient of agreement for nominal scales. *Education Psychological Measurement* 20:37-46. https://doi.org/10.1177/001316446002000104

Crave, E. y Gascuel-Odoux, C. (1997). The influence of topography on time and space distribution of soil surface water content. *Hydrological Processes*, 11, 203–210. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199702)11:2<203::AID-HYP432>3.0.CO;2-K

Croke, J., Mockler, S., Fogarty, P. y Takken, I. (2005). Sediment concentration changes in runoff pathways from a forest road network and the resultant spatial pattern of catchment connectivity. Geomorphology, 68(3-4), 257-268. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.11.020

Dangavs, N.V. y Blasi, A.M. (2002). Los depósitos de yeso intrasedimentario del arroyo El Siasgo, partidos de Monte y General Paz, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57(3): 315-327.

Dangavs, N.V. y Reynaldi, J.M. (2008). Paleolimnología de la Laguna Cerrillo del medio, Monte, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (1): 29-42.

De Dominicis, H. (2010). Parámetros productivos y resultados económicos en establecimientos de cría del norte del Partido de Azul. Estudio de caso. Tesis de Especialista en Gestión de la Cadena de Valor de la Carne Bovina. Universidad de Buenos Aires - Universidad de Lomas de Zamora. Buenos Aires.

Dorigo, W. A., Wagner, W., Hohensinn, R., Hahn, S., Paulik, C., Xaver, A., Gruber, A., Drusch, M., Mecklenburg, S., van Oevelen, P., Robock, A. y Jackson, T. (2011). The International Soil Moisture Network: a data hosting facility for global in situ soil moisture measurements. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(5), 1675-1698. https://doi.org/10.5194/hess-15-1675-2011

Dunne, T. y Black, R. D. (1970a). An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources*, 6(2): 478–90. https://doi.org/10.1029/WR006i002p00478

Dunne, T. y Black, R. D. (1970b). Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources*, 6(5): 1296–311. https://doi.org/10.1029/WR006i005p01296

Eagleman, J. R. y Lin, W. C. (1976). Remote sensing of soil moisture by a 21-cm passive radiometer. *Journal of Geophysical Research*, 81(21), 3660-3666. https://doi.org/10.1029/JC081i021p03660

Eastman, J. R. (2012). IDRISI Selva GIS and image processing software version 17.0. Clark Labs. Worcester, MA USA.

Entraigas, I., Chiramberro, S., de Dominicis, H., Vercelli, N., Bongiorno, F. y Ramaglio, J. C. (2017). Methodological proposal for the analysis of spatio-temporal variability of forage value on Paspalum quadrifarium-dominated grasslands. *International Journal of Ecological Science and Environmental Engineering*, 4(6), 100–108. ISSN: 2375-3854

Entraigas, I., Vercelli, N., Ares, M. G., Varni, M. y Zeme, S. (2017). Flooding effects on grassland species composition in the Azul creek basin, Argentina. Rangeland Journal, 39, 245–252. https://doi.org/10.1071/RJ16034

Entraigas, I., Vercelli, N. y Fajardo, L. (2019). Plant communities along preferential superficial water flow paths across a floodplain landscape. *Ecohydrology*. https://doi.org/10.1002/eco.2124

Fajardo, L. (2017). Planteamiento y aplicación de técnicas de corrección del modelo digital de elevación SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) en la zona serrana de la cuenca del arroyo del Azul. Tesis de maestría. Facultad de Agronomía, Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires.

Fajardo, L., Entraigas, I. y Dietrich, S. (2021). Ecuaciones de calibración del sensor Decagon EC-5 para la estimación de la humedad en suelos de la Pampa Deprimida. Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente – ASAGAI. No.46.1-5. https://www.editoresasagai.org.ar/ojs/index.php/rgaia/article/view/195

Famiglietti, J. S., Rudnicki, J. W. y Rodell, M. (1998). Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. *Journal of Hydrology*, 210, 259–281. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00187-5

Fang, H, Y. y Daniels, J. L. (2006). Introductory geotechnical engineering – an environmental perspective, Taylor and Francis, New York.

FAO. (2005). Optimización de la humedad del suelo para la producción vegetal, El significado de la porosidad del suelo, Boletín de suelos de la FAO No, 79, ISSN 1020-0657

Fensholt, R. y Sandholt, I. (2003). Derivation of a shortwave infrared water stress index from MODIS near-and shortwave infrared data in a semiarid environment. *Remote Sensing of Environment*, 87(1), 111-121.

Ferreira, L., Salgado, H., Saulo, C. y Collini, E. (2011). Modeled and observed soil moisture variability over a region of Argentina. *Atmospheric Science Letters*, 12(4), 334-339.

Fertonani, M.E. y Prendes H. (1983). Hidrología en área de llanura. Aspectos conceptuales, teóricos y metodológicos. En: M.C. Fuschini Mejía (Ed.) Hidrología de las Grandes Llanuras. Actas del Coloquio. UNESCO. Vol. 3: 787-864. Olavarria, Buenos Aires.

Fitzjohn, C., Ternan, J. L. y Williams, A.G. (1998). Soil moisturevariability in a semi-arid gully catchment: Implications for runoff and erosion control. *Catena* 32 (1), pp. 55-70

Francis, C. F., Thornes, J. B., Diaz, A. R., Bermudez, F. L. y Fisher, G. C. (1986). Topographic control of soil moisture, vegetation cover and land degradation in a moisture stressed Mediterranean environment. *Catena*, 13(1-2), 211-225.

Fredlund, D. G. y Rahardjo, H. (1993). Soil mechanics for unsaturated soil., John Wiley and Sons, Nefitw York.

Frenguelli, J. (1950). Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires. LEMIT, Serie II (33), La Plata.

Friedl, M. A. y Davis, F. W. (1994). Sources of variation in radiometric surface temperature over a tallgrass prairie. *Remote sensing of Environment*, 48(1), 1-17. https://doi.org/10.1016/0034-4257(94)90109-0

Fucks, E. E. (2004). Estratigrafía y Geomorfología en el ámbito del curso inferior del Río Luján, Provincia de Buenos Aires. Tesis de doctorado. Universidad Nacional de La Plata, La Plata.

Fucks, E., Huarte, R., Carbonari, J. y Figini, A. (2007). Geocronología, paleoambientes y paleosuelos holocenos en la región pampeana. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 62(3), 425–433.

Fucks, E., y Deschamps, C. M. (2008). Depositos continentales cuaternarios en el noreste de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(3), 326 -343. ISSN 1851-8249.

Gao, Z., Xu, X., Wang, J., Yang, H., Huang, W. y Feng, H. (2013). A method of estimating soil moisture based on the linear decomposition of mixture pixels. *Mathematical and Computer Modelling*, 58(3-4), 606-613.

Gates, D. M. (1964). Leaf temperature and transpiration 1. *Agronomy Journal*, 56(3), 273-277. https://doi.org/10.2134/agronj1964.00021962005600030007x

Gaur, N. y Mohanty, B. P. (2016). Land-surface controls on near-surface soil moisture dynamics: Traversing remote sensing footprints. *Water Resources Research*, 52(8), 6365-6385. https://doi.org/10.1002/2015WR018095

Giacomelli, A., Bacchiega, U., Troch, P. A. y Mancini, M. (1995). Evaluation of surface soil moisture distribution by means of SAR remote sensing techniques and conceptual hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 166, 445–459. https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)05100-C

Gillies, R. R., Kustas, W. P. y Humes, K. S. (1997). A verification of the'triangle'method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and surface radiant temperature. *International journal of remote sensing*, 18(15), 3145-3166. https://doi.org/10.1080/014311697217026

Goetz, S. J. (1997). Multi-sensor analysis of NDVI, surface temperature and biophysical variables at a mixed grassland site. *International Journal of remote sensing*, 18(1), 71-94. https://doi.org/10.1080/014311697219286

Gomez-Plaza, A., Martínez-Mena, M., Albaladejo, J. y Castillo, V. M. (2001). Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semi-arid catchments. *Journal of Hydrology*, 253, 211–226. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00483-8

Goward, S. N., Xue, Y. y Czajkowski, K. P. (2002). Evaluating land surface moisture conditions from the remotely sensed temperature/vegetation index measurements: An exploration with the simplified simple biosphere model. *Remote sensing of environment*, 79(2-3), 225-242. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00275-9

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, 2897–2908. https://doi.org/10.1029/ 97WR02174

Grayson, R. y Blöschl, G. (2000). Spatial patterns in catchment hydrology. Observations and modelling. Cambridge University Press.

Guevara Ochoa, C. (2019). Una metodología para el análisis de los patrones espacio temporales de la interacción entre aguas superficiales y subterráneas en áreas de llanura bajo escenarios de cambio climático. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional de Rosario.

Guevara-Ochoa, C., Medina, A., Vives, L., Zimmermann, E. y Bailey, R. T. (2020a). Spatio-temporal patterns of the interaction between groundwater and surface water in plains. *Hydrological Processes*. https://doi.org/10.1002/hyp.13615

Hain, C. R., Crow, W. T., Mecikalski, J. R., Anderson, M. C. y Holmes, T. (2011). An intercomparison of available soil moisture estimates from thermal infrared and passive microwave remote sensing and land surface modeling. *Journal of geophysical research*: *atmospheres*, 116(D15107). doi:10.1029/2011JD015633

Han, Y., Wang, Y. y Zhao, Y. (2010). Estimating soil moisture conditions of the greater Changbai Mountains by land surface temperature and NDVI. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 48(6), 2509-2515.

Hawley, M. E., Jackson, T. J. y McCuen, R. H. (1983). Surface soil moisture variation on small agricultural watersheds. *Journal of Hydrology*, 62(1-4), 179-200. https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90102-6

Holzman, M. E. (2012). Estimación del estrés hídrico en cultivos y su relación con rendimientos en la región pampeana mediante imágenes de temperatura de superficie e índice de vegetación. Tesis de doctorado. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

Holzman, M. E., Rivas, R. y Piccolo, M. C. (2014). Estimating soil moisture and the relationship with crop yield using surface temperature and vegetation index. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 28, 181-192.

Huete, A. R. y Liu, H. Q. (1994). An error and sensitivity analysis of the atmospheric-and soil-correcting variants of the NDVI for the MODIS-EOS. IEEE *Transactions on Geoscience and Remote sensing*, 32(4), 897-905.

Hupet, F. y Vanclooster, M. (2002). Intraseasonal dynamics of soil moisture variability within a small agricultural maize cropped field. *Journal of Hydrology*, 261, 86–101. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00016-1

Hurtado, M.A., Moscatelli, G.N. y Godagnone, R.E. (2005). Los suelos de la provincia de Buenos Aires. En: Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, de Barrio, R.E.; Etcheverry, R.O.; Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.). *XVI Congreso Geológico Argentino*. La Plata, Argentina.

IGN. (2019). Informe sobre la generación del MDE-Ar v2.1 con resolución espacial de 30 m.

IHLLA. (2003). Sistema de soporte para la gestión eficiente de los recursos hídricos en la llanura bonaerense. Inédito, p 267.

Jackson, R. D., Idso, S. B., Reginato, R. J. y Pinter Jr, P. J. (1981). Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water resources research*, 17(4), 1133-1138.

Jackson, R. D., Reginato, R. J. y Idso, S. (1977). Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water resources research*, 13(3), 651-656.

James, A.L. y Roulet, N.T., (2007). Investigating hydrologic connectivity and its association with threshold change in runoff response in a temperate forested watershed. *Hydrological Processes* 21, 3391–3408. https://doi.org/10.1002/hyp.6554

Jobbágy, E. G., Nosetto, M. D., Santoni, C. S. y Baldi, G. (2008). El desafío eco hidrológico de las transiciones entre sistemas leñosos y herbáceos en la llanura Chaco-Pampeana. *Ecología Austral*, 18, 305–322. ISSN: 0327-5477

Jones, H. G. (1990). Plant water relations and implications for irrigation scheduling. Simposio Scheduling of Irrigation for Vegetable Crops under Field Condition 278 (pp. 67-76).

Journel, A. G. y Deutsch, C. V. (1993). Entropy and spatial disorder. *Mathematical Geology*, 25, 329–355. https://doi.org/10.1007/BF00901422

Julien, P. Y. y Moglen, G. E. (1990). Similarity and length scale for spatially varied overland flow. *Water Resources Research*, 26(8), 1819–1832. https://doi.org/10.1029/WR026i008p01819

Kahimba, F.C., Bullock, P.R., Sri-Ranjan, R. y Cutforth, H.W. (2009). Evaluation of the SolarCalc model for simulating hourly and daily incoming solar radiation in the Northern Great Plains of Canada. Can. Biosyst. Eng. 51, 111–121.

Katra, I., Blumberg, D. G., Lavee, H. y Sarah, P. (2008). Soil moisture patterns in semiarid hillslopes: Linkage to surface water redistribution. *Israel Journal of Earth Sciences*, 57(3/4), 281–289. https://doi.org/10.1560/IJES.57.3-4.281

Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J. P., Martinuzzi, J. A. M. J., Font, J. y Berger, M. (2001). Soil moisture retrieval from space: The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission. IEEE transactions on Geoscience and remote sensing, 39(8), 1729-1735.

Knudby, C. y Carrera, J. (2005). On the relationship between indicators of geostatistical, flow and transport connectivity. *Advances in Water Resources*, 28(4), 405-421. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2004.09.001

Kovacs, G. (1983). General principles of flat-land hydrology. In M. C. Fuschini Mejía (Ed.), *Hydrology on large flatlands* (Vol. 1, pp. 297–356). UNESCO.

Kruse, E. (1992). El agua subterránea y los procesos fluviales en la región centro-oriental de la Provincia de Buenos Aires. Situación ambiental de la Provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires, 2 (15): 13-31. La Plata.

Lambin, E. y Ehrlich, D. (1995). Combining vegetation indices and surface temperature for land-cover mapping at broad spatial scales. *Remote Sensing*, 16(3), 573-579.

Landis, J. R. y Koch, G. G. (1977). The measurement of observer agreement for categorical data. *biometrics*, 159-174. https://doi.org/10.2307/2529310

Lane, S. (2003). Land management, flooding and environmental risk: new approaches to a very old question. *In Proceedings of CIWEM Conference*, Harrogate, UK.

Lavado, R. S. y Alconada, M. (1994). Soil properties behavior on grazed and ungrazed plots of a grassland sodic soil. *Soil Technology*, 7, 75–81. https://doi.org/10.1016/0933-3630(94)90008-6

Legates, D. R., Mahmood, R., Levia, D. F., DeLiberty, T. L., Quiring, S. M., Houser, C. y Nelson, F. E. (2010). Soil moisture: A central and unifying theme in physical geography. *Progress in Physical Geography*,1,22. https://doi.org/10.1177/0309133310386514

Leibowitz, S. G. y Vining, K. C. (2003). Temporal connectivity in a prairie pothole complex. *Wetlands* 23 (1), pp.13-25. https://doi.org/10.1672/0277-5212(2003)023[0013:TCIAPP]2.0.CO;2

León, R.J.C., Burkart, S.E. y Movia, C.P. (1979). Relevamiento fitosociológico del Pastizal del Norte de la Depresión del Salado: la vegetación de la República Argentina. Serie Fitogeográfica N°17. INTA. Buenos Aires.

Lexartza-Artza, I. y Wainwright, J. (2009). Hydrological connectivity: linking concepts with practical implications. *Catena* 79, 146–152.

Liu, H. Q. y Huete, A. (1995). A feedback based modification of the NDVI to minimize canopy background and atmospheric noise. IEEE transactions on geoscience and remote sensing, 33(2), 457-465.

Liu, Y. y Yue, H. (2018). The temperature vegetation dryness index (TVDI) based on Bi-parabolic NDVI-Ts space and gradient-based structural similarity (GSSIM) for long-term drought assessment across Shaanxi province, China (2000–2016). *Remote Sensing*, 10(6), 959. https://doi.org/10.3390/rs10060959

Liu, Z., Yao, Z. y Wang, R. (2018). Evaluating the surface temperature and vegetation index (Ts/VI) method for estimating surface soil moisture in heterogeneous regions. *Hydrology Research*, 49(3), 689-699. https://doi.org/10.2166/nh.2017.079

Lobell, D. B. y Asner, G. P. (2002). Moisture effects on soil reflectance. *Soil Science Society of America Journal*, 66(3), 722-727. https://doi.org/10.2136/sssaj2002.7220

Lozza, H. F. (2019). Sistema para la aplicación de los datos de la misión satelital SAOCOM en la agricultura. En: Jornadas Argentinas de Informatica. De Giandini, R. (UNLP); Martínez, C. (eds.). *XI Congreso de AgroInformática* (CAI)-JAIIO 48 Salta, Argentina.

Luque, J. A., Paoloni, J. D. y Bonorino, G. A. (1979). Estudio hidrológico e hidrogeológico de la cuenca del río Sauce Grande. CAFTA-SECYT, *Serie Hidrología*, 3, 1–64.

Mahmood, R. y Hubbard, K. G. (2007). Relationship between soil moisture of near surface and multiple depths of the root zone under heterogeneous land uses and varying hydroclimatic conditions. *Hydrological Processes: An International Journal*, 21(25), 3449-3462. https://doi.org/10.1002/hyp.6578

Maki, M., Ishiahra, M. y Tamura, M. (2004). Estimation of leaf water status to monitor the risk of forest fires by using remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment*, 90(4), 441-450. https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.02.002

Mallick, K., Bhattacharya, B. K. y Patel, N. K. (2009). Estimating volumetric surface moisture content for cropped soils using a soil wetness index based on surface temperature and NDVI. Agricultural and Forest Meteorology, 149(8), 1327-1342. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.03.004

Marconcini, M., Fernández-Prieto, D. y Buchholz, T. (2013). Targeted land-cover classification. IEEE *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 52(7), 4173-4193. 10.1109/TGRS.2013.2280150

Masek, J. G., Vermote, E. F., Saleous, N. E., Wolfe, R., Hall, F. G., Huemmrich, K. F., Gao, F., Kutler, J. y Lim, T. K. (2006). A Landsat surface reflectance dataset for North America, 1990-2000. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, 3(1), 68-72. 10.1109/LGRS.2005.857030

Matteucci, S. D. y Colma, A. (1998). El papel de la vegetación como indicadora del ambiente. In S. D. Matteucci y G. Buzai (Eds.), Sistemas Ambientales Complejos: Herramientas de Análisis Espacial. EUDEBA.

Matteucci, S.D. (2012). Ecorregión Pampa. Ecorregiones y Complejos Ecosistémicos Argentinos, Morello, J. Matteucci, S.D. Rodríguez, A.F. Silva, M. 1° Edición. Orientación Gráfica Editora. Buenos Aires.

McDonnell, J. J., Sivapalan, M., Vaché, K., Dunn, S., Grant, G., Haggerty, R., ... y Weiler, M. (2007). Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology. *Water Resources Research*, 43(7). doi: 10.1029/2006WR005467

Merlin, O., Walker, J. P., Chehbouni, A. y Kerr, Y. (2008). Towards deterministic downscaling of SMOS soil moisture using MODIS derived soil evaporative efficiency. *Remote Sensing of Environment*, 112(10), 3935-3946. https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.06.012

Migueltorena, M. V. (2016). Análisis de la función de diversos ambientes en la conectividad paisajística del sector llano de la cuenca del arroyo del Azul. Tesis de maestría. Facultad de Agronomía. Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires.

Migueltorena, M. V., Entraigas, I. y Varni, M. (2014). La conectividad paisajística en el sector llano de la cuenca del arroyo del Azul. En: El manejo hídrico-ambiental de las grandes llanuras: un desafío para científicos, profesionales y tomadores de decisión, de Scioli, C. (eds.). *II Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras*, Santa Fe, Argentina.

Mirassou, S. B. (2009). La gestión integral de los recursos hídricos: aportes a un desarrollo conceptual para la gobernabilidad del agua.

Mittelbach, H., Lehner, I. y Seneviratne, S. I. (2012). Comparison of four soil moisture sensor types under field conditions in Switzerland. *Journal of Hydrology*, 430-431, 39–49. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.041

Mohseni, F. y M. Mokhtarzade. 2020. "A New Soil Moisture Index Driven from an Adapted Long-term Temperature-vegetation Scatter Plot Using MODIS Data." *Journal of Hydrology* 581: 124420. https://doi:10.1016/j. jhydrol.2019.124420

Molnar, P. (2011). "Calibration". Watershed Modelling, SS 2011. Institute of Environmental Engineering, *Chair of Hydrology and Water Resources Management*, ETH Zürich. Switzerland.

Moore, I. D., Burch, G. J. y Mackenzie, D. H. (1988). Topographic effects on the distribution of surface soil water and the location of ephemeral gullies. Transactions of the ASAE, 31(4), 1098-1107. doi: 10.13031/2013.30829

Moran, M. S., Clarke, T. R., Inoue, Y. y Vidal, A. (1994). Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote sensing of environment*, 49(3), 246-263. https://doi.org/10.1016/0034-4257(94)90020-5

Müller, E.N., Wainwright, J. y Parsons, A.J. (2007). Impact of connectivity on the modeling of overland flow within semiarid shrubland environments. *Water Resources Research* 43 (9). https://doi.org/10.1029/2006WR005006

Nemani, R. R. y Running, S. W. (1989). Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal-IR AVHRR data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 28(4), 276-284. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1989)028<0276:EORSRT>2.0.CO;2

Nemani, R., Pierce, L., Running, S. y Goward, S. (1993). Developing satellite-derived estimates of surface moisture status. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 32(3), 548-557. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032<0548:DSDEOS>2.0.CO;2

Njoku, E. G., Jackson, T. J., Lakshmi, V., Chan, T. K. y Nghiem, S. V. (2003). Soil moisture retrieval from AMSR-E. IEEE *transactions on Geoscience and remote sensing*, 41(2), 215-229.

Nocita, M., Stevens, A., Noon, C. y van Wesemael, B. (2013). Prediction of soil organic carbon for different levels of soil moisture using Vis-NIR spectroscopy. *Geoderma*, 199, 37-42. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.07.020

Kovacs, G. (1983). General principles of flat-land hydrology. In M. C. Fuschini Mejía (Ed.), *Hydrology on Large Flatlands* (Vol. 1), 297–356. Buenos Aires: UNESCO.

OMM. (2010). Organización Meteorológica Mundial. Guía del Sistema Mundial de Observación. OMM Nº488. Consultado en https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=5440

Pan, F. y Peters-Lidard, C. D. (2008). On the relationship between mean and variance of soil moisture fields. *Journal of the American Water Resources Association*, 44, 235–242. https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2007.00150.x

Patel, N. R., Anapashsha, R., Kumar, S., Saha, S. K. y Dadhwal, V. K. (2009). Assessing potential of MODIS derived temperature/vegetation condition index (TVDI) to infer soil moisture status. *International Journal of Remote Sensing*, 30(1), 23-39. https://doi.org/10.1080/01431160802108497

Perelman, S. B., León, R. J. C. y Deregibus, V. A. (1982). Aplicación de un método objetivo al estudio de las comunidades de pastizal de la Depresión del Salado (Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Facultad de Agronomía de Buenos Aires*, 3, 27–40.

Perelman, S. B., León, R. J. C. y Oesterheld, M. (2001). Cross-scale vegetation patterns of Flooding Pampa grasslands. Journal of Ecology, 89, 562–577. https://doi.org/10.1046/j.0022-0477.2001.00579.x

Pereyra, F. 2003. Ecorregiones de la Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.

Pertovt, L. E., Schirmbeck, J., Rivas, R. y Wöhl Coelho, O. G. (2007). Determinación de stress hídrico de vegetación mediante imágenes de satélite AVHRR. Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brasil, 2-999.

Petropoulos, G. P., Ireland, G. y Barrett, B. (2015). Surface soil moisture retrievals from remote sensing: Current status, products y future trends. *Physics and Chemistry of the Earth*, Parts A/B/C, 83, 36-56. https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.02.009

Petropoulos, G., Carlson, T. N., Wooster, M. J. y Islam, S. (2009). A review of Ts/VI remote sensing-based methods for the retrieval of land surface energy fluxes and soil surface moisture. *Progress in Physical Geography*, 33(2), 224-250. https://doi.org/10.1177/0309133309338997

Pielke, R.A. (1984). Mesoscale Meteorological Modeling. Prensa académica, Orlando.

Prickett, T. A. y Lonnquist, C. G. (1968). Aquifer simulation program listing using alternating direction implicit method. En Illinois State Water Survey mimeographed report, presented at International Association of Scientific Hydrology. Symposium on Use of Computers in Hydrology, Tucson, Arizona.

Prihodko, L. y Goward, S. N. (1997). Estimation of air temperature from remotely sensed surface observations. *Remote Sensing of Environment*, 60(3), 335-346. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00216-7

Pringle, C. (2003). What is hydrologic connectivity and why is it ecologically important? *Hydrological Processes* 17 (13), 2685–2689. https://doi.org/10.1002/hyp.5145

Quattrochi, D. A. y Luvall, J. C. (2004). Thermal remote sensing in land surface processing. CRC Press. ISN:0415302242

Quattrocchio, M. E. y Borromei, A. M. (1998). Paleovegetational and paleoclimatic changes during the late Quaternary in southwestern Buenos Aires Province and southern Tierra del Fuego (Argentina). *Palynology*, 22(1), 67-82. https://doi:10.1080/01916122.1998.9989503

Qiu, Y., Fu, B., Wang, J. y Chen, L. (2001). Soil moisture variation in relation to topography and land use in a hillslope catchment of the Loess Plateau, China. *Journal of Hydrology*, 240, 243–263. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00362-0

R Core Team. (2019). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing. https://www.rproject.org/

Rahimzadeh-Bajgiran, P., Omasa, K. y Shimizu, Y. (2012). Comparative evaluation of the Vegetation Dryness Index (VDI), the Temperature Vegetation Dryness Index (TVDI) and the improved TVDI (iTVDI) for water stress detection in semi-arid regions of Iran. ISPRS *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 68, 1-12. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2011.10.009

Rawls, W. J., Brakensiek, D. L. y Saxtonn, K. E. (1982). Estimation of soil water properties. Transactions of the ASAE, 25(5), 1316-1320. doi: 10.13031/2013.33720

Rivas, R. y Houspanossian, J. (2006). Obtención de mapas de estrés hídrico a partir de datos captados por los sensores AVHRR y MODIS. In VIII Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, Paraguay.

Rodríguez-Iturbe, I., D'odorico, P., Porporato, A. y Ridolfi, L. (1999). On the spatial and temporal links between vegetation, climate, and soil moisture. *Water Resources Research*, 35(12), 3709-3722. https://doi.org/10.1029/1999WR900255

Rodríguez-Iturbe, I. y Porporato, M. (2004). Ecohydrology of watercontrolled ecosystems. Soil moisture and plant dynamics. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/CBO9780511535727

Romano, N. (2014). Soil moisture at local scale: Measurements and simulations. *Journal of Hydrology*, 516, 6–20. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.026

Rouse, J. W., Haas, R. H., Schell, J. A. y Deering, D. W. (1974). Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. In Freden, S. C., Mercanti, E. P. and Becker, M. A. (eds.) *Third Earth Resources Technology Satellite-1 Symposium*. Volume 1: Technical Presentations. NASA, Washington, D.C. pp. 309–317.

Saha, A., Patil, M., Goyal, V. C. y Rathore, D. S. (2018). Assessment and impact of soil moisture index in agricultural drought estimation using remote sensing and GIS techniques.

Multidisciplinary digital publishing institute proceedings, 7(1), 2. https://doi.org/10.3390/ECWS-3-05802

Shackleton, N. J., Berger, A. y Peltier, W. R. (1990). An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Earth and environmental science transactions of the royal society of Edinburgh*, 81(4), 251-261. https://doi.org/10.1017/S0263593300020782

O. E., Parton, W. J., Joyce, L. A. y Lauenroth, W. K. (1988). Primary production of the central grassland region of the United States. *Ecology*, 69, 40–45. https://doi.org/10.2307/1943158.

Orsolini, H. E., Zimmermann, E. D., y Basile, P. A. (2000). Hidrología: procesos y métodos. In Hidrología: procesos y métodos, UNR (Ed.), (pp. 319). Rosario, Argentina ISBN 950-673-254-4.

Sala, J.M., González, N. y Kruse, E. (1983). Generalización hidrológica de la provincia de Buenos Aires. En: Hidrología de las grandes llanuras, Fuschini Mejía, M.C. (eds.). 1983. Actas del Coloquio Internacional sobre Hidrología de Grandes Llanuras. Vol. 2: 973-1009. Olavarría, Buenos Aires.

Saleh, K., Wigneron, J. P., Waldteufel, P., de Rosnay, P., Schwank, M., Calvet, J. C. y Kerr, Y. H. (2007). Estimates of surface soil moisture under grass covers using L-band radiometry. *Remote Sensing of Environment*, 109(1), 42-53. https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.12.002

Sandholt, I., Rasmussen, K. y Andersen, J. (2002). A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sensing of environment*, 79(2-3), 213-224. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00274-7

Schirmbeck, L. W. (2017). Understanding TVDI as an index that expresses soil moisture. *Journal of Hyperspectral Remote Sensing*, 7(2), 82-90. https://doi.org/10.29150/jhrs.v7.2.p82-90

Schirmbeck, L. W., Fontana, D. C., Schirmbeck, J. y Bremm, C. (2020). TVDI Obtido de Imagens OLI/TIRS e MODIS. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 34, 573-583. https://doi.org/10.1590/0102-7786344070

Schirmbeck, L. W., Fontana, D. C. y Schirmbeck, J. (2018). Two approaches to calculate TVDI in humid subtropical climate of southern Brazil. *Scientia Agricola*, 75, 111-120. https://doi.org/10.1590/1678-992X-2016-0315

Scioli, C. (2016). Un nuevo índice de similitud hidrológica para la simulación precipitación – escorrentía en sistemas de llanura. Tesis doctoral. Facultad de Ingeniería y ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral.

Scioli, C., Villanueva, a., Cazenave, G. y Pelizardi, F. (2010). Modelación hidrológica de grilla en zonas de llanura: estimación de los parámetros del modelo. En: Hacia la gestión integral de los recursos hídricos en zonas de llanura, de Varni, M.; Entraigas, I. y Vives, L. (eds.). I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras, Azul, Argentina.

Seghieri, J., Galle, S., Rajot, J. L. y Ehrmann, M. (1997). Relationships between soil moisture and growth of herbaceous plants in a natural vegetation mosaic in Niger. *Journal of Arid Environments*, 36(1), 87-102. https://doi.org/10.1006/jare.1996.0195

Sharma, M. L., Gander, G. A. y Hunt, C. G. (1980). Spatial variability of infiltration in a watershed. *Journal of Hydrology*, 45(1-2), 101-122. https://doi.org/10.1016/0022-1694(80)90008-6

Shutko, A. M. (1982). Microwave radiometry of lands under natural and artificial moistening. IEEE *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, (1), 18-26. DOI: 10.1109/TGRS.1982.4307514

Smith, R. C. G. y Choudhury, B. J. (1991). Analysis of normalized difference and surface temperature observations over southeastern Australia. *Remote Sensing*, 12(10), 2021-2044. https://doi.org/10.1080/01431169108955234

Smith, M. (1992). CROPWAT: A computer program for irrigation planning and management. No. 46. Food and Agriculture Organization of the United Nations. ISBN 92-5-103106-1.

Stisen, S., Sandholt, I., Nørgaard, A., Fensholt, R. y Jensen, K. H. (2008). Combining the triangle method with thermal inertia to estimate regional evapotranspiration—Applied to MSG-SEVIRI data in the Senegal River basin. *Remote Sensing of Environment*, 112(3), 1242-1255. https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.08.013

SSSA - ASA. (1996). Methods of soil analysis. Part 3 - Chemical Methods. Soil Science Society of America Book Series Nº 5. D.L.Sparks (eds).Madison, Unites States.

Susha Lekshmi, S. U., Singh, D. N. y Baghini, M. S. (2014). A critical review of soil moisture measurement. *Measurement*, 54, 92 -105. https://doi.org/10.1016/j.measurement.2014.04.007

Tang, R., Li, Z. L. y Tang, B. (2010). An application of the Ts–VI triangle method with enhanced edges determination for evapotranspiration estimation from MODIS data in arid and semi-arid regions: Implementation and validation. *Remote Sensing of Environment*, 114(3), 540-551. https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.10.012

Tanner, C. B. (1963). Plant temperatures. Agronomy journal., 55, 210-211.

Tetzlaff, D., McNamara, J. P. y Carey, S. K. (2011). Measurements and modelling of storage dynamics across scales. *Hydrological Processes* 25, 3831-3835. https://doi.org/10.1002/hyp.8396

Thornthwaite, C. W. y Mather, J. R. (1955). Publications in climatology. The water balance 8: 1-104. *Laboratory of Climatology*.

Tricart, J.L. (1973). Geomorfología de la Pampa Deprimida. Base para los estudios edafológicos y agronómicos. INTA XII, Colección Científica.

Tromp-van Meerveld, H. J. y McDonnell, J. J. (2006). On the interrelations between topography, soil depth, soil moisture, transpiration rates and species distribution at the hillslope scale. *Advances in water resources*, 29(2), 293-310. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.02.016

Tucker, C. J. (1979). Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote sensing of Environment*, 8(2), 127-150. https://doi.org/10.1016/0034-4257(79)90013-0

Turnbull, L., Wainwright, J. y Brazier, R.E. (2008). A conceptual framework for understanding semi-arid land degradation: ecohydrological interactions across multiple-space and time scales. *ecohydrology* 1, 23-34. https://doi.org/10.1002/eco.4

Turner, M. G. (1989). Landscape Ecology: The Effect of Pattern on Process. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 20, 171–197. http://www.jstor.org/stable/2097089

USDA Soil Conservation Service. (1983). National Agricultural Land Evaluation and Site Assessment Handbook. Washington, DC.

Usunoff, E. (2002). Framework for assessing hydrogeology of large plains. Procc. Workshop Groundwater and Human Development. Mar del Plata, Argentina, 2039–2042.

Vani, V., Pavan Kumar, K. y Ravibabu, M.V. (2019). Temperature and Vegetation Indices Based Surface Soil Moisture Estimation: A Remote Sensing Data Approach. In: Rao, P., Rao, K., Kubo, S. (eds) Proceedings of International Conference on Remote Sensing for Disaster Management. Springer Series in Geomechanics and Geoengineering. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-77276-9_25

Varni, M. (2005). Evaluación de la recarga al acuífero del Azul: Valores medios y variaciones temporal y espacial. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura UNR.

Varni, M., Rivas, R. y Entraigas, I. (2003). Interacción de un cuerpo de agua superficial con el agua subterránea en la llanura pampeana, Argentina. *Información Tecnológica*, 14(6), 97-104.

Varni, M. y Custodio, E. (2013). Evaluación de la recarga al acuífero del Azul: 1. Análisis de las características climáticas. En: Agua subterránea recurso estratégico, de González, N.; Kruse, E.; Trovatto, M. y Laurencena, P. (eds). VIII Congreso Hidrogeológico Argentino y VI Seminario Hispano Latinoamericano sobre temas actuales de hidrología subterránea La Plata. Argentina.

Varni, M. y Custodio, E. (2013). Evaluación de la recarga al acuífero del Azul: 2. Balance de agua en el suelo y de deposición atmosférica de cloruro. En: Agua subterránea recurso estratégico, de González, N.; Kruse, E.; Trovatto, M. y Laurencena, P. (eds). VIII Congreso Hidrogeológico Argentino y VI Seminario Hispano Latinoamericano sobre temas actuales de hidrología subterránea La Plata. Argentina.

Varni, M., Zeme, S., Weinzettel, P. y Dietrich, S. (2014). Relación entre recarga al acuífero freático y otros términos del balance hídrico en Azul, centro de la provincia de Buenos Aires. En: El manejo hídrico-ambiental de las grandes llanuras: un desafío para científicos, profesionales y tomadores de decisión, de Scioli, C. (eds.). *II Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras*, Santa Fe, Argentina.

Vaz, C. M. P., Jones, S., Meding, M. y Tuller, M. (2013). Evaluation of standard calibration functions for eight electromagnetic soil moisture sensors. *Vadose Zone Journal*, 12, 1–16. https://doi.org/10.2136/vzj2012.0160

Vázquez-Suñé, E., Castro, A. (2002). Planilla Easy-Bal. Curso Internacional de Hidrología Subterránea. versión a distancia, Barcelona, España.

Vercelli, N. (2011). Caracterización de agroecosistemas a escala de paisaje en la cuenca baja del arroyo del Azul y propuesta para su enseñanza en la Escuela Secundaria. Tesis de grado. Facultad de Agronomía, Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires.

Vercelli, N. (2018). Heterogeneidad del paisaje en la cuenca inferior del arroyo del Azul, provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas Y Naturales, Universidad Nacional de mar del Plata.

Vercelli, N., Ares, G. y Entraigas, I. (2015). Relaciones entre la vegetación, la micro topografía y la acumulación de agua en superficie en un pastizal natural de la Pampa Deprimida. Argentina. En: El paisaje como unidad natural funcional, dinámica y resiliente, de Minotti, P.; Entraigas, I. (eds*). V Jornadas y II Congreso Argentino de Ecología de Paisajes*. Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Usunoff" - Asociación Argentina de Ecología de Paisajes. Mar del Plata, Argentina.

Vercelli, N., Varni, M., Lara, B., Entraigas, I., y Ares, M. G. (2019). Linking soil water balance with flood spatial arrangement in an extremely flat landscape. *Hydrological Processes*, 34(1), 21-32. https://doi.org/10.1002/hyp.13567

Vereecken, H., Huisman, J. A., Bogena, H., Vanderborgh, J., Vrugt, J. A. y Hopmans, J. W. (2008). On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. *Water Resources Research*, 44, W00D06. https://doi.org/10.1029/2008WR006829

Vermote, E., Justice, C., Claverie, M. y Franch, B. (2016). Preliminary analysis of the performance of the Landsat 8/OLI land surface reflectance product. *Remote Sensing of Environment*, 185, 46-56. https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.04.008

Verstraeten, W. W., Veroustraete, F. y Feyen, J. (2008). Assessment of evapotranspiration and soil moisture content across different scales of observation. *Sensors*, 8, 70–117. https://doi.org/10.3390/s8010070

Vervoorst, F.B. (1967). Las comunidades vegetales de la Depresión del Salado. La Vegetación de la República Argentina. Serie Fitogeográfica N° 7. INTA. Buenos Aires.

Viterbo, P. (2002). The role of the land surface in the climate system. Meteorological Training Course Lecture Series, European Centre for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF).

Wan, Z., Wang, P. y Li, X. (2004). Using MODIS land surface temperature and normalized difference vegetation index products for monitoring drought in the southern Great Plains, USA. *International journal of remote sensing*, 25(1), 61-72. https://doi.org/10.1080/0143116031000115328

Wang, C., Qi, S., Niu, Z. y Wang, J. (2004). Evaluating soil moisture status in China using the temperature–vegetation dryness index (TVDI). *Canadian Journal of Remote Sensing*, 30(5), 671-679. https://doi.org/10.5589/m04-029

Wang, H., Li, X., Long, H., Xu, X. y Bao, Y. (2010). Monitoring the effects of land use and cover type changes on soil moisture using remote-sensing data: A case study in China's Yongding River basin. *Catena*, 82(3), 135-145. https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.05.008

Wang, L., y Qu, J. J. (2009). Satellite remote sensing applications for surface soil moisture monitoring: A review. *Frontiers of Earth Science in China*, 3(2), 237-247. https://doi.org/10.1007/s11707-009-0023-7

Ward, J.V., Tockner, K., Arscott, D.B. y Claret, C. (2002). Riverine landscape diversity. *Freshwater Biology* 47 (4), 517–539. https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.2002.00893.x

Weidong, L., Baret, F., Xingfa, G., Qingxi, T., Lanfen, Z. y Bing, Z. (2002). Relating soil surface moisture to reflectance. *Remote sensing of environment*, 81(2-3), 238-246. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00347-9

Weiler, M., McDonnell, J. J., Tromp-van Meerveld, I. y Uchida, T. (2006). Subsurface stormflow. En Encyclopedia of hydrological sciences, ed. M. G. Anderson, pp. 1719 – 1732, Jhon Wiley, Chichester, U. K.

Western, A. W., Grayson, R. B. y Green, T. R. (1999). The Tarrawarra project: high resolution spatial measurement, modelling and analysis of soil moisture and hydrological response. *Hydrological processes*, 13(5), 633-652. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<633::AID-HYP770>3.0.CO;2-8

Western, A. W., Grayson, R. B., Blöschl, G., Willgoose, G. R. y McMahon, T. A. (1999). Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices. *Water Resources Research*, 35, 797–810. https://doi.org/10.1029/1998WR900065

Western, A. W., Grayson, R. B.,y Green, T. R. (1999). The Tarrawarra project: High resolution spatial measurement, modelling and analysis of soil moisture and hydrological response. *Hydrological Processes*, 13(5), 633–652. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<633::AID-HYP770>3.0.CO;2-8

Western, A. W., Zhou, S. L., Grayson, R. B., McMahon, T. A., Blöschl, G. y Wilson, D. J. (2005). Reply to comment by Tromp van Meerveld and McDonnell on Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological

processes. *Journal of Hydrology*, 303(1-4), 313-315. https://doi:10.1016/j.jhydrol.2004.09.001

Western, A.W., Blöschl, G. y Grayson, R.B. (2001). Toward capturing hydrologically significant connectivity in spatial patterns. *Water Resources Research* 37 (1), 83–97. https://doi.org/10.1029/2000WR900241

Widtsoe, J. A. y McLaughlin, W. W. (1912). The movement of water in irrigated soils (No. 115). Utah Agricultural College Experiment Station.

Wiegand, C. L. y Namken, L. N. (1966). Influences of plant moisture stress, solar radiation, and air temperature on cotton leaf temperature 1. *Agronomy journal*, 58(6), 582-586. https://doi.org/10.2134/agronj1966.00021962005800060009x

Willmott, C. (1981). On the validation of models. *Physical Geography*, 2, 181-194. https://doi.org/10.1080/02723646.1981.10642213

Willmott, C.J. y Matsuura, K. (2005). Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) is assessing model performance. *Climate Research*, 30, 79–82. doi:10.3354/cr030079

Yair, A. y Danin, A. (1980). Spatial variations in vegetation as related to the soil moisture regime over an arid limestone hillside, northern Negev, Israel. *Oecologia*, 47(1), 83-88. https://doi.org/10.1007/BF00541779

Zabala, M. E., Manzano, M. y Vives, L. (2010). Estudio preliminar del origen del fondo químico natural de las aguas subterráneas en la cuenca del arroyo del Azul. Hacia la gestión integral de los recursos hídricos en zonas de llanura. Varni, I. Entraigas y L. Vives (Eds), 249-256. ISBN: 978-987-543-392-2.

Zabala, M. E., Manzano, M. y Vives, L. (2016). Assessment of processes controlling the regional distribution of fluoride and arsenic in groundwater of the Pampeano Aquifer in the Del Azul Creek basin (Argentina). *Journal of Hydrology*, 541, 1067–1087. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.08.023

Zárate, M.A. (2005). El Cenozoico tardío continental en la provincia de Buenos Aires. In: Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. de Barrio, R.E.; Etcheverry, R.O.; Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.). Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata.

Zárate, M.A. y Tripaldi, A. (2012). The Aeolian system of central Argentina. *Aeolian Research* 3: 401-417. https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2011.08.002

Zárate, M.A. y Mehl, A. (2010). Geología y geomorfología de la cuenca del arroyo del Azul, provincia de Buenos Aires, Argentina. En: Hacia la gestión integral de los recursos hídricos en zonas de llanura. Varni, M., Entraigas, I. y Vives, L. (eds.) Vol. I: 65-78. Editorial Martín. Mar del Plata.

Zhang, D. y G. Zhou. (2016). Estimation of soil moisture from optical and thermal remote sensing:A review. *Sensors* 16:1–29. https://doi.org/10.3390/s16081308

Zhang, F., Zhang, L. W., Jing-Jing, S. H. I. y Huang, J. F. (2014). Soil moisture monitoring based on land surface temperature-vegetation index space derived from MODIS data. *Pedosphere*, 24(4), 450-460. https://doi.org/10.1016/S1002-0160(14)60031-X

Zhang, T. y Berndtsson, R. (1988). Temporal patterns and spatial scale of soil water variability in a small humid catchment. *Journal of Hydrology*, 104(1-4), 111-128. https://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90160-6

Zimmermann, E. (2020). Completamiento de series temporales de niveles freáticos en un área deprimida de la llanura bonaerense. *Cuadernos del CURIHAM*. 26:55-61. https://doi: 10.35305/curiham.v26i0.148

Zimmermann, E., Fajardo, L. y Entraigas, I. (2020). Modelación preliminar del flujo subterráneo en un sector de la cuenca inferior del arroyo del Azul (Buenos Aires, Argentina). Cuadernos del CURIHAM.26:21-30. https://doi.org/10.35305/curiham.v26i0.154

Zimmermann, E. (2009). Estimación de humedades características en suelos limosos mediante diferentes funciones de pedotransferencia. *Cuadernos del CURIHAM*, 14(1), 13–26. ISSN 1514-2906.

Anexo

1. Procesamiento de la banda térmica

Para extraer la información de temperatura de superficie (Ts) de la banda térmica de Landsat 8, se aplicó una serie de pasos de procesamiento que son descritos a continuación:

a) Transformación de valores *ND* a valores de radiancia ($L_{\lambda sat}$) usando la ecuación lineal

$$L_{\lambda sat} = G_\lambda * ND + B_\lambda \qquad \text{Ec. 0.1}$$

Donde, $L_{\lambda sat}$ es la radiancia espectral de cada banda medida por el sensor al tope de la atmósfera (W $m^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$), *ND* es el número digital, G_λ es el factor de escala de ganancia (W $m^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$/ND), y B_λ es el factor de escala de pérdida específica del sensor para cada banda (W $m^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$) que se encuentran en el archivo metadato de la imagen (Chander y Markham, 2003; Chander et al., 2007)

b) Cálculo de la proporción de la vegetación (Pv) para determinar la emisividad (ε) de la superficie en cada imagen (Valor y Caselles, 1996). La Pv es obtenida como una función del índice EVI antes calculado.

$$Pv = \left(\frac{EVI - EVI_{mín}}{EVI_{máx} - EVI_{mín}}\right)^2 \qquad \text{Ec. 0.2}$$

Donde, Pv es la proporción de vegetación obtenida del EVI, $EVI_{mín}$ corresponde a valores de EVI de suelo desnudo y $EVI_{máx}$ corresponde a valores de EVI de superficie con cobertura completa.

$$\varepsilon = \varepsilon_v Pv + \varepsilon_s[1 - Pv] \qquad \text{Ec. 0.3}$$

Donde, ε es la emisividad de la superficie, ε_v y ε_s corresponden a valores de emisividad de la vegetación (0,98) y del suelo (0,96) respectivamente. Pv es la proporción de vegetación obtenida de la *ecuación* 2. Una vez calculada la ε, se calculó la temperatura de brillo ($B_{(T)}$) teniendo en cuenta la transmisividad y la radiancia atmosférica (Barsi et al., 2003 y 2005; Quattrochi y Luvall, 2004).

$$B_{(T)} = \frac{\left[\frac{L_{sat} - L_{up\uparrow}}{\tau} - (1-\varepsilon) * L_{down\downarrow}\right]}{\varepsilon} \qquad \text{Ec. 0.4}$$

Donde, $B_{(T)}$ es la temperatura de brillo, ε emisividad de superficie calculada en el paso anterior, L_{sat} es la radiancia registrada por el sensor, los términos radiancia ascendente ($L_{up\uparrow}$), radiancia descendente ($L_{down\downarrow}$) y transmisividad atmosférica τ son parámetros de

corrección atmosférica calculados para la zona en la página *web* (http://atmcorr.gsfc.nasa.gov/). Finalmente, se calculó la temperatura de superficie (Ts) (Chander y Markham, 2003) corregida por la acción atmosférica (presente en el cálculo de temperatura de brillo).

$$\mathrm{Ts} = \frac{K_2}{ln\left[\frac{K_1}{B(T)}+1\right]} \qquad \text{Ec. 0.5}$$

Donde, K_1 y K_2 son constantes de calibración de la banda térmica del satélite Landsat 8 OLI/TIRS y $B_{(T)}$ es la temperatura de brillo corregida por la acción de la atmósfera (Chander et al., 2009).