

Tesis Doctoral

Infiltración y recarga a través del suelo y zona no saturada en áreas de llanura. Caracterización en base a la aplicación de tomografía eléctrica y trazadores

Dietrich, Sebastián

2013

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

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

Cita tipo APA:

Dietrich, Sebastián. (2013). Infiltración y recarga a través del suelo y zona no saturada en áreas de llanura. Caracterización en base a la aplicación de tomografía eléctrica y trazadores. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Dietrich, Sebastián. "Infiltración y recarga a través del suelo y zona no saturada en áreas de llanura. Caracterización en base a la aplicación de tomografía eléctrica y trazadores". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2013.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

Infiltración y recarga a través del suelo y zona no saturada en áreas de llanura. Caracterización en base a la aplicación de tomografía eléctrica y trazadores.

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas.

Lic. Sebastián Dietrich

Director de tesis: Dr. Pablo Ariel Weinzettel

Consejero de estudios: Dr. Alberto Tomás Caselli

Lugar de trabajo: Instituto de Hidrología de Llanuras “Dr. Eduardo Jorge Usunoff”

Buenos Aires, 2013.

A Cachín y Dorita

AGRADECIMIENTOS

La presente investigación fue desarrollada en el marco del proyecto PICT 1988/06, otorgado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, bajo la dirección del Dr. Pablo Weinzettel, titulado *Caracterización de procesos de infiltración y recarga en suelos de alta producción agrícola en base a trazadores y tomografía eléctrica*

Además, constituye el trabajo final de las becas de doctorado que otorga el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Deseo agradecer particularmente a Pablo, mi director, que aceptó dirigir este trabajo y con quien he compartido excelentes momentos que excedieron el plano laboral.

A los jurados que evaluaron este trabajo, Dr. Jose Luis Costa, Dr. Eduardo Kruse y Dr. Augusto Rapalini por su buena predisposición y celeridad en las correcciones.

Al Dr. Luis Vives, actual director del Instituto de Hidrología de Llanuras, por su constante motivación a la finalización de la tesis.

Aprovecho también para recordar al Dr. Eduardo Usunoff, quien alentó mi ingreso al Instituto de Hidrología de Llanuras.

A todos los compañeros del IHLLA, simplemente por ser maravillosas personas y alegrar todos los días el ambiente de trabajo.

A mis papás.

A los amigos eternos.

A Clarita

Infiltración y recarga a través del suelo y zona no saturada en áreas de llanura. Caracterización en base a la aplicación de tomografía eléctrica y trazadores.

Los sistemas hidrológicos de llanuras son extremadamente complejos y variables en el tiempo y el espacio. Las escasas pendientes superficiales promueven la acumulación de agua en depresiones, lo que favorece los movimientos verticales de agua, es decir, evapotranspiración e infiltración. La cuenca del arroyo del Azul, sitio de estudio de la presente investigación, constituye un caso típico de una cuenca de llanura. A su vez, la presencia de horizontes petrocálcicos someros, comúnmente conocidos como "tosca", adiciona una dificultad extra al estudio de la infiltración a través de la zona no saturada. Estos horizontes tienen cierta continuidad regional pero son heterogéneos en su constitución interna. Dicha heterogeneidad está dada por el mayor o menor contenido de carbonato de calcio que constituye el cemento de estos sedimentos. A raíz de esto se pueden originar sectores con mayor conductividad hidráulica que se conviertan en vías preferenciales de flujo hacia el acuífero. La dificultad radica en poder localizar estas estructuras y evaluar en forma conjunta su comportamiento hidrodinámico. En este contexto, la técnica de la tomografía eléctrica emerge como una herramienta con un alto potencial para poder estudiar simultáneamente las variaciones espaciales en la composición del medio y su funcionamiento como sistema hidrológico. Esto se debe a que ofrece una visualización en 2D sin producir una perturbación en el medio. A través de su aplicación sobre una transecta de estudio, ha sido posible realizar el seguimiento de las variaciones en el contenido de humedad del suelo y la zona no saturada, detectando la presencia de vías preferenciales de flujo y logrando su cuantificación. Los resultados obtenidos han sido respaldados por una cuantiosa instrumentación de campo, aplicación de trazadores y modelación numérica.

Palabras claves: áreas de llanura, zona no saturada, hidrodinámica, horizontes petrocálcicos, tomografía eléctrica, trazadores, modelación numérica

Infiltration and recharge through the soil and unsaturated zone in flatland areas. Characterization based on electrical tomography and applied tracers

Flatland hydrological systems are extremely complex and variable in space and time. These environments are characterized by very flat terrains, with negligible surface slopes, that cause water accumulates in shallow depressions. In this way vertical water movements, i.e., evapotranspiration and infiltration, are favored. The Azul creek basin, where the present research was developed, is a typical example of these kind of systems. In addition, the presence of petrocalcic horizons, locally known as “tosca”, adds supplementary challenges to the study of infiltration through unsaturated zone. Despite their known regional continuity, their internal constitution is not homogeneous, having conspicuous variations in degree of induration. Variation in hardness are mainly due to different amount in calcium carbonate content, which acts as particles cement. Thus, less consolidated zones may turn into preferential pathways of water to the aquifer because carbonate induration influences horizon permeability. In this context, the electrical resistivity tomography arises as a modern tool with a high potential to the assessment of lateral variation in the composition of the system along with its hydrological behavior. This technology offers 2D images of subsurface without causing perturbations of the medium. By means of its application to a study transect it was possible to monitor soil water content changes. This led to the detection of preferential pathway and the estimation of flux velocities. The results were supported by a proper field instrumentation, tracers experiments and mathematical modeling.

Keywords: flatland areas, unsaturated zone, hydrodynamics, petrocálcic horizons, electrical tomography, tracers, mathematical modelling.

ÍNDICE DE CONTENIDO

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. MOTIVACIÓN.....	1
1.2. ANTECEDENTES.....	2
1.3. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS.....	3
1.4. ORGANIZACIÓN DEL TRABAJO.....	4
PRIMERA PARTE. Conceptualización del funcionamiento hidrodinámico del sistema suelo – zona no saturada.	
Capítulo 2. HIDRODINÁMICA DEL SUELO Y LA ZONA NO SATURADA.....	7
2.1. INTRODUCCIÓN.....	7
2.2. MARCO TEÓRICO	7
2.3. SITIO DE ESTUDIO.....	12
2.3.1. Ubicación de la cuenca del Arroyo Azul.....	12
2.4. METODOLOGÍA.....	16
2.4.1. Instrumentación y medición.....	16
2.4.2. Cálculo de las variables hidrológicas.....	20
2.5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	25
2.5.1. Flujo no saturado.....	25
2.5.2. Comportamiento de la variables hidrológicas.....	33
2.6. CONCLUSIONES.....	42
Capítulo 3. APLICACIÓN DE UN TRAZADOR CONSERVATIVO.....	44
3.1. INTRODUCCIÓN.....	44
3.2. TEORÍA.....	44
3.3. METODOLOGÍA.....	51
3.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	54
3.5. CONCLUSIONES.....	63
Capítulo 4. MODELACIÓN DEL FLUJO NO SATURADO.....	65

4.1. INTRODUCCIÓN.....	65
4.2. TEORÍA.....	65
4.3. METODOLOGÍA.....	71
4.3.1. Modelación de flujo no saturado unidimensional con hydrus-1d.....	71
4.3.2. Estrategia de modelación.....	75
4.3.3. Calibración de los parámetros y validación.....	78
4.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	78
4.4.1. Validación del modelo.....	78
4.4.2. Análisis de los resultados.....	85
4.5. CONCLUSIONES.....	96
SEGUNDA PARTE. Aplicación de tomografía eléctrica al estudio de la infiltración y el drenaje en el medio no saturado.	
Capítulo 5. TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA.....	99
5.1. INTRODUCCIÓN.....	99
5.2. ANTECEDENTES.....	100
5.3. CONSIDERACIONES TEÓRICAS.....	101
5.4. METODOLOGÍA.....	109
5.4.1. Ensayos preliminares de campo.....	109
5.4.2. Ensayos de infiltración y drenaje	114
5.4.3. Ensayos de laboratorio.....	119
5.4.4. Estimación de σ_w de campo.....	121
5.4.5. Cálculo de flujo.....	121
5.4.6. Medición de tomografías en condiciones naturales.....	122
5.4.7. Inversión de los datos.....	123
5.5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	124
5.5.1. Caracterización del medio físico.....	124
5.5.2. Análisis de diferentes dispositivos y espaciamentos.....	127
5.5.3. Ensayo de infiltración y drenaje.....	131
5.5.4. Ensayos de laboratorio.....	134

5.5.5. Análisis de la infiltración y el drenaje.....	137
5.5.6. Validación de θ_{TRE}	143
5.5.7. Cálculos de flujo.....	145
5.5.8. Medición de tomografías en condiciones naturales.....	148
5.6. CONCLUSIONES.....	155
Capítulo 6. MODELACIÓN DEL DRENAJE.....	157
6.1. INTRODUCCIÓN.....	157
6.2. METODOLOGÍA.....	157
6.2.1. Estrategia de modelación.....	157
6.2.2. Calibración de los parámetros y validación.....	160
6.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	160
6.3.1. Validación de la simulación.....	160
6.3.2. Análisis de los resultados.....	166
6.4. CONCLUSIONES.....	170
Capítulo 7. INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES.....	171
7.1. PRINCIPALES RESULTADOS.....	171
7.2. DISCUSIONES.....	173
7.2.1. Discusión sobre la infiltración y el drenaje.....	173
7.2.2. Heterogeneidad del sistema.....	174
7.3. IMPLICANCIAS Y LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN.....	175
7.4. CONCLUSIONES FINALES.....	176
BIBLIOGRAFÍA.....	179

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 2.1. Ubicación del sitio de estudio en el contexto de la cuenca del arroyo del Azul. Las líneas de trazos y puntos indican los límites de la cuenca.	13
Fig. 2.2. Fotografía del suelo Argiudol estudiado. El límite inferior de la calicata corresponde con el horizonte Ckm.	15
Fig. 2.3. Vista en planta de la distribución de los diferentes instrumentos de medición en la parcela experimental.	17
Fig. 2.4. Tubo de acceso y sonda de capacitancia para la medición de la humedad volumétrica.....	18
Fig. 2.5. Medición del potencial hidráulico total mediante el uso de tensiómetros y tensimeter.....	19
Fig. 2.6. Diferentes posiciones de los planos de flujo cero convergentes (PFC-C) y divergentes (PFC-D). Los ejemplos corresponden a los días a) 27/08/2008, b) 14/09/2011 y c) 08/01/2007.	23
Fig. 2.7. a) Disminución en el almacenamiento, desde el 30/01/2008 hasta el 13/02/2008. La variación se produce desde la superficie hasta los 90 cm de profundidad. b) Posición del plano de flujo cero divergente (PFC-D) que permite atribuir el cambio en al proceso de evapotranspiración.....	23
Fig. 2.8. a) Disminución en el almacenamiento, desde el hasta el 09/12/2009 hasta 15/12/2009. La variación se produce desde la superficie hasta los 90 cm de profundidad. b) Posición del plano de flujo cero divergente (PFC-D) que confirma que el cambio S se debe al proceso de evapotranspiración.....	24
Fig. 2.9. Evolución temporal de los potenciales hidráulicos totales (H, en kPa) para las profundidades de: a) 30 y 60 cm; b) 90 y 120 cm	25
Fig. 2.10. Distribución vertical de a) los potenciales hidráulicos totales y b) la humedad volumétrica para la primavera de 2007. Desarrollo del proceso de evapotranspiración luego de una precipitación. Se muestra en a) el gradiente unitario (γ) con una línea de trazo continuo.....	27
Fig. 2.11. Distribución vertical de a) los potenciales hidráulicos totales y b) la humedad volumétrica los potenciales hidráulicos totales para la primavera de 2008.	28
Fig. 2.12. Variación en el almacenamiento S para diferentes niveles, durante el año 2008, en función de las precipitaciones.	29
Fig. 2.13. Variación del almacenamiento S durante el año de 2012, como respuesta a los diferentes eventos de precipitación.	30
Fig. 2.14. Perfiles de potencial hidráulico total H durante a) marzo, b) abril y c) agosto de 2012. En este último caso se muestra la posición de la superficie fréatica.	31
Fig. 2.15. Anegamiento superficial producido en la parcela experimental al superarse la capacidad de infiltración luego de intensas precipitaciones durante agosto de 2012.....	32
Fig. 2.16. Registro pluviométrico en la parcela experimental desde enero de 2007 hasta septiembre de 2012. Se muestra la media móvil bimestral para igual periodo.	33

Fig. 2.17. Precipitaciones medias mensuales calculadas a partir de la serie histórica 1901 – 2011 (datos del SMN) y para el período de estudio.....	34
Fig. 2.18. Precipitaciones anuales para el periodo 2007 – 2011. Se muestra la media histórica, según datos del SMN, que asciende a 913 mm.	34
Fig. 2.19. Evapotranspiración del cultivo de referencia, ET ₀ , calculada a partir de la evaporación de tanque.	36
Fig. 2.20. Evapotranspiración real ETR superpuesta con la evapotranspiración del cultivo de referencia, ET ₀ , calculada a partir de la evaporación de tanque.....	37
Fig. 2.21. Déficit de agua en el suelo, definido como la diferencia entre ET ₀ y ETR	38
Fig. 2.22. Evolución del nivel freático (NF) en respuesta a los diferentes eventos de recarga.....	39
Fig. 3.1. Factores que influyen en la dispersión hidrodinámica (modificado de Fetter, 1988).....	47
Fig. 3.2. Ubicación y profundidad de las cápsulas de succión instaladas para la extracción de muestras de agua poral, en relación a un ensayo de trazadores.	51
Fig. 3.3. Esquema de las cápsulas utilizadas para la extracción de las muestras y el muestreo de campo con una bomba de extracción manual.	52
Fig. 3.4. Evolución de las concentraciones del anión Br ⁻ en función del tiempo, para las profundidades de 30, 60, 90, 120 y 150 cm. Se indican los momentos en que ocurrieron recargas.....	54
Fig. 3.5. Evolución del nivel freático en respuesta a las precipitaciones para el periodo correspondiente al ensayo de trazadores. Se señalan las recargas del periodo.....	54
Fig. 3.6. Perfiles verticales de concentración del trazador para distintas fechas que muestran el avance del pico del trazador.	55
Fig. 3.7. Posición del centro de gravedad de la distribución de concentraciones y del pico del trazador en función del tiempo.....	57
Fig. 3.8. Flujos calculados según la velocidad del pico de concentraciones, a partir del arribo del mismo a los 30 cm de profundidad. Se muestran las humedades medias para cada intervalo y las barras de error corresponden a un desvío estándar hacia cada lado.....	57
Fig. 3.9. Flujos calculados según la velocidad del pico de concentraciones, entre intervalos de profundidad. Se muestran las humedades medias para cada intervalo y las barras de error corresponden a un desvío estándar hacia cada lado.....	59
Fig. 4.1. Curva de retención para un suelo hipotético. : humedad residual; : humedad de saturación; : humedad correspondientes a la capacidad de campo; : humedad para el punto de marchitez permanente; : tensión de entrada de aire.....	66
Fig. 4.2. Efecto de los parámetros a) y b) n, sobre la forma de la curva de retención (Wösten y van Genuchten, 1988).....	69

Fig. 4.3. Esquema del modelo de Feddes et al. (1978) que describe la extracción de agua del suelo por parte de la vegetación como función de la tensión matricial del suelo. es la función de respuesta al estrés hídrico, que es característica de cada cultivo.....	74
Fig. 4.4. Materiales, nodos, tensiones iniciales (cm) y nodos de observación definidos para la modelación.	
Fig. 4.5. Potenciales matriciales observados y simulados para a) 15 cm, b) 30 cm y c) 60 cm. La serie temporal corresponde a los años 2007, 2008 y 2009.....	80
Fig. 4.6. Potenciales matriciales observados y simulados para a) 90 cm, b) 120 cm y c) 150 cm. La serie temporal corresponde a los años 2007, 2008 y 2009.....	82
Fig. 4.7. Potenciales matriciales observados y simulados para a) 15 cm, b) 30 cm y c) 60 cm. La serie temporal corresponde a los años 2010, 2011 y 2012.....	83
Fig. 4.8. Potenciales matriciales observados y simulados para a) 90 cm, b) 120 cm y c) 150 cm. La serie temporal corresponde a los años 2010, 2011 y 2012.....	84
Fig. 4.9. Variación en el almacenamiento (ΔS), calculado y simulado, hasta los 120 cm de profundidad, expresado en milímetros, a lo largo de toda la serie de datos.	85
Fig. 4.10. Curvas de retención para cada capa, resultado de la calibración manual de los parámetros hidráulicos.	87
Fig. 4.11. Funciones resultado de la calibración de los parámetros hidráulicos.	88
Fig. 4.12. Distribución calibrada de la extracción potencial $b'(x)$ en función de la profundidad.	91
Fig. 4.13. Evapotranspiración calculada con el método del plano de flujo cero y simulada.....	92
Fig. 4.14. a) Flujos descendentes a 120 cm de profundidad y la profundidad de la superficie freática. b) Variación de la conductividad hidráulica no saturada en relación a las recargas calculas con el método del plano de flujo cero.	93
Fig. 4.15. a) Flujos verticales a 60 cm en relación a la media móvil central a cinco días de la transpiración simuladas b) Ídem a) pero los flujos verticales corresponden a 120 cm.	95
Fig. 5.1. Propagación de una corriente I inyectada en el terreno. Se marcan las superficies equipotenciales perpendiculares a las líneas de corriente.	102
Fig. 5.2. Disposición de los electrodos de corriente y potencial en los arreglos Wenner, Schlumberger y dipolo – dipolo. Se muestran las distancias entre electrodos que caracterizan cada arreglo.	103
Fig. 5.3. Ejemplo de una secuencia de medición generada por el programa de administración del resistivímetro utilizado. Corresponde a un arreglo Wenner con 28 electrodos. La flecha de líneas punteadas indica la dirección de avance de las mediciones. Se resaltan tres mediciones con los respectivos electrodos de potencial y de corriente que les dieron origen. Es: espaciamiento entre electrodos.....	105
Fig. 5.4. Ubicación de las transectas estudiadas con tomografía eléctrica en relación a la parcela experimental.	110
Fig. 5.5. Resistivímetro utilizado durante las mediciones de campo.	111

Fig. 5.6. Parametrización de los datos de resistividad medidos en superficie en una cava cercana a la parcela experimental con exposición de un suelo Argiudol. a) Mediciones puntuales de resistividad con el arreglo Wenner; b) mediciones de humedad con sonda TDR; c) mediciones con tomografía.	112
Fig. 5.7. Mediciones de resistividad en un fragmento del horizonte Ckm, variando el contenido de humedad.	113
Fig. 5.8. Relevamiento de tipo roll along. La zona en gris representa la porción de subsuelo que es investigada al trasladar los electrodos de la primera sección de cables al final de la línea.	113
Fig. 5.9. Esquema en planta y perfil de la instrumentación en la transecta 1 para el control de la humedad (sondas TDR) y la tensiometría durante el desarrollo de un ensayo de infiltración. La sonda TDR superficial (0 – 15) es móvil. El sombreado en la vista en perfil indica en forma aproximada el área de cobertura de la tomografía	114
Fig. 5.10. Detalle de los electrodos utilizados para las mediciones de resistividad. La separación entre ellos es de 20 cm. Se observan dos tensiómetros de 15 cm de profundidad.	115
Fig. 5.11. Aplicación del riego sobre la transecta destinada al ensayo de infiltración y drenaje.....	116
Fig. 5.12. Pulsos de riego en milímetros sobre la transecta expresados como altura equivalente y las correspondientes mediciones con tomografía eléctrica. No se ha incluido en el gráfico la primer tomografía realizada antes del comienzo del ensayo.....	117
Fig. 5.13. Imagen de una muestra sin disturbar del horizonte A, luego de finalizado el ensayo de laboratorio, en la que se puede observar la estructura y las abundantes raíces de la vegetación.....	119
Fig. 5.14. Esquema del diseño experimental de laboratorio para establecer las relaciones entre humedad y resistividad en cada horizonte.	120
Fig. 5.15. Arreglos Schlumberger, Wenner y dipolo – dipolo con espaciamiento de 30 cm entre electrodos, en la transecta 1.....	125
Fig. 5.16. Resultados de la tomografía utilizando el arreglo dipolo – dipolo, con espaciamientos de 15, 30 y 50 cm.	129
Fig. 5.17. Tomografía de 15 cm de espaciamiento utilizando el arreglo dipolo – dipolo, realizada luego de una precipitación de 67 mm. La escala vertical se ha exagerado un 40%. Se señalan con flechas las posiciones de zonas de infiltración preferencial.	130
Fig. 5.18. Imágenes de resistividad que muestran el progreso de la infiltración durante el ensayo de campo.	132
Fig. 5.19. Imágenes de resistividad durante la etapa de drenaje del ensayo de infiltración. El tiempo se refiere al comienzo de la infiltración.	133
Fig. 5.20. Resultados de las experiencias de laboratorio en las que se analizó la relación entre humedad (θ) y la relación conductividad aparente / conductividad de la solución poral (σ_a / σ), para a) 0 – 20 cm (horizonte A), b) 30 – 60 cm (horizonte Bt), c) 80 – 90 cm (horizonte Ck) y d) 120 – 180 cm (loess y limos pampeanos). Los datos se ajustaron según el modelo de Shah y Singh (2005).....	134
Fig. 5.21. Diferencias de humedad calculada durante la infiltración. Los valores positivos indican humectación en tanto que los negativos, desecación.....	138

Fig. 5.22. Evolución de los potenciales hidráulicos totales (H) a partir de los tensiómetros ubicados en a) la zona 1 y b) la zona 2. El eje de las abscisas se encuentra en escala logarítmica para ver más claramente los cambios en las primeras horas del ensayo.	140
Fig. 5.23. Evolución de la humedad calculada durante el drenaje. Los tiempos se refieren al inicio de la etapa de drenaje (223 h desde el inicio del ensayo), cuando se produjo el cese del riego. Los valores positivos indican humectación en tanto que los negativos, desecación.....	141
Fig. 5.24. Modelo conceptual del funcionamiento del suelo y la zona no saturada elaborado en base a las tomografías realizadas durante el ensayo de campo.	142
Fig. 5.25. Validación de las humedad obtenidas a partir de la tomografía eléctrica (θ) por comparación con los valores medidos con TDR (θ), para diferentes profundidades.	144
Fig. 5.26. Flujos medios (Q) en función de la profundidad, calculados en base a las tomografías. Las curvas pertenecen a las posiciones de a) $x = 3,0$ m y b) $x = 4,8$ m.....	147
Fig. 5.27. Flujo medio a lo largo del drenaje calculado para $x = 3,0$ m y $x = 4,8$ m, en dos intervalos de profundidad: a) 80 – 100 cm y b) 110 – 130 cm.....	147
Fig. 5.28. Ubicación temporal de las tomografías realizadas durante el año 2012. Se muestran las precipitaciones y la posición del nivel freático (NF), en metros bajo boca de pozo (mbbp).	149
Fig. 5.29. Variación de la humedad volumétrica (θ) para 30, 60, 90 y 150 cm de profundidad, desde marzo a septiembre de 2012. Se indican las precipitaciones y los momentos de realización de las tomografías eléctricas.....	149
Fig. 5.30. Evolución de los potenciales hidráulicos totales (H) de acuerdo a las precipitaciones, desde marzo hasta septiembre, para a) la zona 1 y b) la zona 2. Para la zona 1 no se dispone de H para 15 cm.	150
Fig. 5.31. Secciones de humedad calculada (θ) obtenidas a partir de tomografías realizadas sobre la transecta, en condiciones naturales.....	151
Fig. 5.32. Gráficos de regresión entre la humedad calculada con tomografía (θ) y la humedad medida (θ), para cuatro profundidades: a) 30 cm; b) 60 cm; c) 90 cm y d) 150 cm.....	154
Fig. 6.1. Materiales, nodos de observación y tensiones iniciales (cm) definidos para la modelación.....	158
Fig. 6.2. Ajustes de las tensiones simuladas a las tensiones observadas durante el drenaje en la zona 1, para las profundidades de a) 15 y b) 30 cm.	161
Fig. 6.3. Ajustes de las tensiones simuladas a las tensiones observadas durante el drenaje en la zona 1, para las profundidades de a) 60, b) 90 y c) 150 cm.....	162
Fig. 6.4. Ajustes de las tensiones simuladas a las tensiones observadas durante el drenaje en la zona 2, para las profundidades de a) 15 y b) 30 cm.	163
Fig. 6.5. Ajustes de las tensiones simuladas a las tensiones observadas durante el drenaje en la zona 2, para las profundidades de a) 60 y b) 90 y c) 150 cm.....	164
Fig. 6.6. Funciones calibradas de conductividad hidráulica no saturada para las zona 1 y 2.....	166

Fig. 6.7. Comparación entre humedades calculadas con tomografía eléctrica () y la humedad simulada () para la zona 1.168

Fig. 6.8. Comparación entre flujos calculados con la tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y flujos simulados, para las profundidades de a) 45 cm, b) 75 cm y c) 120 cm, para la zona 1.169

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Análisis textural del suelo. Ar: arena. L: limo. A: arcilla. Se incluyen datos de densidad aparente (ρ_b) y porosidad (ϕ).....	16
Tabla 2.2. Calibración de la sonda de capacitación. D, valor medido en campo por la sonda; θ , humedad volumétrica.	21
Tabla 2.3. Resumen de datos pluviométricos para el período de estudio y la serie histórica. Los datos están expresados en mm.....	35
Tabla 2.4. Datos de evapotranspiración de cultivo de referencia (ET ₀) calculados a partir de las mediciones en un tanque evaporímetro.....	36
Tabla 2.5. Precipitación (P), recarga (R) y evapotranspiración real (ETR), expresada como columna equivalente de agua (mm) y porcentaje de la precipitación (%).	40
Tabla 2.6. Resultado del balance a nivel de suelo para el periodo 2007 – 2011. P: precipitación; ETR: evapotranspiración real; R: recarga; ΔS : variación del almacenamiento. El volumen de suelo estudiado se extiende hasta los 170 cm.....	41
Tabla 3.1. Velocidades de flujo medias calculadas desde la llegada del pico del trazador a los 30 cm de profundidad. Se indican las humedades medias y los intervalos de tiempo utilizadas en los cálculos.....	58
Tabla 3.2. Velocidades de flujo medias calculadas entre intervalos de profundidad. Se indican las humedades medias y los intervalos de tiempo utilizadas en los cálculos.	58
Tabla 3.3. Velocidades de flujo medias según la velocidad de avance del centro de masa de la distribución de concentraciones. Se indican las humedades medias y los intervalos de tiempo utilizadas en los cálculos.....	60
Tabla 3.4. Posición de la superficie freática (SF), expresada en metros bajo el terreno (mbt), para tres momentos correspondientes a la recarga de septiembre de 2012.	61
Tabla 3.5. Comparación entre la recarga calculada según el método de plano de flujo cero (PFC) y las velocidades de avance del trazador, centro de masa y pico del trazador.	61
Tabla 4.1. Intervalos de profundidad de las cinco capas utilizadas para definir el sistema.....	76
Tabla 4.2. Estimación de la bondad de los ajustes entre valores observados y medidos, mediante el coeficiente de determinación (r^2) y la raíz del error cuadrático medio (RECM), en cm. Los ajustes corresponden a los años 2007, 2008 y 2009 de la serie de datos.....	79
Tabla 4.3. Estimación de la bondad de los ajustes entre valores observados y medidos, mediante el coeficiente de determinación (r^2) y la raíz del error cuadrático medio (RECM) en cm. Los ajustes corresponden a los años 2010, 2011 y 2012 de la serie de datos.....	84
Tabla 4.4. Parámetros hidráulicos resultantes de la calibración manual.....	86
Tabla 4.5. Parámetros del modelo de Feddes et al. (1978) ajustados durante la simulación.	92
Tabla 5.1. Duración y número de cuádrupolos para las configuraciones de Schlumberger, Wenner y dipolo – dipolo, para determinadas separaciones entre electrodos.....	111

Tabla 5.2. Textural y mineralogía del suelo. Ar: arena. L: limo. A: arcilla. Qz: cuarzo. F: feldespatos. VV: vidrio volcánico. Cal: Calcita. MP: minerales pesados. Ill: illita. IE: interestratificado illita – esmectica. Mont: montmorillonita. Se incluyen datos de densidad aparente y porosidad.....	118
Tabla 5.3. Humedad y potencial matricial en la parcela experimental aledaña a las transectas.....	126
Tabla 5.4. Resistividades medias para cada horizonte, según el arreglo utilizado. s: desvío estándar.....	126
Tabla 5.5. Evaluación cualitativa de la profundidad y dureza del horizonte petrocálcico.	128
Tabla 5.6. Parámetros c y n por horizonte, luego de aplicar el modelo de Shah y Singh (2005) para ajustar los datos experimentales de humedad – resistividad, en función de las diferentes conductividades de la solución poral.....	135
Tabla 5.7. Parámetros c y n promedio por horizonte, luego de aplicar el modelo de Shah y Singh (2005) a datos experimentales, para estudiar la relación humedad – resistividad.....	136
Tabla 5.8. Parámetros a y b correspondientes a la función exponencial de . : conductividad hidráulica saturada de campo (mm d^{-1}); : humedad máxima de campo ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$); flujo medio (mm d^{-1}); calculados para las profundidades de 45, 75 y 120 cm en dos posiciones sobre la transecta.....	146
Tabla 5.9. Valores de la conductividad de la solución poral , en dS m^{-1} de las muestras obtenidas con cápsulas de succión. * muestras pertenecientes a la parcela experimental.....	153
Tabla 6.1. Espesores de las capas utilizadas en el modelo matemático y los horizontes a los que representan.	159
Tabla 6.2. Estimación de la bondad de los ajustes entre valores observados y medidos, mediante el coeficiente de determinación (r^2) y la raíz del error cuadrático medio (RECM).	165
Tabla 6.3. Parámetros hidráulicos resultantes de la calibración manual para la zona 1.....	166
Tabla 6.4. Parámetros hidráulicos resultantes de la calibración manual para la zona 2.....	166
Tabla 6.5. Coeficiente de determinación (r^2) y raíz del error cuadrático medio (RECM) entre para las diferencias entre humedades calculadas con tomografía y simuladas	169

Capítulo 1.

INTRODUCCIÓN

1.1. MOTIVACIÓN

Los sistemas hidrológicos en zonas de llanuras son por lo general extremadamente complejos y variables en el tiempo y el espacio. A diferencia de los sistemas hidrológicos típicos, se caracterizan por las incipientes pendientes superficiales que promueven el desarrollo de cursos de agua someros y redes de drenaje anárquicas. Como consecuencia de la escasa pendiente no se favorece el flujo superficial hacia áreas más bajas y es común la importante acumulación de agua en depresiones (Kovacs, 1983). El agua permanece, por lo tanto, largos períodos en superficie y por ello sus chances de infiltrarse o evapotranspirarse son muy grandes, procesos que están estrechamente vinculados al contenido de agua de los suelos (Usunoff et al., 1999). En este contexto, se advierte que el papel que juega la zona no saturada en dicho proceso es vital y resulta fundamental estudiar y comprender su dinámica.

Esta situación de baja escorrentía superficial y permanencia del agua en superficie por largos periodos, hace que los movimientos verticales predominen por sobre los horizontales. Por lo tanto, si bien la evapotranspiración es la componente principal del ciclo hidrológico, la infiltración se convierte en un proceso de suma importancia relativa dentro de este ciclo, que puede convertirse en recarga y alcanzar valores cercanos al 15% de la precipitación (Weinzettel et al., 2005a). A su vez, reviste gran importancia práctica pues basta mencionar que la mayoría de las ciudades y pueblos de la llanura pampeana se abastecen con agua subterránea, de lo que se desprende que esta información es vital para poder realizar un uso sustentable del recurso.

La cuenca del arroyo del Azul, sitio de estudio de la presente investigación, constituye un caso típico de una cuenca de llanura ya que presenta todos los caracteres enunciados más arriba (Usunoff et al., 1999). A su vez, la presencia de horizontes petrocálcicos someros, comúnmente conocidos como "tosca", adiciona una dificultad extra al estudio de la infiltración a través de la zona no saturada. Estos horizontes tienen cierta continuidad regional pero son heterogéneos en su constitución interna. Dicha heterogeneidad está dada por el mayor o menor contenido de carbonato de calcio que constituye el cemento de estos sedimentos y que puede originar sectores con propiedades hidráulicas diferentes. De manera que es factible hallar zonas con mayor conductividad hidráulica y otras que restringen el flujo de agua pudiendo generar incluso niveles colgados. Tal es así, que las zonas de mayor permeabilidad se convierten o pueden convertirse en vías preferenciales de flujo hacia el acuífero durante el desarrollo del proceso de infiltración.

La dificultad radica en poder localizar y evaluar en forma conjunta las heterogeneidades dentro del suelo. Los métodos directos permiten estudiar las propiedades físicas, químicas y mineralógicas de los suelos, pero provocando una disturbación importante del medio. Por otro lado, muchos de los estudios que buscan dilucidar el comportamiento hidráulico en la zona no saturada se realizan en forma puntual y se requiere de su repetida ejecución en diferentes posiciones para poder tener una noción de la variabilidad espacial de las propiedades hidráulicas.

En este contexto, la tomografía de resistividad eléctrica (TRE) emerge como una técnica con un alto potencial para poder estudiar en forma simultánea las variaciones espaciales en la composición del medio que pueden modificar el flujo en el suelo y la zona no saturada. La principal ventaja es que ofrece una visualización en dos dimensiones que permite evaluar justamente las discontinuidades que puedan existir en el medio. Todo ello, sin producir perturbaciones en el medio (Batlle Aguilar et al., 2009).

1.2. ANTECEDENTES

Uno de los trabajos precursores en esta línea de investigación ha sido el de Andrews et al. (1995), quienes aplicaron tomografía eléctrica en el estudio de la zona no saturada en el Reino Unido. Estos autores indicaron que el desarrollo de los equipos de campo y de los programas de inversión de datos introducirían a esta técnica geofísica en una nueva era. En los últimos años, la investigación del suelo mediante tomografía eléctrica se ha intensificado (Besson et al., 2004; Corwin y Lesch, 2003; Stummer et al., 2004; Samouëlian et al., 2005; Schwartz, et al., 2008). A su vez, la tomografía eléctrica está siendo aplicada en hidrogeología para conocer las

características de la zona no saturada y del acuífero (Dahlin y Zhou, 2004, Abrahan y Lucius, 2004, entre otros).

En lo que a esta región respecta, Weinzettel et al. (2009a) también utilizaron imágenes 2D de TRE para evaluar las heterogeneidades dentro de los horizontes petrocálcicos en la cuenca del arroyo Azul. Sin embargo, hasta el momento, existen escasos trabajos que consideren el comportamiento hidrológico en suelos altamente heterogéneos con presencia de horizontes cálcicos y petrocálcicos durante la infiltración y el drenaje. La comprensión de los procesos hidrológicos en este tipo de suelos es lo que se busca entender y cuantificar por medio de la tomografía eléctrica, haciendo hincapié en las vías preferenciales de flujo.

Dentro del ámbito de la cuenca del arroyo del Azul, Weinzettel et al. (2009b, 2009c) han realizado la caracterización física de la zona no saturada utilizando tomografía eléctrica, constituyendo uno de los trabajos pioneros dentro de la región. La implementación de esta técnica permitió visualizar en forma precisa la distribución de los diferentes horizontes que componen el suelo y la zona no saturada, contemplando a su vez las heterogeneidades laterales presentes en los mismos. En la misma línea, Dietrich et al. (2009) evaluaron el cambio en la resolución del método al utilizar diferentes espaciamientos electródicos y la respuesta frente a distintos contenidos de humedad en el suelo.

Respecto a la recarga específicamente, varios han sido los trabajos relacionados a este tema dentro de la cuenca del arroyo del Azul (Weinzettel et al., 2005a; Weinzettel y Usunoff, 2005). En particular, Weinzettel y Usunoff (2001), determinaron la recarga al acuífero en base a la aplicación de la ecuación de Darcy a un plano de flujo (ubicado a 120 cm de profundidad) cuyos cálculos se efectuaron en base a datos puntuales obtenidos en parcelas experimentales. En forma complementaria, el muestreo de la solución poral del suelo mediante cápsulas de succión ha permitido estimar la recarga utilizando el ion cloruro como trazador (Weinzettel y Usunoff, 2005).

1.3. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS

La resistividad eléctrica que se mide con esta técnica es una propiedad que depende principalmente de la composición y arreglo de las partículas del medio, el contenido de humedad y de la salinidad de la solución poral (Friedman, 2005). A su vez, la TRE otorga una sección bidimensional del sitio de estudio lo que ofrece un alto potencial para observar las

INTRODUCCIÓN

heterogeneidades del medio. De modo que la resistividad permitirá tener noción de la composición física del medio a la vez que se podrá cuantificar el contenido de humedad del suelo y la zona no saturada y por ende, cuantificar el flujo

Dentro de este contexto, la propuesta tiene como objetivo general conocer cómo se desarrollan los procesos de infiltración y recarga al acuífero en un sector de una cuenca de llanura, como lo es la cuenca del arroyo del Azul, considerando además, las heterogeneidades laterales y verticales del suelo y la zona no saturada.

De lo anterior, se desprenden los siguientes objetivos específicos:

- Caracterizar las heterogeneidades presentes en dichos suelos y describir la evolución del flujo de agua por medio de tomografía eléctrica.
- Analizar el funcionamiento de las vías preferenciales de flujo.
- Mejorar el modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico del suelo y la zona no saturada en zonas de llanura
- Estimar la recarga al acuífero freático considerando en forma conjunta las observaciones realizadas en el proceso de infiltración mediante tomografía y trazadores.
- Efectuar una modelación numérica de la infiltración y el drenaje para conocer los parámetros hidráulicos de los suelos y la zona no saturada.

1.4. ORGANIZACIÓN DEL TRABAJO

A los fines organizativos, el trabajo ha sido dividido en dos partes, las que a su vez se subdividen en diversos capítulos.

La primera parte se centra en la hidrodinámica del medio no saturado, analizada en el marco de un sistema hidrológico de llanura. Se brinda en esta parte, la base teórica del movimiento del agua en el medio no saturado, sobre la cual se sustentarán las diversas observaciones e interpretaciones de los datos. En el primer capítulo de esta primera parte se realiza la caracterización física del medio que permitirá explicar y comprender cuál es su efecto sobre el movimiento del agua. Además, se incluye el análisis de una larga serie de datos provenientes de una parcela experimental que permitió comprender el funcionamiento hidrodinámico del suelo y la zona no saturada. Esta serie comprendió periodos de gran sequía

INTRODUCCIÓN

como de abundantes precipitaciones. En el segundo capítulo se muestran los resultados de un ensayo con un trazador conservativo mediante el cual fue posible calcular las velocidades de flujo y las recargas al acuífero. Se concluye esta primera parte con la modelación numérica de la serie de datos medida en la parcela experimental, que permitió reafirmar muchos de los cálculos obtenidos en los capítulos precedentes y robustecer la comprensión acerca del funcionamiento del sistema.

La segunda parte se adentra en el desarrollo de la tomografía eléctrica como método capaz de monitorear la evolución de la humedad en el suelo y zona no saturada a partir de mediciones de resistividad. Mediante un ensayo de infiltración realizado en el campo, fue posible realizar el seguimiento del frente de humedad, sin perturbar físicamente el medio. Este ensayo fue complementado con experimentos de laboratorio en los que se obtuvieron relaciones empíricas entre la humedad y la resistividad, considerando las diferentes litologías que componen el medio y diferentes salinidades de la solución poral. El resultado principal es la obtención de la humedad, y su evolución en el tiempo, que es la variable madre para todos los cálculos que involucren el flujo en el medio no saturado. A partir de allí se calcula la velocidad de flujo y la conductividad hidráulica en función de la humedad. Esta parte finaliza con la modelación numérica de los datos obtenidos durante el ensayo y la integración de los capítulos anteriores.

PRIMERA PARTE

Conceptualización del funcionamiento
hidrodinámico del sistema suelo -
zona no saturada.

Capítulo 2.

HIDRODINÁMICA DEL SUELO Y LA ZONA NO SATURADA

2.1. INTRODUCCIÓN

En el capítulo anterior se introdujeron las particularidades que caracterizan a los sistemas hidrológicos de llanura. Y se mencionó la cuenca del arroyo Azul como un ejemplo bien característico de este tipo de ambientes. Es en este contexto donde el entendimiento de los procesos actuantes en la zona no saturada es crucial para poder hacer un uso adecuado de los recursos hídricos, tanto para riego como para consumo humano. Y más importante aún, su cuantificación.

Una parcela experimental situada en un sector de esta cuenca se utilizó para el estudio de estos procesos. Durante casi seis años se midieron diversas variables hidrológicas cuya interpretación permitió entender el funcionamiento del flujo en el medio no saturado. El estudio se vio enriquecido por la disparidad de condiciones climáticas que acontecieron durante el periodo: muy bajos contenidos de humedad durante 2008 – 2009 y excesos hídricos durante 2012. La interpretación de estas mediciones y la caracterización cuali y cuantitativa de la dinámica en el medio no saturado, constituye el eje central de este capítulo.

2.2. MARCO TEÓRICO

TERMINOLOGÍA

El término *zona no saturada* hace referencia a aquella zona en la que el espacio poral contiene al menos dos fases, agua y aire (Scanlon et al., 1997). Estos autores señalan que este término es muchas veces utilizado indistintamente con el de *zona vadosa*, que se refiere a la porción de terreno comprendida entre la superficie del terreno y la profundidad de la freática. Ambas definiciones pueden no ser estrictamente equivalentes, especialmente en aquellos sistemas en los que se acumulan niveles colgados por encima de una capa impermeable. Si bien esta situación, debido a la presencia de horizontes petrocálcicos cercanos a la superficie, podría ocurrir dentro del área de estudio, la diferencia entre ambos términos se vuelve importante en aquellas regiones áridas a semiáridas en las que la superficie freática puede encontrarse 100 o más metros por debajo de la superficie. Por lo tanto, se adoptará en este estudio la denominación *zona no saturada* para referirse al espacio comprendido entre la superficie del terreno y la profundidad de la superficie freática. En un sentido más formal, puede definírsela también como la porción del terreno donde el potencial de presión o matricial es negativo, es decir, que es menor que la del agua libre situada en una posición con igual energía potencial (Nielsen et al., 1986).

Algunos términos adicionales, recurrentes a lo largo de este trabajo, merecen un pequeño tratamiento. Se entiende por *infiltración* al proceso por el cual el agua penetra en el suelo y ocupa total o parcialmente los poros del mismo y/o las formaciones geológicas subyacentes. En cambio, el término *recarga*, hace alusión al agua de infiltración que efectivamente alcanza la superficie freática (Custodio y Llamas, 1976). También, es frecuente el uso del término drenaje que, a criterio de Scanlon et al. (1997), debiera restringirse al agua de infiltración que ha superado la zona afectada por evapotranspiración pero que no ha alcanzado la superficie freática. Es decir, que se encuentra en tránsito hacia el acuífero.

ECUACIONES FUNDAMENTALES

La mayoría de los procesos que involucran interacciones entre el agua y el suelo, incluyendo el flujo de agua en la zona radicular, ocurren en un estado de no saturación (Hillel, 1998). Es por esto que se hace necesaria una ecuación que permita estudiar cuantitativamente el flujo no saturado.

En 1907, Edgar Buckingham propuso una modificación de la ley de Darcy para describir el flujo no saturado. La misma se apoya básicamente en las dos asunciones que siguen:

1. La fuerza impulsora del agua en un suelo isotérmico, rígido y no saturado, que no contenga membranas de soluto y en el que el potencial de presión de aire es cero, es la suma del potencial matricial y el gravitatorio.

2. La conductividad hidráulica de un suelo no saturado es una función del contenido de agua o del potencial matricial.

La ecuación se conoce con el nombre de Buckingham – Darcy y puede ser expresada para flujo vertical como

$$q = -K(h) \frac{\partial H}{\partial z} = -K(h) \frac{\partial (h+z)}{\partial z} = -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \quad (2.1)$$

donde H es el potencial hidráulico total (en unidades de longitud) y $K(h)$ es la conductividad hidráulica no saturada, con unidades de LT^{-1} . Al igual que sucede con el flujo saturado, q es el flujo que atraviesa una unidad de área por unidad de tiempo (Jury y Horton, 2004).

Una de las diferencias entre el flujo en un medio saturado y otro no saturado, es la conductividad hidráulica. Cuando el suelo se satura, todos los poros están llenos con agua -o con una solución, estrictamente hablando- de manera que todos ellos son capaces de transmitir agua. En cambio, cuando el suelo se desatura, parte de este espacio poral es ocupado con aire, reduciéndose drásticamente la sección de paso y, por ende, la conductividad hidráulica. Existe pues, una relación no lineal entre el contenido de agua y dicha conductividad hidráulica, que es característica de cada suelo.

El potencial hidráulico total (Ψ_t) puede definirse como la suma de varios potenciales

$$\Psi_t = \Psi_g + \Psi_p + \Psi_o \dots \quad (2.2)$$

donde Ψ_g es el potencial gravitatorio, Ψ_p , el potencial de presión y Ψ_o es el potencial osmótico. Los puntos suspensivos indican que otros términos son teóricamente posibles. La componente osmótica del potencial total puede despreciarse en la mayoría de los casos, ya que no influye significativamente en el flujo si las soluciones del suelo tienen salinidades bajas o moderadas. A los fines de este estudio, sólo interesan los dos primeros potenciales, el de presión y el gravitatorio.

El potencial gravitatorio del agua del suelo (Ψ_g) en cualquier punto del suelo está determinado por su posición respecto de un nivel de referencia, que puede elegirse arbitrariamente según la conveniencia. La convención adoptada en este estudio ha sido la de posicionar dicho nivel en la superficie del terreno con lo cual, todos los valores de este potencial

tomarán valores negativos y decrecientes en profundidad.

El otro término importante de la Ec. (2.2), es el potencial de presión, que puede tomar valores positivos y negativos. El agua del suelo se encuentra bajo una presión hidrostática mayor que la presión atmosférica en el estado de saturación, para lo cual adopta valores positivos. En cambio, cuando el suelo se desatura, el potencial de presión se vuelve menor que la presión atmosférica produciendo una presión negativa que se conoce como *tensión* o *succión*. El potencial generado a partir de esta atracción por parte del suelo sobre el agua, es denominado *potencial matricial* y resulta de la acción conjunta de dos fenómenos, la capilaridad y las películas de hidratación alrededor de las partículas del suelo.

Ambos potenciales, el de presión y el de gravedad se expresan comúnmente como energía por unidad de peso o, carga hidráulica, que es la altura equivalente de una columna para una determinada presión. En este caso, la altura equivalente de una columna de agua. De esta manera los potenciales quedan expresados en unidades de longitud de la siguiente manera:

$$H = h + z \quad (2.3)$$

siendo H el potencial hidráulico total, h el potencial de presión y z el potencial gravitatorio.

La ecuación de Buckingham – Darcy sólo puede aplicarse para condiciones de flujo estacionario, es decir, cuando el flujo es constante en el tiempo y, por ende, la humedad también. Sin embargo, la gran mayoría de los procesos que ocurren en la naturaleza, como lo son la humectación y la desecación del suelo, son dependientes del tiempo y, por lo tanto, son procesos transitorios. Para estos casos, es necesario combinar dos ecuaciones, la de Buckingham – Darcy (Ec. 2.1) con la ecuación de continuidad. El resultado es la ecuación de Richards, en honor a quien la derivó por primera vez, y permite describir la variación de la humedad durante un flujo de carácter transitorio (Kutílek y Nielsen, 1994).

La ecuación de continuidad establece la variación de la humedad en función del tiempo para un flujo transitorio:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \quad (2.4)$$

Si cada una de las componentes del flujo, q_x , q_y y q_z es sustituido por la Ec. (2.1) se obtiene la ecuación de Richards (1931)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(h) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(h) \frac{\partial H}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \frac{\partial H}{\partial z} \right] \quad (2.5)$$

para un suelo isotrópico. Considerando únicamente un flujo vertical paralelo al eje z , con $H = h + z$, la Ec. (2.5) toma la forma

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(h)}{\partial z} \quad (2.6)$$

Esta ecuación en sí misma no tiene solución analítica ya que posee dos incógnitas, la humedad volumétrica (θ) y la tensión (h). A los fines de reducir el número de variables involucradas, se han derivado diferentes formas de la ecuación de Richards que sí poseen solución analítica bajo determinadas condiciones de contorno.

Una de ellas es la forma de difusividad de la ecuación de Richards por su semejanza con la ley de Fick de la difusión. Dado que $K(h)$ es una función de h y ésta, a su vez, es una función de θ , K puede ser escrita directamente como una función de θ

$$K(h(\theta)) \equiv K(\theta) \quad (2.7)$$

Luego, si se reescribe la deriva parcial $\partial h / \partial z$ utilizando la regla de la cadena se tiene que

$$\frac{\partial h(\theta)}{\partial z} = \frac{dh}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2.8)$$

en la que $dh/d\theta$ es la pendiente de la curva característica del suelo. La curva característica del suelo, también llamada curva de retención, es la función que relaciona el contenido de humedad con la tensión matricial y es propia de cada tipo de suelo (Nielsen et al., 1986). La misma será analizada con más profundidad en el capítulo 4. Si las Ec. (2.7) y (2.8) son introducidas en la Ec. (2.6), se obtiene

$$q = -K(\theta) \frac{dh}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \equiv -D_w(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \quad (2.9)$$

en la que aparece, precisamente, la variable difusividad, $D_w(\theta)$, definida como

$$D_w(\theta) = K(\theta) \frac{dh}{d\theta} \quad (2.10)$$

La principal ventaja de esta transformación es la menor variación de $D_w(\theta)$ ante cambios en la humedad volumétrica (θ), en comparación con la que posee $K(\theta)$, para el mismo rango de variación de θ . Mientras que el rango de oscilación de la primera es de cuatro órdenes de magnitud, lo es de seis órdenes para la segunda (Jury y Horton, 2004).

La otra forma en que puede ser expresada la ecuación de Richards es aquella conocida como la forma del potencial matricial, que surge a partir de utilizar nuevamente la regla de la

cadena para reescribir la derivada parcial de la humedad volumétrica en función del tiempo:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{dh} \frac{\partial h}{\partial t} \equiv C_w(h) \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.11)$$

En el caso de la Ec. (2.11), se define la función *capacidad de humedad del suelo específica* o, *función de capacidad de agua* como

$$C_w(h) = \frac{d\theta}{dh} \quad (2.12)$$

Esta nueva función expresa el incremento del potencial matricial por unidad de cambio en la unidad volumétrica. Introduciendo la Ec. (2.12) en la Ec. (2.6), se obtiene la ya mencionada forma matricial de la ecuación de Richards

$$C_w(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (2.13)$$

Estas dos nuevas funciones, definidas en las Ec. (2.10) y (2.12), son utilizadas por los programas de modelación numérica que aplican métodos numéricos para resolver la ecuación de flujo en régimen transitorio.

Respecto de la conductividad hidráulica $K(\theta)$ es interesante resaltar su gran variabilidad frente a pequeños cambios de humedad. Normalmente, presenta una relación de tipo exponencial con esta última, lo que explica las bajas velocidades de flujo que suelen encontrarse en la zona no saturada, en especial cuando prevalecen condiciones de escaso contenido de agua en los suelos. Una relación muchas veces utilizada es la siguiente

$$K(\theta) = a \exp(\theta b) \quad (2.14)$$

en la que a y b son parámetros empíricos (Gardner, 1958). Sin embargo, existen alternativas más complejas a esta ecuación para describir las propiedades hidráulicas de los suelos, que serán comentadas en el capítulo 4.

2.3. SITIO DE ESTUDIO.

2.3.1. Ubicación de la cuenca del Arroyo Azul

Desde el punto de vista morfoestructural la cuenca del Arroyo del Azul se encuentra formando parte de los ámbitos del sistema de Tandilia y de la cuenca tectónica del Salado (Fig. 2.1). Presenta un curso de agua principal, que es el arroyo homónimo y que discurre en sentido

suroeste – noreste estando sus nacientes en las denominadas Sierras del Azul (Zárate y Mehl, 2010). Las rocas aflorantes en la cuenca alta pertenecen al Complejo Buenos Aires, que se compone de gneises graníticos a tonalíticos, migmatitas, anfibolitas, esquistos, mármoles y plutones de granitoides. Se trata de rocas foliadas y fracturadas debido a los varios eventos de deformación que ha sufrido la región. De acuerdo a las dataciones existentes estas rocas corresponderían al Paleoproterozoico, con edades cercanas a los 2000 Ma (Dalla Salda et al., 2005).

Hacia el noreste, el basamento desaparece en el subsuelo y ya en la ciudad de Azul, donde se sitúa la zona de estudio, el mismo se encuentra a 120 m de profundidad según lo indican relevamientos geofísicos realizados en toda la cuenca (Zabala et al., 2009). Más hacia cuenca baja, a la altura del Canal 11 en el que desemboca el Arroyo del Azul, la profundidad del mismo ronda los 700 m. Este basamento constituye también el basamento hidrogeológico de la región ya que se supone que posee un comportamiento de tipo acuífugo.

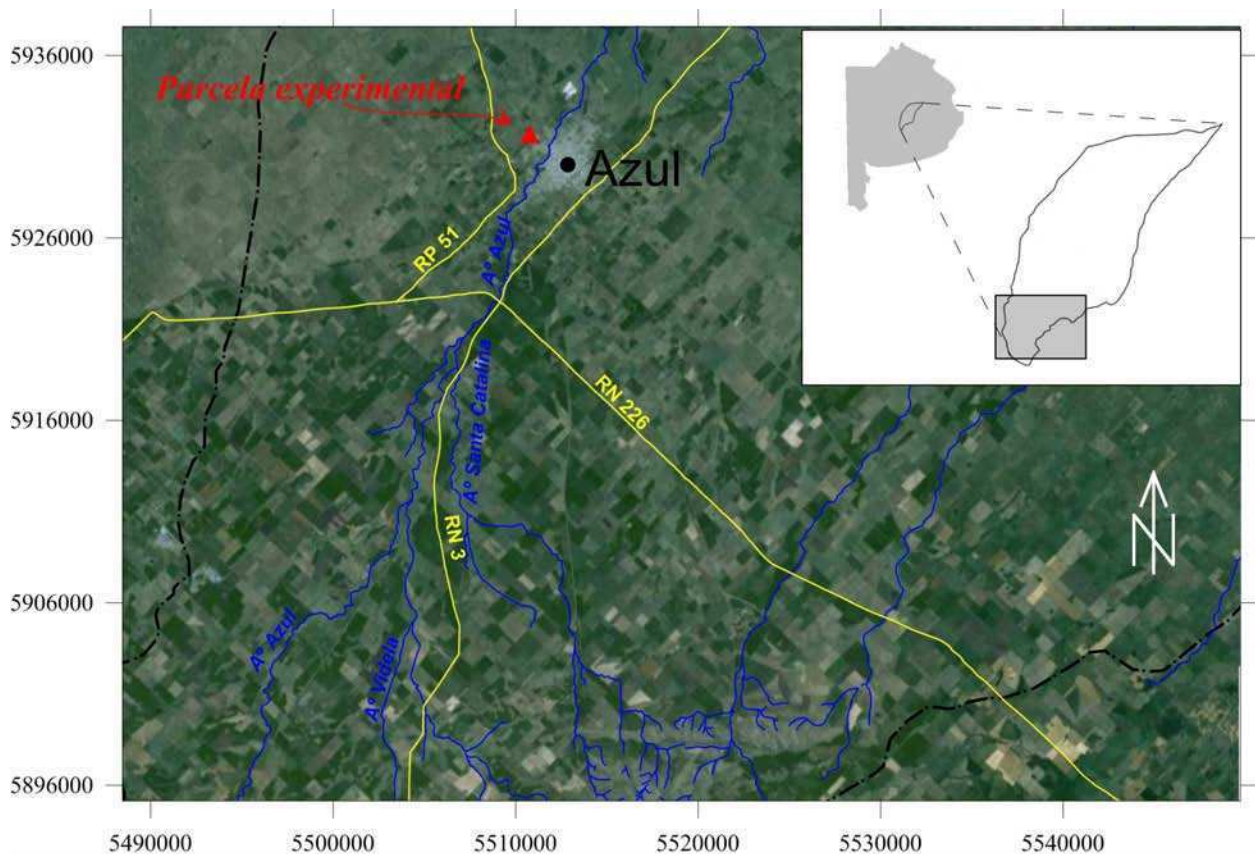


Fig. 2.1. Ubicación del sitio de estudio en el contexto de la cuenca del arroyo del Azul. Las líneas de trazos y puntos indican los límites de la cuenca.

El basamento se encuentra tapizado por una cubierta de sedimentos loésicos, pertenecientes al Cenozoico tardío, que constituyen el material parental de los suelos modernos cultivados (Zárate, 2003). Estos sedimentos se componen principalmente de limos con participaciones importantes de la fracción arena y cantidades subordinadas de arcillas, que son de origen eólico. Los sedimentos producto del retrabajo fluvial de los anteriores, son denominados comúnmente sedimentos loessoides. Al respecto, Frenguelli (1955) dio las primeras pautas para el reconocimiento de uno y otro tipo de sedimentos. Estos sedimentos en su conjunto suelen ser agrupados bajo el nombre genérico de sedimentos pampeanos. Los sedimentos pampeanos revisten gran importancia ya que son los que albergan la mayor parte de los acuíferos explotados para riego y abastecimiento humano en esta parte de la Provincia de Buenos Aires.

2.3.2. Caracterización física del suelo y la zona no saturada

DESCRIPCIÓN DEL TIPO DE SUELO

La parcela experimental que se utilizó para el estudio de la hidrodinámica de la zona no saturada se encuentra instalada en el predio del campus de la Facultad de Agronomía (UNICEN), en las afueras de la ciudad de Azul (Fig. 2.1) y no posee actividad agrícola desde hace por lo menos 25 años. Además, en este sector, no hay circulación de vehículos por lo que el suelo no ve alteradas sus propiedades físicas por compactación. De modo que puede considerárselo como un suelo con un comportamiento hidráulico natural.

El suelo estudiado pertenece al Gran Grupo Argiudol. De acuerdo al Soil Survey Staff (1999), este Gran Grupo forma parte del Orden de los Molisoles el cual posee el mayor desarrollo dentro de la provincia de Buenos Aires (INTA, 1989). La descripción del suelo surgió de una calicata excavada en cercanías de la parcela experimental (Fig. 2.2).

El suelo comienza con un horizonte A1 franco con estructura granular moderada a fuerte hasta los 9 cm. El horizonte A2 se extiende hasta los 18 cm con textura franco arcillosa y estructura de bloques que rompen a granular. El horizonte Bt1 se extiende de 18 a 35 cm de profundidad, es arcilloso con columnas gruesas, fuertes y firmes con barnices arcillo húmicos abundantes. El horizonte Bt2 de 35 a 43 cm de profundidad es arcilloso con prismas medios fuertes, firmes y barnices arcillo húmicos abundantes y continuos. El horizonte BCk se ubica entre los 43 y 66 cm, arcillo limoso, está formado por bloques subangulares medios a finos,

moderados, y presenta concreciones de carbonato de calcio escasas. El horizonte Ck se presenta de 66 a 104 cm, franco limoso, masivo muy firme, con carbonato de calcio en canalículos y/o poros de raíces (Weinzettel et al., 2009a).

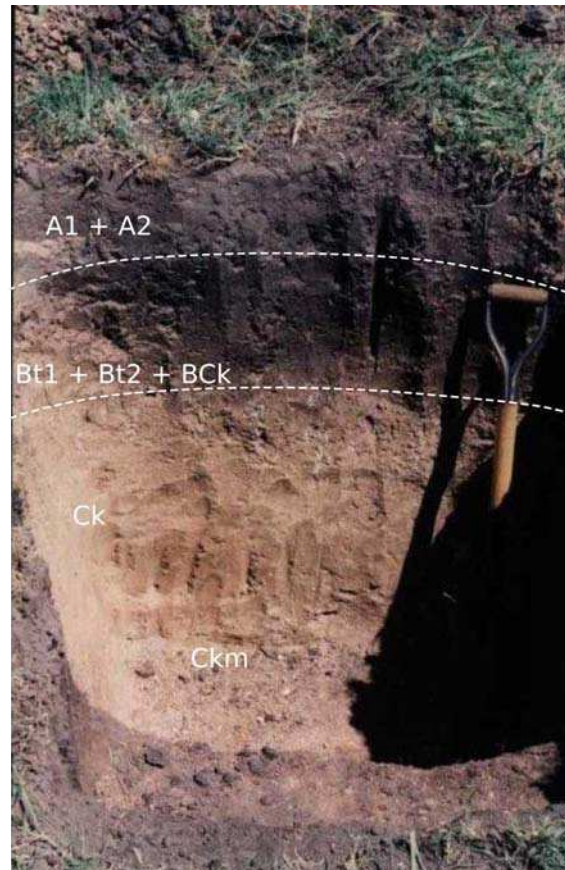


Fig. 2.2. Fotografía del suelo Argiudol estudiado. El límite inferior de la calicata corresponde con el horizonte Ckm.

Desde esta profundidad y hasta los 140 cm aproximadamente, aparece el horizonte Ckm, comúnmente conocido con el nombre de *tosca*, que está más enriquecido en CaCO_3 que el horizonte Ck. El CaCO_3 aparece más frecuentemente bajo la forma de nódulos y concreciones. Es habitual que el horizonte Ckm se presente como masivo, a veces laminado, o como cuerpos irregulares inmersos en una matriz más friable (horizonte Ck). A pesar de que algunos autores señalan la posibilidad de un continuo entre ambos (Pazos y Mestelán, 2002), las observaciones realizadas en cercanías de la parcela experimental revelaron que los límites entre ambos son abruptos, tanto lateralmente como en profundidad.

Finalmente, resta destacar la gran heterogeneidad que caracteriza estos horizontes. Pruebas de dureza mediante barrenados, efectuadas por Weinzettel et al. (2009a) en esta misma parcela, dan cuenta de ello. Son precisamente estas heterogeneidades las que pueden llegar a modificar el

flujo de agua hacia el acuífero. Elbersen (1982) sostiene que un aumento en la cementación puede producir una disminución en la conductividad hidráulica de los horizontes petrocálcicos.

ANÁLISIS TEXTURAL

Para completar la descripción del suelo se indican en la Tabla 2.1 los porcentajes de arena, limo y arcilla para cada horizonte, los que han permitido clasificarlos en clases texturales de acuerdo a la clasificación de la ISSS (International Soil Science Society) propuesta por Gee y Bauder (1986). Las muestras, extraídas cada 30 cm de profundidad, corresponden al trabajo previo de Weinzettel (2005). En la misma tabla también se consignan los datos de porosidad total (ϕ) y densidad aparente (δ_B).

Tabla 2.1. Análisis textural del suelo. Ar: arena. L: limo. A: arcilla. Se incluyen datos de densidad aparente (δ_B) y porosidad (ϕ)

Profundidad	Textura			δ_B	ϕ
	Ar	L	A		
cm		%		g cm ⁻³	cm ³ cm ⁻³
20	33,8	34,2	32,0	1,276	0,518
30	17,2	28,9	54,0	1,358	0,488
60	29,9	56,2	13,9	1,318	0,503
90	35,5	56,0	8,5	1,349	0,491
120	46,8	45,0	8,2	1,401	0,471
150	52,2	43,4	8,8	1,420	0,464

2.4. METODOLOGÍA

2.4.1. Instrumentación y medición

La medición de las variables hidrológicas se llevó a cabo en una parcela experimental destinada, justamente, al estudio del flujo en la zona no saturada. Al momento de comenzar este estudio, dicha parcela se encontraba instrumentada, según se muestra en la Fig. 2.3 y según se describe a continuación.

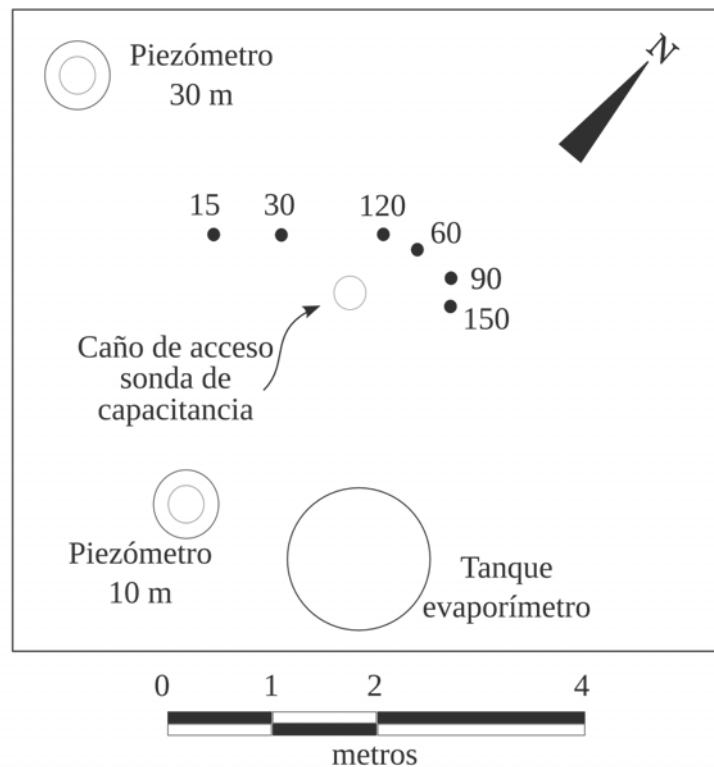


Fig. 2.3. Vista en planta de la distribución de los diferentes instrumentos de medición en la parcela experimental.

TUBO DE ACCESO PARA SONDA DE CAPACITANCIA

Es simplemente un tubo de PVC por el que se introduce una sonda de capacitancia (Fig. 2.4). Si bien el mismo profundiza hasta 2 m por debajo de la superficie, las mediciones se realizan hasta 1,7 m de profundidad, a intervalos de 10 cm.

PIEZÓMETROS

La parcela cuenta con 3 piezómetros, perforados hasta diferentes profundidades. De ellos, se utilizó únicamente el de 10 m de profundidad para el análisis de la piezometría, cuyo tramo ranurado se encuentra en los dos últimos metros. La profundidad de la superficie freática se mide diariamente con una sonda freaticométrica.

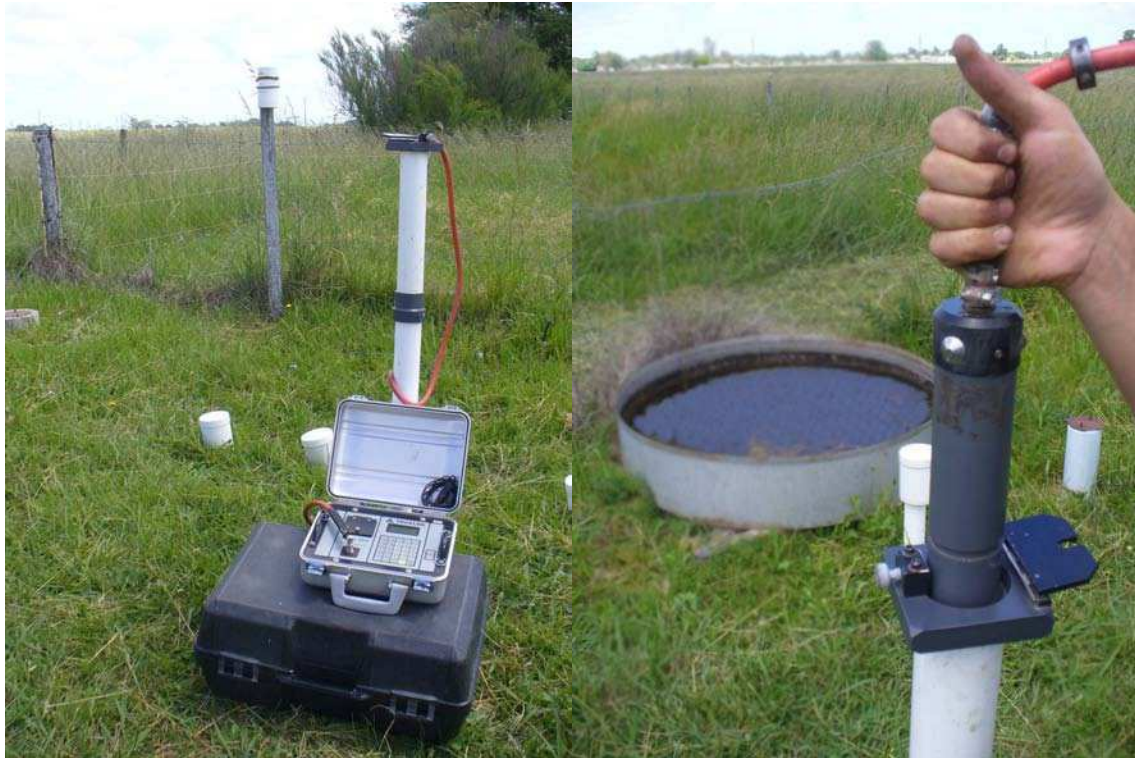


Fig. 2.4. Tubo de acceso y sonda de capacitancia para la medición de la humedad volumétrica.

TENSIÓMETROS

Seis son los tensiómetros disponibles en la parcela, ubicados a las profundidades de 15, 30, 60, 90, 120 y 150 cm. Las mediciones se realizaron en forma manual con un medidor digital de tensión de la marca Soil Measurement System, en forma diaria (Fig. 2.5).

La estimación del potencial hidráulico total (H) se obtiene a partir de las mediciones en dichos tensiómetros. El valor arrojado por el medidor digital (*tensimeter*) corresponde al potencial hidráulico total, $H = h + z$. Para el caso de este estudio, se ha adoptado como nivel de referencia la superficie del suelo, de modo que el potencial gravitatorio (z) es siempre negativo hacia abajo. Si a cada valor de H se le subtrae la longitud que está enterrado cada tensiómetro, se obtiene la componente matricial, h . El potencial hidráulico total es la fuerza impulsora del agua en el medio no saturado, igual que sucede en el medio saturado. La dirección de movimiento es en el sentido de la disminución de la diferencia de potencial entre dos puntos. En este caso, y dado el sistema de referencia adoptado, el agua en el suelo se moverá desde zonas en que el potencial H es menos negativo hacia zonas en que los valores son más negativos.



Fig. 2.5. Medición del potencial hidráulico total mediante el uso de tensiómetros y *tensimeter*.

Es importante recordar que los tensiómetros son capaces de registrar, teóricamente, tensiones menores a 100 kPa ó 1000 cm. En la práctica, rara vez se alcanzan valores inferiores a 1000 cm, de manera que en condiciones de poca humedad, las tensiones pueden ser aún mucho mayores de las que es capaz de medir este dispositivo. Sin embargo, más allá de esta limitación técnica, gran parte de los procesos en la zona no saturada se desarrollan dentro de este rango de tensiones (Hillel, 1998).

TANQUE DE EVAPORACIÓN TIPO A

Es el tanque de evaporación estándar, de 120 cm de diámetro y 25 cm de profundidad. Las lecturas en el tanque se realizan empleando un calibre de precisión de 1/10 mm. El nivel de agua en el tanque se mantiene 5 cm por debajo del borde superior.

PLUVIÓMETRO

Consiste en un colector cilíndrico, situado a 1,5 m sobre el terreno, de diámetro conocido y que permite medir el total de lluvia caída. El registro es diario y la medición se realiza a las 9:00 hs, por la mañana. Además de estas mediciones, que permitieron cuantificar las precipitaciones ocurridas directamente sobre la parcela, se contó con los datos históricos de precipitaciones para la ciudad de Azul. Los mismos fueron provistos por la estación homónima del Servicio Meteorológico Nacional (SMN).

2.4.2. Cálculo de las variables hidrológicas

El periodo de estudio que contempla este trabajo se extiende desde enero de 2007 hasta septiembre de 2012, inclusive.

HUMEDAD VOLUMÉTRICA

Esta es una de las variables más importantes para estudiar el movimiento del agua en el suelo y la zona no saturada ya que, como se vio en la sección 2.2, interviene en todas las ecuaciones de flujo y es la principal variable que lo controla. La medición de la misma fue realizada con una sonda de capacitancia Sentry 200 AP, desarrollada por Troxler Electronic Laboratories, Inc. a partir del trabajo de Dean et al. (1987). Sin adentrarse en desarrollos teóricos, el método aprovecha la gran diferencia entre la constante dieléctrica relativa del agua ($\epsilon_{agua} \simeq 80$) y la de los otros constituyentes del suelo ($\epsilon_{suelo} \simeq 2 a 7; \epsilon_{aire} \simeq 1$). Se trata de un método indirecto que opera mediante ondas electromagnéticas a una frecuencia de 150 Mhz. Más detalles sobre el funcionamiento de este dispositivo pueden encontrarse en la cuantiosa literatura sobre el tema. A modo de ejemplo se mencionan los trabajos de Campbell (1990) y Starr y Paltineanu (2002). Si bien en los últimos años han aparecido otras tecnologías para la medición de la humedad, posee una gran resolución vertical que permitió realizar mediciones cada 10 cm hasta los 170 cm.

El dispositivo otorga en cada medición un valor que se ha denominado D , y que corresponde a un valor de humedad para un determinado tipo de suelo u horizonte de suelo. Por lo que obtener una medida de θ requiere de una calibración previa, específica para cada horizonte. Para el caso de esta parcela experimental ya se contaba con una calibración anterior (Weinzettel y Usunoff, 2003). Sin embargo, dicha calibración fue realizada durante un período húmedo y fue necesario hacer algunos ajustes para que la medición pudiera reproducir de manera aceptable las bajas humedades que se registraron, particularmente, durante los años 2008 y 2009. Las funciones que convierten el valor D en humedad volumétrica se muestran en la Tabla 2.2. Es necesario aclarar que la utilización de una calibración de fábrica para el nivel más profundo se debe a la imposibilidad de extraer muestras con barreno manual, debido a la dureza y tenacidad del horizonte petrocálcico.

Tabla 2.2. Calibración de la sonda de capacitación. D , valor medido en campo por la sonda; θ , humedad volumétrica.

Profundidad	Ecuación
cm	
20 - 60	$\theta = \exp[(D - 2756,198)/568,417]$
70 - 130	$\theta = \exp[(D - 3357,826)/387,980]$
140 - 170	$\theta = \ln[(D - 5039)/(-1887)]/(-0,0376)^*$

* Calibración de fábrica

Con los valores de humedad es posible calcular el almacenamiento S que es simplemente el volumen de agua total contenido en el suelo por unidad de superficie en un momento dado, y se expresa como altura equivalente, normalmente en milímetros. Fue calculado utilizando la regla del trapecio como método de integración del área bajo la curva de humedad – profundidad. Es importante hacer la distinción entre esta definición y la que suele utilizarse en sentido agronómico. En este ámbito, se asocia el almacenamiento al concepto de *agua útil*, que es el agua que puede ser aprovechada por las plantas. Formalmente, es la diferencia entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente, conceptos estos últimos que se explicarán más adelante. No obstante, se deja en claro esta diferencia, ya que el almacenamiento aquí utilizado suele ser mucho mayor.

EVAPOTRANSPIRACIÓN DEL CULTIVO DE REFERENCIA (ET_0)

Se conoce bajo esta denominación la evapotranspiración producida desde una superficie de referencia, que corresponde a un cultivo hipotético de pasto con unas características específicas. Fue introducido para estudiar la demanda de agua de la atmósfera independientemente del tipo de cultivo, su estado fenológico, las prácticas de manejo y suponiendo que no existe restricción alguna en la disponibilidad de agua. Es decir, que todos los factores que tienen que ver con el suelo y el cultivo no tienen efecto sobre el cálculo de ET_0 . Los valores de ET_0 dependen únicamente de los factores climáticos (FAO, 2006).

La forma recomendada por FAO (2006) para el cálculo de ET_0 es el método FAO Penman-Monteith, derivado de la ecuación original de Penman – Monteith. Este método requiere de una gran cantidad de datos climáticos para su estimación lo que muchas veces desalienta su aplicación. Una alternativa, también avalada por FAO (2006), es la de estimar ET_0 a partir de las

mediciones que se realizan en un tanque de evaporación. La ecuación que relaciona ET_0 con la evaporación desde el tanque, E_{pan} , es:

$$ET_0 = K_p E_{pan} \quad (2.15)$$

De manera que sólo se trata de calcular el coeficiente del tanque (K_p) que depende de la humedad relativa (HR) la velocidad del viento (u) y la distancia del tanque a un cultivo verde circundante. El cálculo de K_p se realizó en este caso utilizando la ecuación siguiente (FAO, 2006):

$$K_p = 0,108 - 0,0286u + 0,0422 \ln(borde) + 0,1434 \ln(HR_{media}) - 0,000631 [\ln(borde)]^2 \ln(HR_{media}) \quad (2.16)$$

en la que HR_{media} es la HR media diaria, calculada como la media entre la máxima y la mínima diarias; u es la velocidad del viento en $m s^{-1}$ y $borde$ es la mencionada distancia al cultivo circundante. Los datos de HR y u , fueron obtenidos de la estación Azul del SMN y el valor de $borde$ adoptado fue de 1 m.

EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL Y RECARGA

El cálculo de la estas dos variables fue realizado mediante el método conocido como plano de flujo cero (PFC). Es un plano horizontal en el que el gradiente hidráulico en la dirección vertical (dh/dz) es cero. El método fue propuesto originalmente por Richards et al. (1956) y ha sido utilizado en numerosos estudios, entre los cuáles se mencionan sólo algunos: Román et al. (1996), Delin y Herkelrath (2005) y Delin et al. (2007).

Básicamente consiste en medir las variaciones del almacenamiento en un cierto volumen de control, que se define en base a la posición y al tipo de PFC, ambos dependientes del tiempo en respuesta a la infiltración y la evapotranspiración (Healy, 2010). En este sentido, se define un plano de flujo convergente (PFC-C) cuando H aumenta hacia arriba y hacia abajo del PFC. Por el contrario, un plano de flujo cero divergente (PFC-D) ocurre cuando el potencial disminuye en ambas direcciones. Con datos provenientes de la parcela experimental, se ejemplifican tres situaciones para facilitar la comprensión de este concepto. En la Fig. 2.6(a) se muestra una PFC-C a 120 cm, lo cual moviliza el agua hacia esa profundidad, proveniente tanto de niveles superiores como inferiores a la misma. Esta configuración de potenciales hidráulicos sucedió luego de una precipitación mientras imperaba una condición de suelo con escasa humedad, es decir, altos valores de H . En el caso b) de la misma figura, se muestra un PFC-D a 30 cm. Esta situación está indicando la evapotranspiración desde los 30 cm luego de que una intensa precipitación saturara

el perfil. Finalmente, en la Fig. 2.6c) se muestra una condición mixta, con más de un PFC. En este caso, ocurre evapotranspiración desde el nivel superior, pero dicho proceso está impedido, o al menos demorado, desde los 120 cm por la presencia de un PFC-D a los 90 cm.

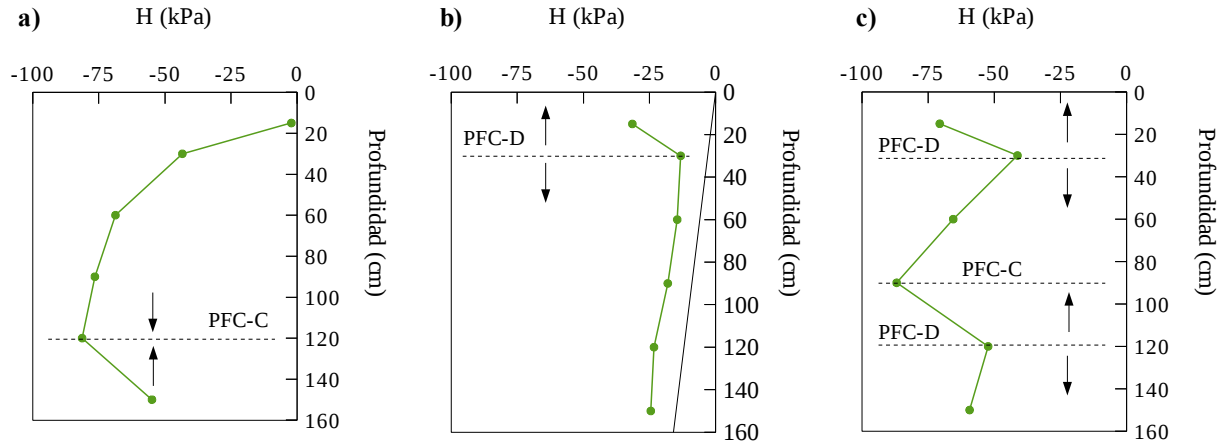


Fig. 2.6. Diferentes posiciones de los planos de flujo cero convergentes (PFC-C) y divergentes (PFC-D). Los ejemplos corresponden a los días **a)** 27/08/2008, **b)** 14/09/2011 y **c)** 08/01/2007.

Entonces, para el cálculo de la evapotranspiración real se considera el cambio en el almacenamiento S_{ZNS} desde el PFC-D superior hasta la superficie:

$$S_{ZNS} = \int_{Z_{PFC-D}}^0 \theta dz \quad (2.17)$$

En la Fig. 2.7a) se muestra la disminución en el almacenamiento desde el 30/01/2008 hasta el 13/02/2008. Dicha pérdida en el volumen de agua almacenado es atribuida al proceso de evapotranspiración debido a la posición del PFC-D situado a 90 cm (Fig. 2.7b)

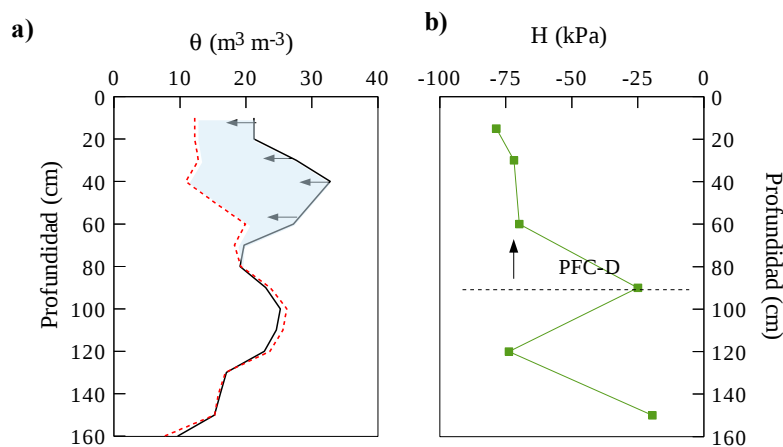


Fig. 2.7. a) Disminución en el almacenamiento S_{ZNS} , desde el 30/01/2008 hasta el 13/02/2008. La variación se produce desde la superficie hasta los 90 cm de profundidad. **b)** Posición del plano de flujo cero divergente (PFC-D) que permite atribuir el cambio en S_{ZNS} al proceso de evapotranspiración.

Para el cálculo de la recarga, el método indica que debe considerarse el cambio en el almacenamiento desde un PFC-D hasta la superficie freática (Healy, 2010):

$$S_{NF} = \int_{Z_{NF}}^{PFC-D} \theta dz \quad (2.18)$$

Sin embargo, dado que sólo se tiene conocimiento de S hasta 170 cm, se asumió que una disminución de S , desde el PFC-D más profundo hasta los 170 cm, terminará produciendo una recarga al acuífero, suposición que puede ser adoptada en zonas como ésta en la que la profundidad de la superficie freática se encuentra cercana a la superficie del terreno. Esta misma suposición ha sido adoptada por otros autores como Delin et al. (2007), quienes utilizan la denominación de “zona de recarga” para esa porción de la zona no saturada que no está afectada por los procesos de evapotranspiración. Tal suposición es válida siempre que no exista un PFC-C por debajo del anterior. En la Fig. 2.8 se ejemplifica una situación como la que se acaba de describir.

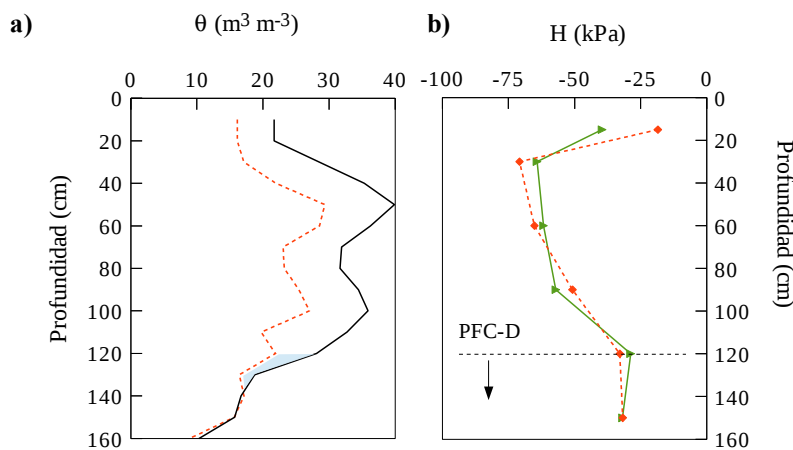


Fig. 2.8. a) Disminución en el almacenamiento, S_{NF} desde el 09/12/2009 hasta 15/12/2009. La variación se produce desde la superficie hasta los 90 cm de profundidad. **b)** Posición del plano de flujo cero divergente (PFC-D) que confirma que el cambio S se debe al proceso de evapotranspiración.

Aquí también el PFC-D queda definido a partir de la tensiometría y el pequeño cambio de H entre 120 y 150 cm se refleja en una disminución de las humedad medidas. En la práctica suele tomarse el PFC-D que está por debajo de la zona radicular, que en este caso es aproximadamente 120 cm de profundidad, según se verá más adelante.

2.5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

2.5.1. Flujo no saturado

En la Fig. 2.9 se muestra la evolución temporal de H para las profundidades de 30, 60, 90 y 120 cm.

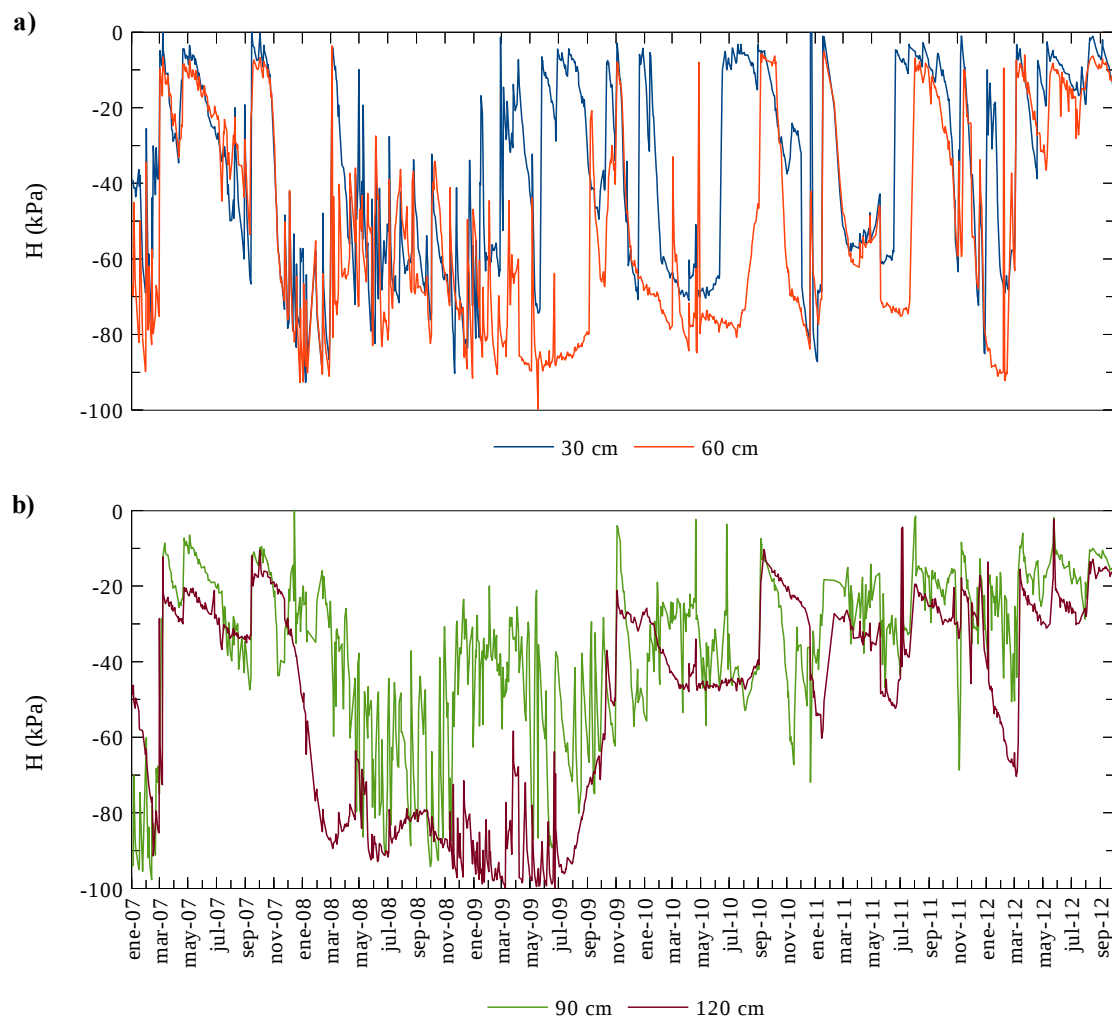


Fig. 2.9. Evolución temporal de los potenciales hidráulicos totales (H , en kPa) para las profundidades de: **a)** 30 y 60 cm; **b)** 90 y 120 cm

Ya fue mencionado en la sección 2.2, que el potencial hidráulico total (H), es la fuerza impulsora del movimiento del agua. Conviene recordar también que H tiene una componente gravitatoria y otra de tensión matricial. Esta última, se relaciona con el contenido de humedad, a través de la curva de retención, que es propia de cada horizonte y será discutida en el capítulo 4. De manera tal, que altos valores de H (menos negativos o bajos en valor absoluto) se

corresponden con altos contenidos de θ .

Entonces, surgen de estos gráficos algunas primeras conclusiones. El potencial H presenta un comportamiento estacional, que es más fácilmente identificable en los tensiómetros más profundos. Se mantiene alto desde el otoño hasta la primavera como consecuencia de la baja tasa de evapotranspiración, típica de esta época del año, y de las precipitaciones de finales del verano que aumentan el almacenamiento del suelo. Lo contrario sucede durante la época estival, donde la alta evapotranspiración disminuye considerablemente los potenciales. En forma análoga, las épocas de mayor precipitación, que coinciden con el otoño y la primavera según se verá más adelante, quedan determinadas por bruscos e importantes ascensos de los valores de H .

Esto es lo que sucede normalmente. Sin embargo, el periodo de escasas precipitaciones que comenzó en el otoño de 2008 y se extendió hasta entrada la primavera de 2009, presentó un comportamiento atípico. Los potenciales hidráulicos se mantuvieron muy bajos durante los inviernos de los años 2008 y 2009, incluso durante las épocas de mayor precipitación. Para estos meses, se observó una rápida respuesta de los niveles superiores (30 y 60 cm) pero las precipitaciones no lograron saturar el perfil de suelo más allá de los 60 cm de profundidad, según lo señalan los bajos valores de H que registraron los tensiómetros situados a 90 y 120 cm (Fig. 2.9b). Esto último se relaciona con la ausencia de recargas durante el periodo, cuestión que será tratada más adelante.

En la Fig. 2.9 se puede observar también que los tensiómetros de 30, 60 y 90 cm responden rápidamente a los cambios de humedad del suelo, por efecto de la precipitación y la evapotranspiración. Estos cambios se traducen en variaciones importantes en los valores de H . No sucede lo mismo con el tensiómetro ubicado a 120 cm, cuyas oscilaciones se encuentran atenuadas con respecto a las anteriores. Si bien esta atenuación se debe en parte a la mayor profundidad del tensiómetro, la heterogeneidad del suelo, en particular los horizontes Ck y Ckm, podrían ejercer una demora en la respuesta de ese tensiómetro.

El flujo en el medio no saturado puede verse más claramente si se analiza la distribución vertical de los potenciales y las humedades para diferentes momentos. Para estudiar el funcionamiento del sistema en momentos de una recarga se han tomado los datos de H y θ correspondientes a la primavera de 2007 (Fig. 2.10).

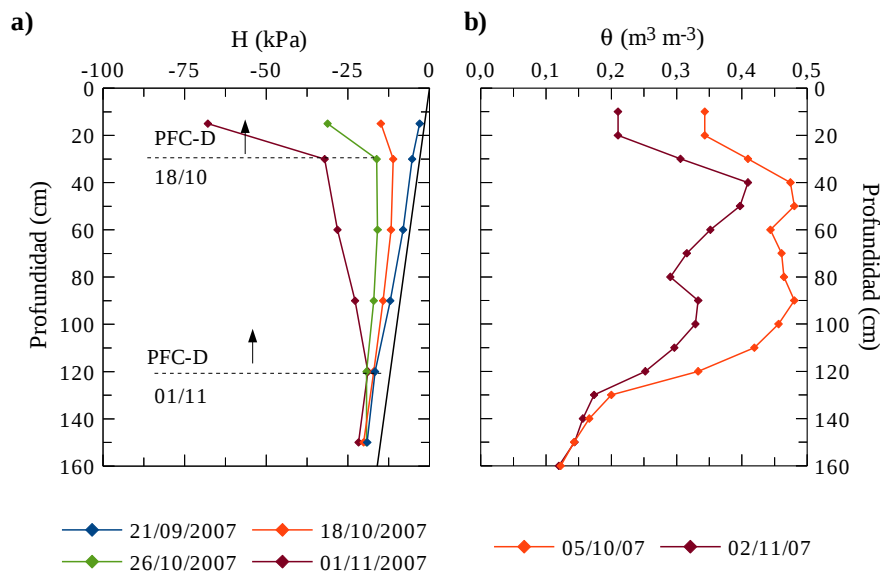


Fig. 2.10. Distribución vertical de **a)** los potenciales hidráulicos totales y **b)** la humedad volumétrica para la primavera de 2007. Desarrollo del proceso de evapotranspiración luego de una precipitación. Se muestra en a) el gradiente unitario ($\partial H/\partial z = -1$) con una línea de trazo continuo.

Las precipitaciones de primavera produjeron la saturación del perfil, lo que se refleja en el gradiente $\partial H/\partial z = -1$ que se observa para el 21/09. Es decir, que la componente matricial es $h=0$ y por lo tanto, sólo existe flujo gravitatorio. Es común que esta situación se mantenga durante algunos días, como se advierte en este caso. Recién comenzó a notarse el desarrollo de un PFC divergente a los 30 cm el día 18/10, que determinó que sólo se produjera flujo vertical ascendente desde esa profundidad y que hacia abajo, el flujo fuera descendente. Hacia el día 1/11 el mismo plano se desplazó hasta los 120 cm, indicando que el flujo ascendente se produjo desde una profundidad mayor y ese volumen que es forzado a moverse hacia arriba, estará disponible para ser evapotranspirado. Por debajo de los 120 cm el flujo continuó en forma descendente y el perfil se mantuvo saturado. En esta oportunidad, el flujo descendente continuó hasta alcanzar el acuífero produciendo una recarga. Es decir, que luego de una precipitación que sature el perfil del suelo, el descenso de H se produce por el efecto combinado del drenaje (flujo descendente) y la evapotranspiración (flujo ascendente), jugando la vegetación un papel muy importante en esta última.

Estos procesos que son interpretados a partir de los valores de H , se corresponden con las mediciones de humedad, que indican una disminución de esta variable hasta los 120 cm, para igual periodo. Como el flujo es ascendente, la disminución de volumen es asignada a la evapotranspiración, totalizando 143 mm para este periodo de 40 días. El gran volumen

almacenado permite a la vegetación transpirar grandes cantidades de agua realizando pequeñas succiones.

Durante el periodo de gran sequía de los suelos, que abarcó desde el otoño de 2008 a la primavera de 2009, el comportamiento del suelo y la zona no saturada fue diferente (Fig. 2.11).

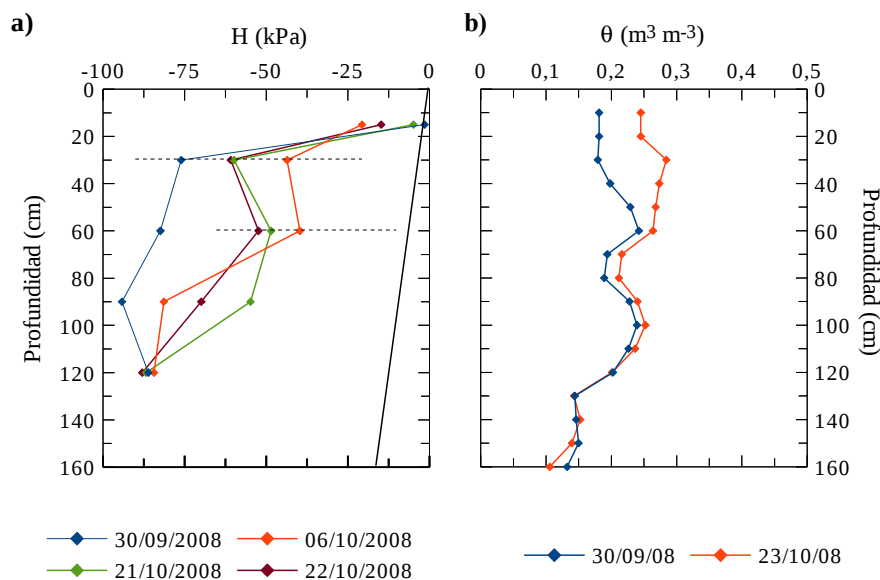


Fig. 2.11. Distribución vertical de **a)** los potenciales hidráulicos totales y **b)** la humedad volumétrica para la primavera de 2008.

El periodo elegido para mostrar este comportamiento atípico corresponde al mes de octubre de 2008 y coincide con la época de mayores precipitaciones. Comúnmente estas precipitaciones hubiesen significado una recarga al acuífero pero no sucedió así en esta oportunidad. A diferencia de la primavera de 2007, los potenciales finalizado el invierno fueron muy bajos, indicativo del bajo contenido de agua en el suelo (Fig. 2.11). Una precipitación de 35 mm el 28/09 y otros eventos que acumularon 31,5 mm entre el 02/10 y el 04/10, produjeron la saturación de los primeros 15 cm del perfil, con el consecuente desarrollo de un PFC-C a los 30 cm que forzó el agua a descender hasta esa profundidad. El flujo descendente continuó hasta alcanzar los 90 cm, situación que se mantuvo hasta el 21/10, sin alcanzar nunca los 120 cm. A partir de allí, los potenciales vuelven a descender a excepción de H a 15 cm, que se mantiene alto por algunos pequeños eventos pluviales que siguieron a los ya comentados. Estos descensos en los potenciales se deben al proceso de evapotranspiración, hecho que *a priori* pareciera contradictorio por el desarrollo de un PFC-D a los 60 cm (Fig. 2.11a). Sin embargo, la existencia del gradiente que fuerza el agua hacia abajo no implica necesariamente que el agua se moverá. Con valores tan bajos de potencial, y por ende de humedad, la conductividad hidráulica $K(\theta)$

disminuye varios órdenes de magnitud, con lo cual $q \rightarrow 0$. De manera que, a pesar de los gradientes hidráulicos, el proceso más importante es la evapotranspiración, favorecido en este caso por la época del año analizada. Sólo las raíces de la vegetación son capaces de extraer el agua del suelo cuando la misma se encuentra con altas tensiones (Hillel, 1998). Como último comentario, la ausencia del valor de H para los 150 cm en la Fig. 2.11a se debe a que los bajos potenciales produjeron una pérdida de continuidad hidráulica entre el suelo y la cerámica porosa del tensiómetro, de modo que no reflejaba el verdadero estado de energía de esa porción del suelo.

Al igual que en el caso anterior (Fig. 2.10), las humedades muestran total coherencia con lo explicado. Al respecto, es interesante resaltar los bajos valores de humedad comparado con la primavera de 2007. El almacenamiento se mantuvo con valores bajos durante este periodo independientemente de la profundidad (Fig. 2.12). Además, de la observación del gráfico de la Fig. 2.12 surge que las precipitaciones producen un aumento de S sólo en los niveles superiores mientras que en el nivel inferior (90 - 120 cm) S mantiene una tendencia descendente hasta bien entrada la primavera de 2009. Esto explica la ausencia de recargas durante este periodo. Siendo tan bajo el almacenamiento, el agua de las precipitaciones no alcanzó a completar dicho almacenamiento para producir la saturación del perfil más allá de los 120 cm y una eventual recarga.

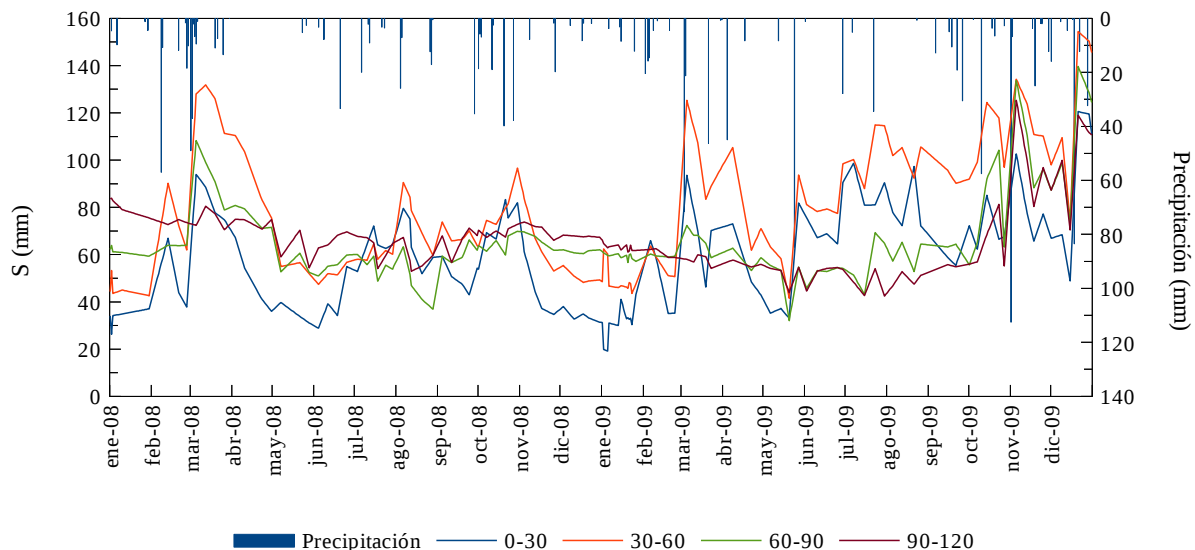


Fig. 2.12. Variación en el almacenamiento S para diferentes niveles, durante el año 2008, en función de las precipitaciones.

Para estudiar el comportamiento hidrodinámico en una condición de alta humedad, se optó por el periodo que abarca desde enero de 2012 hasta septiembre de 2012, año de abundantes precipitaciones, suelos saturados y niveles freáticos muy cercanos a la superficie.

Las precipitaciones durante marzo de 2012 produjeron la saturación del perfil y un aumento importante en el almacenamiento (Fig. 2.13).

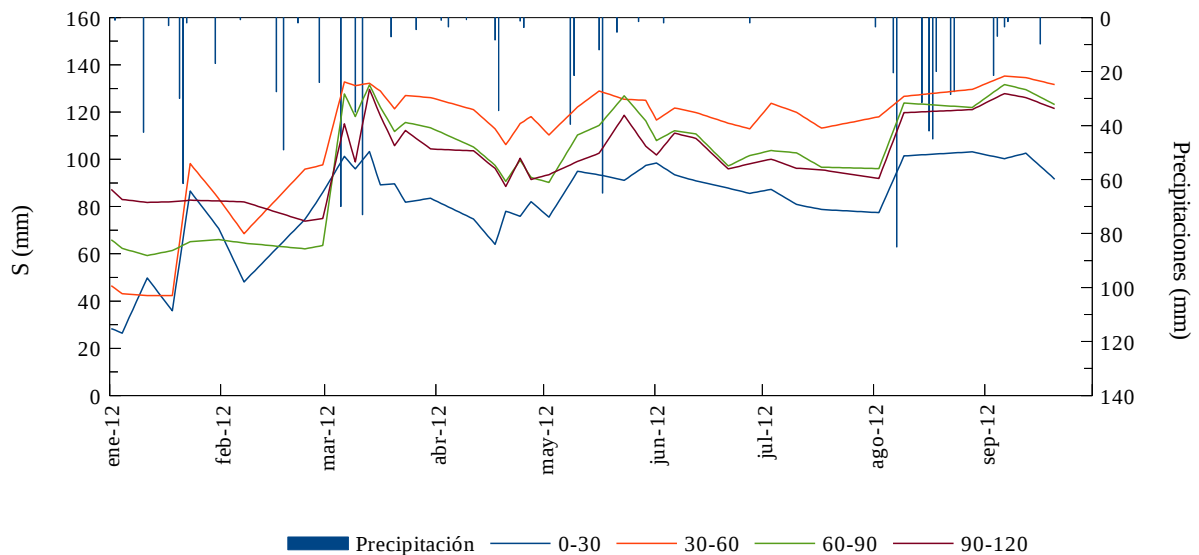


Fig. 2.13. Variación del almacenamiento S durante el año de 2012, como respuesta a los diferentes eventos de precipitación.

Es importante hacer notar la gran diferencia en los valores de S registrados durante este invierno en comparación con los registrados durante 2008 y 2009 (Fig. 2.12). Estos últimos son considerablemente inferiores a lo que marcan las mediciones de 2012, para todos los niveles analizados. Si se considera el total de agua almacenada hasta los 120 cm, en el primer caso (01/05/2008 – 30/09/2009) la media fue de 248 mm (considerando incluso las épocas de mayor precipitación) mientras que en el invierno de 2012 (01/05/2012 – 31/07/2012) ascendió a 412 mm, siendo la capacidad máxima de almacenamiento de este suelo de 590 mm.

Respecto de los potenciales hidráulicos, se han elegido tres momentos correspondientes a 2012 para analizar el flujo (Fig. 2.14). Concordantemente con lo que muestra la Fig. 2.13, y al igual de lo que se mostraba en el ejemplo de 2007 (Fig. 2.10), las precipitaciones de marzo produjeron la saturación del perfil, con un consecuente aumento de S y H . Por efecto de la evapotranspiración principalmente, comienza a desarrollarse un PFC-D que se extiende hasta los 60 cm (Fig. 2.14a) favoreciendo el flujo ascendente a partir de esa profundidad.

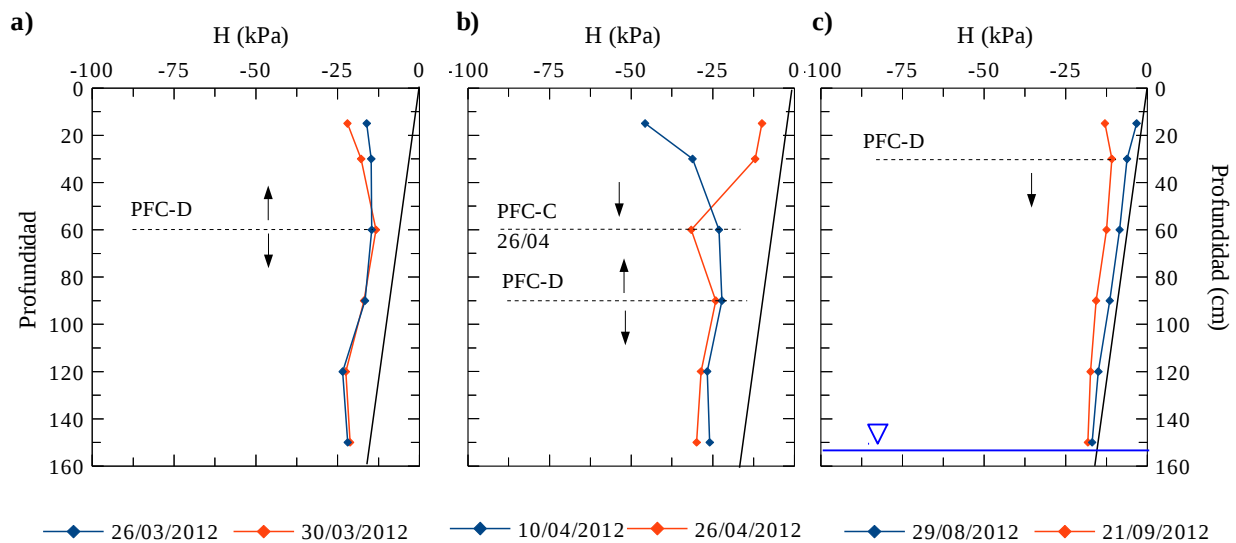


Fig. 2.14. Perfiles de potencial hidráulico total H durante **a)** marzo, **b)** abril y **c)** agosto de 2012. En este último caso se muestra la posición de la superficie freática.

Por debajo de dicho plano, el flujo es descendente y es el que produjo las importantes recargas que tuvieron lugar durante este periodo. Esta configuración de potenciales permaneció durante todo el otoño y el invierno, a veces interrumpida por precipitaciones que condujeron el desarrollo de planos convergentes por encima de los 90 cm, como en la Fig. 2.14b. A pesar del efecto de la evapotranspiración, los valores de H se mantuvieron elevados, con perfiles de suelo cercanos a la saturación, según fue ya señalado al analizar las variaciones en el almacenamiento.

Las importantes precipitaciones de agosto produjeron un nuevo ascenso del nivel freático. En este caso, con el perfil prácticamente saturado, sólo una pequeña fracción de dichas precipitaciones fue utilizada para completar el almacenamiento lo cual derivó en una importante elevación de la superficie freática hasta alcanzar los 150 cm, aproximadamente (Fig. 2.14c). La capacidad de infiltración de los suelos fue superada rápidamente, permaneciendo gran cantidad de agua en superficie por un tiempo considerable (Fig. 2.15). Los perfiles permanecieron saturados y recién casi un mes después, se observa el desarrollo de un PFD-D a los 30 cm. La presencia del nivel freático cercano a los 150 cm mantiene al tensiómetro ubicado a igual profundidad en condiciones de saturación ($H = -15$ kPa). Además, el desarrollo de la franja capilar estaría produciendo el mismo efecto sobre el tensiómetro de 120 cm.



Fig. 2.15. Anegamiento superficial producido en la parcela experimental al superarse la capacidad de infiltración luego de intensas precipitaciones durante agosto de 2012.

De manera que, en base al análisis realizado hasta esta parte, son evidentes dos cuestiones: la primera es la gran capacidad de almacenamiento de dichos suelos y la segunda, es la importante capacidad de retención de agua. Respecto de este segundo punto, se advierte que si durante marzo y abril las precipitaciones logran reponer una fracción importante de S , perdida por evapotranspiración durante el verano, los suelos son capaces de mantener elevado el almacenamiento hasta la primavera, época en que la evapotranspiración comienza a ser considerable otra vez. Lo contrario sucede si S no puede ser aumentado debido a las escasas precipitaciones del otoño.

En resumen, este es el tipo de análisis que se requiere para la aplicación del método del plano de flujo cero que permite el cálculo de la recarga y la evapotranspiración real. Los potenciales permiten definir la dirección de movimiento del agua permitiendo identificar qué proceso es el responsable de la variación en el almacenamiento: infiltración, drenaje o evapotranspiración.

2.5.2. Comportamiento de las variables hidrológicas

PRECIPITACIÓN

La precipitación pluvial es la variable de entrada en este sistema hidrológico y por ende, no solamente se la analiza en primer lugar si no que también merece un tratamiento algo más extenso. Además, para el caso de la zona de estudio, se considerará que la lluvia es la única fuente de agua para la recarga. En la Fig. 2.16 se muestra el registro pluviométrico diario para todo el período de estudio que comprende desde enero de 2007 hasta septiembre de 2012. Se incluye, además, la media móvil bimestral.

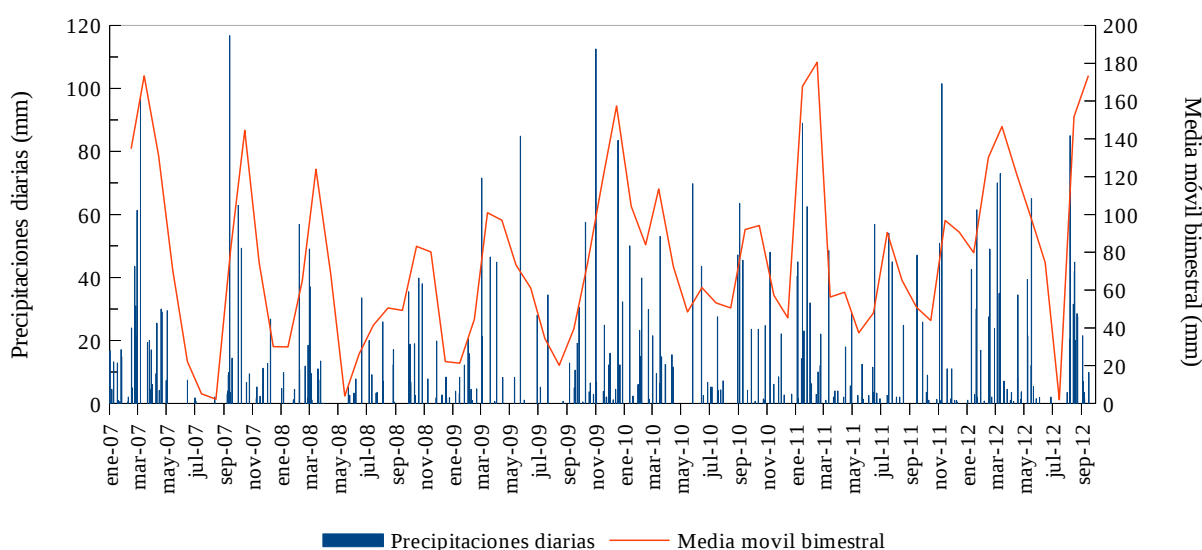


Fig. 2.16. Registro pluviométrico en la parcela experimental desde enero de 2007 hasta septiembre de 2012. Se muestra la media móvil bimestral para igual periodo.

A primera vista es posible observar que se trata de una serie heterogénea con períodos secos y húmedos bien marcados. El yetograma permite definir tres momentos perfectamente identificables. El primero es el que comprende desde mayo de 2008, momento a partir del cual comienza un periodo de muy escasas precipitaciones y que se extiende hasta septiembre de 2009. A partir de allí, y hasta el final de la serie, se recupera la normalidad, en el sentido de que las precipitaciones anuales se acercan a la media histórica. A su vez, cada año calendario se caracteriza por dos momentos de mayor precipitación que se corresponden con los meses de marzo – abril y septiembre – noviembre. Las medias mensuales de la Fig. 2.17 ayudan a ilustrar este hecho. Aunque éstas difieren de las calculadas para los datos de la serie 1901 – 2011 (según datos aportados por la estación Azul del SMN) la distribución bimodal de las precipitaciones se mantiene.

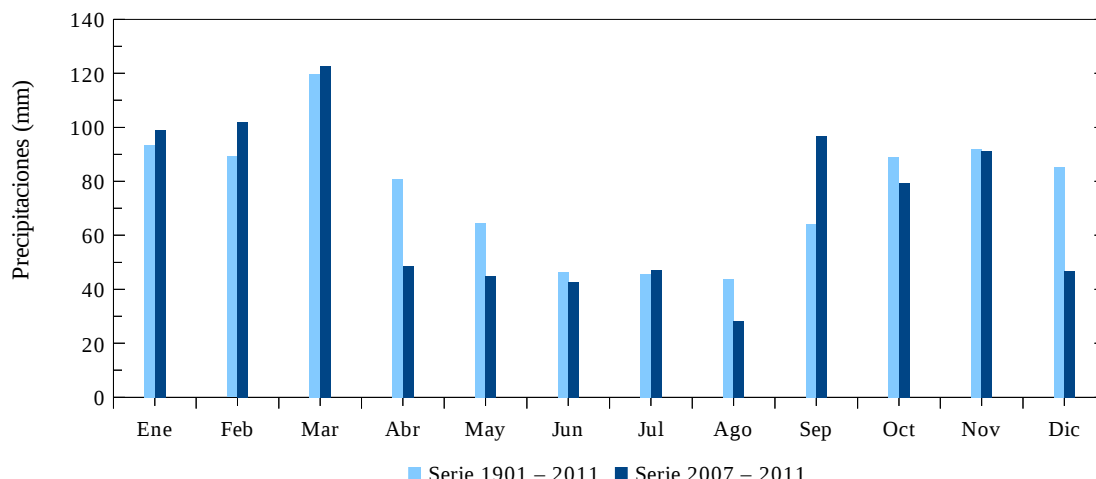


Fig. 2.17. Precipitaciones medias mensuales calculadas a partir de la serie histórica 1901 – 2011 (datos del SMN) y para el período de estudio.

Además de esta variabilidad intraanual que es característica de esta región, se registraron algunas desviaciones importantes respecto de la media, como es el caso del año 2008 (Fig. 2.18).

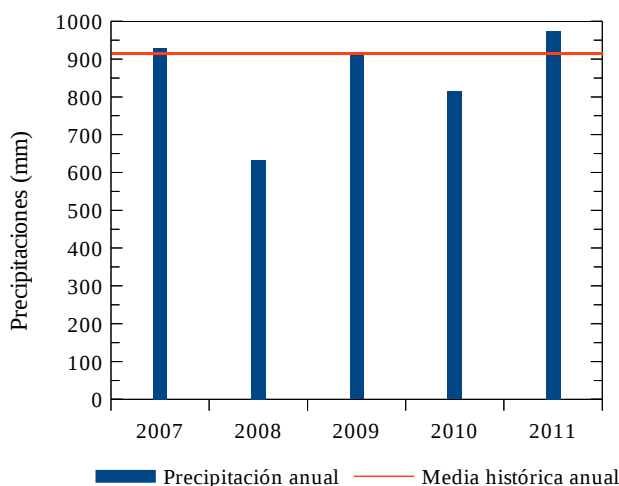


Fig. 2.18. Precipitaciones anuales para el periodo 2007 – 2011. Se muestra la media histórica, según datos del SMN, que asciende a 913 mm.

En la Fig. 2.18 es posible apreciar esta notable disminución que totalizó solamente 632 mm y que representa el 69,3 % de la media anual de 913 mm, calculada para la serie 1901 – 2011. A su vez, es el séptimo valor más bajo de dicha serie, sólo 9,5 % mayor al mínimo histórico de 589,5 mm registrado en el año 1935. Esta escasa precipitación que produjo una profunda sequía en gran parte de la llanura bonaerense, influyó en la media del período de estudio que descendió a 849,5 mm. A excepción del año 2010, los años restantes presentan totales muy cercanos a la media histórica. En la Tabla 2.3 se muestran las mínimas, máximas y medias para el período de estudio y para la serie 1901 – 2011.

Tabla 2.3. Resumen de datos pluviométricos para el período de estudio y la serie histórica. Los datos están expresados en mm.

Serie 2007 - 2011	
Precipitación media anual	849,5
Precipitación máxima anual (2011)	973,9
Precipitación mínima anual (2008)	632,4
Serie 1901 - 2011	
Precipitación media anual	913,6
Precipitación máxima anual (2001)	1689
Precipitación mínima anual (1935)	589,5

En el análisis anterior se tiene registro hasta setiembre de 2012, pero merece al menos un mínimo comentario por tratarse de un año de intensas precipitaciones que causaron tres inundaciones en la ciudad de Azul, dos de ellas en el mes de agosto, separadas en el tiempo sólo una semana. Hasta septiembre, el año totaliza 999 mm. Si se suman las lluvias caídas sólo hasta septiembre en el registro histórico del SMN, este valor se encuentra en el tercer lugar, después de 2001, con 1366 mm y 1980, con 1190 mm. Coincidentemente, en estos dos años también se produjeron importantes inundaciones en la región, especialmente en 1980. En cuarto lugar dentro de este registro, se encuentra el año 2002, en el que también sucedieron desbordes considerables del arroyo Azul. Otro dato llamativo durante 2012 es el total registrado durante agosto, que ascendió a 303 mm, el valor más alto para este mes desde 1901.

La distribución de las precipitaciones durante el periodo de estudio, así como las variaciones estacionales, ayudarán en la comprensión de las restantes variables del ciclo hidrológico que han sido calculadas.

EVAPOTRANSPIRACIÓN

A partir de los datos de evaporación de tanque, y aplicando las correcciones explicadas en la sección 2.4.2, se obtuvo la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0). Los resultados se muestran en la Fig. 2.19. Además, en la Tabla 2.4 se consignan los datos anuales.

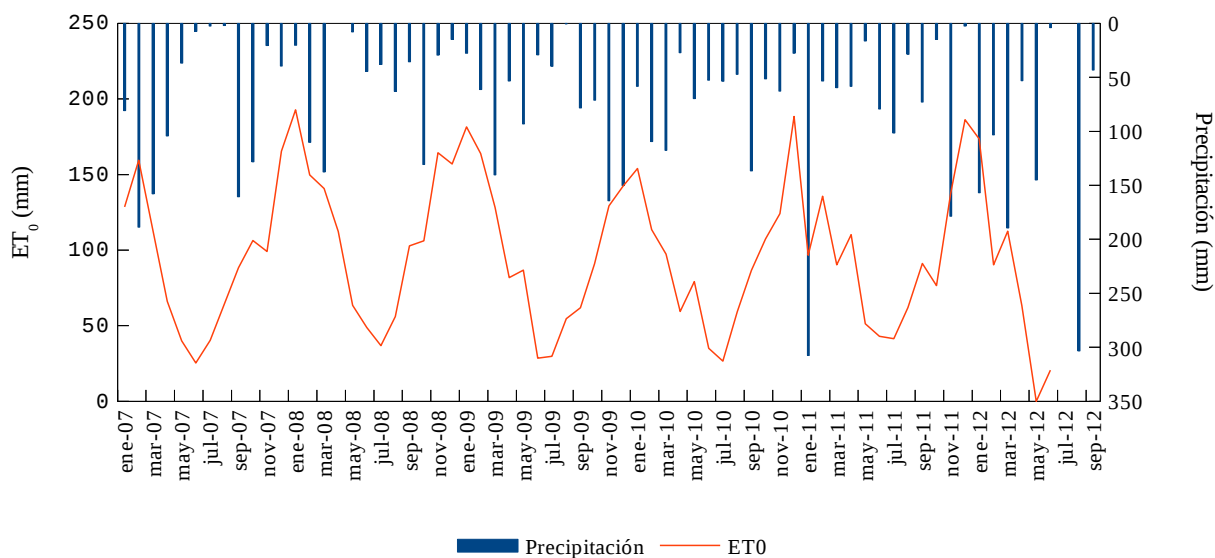


Fig. 2.19. Evapotranspiración del cultivo de referencia, ET_0 , calculada a partir de la evaporación de tanque.

Según se aprecia, y como es esperable, los mayores valores de ET_0 ocurren durante los meses de verano, registrándose los mínimos en invierno. La utilización del tanque como método para calcular la ET_0 tiene la ventaja de proporcionar una medida del efecto integrado de todas las variables que controlan la evaporación desde una superficie libre de agua: radiación, viento, temperatura y humedad (FAO, 2006). Y una ventaja adicional radica en el hecho de que se trata de una medición que es representativa de las condiciones particulares que imperan en la zona de estudio.

Tabla 2.4. Datos de evapotranspiración de cultivo de referencia (ET_0) calculados a partir de las mediciones en un tanque evaporímetro.

Año	ET_0
	mm
2007	977,1
2008	1140,6
2009	995,8
2010	974,9
2011	1021,6
2012*	512,3

* Calculado hasta septiembre

Además de la ET_0 , en este estudio ha sido posible calcular la evapotranspiración real, ET_R , que es el volumen de agua que efectivamente se evapora hacia la atmósfera, englobando no sólo las condiciones atmosféricas sino también la transpiración propia de la vegetación de la zona de estudio y la disponibilidad de agua en el suelo. Y en definitiva, es la evapotranspiración que interesa a los fines de un balance hidrológico. En la Fig. 2.20 se muestran los resultados de este cálculo junto con la ET_0 para su comparación.

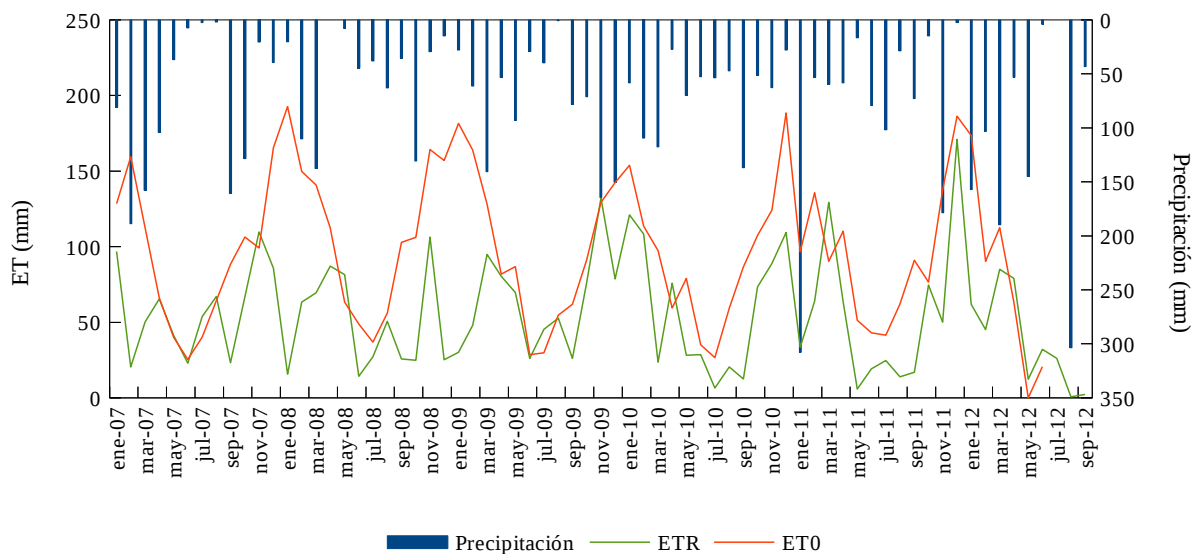


Fig. 2.20. Evapotranspiración real ET_R superpuesta con la evapotranspiración del cultivo de referencia, ET_0 , calculada a partir de la evaporación de tanque.

Efectivamente la ET_R resulta menor que la ET_0 y se aleja más de este último valor cuanto menor es la disponibilidad de agua en el suelo. Este efecto fue más importante desde septiembre de 2007 hasta mayo de 2009, coincidente con los períodos de escasas precipitaciones, según se comentó más arriba. Las plantas deben ejercer una succión mucho mayor para poder extraer agua del suelo lo que se traduce en una menor tasa de transpiración. En el caso contrario, en el que existe gran disponibilidad de agua en el suelo, los valores de una y otra variable se aproximan. El mejor ejemplo dentro de esta serie es lo que ocurre entre septiembre de 2011 y mayo de 2012. El gráfico de la Fig. 2.21 sintetiza estos comportamientos.

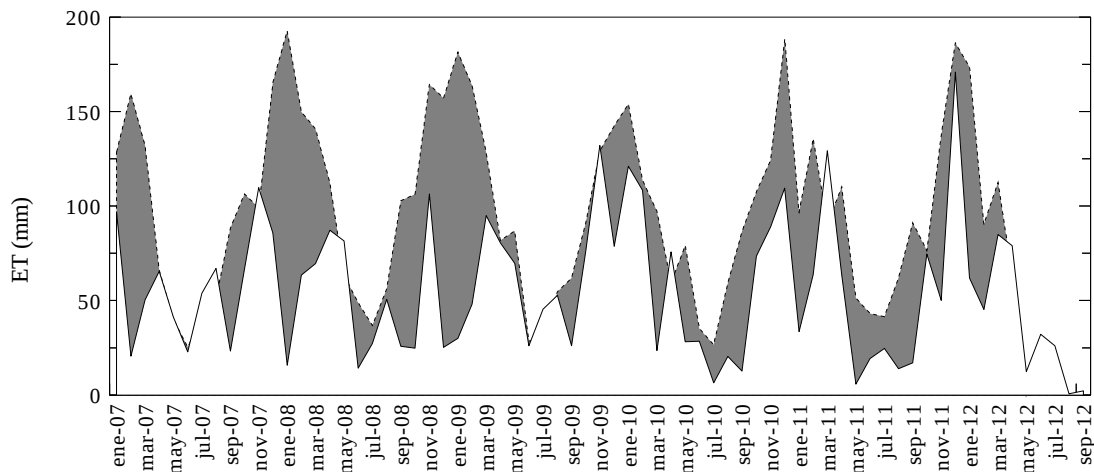


Fig. 2.21. Déficit de agua en el suelo, definido como la diferencia entre ET_0 y ET_R .

Se muestra aquí el déficit de agua en el suelo, definido como la diferencia entre ET_R y ET_0 . Los mayores déficit ocurren en verano, desde septiembre hasta mayo, mientras que en invierno los déficit tienden a cero. Para el caso del periodo seco 2008 – 2009, los déficit se incrementaron en relación a lo que ocurrió durante otros años, debido al bajo volumen de agua almacenada en el suelo (Fig. 2.12). Según lo que se dijo anteriormente, bajos contenidos de agua implican que la misma será retenida por el suelo con una succión muy elevada que puede alcanzar varias atmósferas. En cambio, en los años en que S se mantiene alto, como el caso del año 2012 (Fig. 2.13), los déficit son mucho menores. La razón es la opuesta. Pero en ambos casos, quien define esta relación, es la curva de retención del suelo, que gobierna la relación entre la tensión y el contenido de agua. La misma será tratada con mayor profundidad en el capítulo 4.

Finalmente, y para tener una noción de la magnitud de este proceso y de los grandes volúmenes de agua que retornan a la atmósfera debido a su accionar, se resaltan algunos datos. El máximo valor de ET_R calculado fue de 170 mm, correspondiente a diciembre de 2011, que junto con noviembre son los meses en que este proceso es más importante, con medias mensuales de 97,4 y 94,0 mm (noviembre y diciembre, respectivamente). Y, coincidiendo con marzo y abril, época de almacenamientos elevados, las medias mensuales son las que le siguen: 73,5 y 74,5 mm, respectivamente.

RECARGA

Para la estimación de la recarga también se utilizó el método del PFC. En la Fig. 2.22 se exponen los resultados de este cálculo.

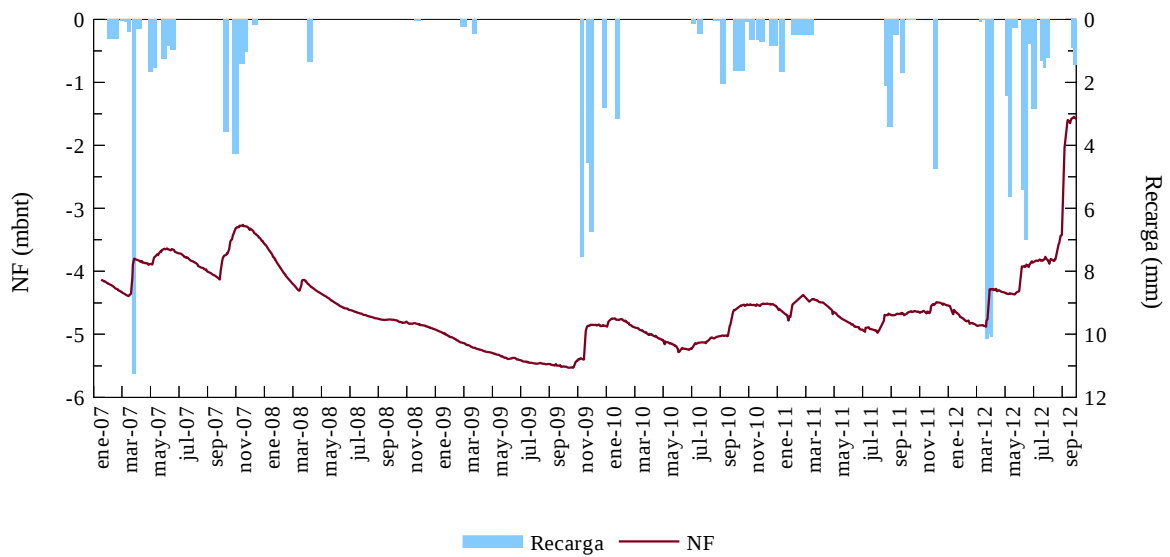


Fig. 2.22. Evolución del nivel freático (NF) en respuesta a los diferentes eventos de recarga.

El gráfico permite observar la gran coherencia entre las recargas calculadas y las oscilaciones del nivel freático a lo largo de la serie temporal. Es importante esta observación ya que el método de PFC es independiente de estas variaciones de nivel y sólo toma en cuenta la dinámica de la zona no saturada. También guarda gran coherencia con el comportamiento de las otras variables que han sido analizadas hasta el momento. Por ejemplo, las recargas mantienen el carácter estacional de las precipitaciones, aconteciendo durante el otoño y la primavera. A su vez, las escasas precipitaciones desde finales de 2007 hasta septiembre de 2009 se reflejan en el importante descenso de la superficie freática, período en el que no hubieron recargas. Asimismo, esta disminución aumenta la capacidad de almacenamiento de los suelos con lo que se necesitan cada vez mayores volúmenes de lluvia para recargar el acuífero.

A partir de septiembre de 2009, la situación se revierte y el nivel freático presenta una tendencia ascendente hasta alcanzar un máximo en la primavera de 2012. Es interesante notar el gran volumen recargado al acuífero durante este último año, en comparación con los anteriores. Al respecto, se advierte también que las grandes recargas de este año sólo produjeron ascensos de aproximadamente un metro, mientras que la última, producida hacia finales de agosto, indujo un ascenso de casi 3 m. Es decir, que gran parte del volumen que se consideró recarga fue retenido por el suelo más allá de los 1,7 m por debajo de la superficie, hasta aumentar el almacenamiento cercano a la saturación. Con el espacio poral prácticamente saturado, las pequeñas recargas de finales de agosto se reflejan en un gran ascenso de la superficie freática.

En la Tabla 2.5 se presentan los resultados de la cuantificación anual de la recarga y la evapotranspiración real, expresadas en altura equivalente (mm) y como porcentaje de la precipitación. Los valores medios corresponden al periodo 2007-2011, por tratarse el 2012 de un año incompleto.

Se aprecia la importancia de la evapotranspiración dentro del ciclo hidrológico que, en el menor de los casos, alcanza constituye el 66,4 % de las precipitaciones pero que en promedio es del 79,7 % para el periodo 2007 – 2011. Es interesante analizar lo que sucede con el año 2008, para el cual se obtuvo el menor volumen evapotranspirado, de 591 mm. Esto obedece a las escasas precipitaciones registradas y a la baja disponibilidad de agua en el suelo. Sin embargo, registra el mayor porcentaje de ET_R respecto de la precipitación (93,5 %), lo que se condice con el máximo valor de ET_0 calculado, es decir, con el máximo poder evaporante de la atmósfera (Tabla 2.4).

Tabla 2.5. Precipitación (P), recarga (R) y evapotranspiración real (ET_R), expresada como columna equivalente de agua (mm) y porcentaje de la precipitación (%).

	P		R		ET_R	
	mm	mm	%	mm	%	
2007	929,7	183,9	19,8	703,6	75,7	
2008	632,4	9,8	1,5	591,3	93,5	
2009	909,6	121,8	13,4	760,0	83,6	
2010	814,7	110,6	13,6	696,4	85,5	
2011	1002,9	103,2	10,3	666,3	66,4	
2012*	998,8	274,7	27,5	365,0	36,5	
Media**	857,9	105,9	12,3	683,5	79,7	

* Cálculo hasta septiembre

** Periodo 2007 – 2011

Por otro lado, la recarga promedia un 12,3 %. Sin embargo, este valor está influenciado por periodos como el año 2008 en el que la recarga estuvo muy por debajo de este valor medio. Es interesante comparar estos resultados con aquellos obtenidos por Varni et al. (2010), quienes aplicaron el método de fluctuación del nivel freático para el cálculo de la recarga. Estos autores obtuvieron para la recarga del periodo 1992 – 2009, una media de 23 % de la precipitación, utilizando una coeficiente de almacenamiento específico de 0,09. Además, para los años 2007, 2008 y 2009 los porcentajes de recarga calculados fueron de 23, 5 y 11 %, respectivamente, con lo cual se advierte una notable coherencia en los resultados. Para el caso de 2012, si bien el año

no está completo, la recarga alcanzó como mínimo un 23,1 % de la precipitación, siendo un año que podría considerarse excepcional en lo que respecta a las precipitaciones.

BALANCE DE AGUA EN EL SUELO

Calculadas las diferentes componentes del ciclo hidrológico, es posible plantear un balance a nivel de suelo de la siguiente manera:

$$P = ET_R + R \pm \Delta S \tag{2.19}$$

donde *P* es la precipitación, *R* la recarga y ΔS la variación en el almacenamiento en un volumen de suelo, que en este caso abarca desde la superficie hasta 170 cm de profundidad. Se han omitido las escorrentías superficiales debido a que pueden considerarse despreciables en un ambiente de llanuras como el que se está caracterizando. El balance que se muestra en la Tabla 2.6 es el que comprende el periodo completo que va desde el año 2007 a 2011.

Tabla 2.6. Resultado del balance a nivel de suelo para el periodo 2007 – 2011. *P*: precipitación; *ET_R*: revapotranspiración real; *R*: recarga; ΔS : variación del almacenamiento. El volumen de suelo estudiado se extiende hasta los 170 cm.

P	=	ET _R	+	R	±	ΔS	Diferencia	
mm				mm			mm	%
4289,3		3417,6		529,3		-58,2	400,5	9,3

La suma de las precipitaciones para todo el periodo se compara con las pérdidas por recargas y evapotranspiración y las variaciones en el almacenamiento. Al utilizar un periodo más extenso en el tiempo, los errores que pudieran existir para un año en particular, quedan compensados. De modo tal, que el error en el cierre del balance para los cinco años es de 400,5 mm, lo que equivale a un 9,3 % de la precipitación. Respecto de las escorrentías que se consideraron despreciables para los cálculos, pueden haber tenido cierta importancia durante los eventos de 2012, en los que se produjo un importante anegamiento superficial, según se mostró en la fotografía de la Fig. 2.15. Estos anegamientos podrían haber contribuido a aumentar el error de cierre del balance.

CONSIDERACIONES SOBRE EL MÉTODO DEL PLANO DE FLUJO CERO

Para el caso particular de la recarga, el método puede presentar algunos inconvenientes que de ninguna manera impiden su utilización y no invalidan los datos calculados. La variación de almacenamiento desde el PFC-D inferior hasta los 170 cm (profundidad máxima de medición de la sonda de capacitancia) es un volumen que se supone es recargado al acuífero. Sin embargo, ante niveles freáticos profundos puede suceder que lo que es asumido recarga sea en realidad recarga en tránsito, como sucede entre febrero y marzo de 2009 en la Fig. 2.22. Allí se observa un pequeño evento de recarga que, a juzgar por el freatigrama, no alcanzó el techo del acuífero.

También puede suceder, como se acaba de ejemplificar con el comportamiento del suelo durante el año 2012, que el volumen recargado no se refleje en la magnitud del ascenso de la superficie freática. Como se explicó, parte de esa recarga evidentemente no alcanzó la superficie freática sino que quedó retenida por la zona no saturada por debajo de 1,7 m, aumentando el almacenamiento de la zona no saturada.

Es importante tener una buena frecuencia de mediciones de humedad. En meses de verano, en los que predominan altas tasas de evapotranspiración, puede existir una subestimación de la recarga e incluso, puede no ser registrada por el método si las mediciones son muy espaciadas en el tiempo.

Finalmente, de producirse un evento de precipitación importante hacia fin de año, dado que este suelo tiene una gran capacidad de retención, la evapotranspiración no será lo suficientemente rápida como para compensar la precipitación en los pocos días que queden hasta terminar el año, induciendo un error de cierre de balance que puede ser considerable. Sin embargo, si se considera una mayor cantidad de años como se ha hecho aquí, estos errores se compensan.

2.6. CONCLUSIONES

El análisis de una serie de datos de casi seis años ha permitido caracterizar la zona de estudio y cuantificar las variables que intervienen en el ciclo hidrológico. En el periodo de análisis se alternaron momentos de extrema sequedad, como el comprendido entre el otoño de 2008 y la primavera de 2009, y momentos de excesos hídricos, como lo que aconteció desde marzo a septiembre de 2012. Así, la recarga media calculada es del 12,3 % de la precipitación, con un máximo en el 2007 de 19,8 %. Durante los años secos, las recargas no alcanzaron el valor

medio, registrándose un mínimo durante 2008 de 1,5 % de la precipitación. Estos valores muestran gran coherencia con estudios anteriores que utilizaron el método de fluctuaciones del nivel freático para la estimación de la recarga.

En cuanto a la evapotranspiración real, el valor medio anual es de 79,7 % de la precipitación, lo que representa una media de 683,5 mm para el periodo 2007 - 2011. Por su parte, la ET_0 media anual, calculada a partir de los datos de tanque observados en la parcela experimental, resultó ser de 1022 mm para el periodo, con un máximo de 1140,6 mm en 2008 y un mínimo de 975 mm en 2010.

La interpretación conjunta de los datos de la tensiometría y la humedad permitieron definir cómo es el flujo en la dirección vertical para el medio no saturado ante diferentes escenarios. De esta manera fue posible definir bajo que condiciones prevalecen flujos descendentes y bajo cuáles otras, el flujo es ascendente, favoreciendo el proceso de evapotranspiración.

El método del plano de flujo cero resultó ser un método de fácil aplicación para el que sólo se requieren datos de potenciales hidráulicos y humedades de suelo. Esto es un gran ventaja ya que no necesita del cálculo de la conductividad hidráulica $K(\theta)$, que es un parámetro difícil de calcular. Con el mismo fue posible la estimación de la recarga y la evapotranspiración real. Sin embargo, las condiciones hidrodinámicas deben ser analizadas minuciosamente cada día en que haya datos disponibles. Por lo que el análisis de series extensas de datos insume un tiempo considerable.

Capítulo 3.

APLICACIÓN DE UN TRAZADOR CONSERVATIVO

3.1. INTRODUCCIÓN

En el capítulo anterior se analizaron datos provenientes de una parcela experimental, cuya interpretación y análisis permitió la comprensión de los procesos que actúan en el suelo y la zona no saturada. Por medio de la aplicación del método de plano de flujo cero se logró la cuantificación de la recarga y la evapotranspiración real.

En este capítulo, y como complemento del anterior, se exhiben los resultados de un ensayo de trazadores, utilizando como tal al anión bromuro. Los resultados permitieron obtener velocidades de flujo y valores de recarga que son contrastadas con los obtenidos con el método del plano de flujo cero.

3.2. TEORÍA

Se entiende por trazador a una sustancia o la energía transportadas por el agua, cuya medición permite obtener información sobre la dirección y velocidad del flujo (Vázquez Suñé y Sánchez Vila, 2009). Las sustancias utilizadas pueden ser iones, isótopos o gases, mientras que el calor transportado por el agua también puede ser medido y utilizado como trazador (Healy, 2010). Todos ellos son en buena manera independientes de los métodos hidrodinámicos para estimar flujos y recargas, lo cual los convierte en herramientas para contrastar con otros métodos (Custodio Gimena, 1997). Los trazadores (químicos e isotópicos) pueden agruparse en tres

categorías, a saber: los trazadores ambientales o naturales, los históricos y los aplicados. Dentro de los primeros se incluyen aquellos que son creados dentro de la atmósfera, o transportados hacia ella, por procesos naturales. Luego, alcanzan la superficie de la Tierra por deposición atmosférica. El más utilizado de estos es el ion cloruro (Cl^-), cuya fuente principal es el océano, a través de la evaporación (Scanlon et al., 2002). La actividad humana ha introducido en la atmósfera grandes volúmenes de ciertas sustancias que también pueden ser empleados como trazadores. Estos son los trazadores históricos, también conocidos como trazadores antropogénicos. Dentro de este grupo, se destacan el tritio (^3H) y un isótopo del cloro (^{36}Cl) por ser los de más frecuente aplicación. Aparecieron en la atmósfera en la década de 1950 hasta 1962, como resultado de las pruebas de armas termonucleares, acusando un pico de concentración atmosférica en el año 1963 (Kasemi, et al., 2006). Al igual que los anteriores, alcanzan la superficie terrestre por deposición atmosférica y penetran el suelo y la zona no saturada como una fase disuelta (Healy, 2010).

Los trazadores incluidos en la tercer categoría (aplicados) son también de origen antrópico pero, a diferencia de los anteriores, son aplicados directamente sobre la superficie o subsuperficialmente. Normalmente, estas aplicaciones son realizadas en forma controlada con un fin determinado, en cuyo caso los iones bromuro (Br^-), Cl^- o las tintas fluorescentes son los más comunmente usados.

Para que una sustancia pueda ser utilizada como trazador, debe cumplir con ciertos requisitos, que dependerán del problema a estudiar. Debe ser altamente soluble en el agua y ser químicamente inerte con el medio poroso por el que circule. Es importante que sea de fácil, rápida y poco costosa determinación, incluso a bajas concentraciones. Además, no debe estar presente en el medio y su aplicación no puede cambiar la densidad ni la viscosidad del fluido. Tampoco debe dejar de considerarse su toxicidad (Vázquez Suñé y Sánchez Vila, 2009). Por supuesto que no existen trazadores ideales que cumplan todos los requisitos, por lo que es necesario evaluar su aplicación en cada caso.

TRANSPORTE DE SOLUTOS EN MEDIOS POROSOS

El flujo de un soluto (q_s) en el medio poroso está afectado por la acción simultánea de diferentes procesos, que dependen principalmente de las características del flujo y de la estructura del terreno que atraviesan. Estos procesos de transporte son la advección (q_a), la difusión molecular (q_d) y la

dispersión hidrodinámica (q_h), de modo que q_s puede escribirse como:

$$q_s = q_a + q_d + q_h \quad (3.1)$$

La advección representa el flujo másico de un soluto que fluye a la velocidad real de flujo

$$q_a = v C \quad (3.2)$$

siendo C la concentración del soluto en el líquido y v , la velocidad real de flujo. Esta última, se relaciona con la velocidad media de flujo, es decir, con la velocidad de Darcy, por la relación

$$v = \frac{q}{\phi} \quad (3.3)$$

donde ϕ es la porosidad del medio y constituye la sección de paso por la que podrá desplazarse el trazador.

El segundo proceso es la difusión molecular y produce también un flujo de masa como respuesta a los gradientes de concentración. Es el denominado proceso Browniano que se rige, en el agua libre, por la ley de Fick:

$$q_d = -D_m \frac{\partial C}{\partial z} \quad (3.4)$$

donde D_m es el factor de proporcionalidad entre q_d y el gradiente de concentraciones, conocido como coeficiente de dispersión molecular.

Con respecto a la dispersión hidrodinámica o mecánica, no es estrictamente un mecanismo físico diferente sino que se origina en las diferentes velocidades (en magnitud y dirección) que surgen a medida que el trazador se distribuye por la red de poros. Esta gran variabilidad en las velocidades puntuales se debe al arreglo o estructura de las partículas que conforman el medio poroso (Bear, 1972). Básicamente son tres los factores que influyen en la mayor o menor dispersión. El primero es el tamaño de poro, que determina el tamaño de la sección de paso. En segundo lugar, la longitud de la trayectoria recorrida por la partícula, en virtud de la tortuosidad del medio. Y finalmente, la fricción con las partículas, que origina una distribución parabólica de las velocidades siendo cero en la superficie de las mismas y máxima en el centro del poro.

La expresión que describe la dispersión hidrodinámica es la siguiente:

$$q_h = \alpha v \frac{\partial C}{\partial z} \quad (3.5)$$

donde α [L] es el coeficiente de dispersión o dispersividad y tiene características tensoriales:

$$\alpha = \begin{bmatrix} \alpha_L & 0 & 0 \\ 0 & \alpha_T & 0 \\ 0 & 0 & \alpha_T \end{bmatrix} \quad (3.6)$$

siendo α_L la dispersividad paralela al flujo y α_T las componentes transversales al mismo.

Los últimos dos procesos producen el efecto de dispersar el soluto con respecto al flujo del agua por lo que algunos autores (Jury y Horton, 2004; Radcliffe y Simunek, 2010) prefieren utilizar la misma ley de Fick para describir ambos procesos, con un coeficiente de difusión – dispersión que contempla ambos efectos. No obstante, en la gran mayoría de los casos, el efecto de la difusión es muy lento y puede considerarse despreciable frente a la dispersión. El esquema de la Fig. 3.1 sintetiza estos conceptos:

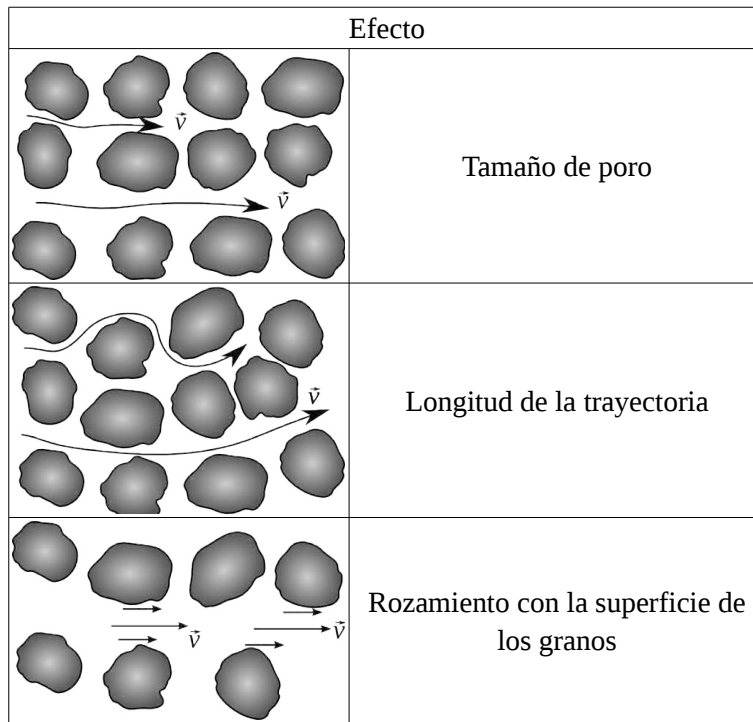


Fig. 3.1. Factores que influyen en la dispersión hidrodinámica (modificado de Fetter, 1988).

De la misma manera que en el capítulo anterior se derivó la ecuación de conservación para el agua, se puede derivar también la ecuación de conservación de los solutos. Si se supone que el soluto se mueve solamente en la dirección vertical z , entonces se tiene que

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial q_s}{\partial z} - r_s \quad (3.7)$$

donde r_s es un término fuente – sumidero. Introduciendo las ecuaciones (3.2) a (3.6) en la Ec.

(3.7) se obtiene la ecuación de transporte. Si se asume también que el flujo de agua es solamente en la dirección vertical z , y que las componentes de D son constantes

$$\phi \frac{\partial C}{\partial t} = q \frac{\partial C}{\partial z} + D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_T \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + D_T \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \quad (3.8)$$

Siguiendo la convención frecuentemente utilizada, D es el tensor que agrupa difusión y dispersión, tanto en las componentes longitudinales como transversales al flujo:

$$D_L = \phi D_m + \alpha_L q \quad (3.9)$$

y

$$D_T = \phi D_m + \alpha_T q \quad (3.10)$$

TRAZADORES EN LA ZONA NO SATURADA

En la aplicación de trazadores en el medio no saturado, se realiza la asunción de que el flujo es de tipo pistón, el cual es un modelo conceptual sencillo que permite explicar el flujo de agua y solutos. El mismo establece que el agua que desciende por la zona no saturada empuja hacia abajo el agua ya presente en el medio, sin que se produzca mezcla entre ellas (Healy, 2010). Equivale a un flujo puramente advectivo, con un frente de avance plano (Radcliffe y Simunek, 2010). Si bien este tipo de flujo no existe en la naturaleza, es un término comúnmente utilizado para referirse a un flujo uniforme con poca dispersión. En contraposición, existe el flujo preferencial, tema que será discutido con mayor profundidad en el capítulo siguiente. No obstante interesa comentar que el mismo se refiere a un flujo más rápido que el que caracteriza a la velocidad promedio del medio poroso y que se desplaza por una pequeña fracción del volumen de suelo denominada, en términos genéricos, vía preferencial (Gerke et al., 2010).

Existen tres formas de utilizar los trazadores en la zona no saturada para la estimación del flujo. Uno de ellos requiere la inyección de un trazador y la medición en un punto en profundidad, lo que permite conocer la profundidad de penetración del trazador. Otro método se basa en el balance de masa en la zona no saturada y, al igual que el anterior, se debe conocer el tiempo y la masa de aplicación. Según un tercer método, se calcula la velocidad de avance del centro de masa de las concentraciones o, en su defecto, la velocidad de avance del pico del trazador. Se dará atención a este último por ser el método empleado para el análisis de los resultados. El método requiere que la concentración del trazador sea evaluada a varias profundidades y a lo largo del tiempo, de manera de poder construir un perfil de concentraciones

de trazador en función de la profundidad, para diferentes momentos. Además, se necesita conocer el contenido de agua del suelo ya que la humedad es la medida de la sección de paso por la que circulará el trazador en el medio no saturado.

Nuevamente si se asume que no hay efectos de adsorción ni ninguna fuente o sumidero para el trazador, la ecuación de transporte para el medio no saturado sólo en la dirección vertical puede escribirse como

$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_e \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{\partial(qC)}{\partial z} \quad (3.11)$$

donde θ es la humedad volumétrica y D_e el coeficiente de dispersión efectivo que representa en forma conjunta los efectos de la difusión molecular y la dispersión hidrodinámica de las Ecs. (3.9) y (3.10). Si se desprecian los gradientes laterales de concentración en un flujo unidimensional a través de la zona no saturada, la dispersión D_e se da sólo en el sentido de movimiento del flujo, reduciéndose a la expresión

$$D_e = \alpha_L v + \tau(\theta) D_m \quad (3.12)$$

en la que $\tau(\theta)$ es la tortuosidad que depende del contenido de humedad. Si los términos θ y q se mantienen constantes, es decir, que el flujo es estacionario y el coeficiente D_e también lo es, se obtiene:

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} = \theta D_e \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - q \frac{\partial C}{\partial z} \quad (3.13)$$

Luego, dividiendo por el contenido de humedad, la ecuación se reduce a:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_e \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - v \frac{\partial C}{\partial z} \quad (3.14)$$

donde

$$v = \frac{q}{\theta} \quad (3.15)$$

La Ec. (3.14) se conoce en la literatura como la ecuación de convección – dispersión (ECD), dado que el primer término del lado derecho considera el efecto de la dispersión y el segundo el transporte advectivo o convectivo (Parker y van Genuchten, 1984).

El desplazamiento del trazador normalmente se mide con el cambio de posición del pico de máxima concentración en función del tiempo, de modo que

$$v = \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad (3.16)$$

donde Δz es precisamente dicho cambio de posición. Para sistemas dispersivos, sin embargo, puede ser dificultoso determinar la posición de estos picos, por lo que es conveniente utilizar el cambio de posición del centro de gravedad de la distribución de concentraciones (Sharma, 1989).

Existen para la Ec. (3.14) numerosas soluciones analíticas. Estas soluciones exactas normalmente implican necesariamente simplificaciones de los sistemas reales pero sirven para tener una noción de las magnitudes de los diferentes procesos que intervienen en ellos. Al respecto, van Genuchten y Alves (1982) realizaron una recopilación de muchas de estas soluciones para diferentes condiciones de contorno.

En el caso de una inyección puntual de un trazador, que también podría aplicarse al caso de un derrame accidental de algún contaminante, se supone que el trazador con una concentración C_0 es aplicado sobre la superficie del terreno al tiempo cero. Sin embargo, después de un tiempo t_0 se aplica agua libre de trazador. Matemáticamente corresponde a una condición de contorno de Cauchy que puede expresarse como

$$\begin{aligned} C_0(t) &= C_0 & 0 \leq t \leq t_0 \\ C_0(t) &= 0 & t > t_0 \end{aligned} \quad (3.17)$$

Si se realiza la simplificación de un sistema semi infinito, la condición de borde inferior inicial puede escribirse como

$$\frac{\partial C(\infty, t)}{\partial z} = 0 \quad (3.18)$$

La solución para estas condiciones fue dada originalmente por Lindstrom et al. (1967), para las cuales se cumple que

$$\begin{aligned} C(z, t) &= C_0 A(z, t) & 0 \leq t \leq t_0 \\ C(z, t) &= C_0 A(z, t) - C_0 A(z, t - t_0) & t > t_0 \end{aligned} \quad (3.19)$$

donde $A(x, t)$ es

$$\begin{aligned} A(z, t) &= \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left(\frac{z - vt}{\sqrt{4 D_e t}} \right) + \sqrt{\frac{v^2 t}{\pi D_e}} \exp \left(-\frac{(z - vt)^2}{4 D_e t} \right) \\ &\quad - \frac{1}{2} \left(1 + \frac{vz}{D_e} + \frac{v^2 t}{D_e} \right) \exp \left(\frac{vz}{D_e} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{z + vt}{\sqrt{4 D_e t}} \right) \end{aligned} \quad (3.20)$$

donde erfc es la función de error complementaria. Al respecto, Parker y van Genuchten (1984) afirman que una solución para $C(z, t)$ se obtiene comúnmente truncando los dos últimos términos de $A(z, t)$, dejando solamente el término correspondiente a la función de error complementaria.

3.3. METODOLOGÍA

La extracción de las muestras del medio no saturado se realizó mediante cápsulas de succión, para lo cual se instalaron cinco de ellas a las profundidades de 30, 60, 90, 120 y 150 cm, en forma adyacente a la parcela experimental. Esta ubicación permitió tener control de la humedad volumétrica que se requiere para los cálculos de la velocidad de flujo, según se indica en la Ec. (3.15). En la Fig. 3.2 se muestra la ubicación de las mismas.

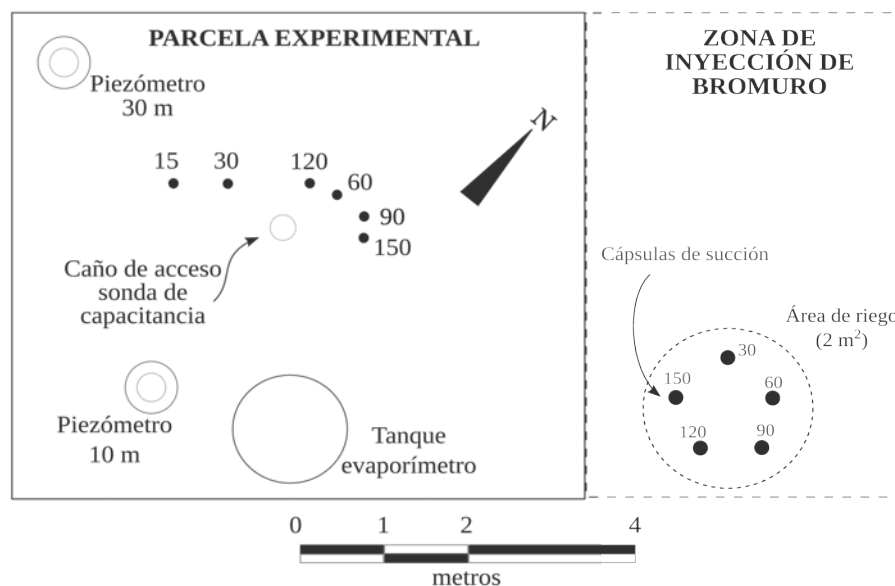


Fig. 3.2. Ubicación y profundidad de las cápsulas de succión instaladas para la extracción de muestras de agua poral, en relación a un ensayo de trazadores.

Con el objeto de obtener un gran volumen de muestra, se utilizaron cápsulas de succión de cerámica porosa de 2" de diámetro. Por dentro de cada una de ellas, y hasta alcanzar la parte inferior de las mismas, se les introdujo un tubo de ¼" (0,635 mm) de acero inoxidable, que sirvió para extraer la muestra. En la parte superior, se utilizó un tapón de caucho que aseguraba el cierre hermético del muestreador. El diseño de dichas cápsulas es el que se muestra en la Fig. 3.3a.

Las cinco cápsulas se dispusieron en círculo, abarcando un área de aproximadamente 2 m² (Fig. 3.2). Como trazador se eligió el anión Br⁻, que posee una serie de ventajas que se enumeran a continuación. En primer lugar, es un anión cuyas concentraciones naturales son muy bajas por lo que no son necesarias grandes concentraciones para lograr buenos contrastes, como sí sucede con el Cl⁻ y el NO₃⁻. Su interacción con el medio es prácticamente nula, no siendo adsorbido ni precipitado. Si bien puede ser capturado por las raíces de las plantas, lo es en mucho menor grado que el NO₃⁻. Además, es de una toxicidad relativamente baja (Davis et al., 1980).

Para su aplicación se preparó una solución de KBr, con una concentración de 6 g l^{-1} . Esta es otra de las ventajas del trazador y es que puede ser preparado con sales fácilmente solubles y de bajo costo. Se prepararon 60 l de dicha solución que fueron esparcidos sobre el área circular antes mencionada con un regador. Se procuró un regado lento con el fin de evitar pérdidas de trazador por escorrentía superficial. La fecha de aplicación fue el 9 de setiembre de 2011. El muestreo en campo se realizó periódicamente intentando, en la medida de lo posible, aumentar la frecuencia de muestreo en los momentos posteriores a una precipitación, debido a la mayor velocidad de flujo [Ec. (3.15)] y a que el muestreo a intervalos cortos es más representativo de la composición del agua poral al momento del muestreo (Hansen y Harris, 1975).



Fig. 3.3. a) Esquema de las cápsulas utilizadas para la extracción de las muestras y b) muestreo de campo con una bomba de extracción manual.

En total, se recuperaron 123 muestras, desde la fecha de aplicación hasta septiembre de 2012, de modo que el ensayo tuvo una duración de un año. El muestro se realizó por medio de una bomba manual de vacío, provista de un manómetro, que se conecta a la cápsula de succión y a un erlenmeyer (Fig. 3.3b). Los tensiómetros ubicados en la parcela experimental permitieron tener noción de cuál era la tensión que debían tener las cápsulas para vencer la retención del suelo y extraer parte de la solución poral. Cada vez que se realizaba una extracción de muestras se realizan las mediciones de humedad correspondientes en la parcela experimental, por medio de la sonda de capacitancia (ver Capítulo 2).

Mediante esta metodología de muestreo se obtiene el agua más móvil que fluye por los poros más grandes, mientras que una porción del agua poral permanece retenida en los poros

más pequeños debido a las bajas succiones que pueden ser empleadas en la práctica. El agua inmóvil alojada en estos poros más pequeños puede variar su concentración respecto de la del agua (Jaynes et al., 1995). Son numerosos los trabajos en la literatura donde se discute precisamente esta cuestión. Por ejemplo, Butters et al. (1989) y Butters y Jury (1989) consideran que la solución extraída es un flujo de concentración, es decir, una masa de soluto por unidad de volumen y de tiempo. En cambio, otros autores como Bowman y Rice (1986) y Jaynes et al. (1988) consideran la muestra igual a la concentración residente en el suelo. Fleming y Butters (1995) indican que comúnmente se acepta que la concentración es una mezcla de ambas, la residente en el espacio poral y la del flujo. Esto diferencia a esta técnica de muestreo de la extracción de testigos de suelo donde se contemplan las concentraciones de ambos dominios, el de agua móvil y el de agua inmóvil. Sin embargo, pese a esta diferencia, el muestreo con cápsulas de succión sigue siendo muy utilizado ya que permite, una vez instaladas, el muestreo continuo del movimiento de los solutos en el suelo a diferentes profundidades.

Las determinaciones analíticas se llevaron a cabo en el laboratorio del Instituto de Hidrología de Llanuras, mediante un electrodo de ion selectivo Orion 94-35 conectado a un milivoltímetro Orion 720A. Esta técnica analítica, realizando las calibraciones adecuadas, otorga resultados sumamente confiables, especialmente si se trabaja con concentraciones por encima de 1 ppm, como en este caso. Para asegurar la calidad de las determinaciones, se realizaron curvas de calibración del electrodo, antes, durante y después de las mediciones, constatando la similitud entre las mismas. En algunas ocasiones, en que las concentraciones medidas superaron los máximos utilizados para construir las curvas de calibración, se procedió a recalibrar el electrodo y volver a medir la muestra.

En forma previa a la realización de este ensayo, se habían realizado otras experiencias de campo utilizando Br^- . En este caso, en que las muestras eran también extraídas con cápsulas de succión, no fue posible continuar el ensayo durante los años 2008 y 2009 ya que los potenciales hidráulicos del suelo estaban muy por debajo de la capacidad de succión de las cápsulas, con lo cual, no fue posible obtener muestras. Sin embargo, se cuenta con algunos resultados que sirvieron de guía para este estudio.

3.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Fig. 3.4 se muestran las concentraciones del anión Br⁻ como función del tiempo para las cinco profundidades en que fue evaluado. Por su parte, en la Fig. 3.5 se muestran las precipitaciones y profundidades de la superficie freática para igual periodo.

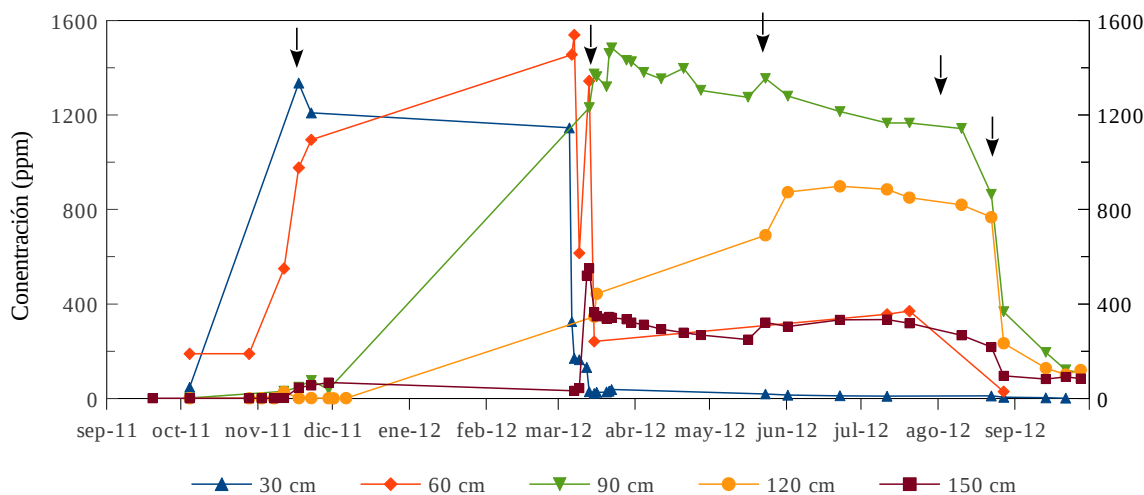


Fig. 3.4. Evolución de las concentraciones del anión Br⁻ en función del tiempo, para las profundidades de 30, 60, 90, 120 y 150 cm. Se indican los momentos en que ocurrieron recargas.

Como primera aproximación, es posible hacer una interpretación según el modelo de flujo pistón. En las Figs. 3.5 y 3.6 se observa que los puntos de máxima concentración de cada curva se suceden temporalmente al incrementarse la profundidad. Es decir, que el pico de concentración del trazador se desplazó progresivamente hacia las zonas más profundas.

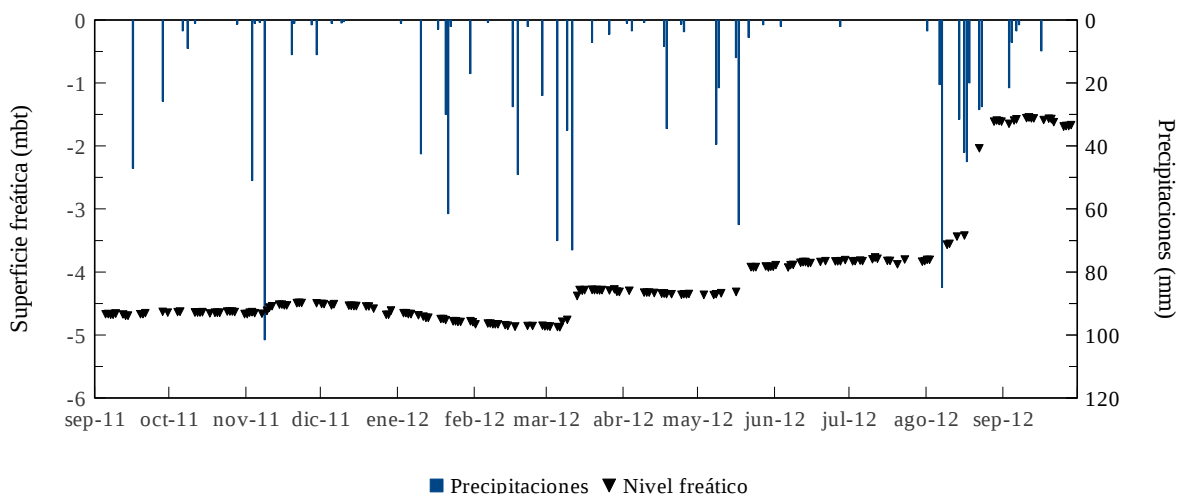


Fig. 3.5. Evolución del nivel freático en respuesta a las precipitaciones para el periodo correspondiente al ensayo de trazadores. Se señalan las recargas del periodo.

En la Fig. 3.6 se exhiben algunos perfiles verticales para distintas fechas, que muestran el avance del trazador. El avance del punto de mayor concentración es más evidente hasta los 90 cm, ocurriendo un rápido desplazamiento entre 60 y 90 cm coincidente con las recargas de marzo de 2012. Hacia el 22 de junio, comienza a incrementarse la concentración a 120 cm, acompañada por una disminución en 90 cm, indicando un avance del trazador. Este último periodo, comprendido entre fines de mayo y los primeros días de agosto, coincide con meses en que la precipitación fue muy escasa, sin registros para el mes de julio. A partir de principios de agosto, sobrevienen grandes eventos de precipitación, según fuera comentado en el capítulo anterior.

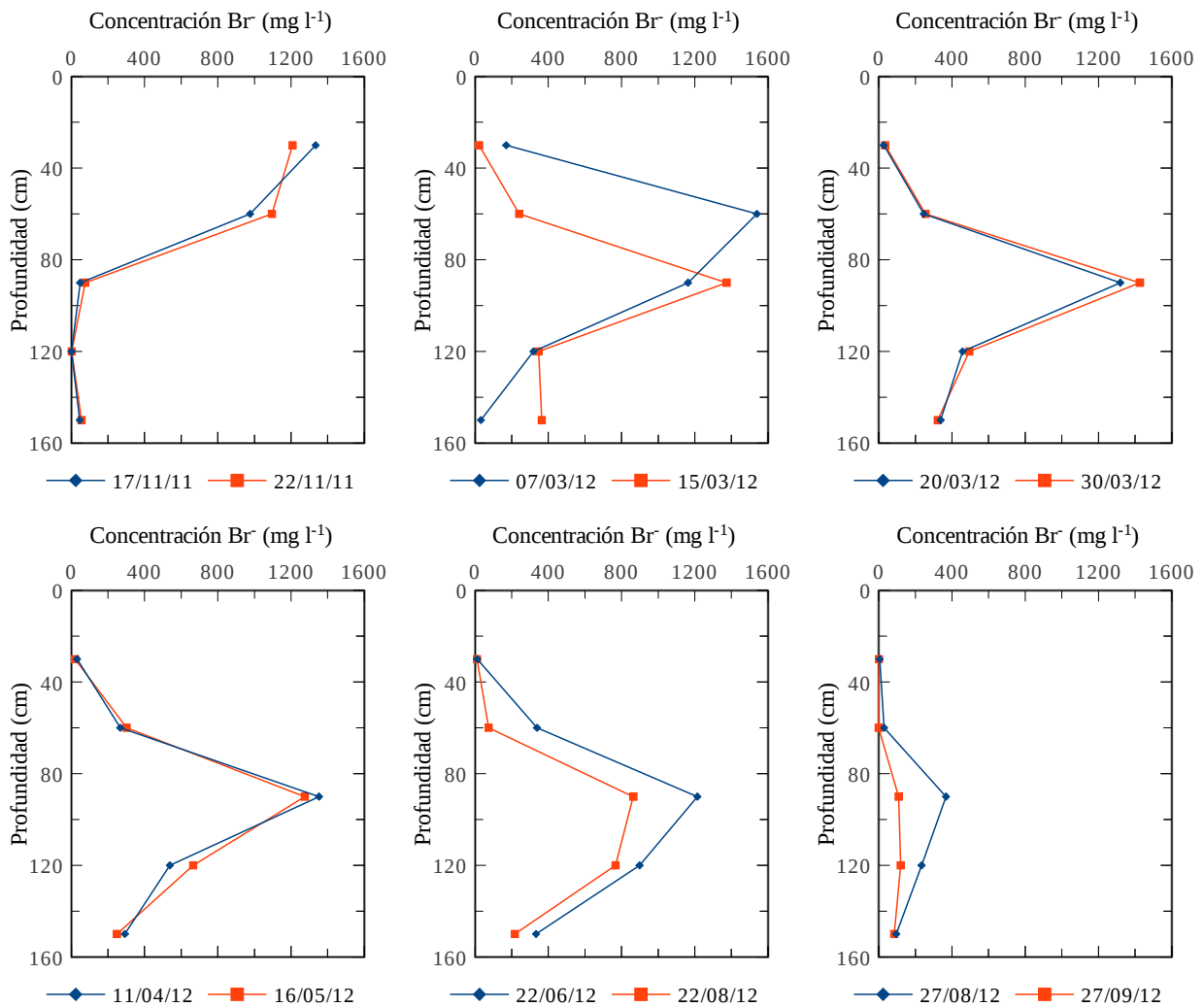


Fig. 3.6. Perfiles verticales de concentración del trazador para distintas fechas que muestran el avance del pico del trazador.

Estas intensas precipitaciones significaron importantes recargas al acuífero, según se observa en la Fig. 3.5. En total, se produjeron dos recargas, la primera no tan significativa en lo

que respecta al ascenso de la superficie freática y la segunda, que culminó con la posición de la misma a 1,5 m bajo el terreno, debido a que encontró el almacenamiento del suelo y la zona no saturada prácticamente saturados. Tal volumen de agua precipitada, que alcanzó sólo en agosto los 300 mm, produjo un rápido lavado del trazador, no alcanzándose a desarrollar un pico de concentraciones como los anteriores a 120 ni a 150 cm.

En los gráficos de las Figs. 3.4 y 3.6 se aprecian pequeños picos en varias de las curvas de variación de la concentración en función del tiempo. En un trabajo publicado por Scanlon y Goldsmith (1997) se los interpreta como evidencias cualitativas de flujo preferencial, siendo denominadas curvas “multipico” por estos autores. Es interesante señalar que en prácticamente todos los casos, estos pequeños ascensos en las concentraciones se superponen temporalmente con alguna de las cinco recargas que se registraron a lo largo de la serie. En particular, la recarga correspondiente a marzo de 2012, produjo dos ascensos de concentraciones a 60 cm y otro a 90 cm que coinciden con el segundo de dichos picos a 60 cm. También, es durante estos eventos de precipitación que ocurre una elevación de las concentraciones a 150 cm, que fueron las más altas registradas durante toda la serie para esta profundidad. Esta es una evidencia aun más clara de la existencia de flujo preferencial ya que aconteció cuando recién comenzaban a ascender las concentraciones a 90 cm. A partir de allí, las concentraciones a 150 cm comienzan a caer paulatinamente, con un minúsculo ascenso ante la recarga de junio. Finalmente, como se comentó más arriba, las precipitaciones de agosto producen el lavado prácticamente total del trazador.

En resumen, se pudieron identificar claramente el pasaje del pico de concentraciones por las profundidades de 30, 60 y 90 cm, mientras que a 120 cm no se alcanzó a desarrollar completamente. Las precipitaciones de agosto de 2012 produjeron abruptamente el final del ensayo, con un rápido y prácticamente total lavado del perfil.

CÁLCULOS DE FLUJO

Para el cálculo de flujo se asumió el modelo de flujo pistón, que permite explicar en términos generales el comportamiento del trazador. Este cálculo asume un contenido de humedad constante por lo que las velocidades de flujo también lo son, es decir, que asume flujo estacionario. Por otra parte, para la aplicación de la Ec. (3.16) se consideró tanto el avance del pico del trazador como el del centro de masa de la distribución de concentraciones. En la Fig. 3.7

se muestra justamente la posición de la máxima concentración en función del tiempo y también la posición del centro de gravedad.

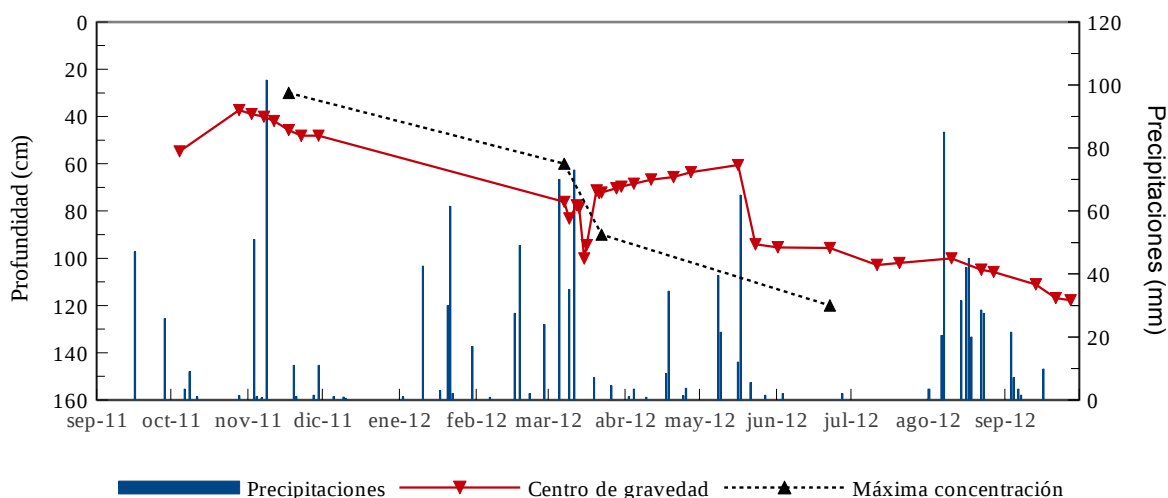


Fig. 3.7. Posición del centro de gravedad de la distribución de concentraciones y del pico del trazador en función del tiempo. Se muestran también las precipitaciones para el periodo.

A simple vista se advierte en la curva de máximas concentraciones una mayor velocidad de avance entre los 60 y 90 cm, mientras que entre 30 y 60 cm y 90 y 120 cm, dicha velocidad es similar. En la Fig. 3.8, se graficaron estas velocidades con sus respectivos desvíos estándar de humedad. En este caso, cada punto se ha situado en el extremo inferior de cada intervalo de cálculo. A su vez, en la Tabla 3.1 se incluyen las velocidades medias, tomando como punto de partida la llegada del pico del trazador a los 30 cm.

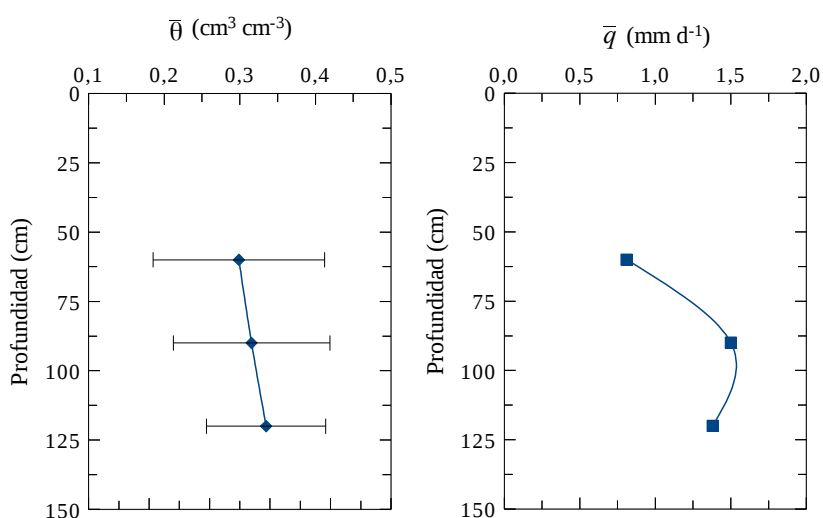


Fig. 3.8. Flujos calculados según la velocidad del pico de concentraciones, a partir del arribo del mismo a los 30 cm de profundidad. Se muestran las humedades medias para cada intervalo y las barras de error corresponden a un desvío estándar hacia cada lado.

En general, son velocidades de flujo bajas y que por tratarse de un flujo no saturado dependen del contenido de humedad. Las magnitudes medias son del orden de 1 mm d⁻¹ necesitándose 218 días para alcanzar el nivel de 120 cm.

Tabla 3.1. Velocidades de flujo medias (\bar{q}) calculadas desde la llegada del pico del trazador a los 30 cm de profundidad. Se indican las humedades medias ($\bar{\theta}$) y los intervalos de tiempo (Δt) utilizadas en los cálculos.

Intervalo	$\bar{\theta}$	\bar{q}	Δt
cm	cm ³ cm ⁻³	mm d ⁻¹	d
30 – 60	0,299	0,808	111
30 – 90	0,316	1,503	126
30 – 120	0,335	1,382	218

En momentos de mayor humedad, las velocidades pueden aumentar en forma apreciable. Se dijo anteriormente que aconteció un rápido desplazamiento del trazador entre los 60 y 90 cm. Si se realizan los mismos cálculos pero tomando en cuenta la velocidad de avance entre intervalos, se observan algunas diferencias (Tabla 3.2).

Tabla 3.2. Velocidades de flujo medias (\bar{q}) calculadas entre intervalos de profundidad. Se indican las humedades medias ($\bar{\theta}$) y los intervalos de tiempo (Δt) utilizadas en los cálculos.

Intervalo	$\bar{\theta}$	\bar{q}	Δt
cm	cm ³ cm ⁻³	mm d ⁻¹	d
30 – 60	0,299	0,808	111
60 – 90	0,401	8,024	15
90 – 120	0,333	0,459	92

Puede notarse que el flujo es más rápido entre 60 y 90 cm, cubriendo esa distancia en tan sólo 15 días. Este aumento significativo se debe al importante ascenso en el contenido de agua en el suelo ($\bar{\theta}=0,406$ cm³ cm⁻³), con una pequeña variación, según se aprecia en la Fig. 3.9. A juzgar por el significativo aumento en \bar{q} , este pulso muy probablemente conlleve una participación importante de flujo preferencial.

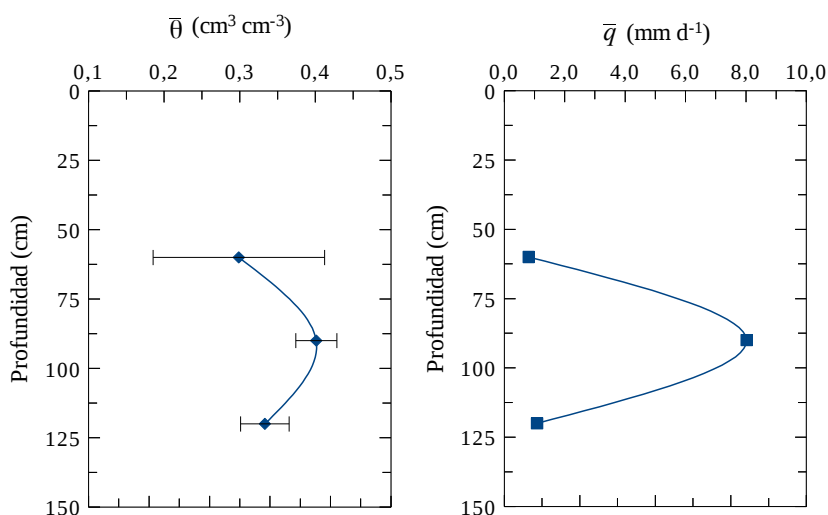


Fig. 3.9. Flujos calculados según la velocidad del pico de concentraciones, entre intervalos de profundidad. Se muestran las humedades medias para cada intervalo y las barras de error corresponden a un desvío estándar hacia cada lado.

Las heterogeneidades texturales y estructurales dentro del mismo perfil pueden ejercer un fuerte control sobre la velocidad del agua. También, la presencia de las raíces de la vegetación pueden modificar el flujo haciendo que los datos se aparten de lo que predice el modelo de flujo pistón (Sharma, 1989). En este caso particular, donde el suelo presenta un perfil claramente estratificado, se observa que la humedad media hasta alcanzar el nivel de 120 cm es más elevada que en el intervalo superior y sin embargo las velocidades de flujo son más bajas. Esto puede asociarse a la presencia del horizonte petrocálcico, en el que el CaCO₃ que cementa las partículas puede provocar una disminución de la conductividad hidráulica (Elbersen, 1982).

El ensayo de trazadores realizado con anterioridad, cuyos cálculos se realizaron utilizando el avance del pico de concentraciones, arrojó algunos resultados parciales. Por ejemplo, se obtuvo una velocidad media de flujo de 0,7 mm d⁻¹ para el intervalo 30 – 60 cm, con un contenido medio de agua de 0,46 cm³ cm⁻³. Los valores de flujo son muy similares a los obtenidos para ese mismo intervalo pese a que cabría esperar valores algo superiores dado el mayor contenido de humedad. Este efecto bien podría atribuirse a la variabilidad espacial propia de todos los suelos (van de Pol et al., 1977).

Ahora bien, en la Fig. 3.4 puede observarse que algunos picos de concentraciones no quedan bien definidos y tomar la máxima concentración puede resultar, en algunos casos, un criterio un poco arbitrario. Para estos casos, y según se mencionó más arriba, es conveniente utilizar la velocidad de desplazamiento del centro de gravedad de las concentraciones (Fig. 3.7). Si el avance de dicho centro de gravedad se ajustara estrictamente al modelo de flujo pistón, la

posición del mismo debería ir aumentando progresivamente con el transcurso de los días. No fue esto lo que ocurrió, observándose, incluso, ascensos del centro de gravedad. El caso más evidente es aquel acaecido hacia mediados del mes de marzo. El mismo ha sido interpretado como la llegada de cierta masa de trazador a las partes más profundas del perfil que se traducen en aumentos repentinos de las concentraciones en las profundidades de 120 y 150 cm (Fig. 3.4). Esta incorporación de masa en las partes bajas provoca un descenso del centro de gravedad. Pero la masa que es luego desplazada más allá de los 150 cm, ya no es tenida en cuenta en el cálculo de dicho centro de gravedad, con lo cual se observa un ascenso en la posición del mismo. Algo similar sucede al comienzo de la serie, lo cual se interpreta de manera análoga, en este caso, favorecido por el mayor enraizamiento de la parte superior del suelo, que es capaz de producir vías preferenciales de flujo.

Una cuestión más evidente aún, que surge de la observación de la Fig. 3.4, es que la llegada del centro de masa a los 120 cm se produce unos 80 días después, con lo cual se puede anticipar que el flujo medio será menor. Entonces, para el cálculo de los flujos medios se consideraron dos intervalos. El primero comprende desde la fecha correspondiente a la posición más elevada del centro de gravedad hasta el final del periodo, de modo de tener una valor medio para todo el ensayo. Y la segunda, se extiende desde mediados de mayo hasta el final, por tratarse de un avance gradual, con alteraciones por flujos preferenciales muy poco evidentes. Los resultados se consignan en la Tabla 3.3.

Tabla 3.3. Velocidades de flujo medias (\bar{q}) según la velocidad de avance del centro de masa de la distribución de concentraciones. Se indican las humedades medias ($\bar{\theta}$) y los intervalos de tiempo (Δt) utilizadas en los cálculos.

Intervalo	$\bar{\theta}$	\bar{q}	Δt
cm	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$	mm d^{-1}	d
37 – 117	0,326	0,783	335
94 – 117	0,353	0,658	127

Las velocidades calculadas reflejan lo anticipado tras el análisis de la Fig. 3.7, con valores algo menores, pero que se mantienen en el mismo rango. La velocidad para el intervalo 94 - 117 cm es también equiparable a la del intervalo 90 – 120 cm.

Es posible obtener un dato adicional de la velocidad de flujo utilizando la velocidad de ascenso del nivel freático durante la última recarga, la cuál se elige por ser la de mayor magnitud

de la serie y, por ende, la que inducirá un error menor. Los datos correspondientes a las profundidades de la superficie freática están consignadas en la Tabla 3.4, al igual que los flujos estimados, para los que se utilizó una porosidad eficaz de 0,07 (Weinzettel et al., 2005b).

Tabla 3.4. Posición de la superficie freática (SF), expresada en metros bajo el terreno (mbt), para tres momentos correspondientes a la recarga de septiembre de 2012.

Fecha	SF	\bar{q} mm d ⁻¹
	mbt	
16/08/12	-3,42	
22/08/12	-2,04	16,14
29/08/12	-1,60	4,96

La máxima velocidad calculada es 16,14 mm d⁻¹ la cual es un valor de flujo máximo ya que el suelo y la zona no saturada se encontraban en estado de saturación (ver Fig. 2.14c). El valor que más se aproxima (8 mm d⁻¹) es el correspondiente al intervalo 60 – 90 cm, calculado según la velocidad del pico del trazador, momento durante el cual el contenido de agua se encontraba cercano a la saturación (Tabla 3.2).

RECARGA

Con las velocidades de flujo calculadas según ambos métodos se obtuvieron estimaciones de las recargas. En el caso del pico del trazador, corresponde al tiempo de tránsito entre los 30 y los 120 cm de profundidad y, en el caso del centro de masa, desde los 37 a los 117 cm de profundidad. Ambos cálculos se comparan con los obtenidos con el método del PFC (Tabla 3.5).

Tabla 3.5. Comparación entre la recarga calculada según el método de plano de flujo cero (PFC) y las velocidades de avance del trazador, centro de masa y pico del trazador.

Intervalo temporal	Recarga						Precipitación mm
	Centro de masa		Pico del trazador		PFC		
	mm	%	mm	%	mm	%	
28/10/11 – 27/09/12	262,3	22,2			303,2	25,7	1181,2
17/11/11 – 22/06/12			301,3	44,5	235,7	34,8	676,9

Se advierte una gran similitud entre la recarga calculada con el método PFC y aquella estimada con la velocidad de avance del centro de las distribuciones. En cambio, si se utiliza la velocidad de avance del pico del trazador se observa una sobreestimación con respecto al PFC. Al respecto, conviene aclarar que incluso los valores más pequeños, constituyen porcentajes

importantes de recarga que no suelen darse en años normales (ver Capítulo 2). Tales recargas, e incluso superiores, sólo ocurren en años de precipitaciones extraordinarias (Varni et al., 2010) y, en este sentido, el año 2012 puede considerarse como tal.

Según se comentó anteriormente, en sistemas con alta dispersión es conveniente utilizar la posición del centro de gravedad para estimar la velocidad de avance del trazador. A juzgar por la similitud con respecto a otro método totalmente independiente, resultaría más apropiado para este tipo de suelos.

En el gráfico de la Fig. 3.4 se puede observar como la dispersión se incrementa en función de la profundidad, siendo más difícil establecer el tiempo correspondiente a la máxima concentración. Por lo cual, se considera necesaria una estimación al menos aproximada de la dispersión que caracteriza a este medio. Utilizando la solución analítica del modelo ECD, descrita por las Ecs. (3.19) y (3.20), la velocidad del trazador calculada mediante el avance del centro de masa de las concentraciones (Tabla 3.3) y la simplificación mencionada por Parker y van Genuchten (1984), se obtuvo un valor de $D_e = 155 \text{ mm}^2 \text{ d}^{-1}$, que corresponde a una distancia de transporte de aproximadamente 90 cm. En comparación con el gran número de datos analizados por Vanderborght y Vereecken (2007), se concluye que es un valor muy bajo que puede ser relacionado a las igualmente bajas velocidades de trazador calculadas. Estos autores concluyen, además, que las condiciones de flujo intermitente en la superficie del suelo (contrario a condiciones de inundación permanente) dan como resultado valores menores de dispersión debido a que las velocidades de flujo medias rara vez exceden 1 cm d^{-1} . En cambio, ante eventos importantes de precipitación, durante los que predominan las condiciones de saturación o quasi-saturación, se activa el flujo y el transporte a través de los macroporos, lo que aumenta la dispersión.

Se recuerda que la dispersión es un parámetro que contempla los fenómenos de difusión molecular y dispersión hidrodinámica en forma conjunta no siendo posible determinar sus efectos en forma separada mediante la utilización de este método. Sin embargo, Vanderborght y Vereecken (2007) sostienen, luego de recopilar la información provenientes de numerosos experimentos con trazadores, que la difusión sólo contribuye en un 5% al valor de D_e . Lo propio es señalado por Radcliffe y Simunek (2010), para quienes el efecto es aun menor. Entonces, realizando esta simplificación, de la Ec. (3.12) se obtiene un valor de la dispersividad $\alpha_L = 0,757 \text{ cm}$.

3.5. CONCLUSIONES

Por medio de la realización de un ensayo de trazadores fue posible estimar las velocidades de flujo al atravesar el suelo y la zona no saturada. En este caso se utilizó el anión Br⁻ como trazador dado que posee una serie de ventajas. Además de su interacción con el medio que puede considerarse despreciable, interesa especialmente la facilidad con la que se preparan las soluciones y la rapidez y bajo costo de las determinaciones analíticas en laboratorio. Esto permitió recolectar gran cantidad de datos que ayudan a obtener perfiles de concentración mejor definidos.

Se compararon las velocidades de flujo calculadas con la velocidad de avance del centro de gravedad de las concentraciones y la del pico del trazador. Los valores medios hasta alcanzar la profundidad de 120 cm fueron de 0,783 cm d⁻¹ y 1,382 cm d⁻¹, respectivamente. Al respecto, se concluye que el primer método es más apropiado para cuantificar el flujo ya que los picos en las zonas más profundas son difíciles de identificar.

La buena frecuencia de datos permitió observar pequeños picos sobreimpuestos a algunas de las curvas, lo cual fue interpretado como evidencias de flujo preferencial. Otro indicio de este tipo de flujo surgió del cálculo de la posición del centro de gravedad de las distribuciones. Se observó un descenso rápido de dicho centro de gravedad como respuesta a la llegada del trazador a los 150 cm, por una vía preferencial. Una vez que esta masa se desplazó más allá de los 150 cm, ya no fue considerada en los cálculos de la posición con lo cual el centro de gravedad ascendió.

La recarga calculada según la velocidad del centro de masa de las concentraciones mostró una gran coherencia con aquella calculada, para igual periodo, con el método del plano de flujo cero, con valores de 22,2 % y 25,7 %, respectivamente. En cambio, la recarga desde el inicio del ensayo, hasta que el pico del trazador alcanzó los 120 cm fue de 388 mm, lo cual representa un 40 % de la precipitación. Por otro lado, la recarga estimada para igual periodo con el método del plano de flujo cero fue de 261 mm, es decir, un 28% de la precipitación. Estas diferencias pueden ser explicadas debido a la existencia de flujo preferencial, que produciría flujos más rápidos. Otro fenómeno que puede contribuir al anterior es la exclusión aniónica, por el cual los aniones son repelidos por las partículas negativas del suelo aumentando su velocidad.

Mediante la solución analítica del modelo ECD se cálculo un valor para la dispersión del medio de $D_e=155 \text{ mm}^2 \text{ d}^{-1}$ que, en comparación con los datos de la literatura, resulta ser un valor bajo debido, en parte, a las bajas velocidades del trazador en este medio.

Capítulo 4.

MODELACIÓN DEL FLUJO NO SATURADO

4.1. INTRODUCCIÓN

En los capítulos anteriores se llevó a cabo el análisis de diversos datos de campo provenientes de una parcela experimental. Por un lado, la interpretación de los datos de humedad y tensiometría permitió, además de cuantificar las variables del ciclo hidrológico, comprender el funcionamiento del sistema suelo - zona no saturada, en respuesta a las diferentes condiciones hidrológicas. Por otra parte, los resultados de un ensayo de trazadores en el que se utilizó el anión bromuro posibilitaron determinar velocidades de flujo y realizar estimaciones de la recarga, que mostraron gran coherencia con los cálculos precedentes.

En el presente capítulo se realiza la modelación numérica de los datos obtenidos en la parcela experimental de modo de validar los resultados y los parámetros que controlan el flujo en este medio.

4.2. TEORÍA

CURVAS DE RETENCIÓN

Uno de los insumos principales que requiere el proceso de modelación del flujo en el medio no saturado es la curva de retención o curva característica del suelo. Ésta es una función que relaciona el contenido de humedad (θ) con la tensión matricial (h). La curva posee diferentes regiones que están determinadas por el tipo de proceso que predomina y dichas regiones se encuentran delimitadas por valores que reciben un nombre específico. En la curva

teórica de la Fig. 4.1 la máxima humedad queda determinada por $\theta_s = \varphi$, siendo φ la porosidad total. Si se produce un ligero aumento de la tensión matricial, no se produce un descenso instantáneo en el contenido de agua sino hasta que se alcanza un valor umbral, punto conocido como *tensión o presión de entrada de aire*, h_A . Matemáticamente, este valor se expresa como el máximo valor de h para el que $d\theta/dh=0$ (Kutílek y Nielsen, 1994). Esta región de la curva, que queda comprendida entre $h = 0$ y $h = h_A$, se denomina región de entrada de aire (Jury y Horton, 2004). Este es un parámetro que queda bien definido y es físicamente realista en suelos de textura gruesa, con distribuciones relativamente estrechas en el tamaño de poro. Sin embargo, su existencia es cuestionada en la mayoría de los suelos constituidos por materiales más finos (Nielsen, et al., 1986). Por lo tanto, se lo considera un parámetro empírico y que sólo es aproximadamente igual a la inversa de la presión de entrada (van Genuchten y Nielsen, 1985). Respecto de θ_s , estos mismos autores sostienen que se trata también un parámetro de ajuste y su valor debe considerarse en el contexto del modelo elegido para describir la curva de retención.

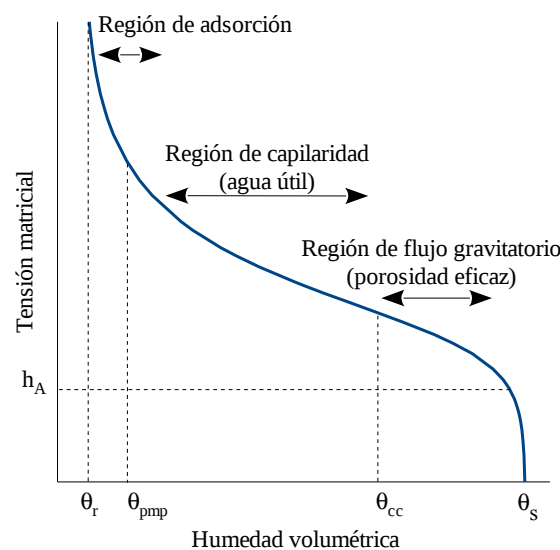


Fig. 4.1. Curva de retención para un suelo hipotético. θ_r : humedad residual; θ_s : humedad de saturación; θ_{cc} : humedad correspondientes a la capacidad de campo; θ_{pmp} : humedad para el punto de marchitez permanente; h_A : tensión de entrada de aire.

Si se supera la tensión de entrada de aire h_A , el suelo comienza a drenar por flujo gravitatorio hasta alcanzar la capacidad de campo (θ_{cc}). El valor de θ_{cc} se estima normalmente en laboratorio a partir de testigos de suelo que son saturados y luego se los deja drenar durante dos días. El contenido de agua remanente se asigna a θ_{cc} y la diferencia entre este último y θ_s

es la porosidad eficaz. La tensión que corresponde a la capacidad de campo, h_{cc} , se suele fijar arbitrariamente en 0,3 bar ó 300 cm para suelos de textura relativamente fina como el que se estudia aquí. Sin embargo, para suelos arenosos h_{cc} es menor y la capacidad de campo queda definida por $h_{cc} = 0,1$ bar (Kutílek y Nielsen, 1994). La capacidad de campo es un concepto surgido a fines del siglo XIX y sigue utilizándose frecuentemente en las prácticas de manejo agronómicas, como una aproximación al almacenamiento de agua en el suelo. No obstante, el proceso de redistribución del agua en el suelo no exhibe límites abruptos y no puede asegurarse un real cese del drenaje transcurrido un tiempo determinado (Hillel, 1998). Por lo tanto, y como se verá más adelante, no posee mayor importancia en los estudios del flujo en el medio no saturado ni interviene en ninguna de las ecuaciones que lo describen.

A partir de θ_{cc} , el proceso que controla el flujo en el medio no saturado es la capilaridad. Si las tensiones continúan en aumento, la humedad disminuye hasta alcanzar el punto de marchitez permanente, θ_{pmp} , definido como el punto a partir del cual las plantas ya no pueden extraer agua del suelo y se marchitan. Este valor es también establecido arbitrariamente como el contenido de humedad correspondiente a una tensión de 15 MPa, o 15 bar. Sin embargo, depende de las características de cada suelo y del tipo de cultivo, visto que algunos se marchitan con tensiones mucho menores a los 15 bar.

Cuando ya no queda prácticamente agua en el suelo se ingresa en la región de adsorción, donde el agua permanece adsorbida fuertemente sobre las superficies de las partículas, debido a la doble capa de cationes intercambiables. Este fenómeno es especialmente importante sobre las partículas más finas y sólo puede extraerse por difusión.

El último parámetro de interés es la humedad residual, θ_r , que determina la máxima cantidad de agua que puede llegar a contribuir al flujo. Formalmente, queda definido cuando $d\theta/dh \rightarrow 0$ y $K(\theta) \rightarrow 0$. Al igual que θ_s constituye un parámetro empírico de ajuste y sólo debe considerárselo en el contexto del modelo utilizado (van Genuchten y Nielsen, 1985).

Es necesario señalar que la relación $h(\theta)$ manifiesta un fenómeno de histéresis, lo cual significa que su comportamiento no es el mismo durante la humectación que durante la desecación. Uno de los factores que más influyen en el desarrollo de este fenómeno es el llamado efecto “cuello de botella”, por el cual el ángulo del menisco formando entre la partícula de suelo y el líquido que fluye por él depende de la dirección en la que este líquido se desplaza (Nielsen et al., 1986). Estos autores sostienen que este efecto de histéresis es amplificado por la presencia de

aire entrampado, fenómenos de expansión-contracción de los suelos y por las tasas de humectación-deseccación. No obstante, dada su complejidad para la modelación, no será tenido en cuenta en este trabajo.

TRATAMIENTO MATEMÁTICO DE LAS CURVAS DE RETENCIÓN

Son varios los modelos propuestos para describir matemáticamente las curvas de retención. Uno que ha sido muy utilizado es el de Brooks y Corey (1964), que describe bien los suelos de textura gruesa con distribuciones estrechas de tamaño de grano y de poros:

$$\begin{aligned} S_e &= (\alpha h)^{\lambda} && (\alpha h > 1) \\ S_e &= 1 && (\alpha h \leq 1) \end{aligned} \tag{4.1}$$

donde α corresponde a la inversa de la presión de entrada de aire, $\alpha = h_A^{-1}$ y λ representa la distribución del tamaño de poro y controla la pendiente de la curva de retención. A pesar de su frecuente utilización, posee algunos inconvenientes para describir apropiadamente la región de saturación de la curva de retención, especialmente para suelos de textura fina. Este modelo, graficado en escala logarítmica, produce dos líneas rectas que se intersectan en el punto de entrada de aire h_A . Debido a esto, no existe una transición suave en esta región de la curva que sí se observa en las curvas de retención medidas en el campo (van Genuchten y Nielsen, 1985).

Para suplir estas deficiencias, surgieron numerosas alternativas, como la de King (1965), Su y Brooks (1975), Laliberte (1969) y van Genuchten (1980). Los cuatro modelos son capaces de describir apropiadamente una variedad de suelos y la elección de uno u otro depende de su versatilidad y sencillez para ser utilizado en funciones que predigan la conductividad hidráulica (van Genuchten y Nielsen, 1985). El último de los modelos enunciados es el que mejor se adapta a este requerimiento cuya expresión matemática es la siguiente:

$$S_e = \frac{1}{1 + [(\alpha h)^n]^m} \tag{4.2}$$

En este caso, m y n son parámetros empíricos de ajuste y S_e es la saturación efectiva, también llamada contenido reducido de agua que se define como

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \tag{4.3}$$

Esta misma ecuación, con $m = 1$, fue utilizada previamente por Ahuja y Swartzendruber (1972), Endelman et al. (1974) y Varallyay y Mironenko (1979). En la aplicación de la Ec. (4.2) se suele

utilizar la restricción $m=1-1/n$, de modo que la curva queda determinada por sólo cuatro parámetros, α , n , θ_r y θ_s .

El parámetro n es el que condiciona la forma de la curva de retención. En la Fig. 4.2a, se muestra el efecto del mismo para $\alpha = 0,005 \text{ cm}^{-1}$, $\theta_r = 0,1 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ y $\theta_s = 0,5 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Se incluye también el efecto del parámetro α (Fig. 4.2b) para iguales valores de θ_r y θ_s y $n = 2.5$ (Wösten y van Genuchten, 1988).

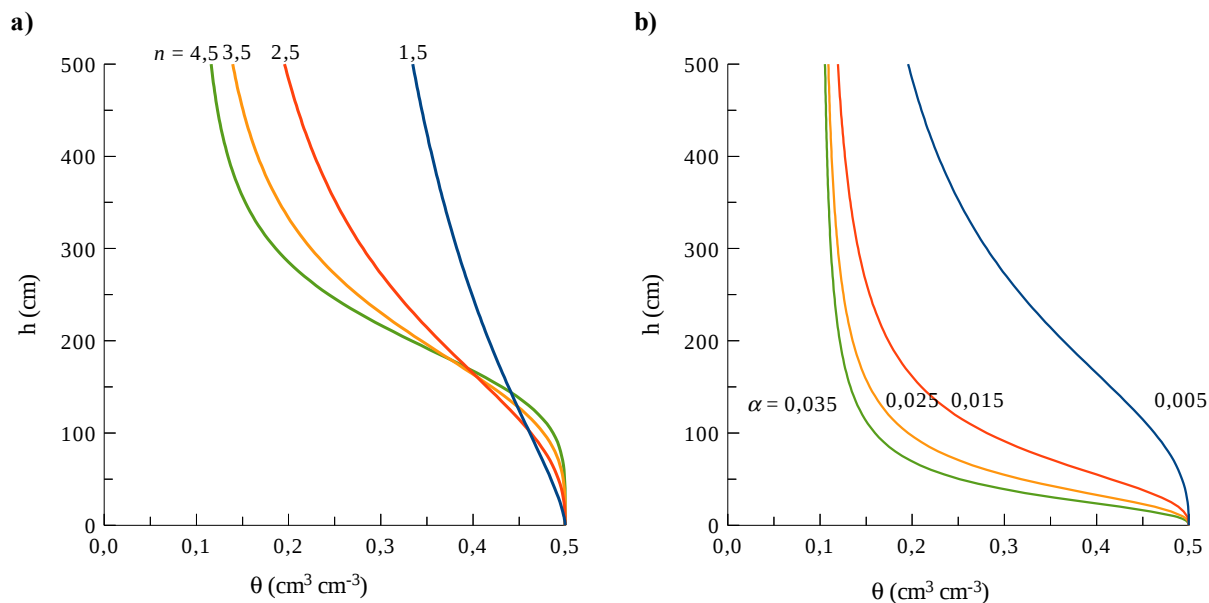


Fig. 4.2. Efecto de los parámetros **a)** n y **b)** α , sobre la forma de la curva de retención (Wösten y van Genuchten, 1988)

Puede observarse que mayores valores de n se asocian a suelos capaces de drenar rápidamente el agua que contienen. Para estos suelos, una vez superado el valor de h_A , pequeños incrementos de h producen grandes variaciones de θ . En cambio, en suelos con bajos valores de n el drenaje se realiza más lentamente dado que se requieren grandes incrementos de h para lograr los mismos descensos de θ . Con respecto al parámetro α , se puede observar el efecto de las mayores entradas de aire, según fuera comentado más arriba.

Una función importante que se deriva de la curva de retención es la función de capacidad hidráulica, $C_w(h)$

$$C_w(h) = \frac{d\theta}{dh} \tag{4.4}$$

que interviene en la forma de potencial matricial de la ecuación de Richards (ver sección 2.2).

MODELOS PREDICTIVOS DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA

Al igual que sucede con las curvas de retención, se han desarrollado ecuaciones para describir la conductividad hidráulica de los suelos. Las más simples son ecuaciones empíricas, normalmente de tipo de exponencial, como la ecuación de Gardner (1958):

$$K(h) = K_s \exp(bh) \tag{4.5}$$

En este caso, la conductividad hidráulica queda expresada en función de la tensión matricial, siendo b una constante empírica positiva que depende del tipo de suelo. Otras, como la de Gardner y Mayhugh (1958), incorporan el valor de la entrada de aire h_A :

$$K(h) = K_s \exp[b(h - h_A)] \tag{4.6}$$

Si bien ambas ecuaciones, y muchas otras no señaladas aquí, suelen ser válidas sólo para un cierto rango de tensiones matriciales y son utilizadas con frecuencia en soluciones analíticas debido a su simplicidad. Además, brindan una aproximación preliminar a las propiedades hidráulicas del medio.

Sin embargo, entre los modelos predictivos que mejor describen dichas propiedades hidráulicas se encuentran aquellos que tienen en cuenta la distribución del tamaño de poro. Burdine (1953) derivó su ecuación suponiendo al suelo como compuesto por un manojito de tubos capilares de diferente diámetro:

$$K(S_e) = K_s S_e^l \frac{\int_0^{S_e} \frac{dS_e}{h^2}(S_e)}{\int_0^1 \frac{dS_e}{h^2}(S_e)} \tag{4.7}$$

donde l es un parámetro que indica la conectividad de los poros. El modelo de Burdine (1953) es asociado corrientemente con el modelo de Brooks y Corey (1964), dando como resultado la siguiente función para la conductividad hidráulica:

$$K(S_e) = K_s S_e^{1+l+2/\lambda} \tag{4.8}$$

Mualem (1976) desarrolló un modelo similar al de Burdine pero considerando al suelo como dos manojos de tubos capilares conectados en serie. La expresión matemática es la que sigue:

$$K(S_e) = K_s S_e^l \frac{\left[\int_0^{S_e} \frac{dS_e}{hS_e} \right]^2}{\left[\int_0^1 \frac{dS_e}{hS_e} \right]^2} \quad (4.9)$$

El modelo de Mualem (1976) es comúnmente utilizado junto con el modelo de van Genuchten (1980), quedando expresada la conductividad hidráulica de esta manera:

$$K(S_e) = K_s S_e^l \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (4.10)$$

La derivación de esta ecuación lleva implícita la restricción $m = 1 - 1/n$ del modelo de van Genuchten. Mualem (1976) estimó un valor de $l = 0,5$ para la mayoría de los suelos y es lo que se asume habitualmente. A partir de los años 1950 surgieron innumerables ecuaciones y modelos que buscaban describir las propiedades hidráulicas del suelo y la zona no saturada. Las ecuaciones hasta aquí mencionadas y detalladas brevemente, son las de uso más frecuente en la actualidad y son de interés para la modelación realizada en el presente trabajo.

4.3. METODOLOGÍA

4.3.1. Modelación de flujo no saturado unidimensional con hydrus-1d

La modelación numérica se realizó mediante el código HYDRUS, de dominio público, y su interfaz gráfica HYDRUS-1D (Simunek et al., 2008). El código fue desarrollado en la Universidad de California Riverside y resuelve la ecuación de Richards para condiciones variables de saturación, incorporando un término sumidero para contemplar la extracción de agua por parte de las plantas. Además, es capaz de resolver las ecuaciones de transporte de solutos y de flujo de calor.

RESOLUCIÓN DE LA ECUACIÓN DE FLUJO POR HYDRUS

HYDRUS resuelve una ecuación de Richards modificada:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial h} + \cos \beta \right) \right] - \zeta \quad (4.11)$$

donde β es el ángulo entre la dirección de flujo y el eje vertical (i.e., $\beta = 0$ para flujo vertical) y ζ es el término fuente sumidero. HYDRUS-1D resuelve la Ec. (4.11) mediante métodos

numéricos ejecutados en forma iterativa, utilizando elementos finitos en el espacio y diferencias finitas en el tiempo. Mediante este método se llega a una ecuación matricial, con la matriz \mathbf{P}_w y los vectores \mathbf{h} y \mathbf{F}_w :

$$\mathbf{P}_w^{j+1,k} \mathbf{h}^{j+1,k+1} = \mathbf{F}_w \quad (4.12)$$

donde los superíndices j y k hacen referencia a los intervalos de tiempo y al nivel de iteración, respectivamente. La matriz simétrica \mathbf{P}_w tiene la forma:

$$\mathbf{P}_w = \begin{bmatrix} d_1 & e_1 & 0 & \cdots & \cdots & \cdots & 0 \\ e_1 & d_2 & e_2 & 0 & \cdots & \cdots & 0 \\ 0 & e_2 & d_3 & e_3 & 0 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & \cdots & 0 & e_{n-3} & d_{n-2} & e_{n-2} & 0 \\ 0 & \cdots & \cdots & 0 & e_{n-2} & d_{n-1} & e_{n-1} \\ 0 & \cdots & \cdots & \cdots & 0 & e_{n-1} & d_n \end{bmatrix} \quad (4.13)$$

donde la expresión matemática de los elementos d y e de esta matriz viene dada por las ecuaciones (4.14) y (4.15), respectivamente:

$$d_i = \frac{\Delta x}{\Delta t} C_i^{j+1,k} + \frac{K_{i+1}^{j+1,k} + K_i^{j+1,k}}{2 \Delta x_i} + \frac{K_i^{j+1,k} + K_{i-1}^{j+1,k}}{2 \Delta x_{i-1}} \quad (4.14)$$

$$e_i = -\frac{K_i^{j+1,k} + K_{i+1}^{j+1,k}}{2 \Delta x_i} \quad (4.15)$$

siendo C la capacidad hidráulica [Ec. (4.4)]. En tanto, los elementos del vector \mathbf{F}_w quedan expresados como:

$$f_i = \frac{\Delta x}{\Delta t} C_i^{j+1,k} h_i^{j+1,k} - \frac{\Delta x}{\Delta t} (\theta_i^{j+1,k} - \theta_i^j) + \frac{K_{i+1}^{j+1,k} - K_{i-1}^{j+1,k}}{2} \cos \beta - \zeta_i^j \Delta x \quad (4.16)$$

Aquí, el subíndice i indica la posición del elemento finito en la malla (Simunek et al., 2009).

TRATAMIENTO DE LAS CONDICIONES DE CONTORNO

Como condición de contorno, HYDRUS soporta dos tipos, las independientes y las dependientes del sistema, entendiéndose por sistema el objeto de estudio. En las primeras, las condiciones de contorno especificadas, como pueden ser los potenciales hidráulicos, el contenido de agua o el gradiente, no dependen del estado del sistema suelo. Por el contrario, en las condiciones dependientes del sistema, los flujos, los gradientes o los potenciales surgen de la interacción del suelo con su entorno. Un ejemplo es la interface suelo – atmósfera. Los flujos

potenciales (i.e., los flujos máximos) están controlados exclusivamente por las condiciones atmosféricas como, por ejemplo, la evapotranspiración potencial de cultivo de referencia. Pero los flujos reales sí dependen del estado de humedad del suelo (Radcliffe y Simunek, 2010).

Si se elige como condición de contorno un nivel fijo, es decir, se fija el potencial hidráulico, la condición de contorno se denomina Dirichlet. En este caso, los términos d_1 ó d_n se hacen igual a la unidad y los términos e_1 ó e_{n-1} iguales a cero. Por su parte, f_1 ó f_n se igualan al valor de h ingresado. Para la condición de contorno donde se fija el flujo, también conocida como condición de contorno de Neuman, las entradas individuales se obtienen discretizando la ley de Darcy

$$q = -K \frac{\partial h}{\partial x} - K \quad (4.17)$$

de modo que d_1 obtiene el siguiente valor

$$d_i = \frac{K_1^{j+1,k} + K_2^{j+1,k}}{2 \Delta x_1} \quad (4.18)$$

y f_1

$$f_i = \frac{K_1^{j+1,k} + K_2^{j+1,k}}{2} + q_0^{j+1} \quad (4.19)$$

En la Ec. (4.19), q_0 es la condición de contorno prescrita en el otro extremo del perfil del suelo y e_1 viene dado por la Ec. (4.15).

Para los casos en que se elige una condición de contorno dependiente del sistema, en donde se ingresan como datos las condiciones atmosféricas, los flujos o los potenciales hidráulicos son simulados como si fuesen una condición de contorno tipo Neuman o Dirichlet, pero limitando el valor absoluto de la solución:

$$\left| -K \frac{\partial h}{\partial x} - K \right| \leq E \quad (4.20)$$

donde E es la tasa de evapotranspiración o infiltración potencial. Si se obtienen cálculos mayores a este valor, la solución adopta el valor de E y se continúa el proceso (Simunek et al., 2009).

EXTRACCIÓN DE AGUA A TRAVÉS DE LA VEGETACIÓN

Dentro del término ζ de la Ec. (4.11) puede incluirse la extracción del agua del suelo por parte de las plantas. Feddes et al. (1978) desarrollaron un modelo dependiente de la tensión matricial para describir este proceso, cuya formulación matemática es

$$S(h) = \alpha_F(h) S_P \tag{4.21}$$

en la que $S(h)$ es el volumen de agua extraído por la vegetación por unidad de tiempo y volumen de suelo, S_P es la tasa de extracción potencial y $\alpha_F(h)$ es la función de respuesta al estrés hídrico, siendo $0 \leq \alpha_F(h) \leq 1$. La Fig. 4.3 brinda una representación esquemática del funcionamiento de este modelo. Puede observarse que $\alpha_F(h) = 0$ si $h > h_1$, es decir, cercano a la saturación debido a la falta de oxígeno en la zona radicular. Lo mismo sucede si $h < h_4$, ya que se alcanza el punto de marchitez permanente de la planta. Entre h_2 y h_{3h} ó h_{3l} , $\alpha_F(h) = 1$, lo cual indica que la planta es capaz de extraer agua a la máxima tasa posible, de modo que $S(h) = S_P$. El valor de h_3 puede variar entre h_{3h} y h_{3l} dependiendo de la demanda evaporativa de la atmósfera y por ende, del valor de la tasa de transpiración potencial, T_p .

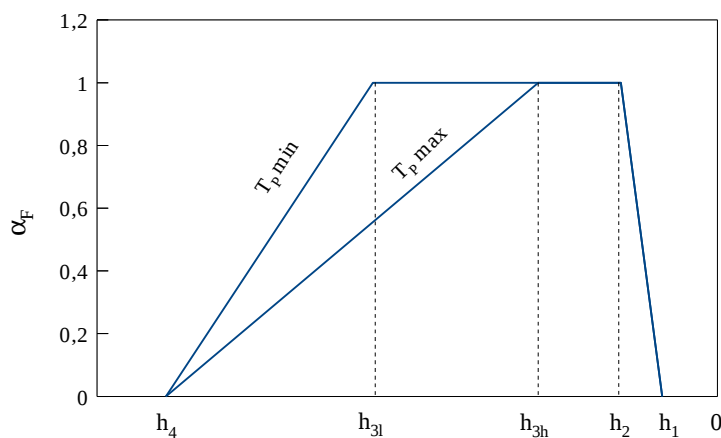


Fig. 4.3. Esquema del modelo de Feddes et al. (1978) que describe la extracción de agua del suelo por parte de la vegetación como función de la tensión matricial. α_F es la función de respuesta al estrés hídrico, que es característica de cada cultivo.

Como alternativa a este modelo, puede citarse el de van Genuchten (1987) que posee una forma de “s”, el cual no considera que la extracción se iguale a cero en condiciones de saturación.

Si la tasa de extracción de agua por parte de las plantas está igualmente distribuida a lo largo de toda la zona radicular, se tiene que

$$S_p = \frac{1}{L_R} T_p \quad (4.22)$$

En esta ecuación, T_p es la tasa de transpiración potencial y L_R es la profundidad de la zona radicular. Sin embargo, la Ec. (4.22) puede generalizarse para aquellos casos en que la distribución de las raíces no es homogénea con la profundidad:

$$S_p = b(x) T_p \quad (4.23)$$

donde $b(x)$ es la distribución de extracción de agua normalizada, con unidades de $[L^{-1}]$. La función describe la variación espacial del término S_p y se obtiene normalizando una medida arbitraria o prescrita de la función de distribución de las raíces $b'(x)$

$$b(x) = \frac{b'(x)}{\int_{L_R} b'(x) dx} \quad (4.24)$$

Esta normalización tiene la ventaja de que la integral de $b(x)$ desde la superficie hasta la profundidad L_R es igual a la unidad (Simunek et al., 2009).

4.3.2. Estrategia de modelación

Para modelar los procesos actuantes en el suelo y la zona no saturada se definió una columna de suelo que se extiende desde la superficie hasta los 600 cm de profundidad, de modo de contemplar la posición más profunda de la superficie freática a lo largo del periodo de estudio (Fig. 2.22). La unidad de longitud utilizada es el centímetro y la unidad de tiempo el día. El modelo conceptual sólo contempla flujos verticales, tanto descendentes como ascendentes, por lo que sólo basta una modelación unidimensional para describir estos procesos. El dominio fue discretizado en 300 elementos, todos de 2 cm de longitud. Siendo que un nodo se encuentra en la intersección de dos elementos, la malla quedó integrada por 301 nodos.

El dominio fue dividido en regiones o capas, denominadas materiales por HYDRUS, que representan las diferentes litologías que componen el sistema. Cinco fueron las capas empleadas, semejando la distribución de los horizontes en el suelo y zona no saturada. En la Tabla 4.1 se definen los intervalos que corresponden a cada capa y en la Fig. 4.4 se muestran una representación gráfica de los mismos.

Tabla 4.1. Intervalos de profundidad de las cinco capas utilizadas para definir el sistema.

Capa	Intervalo de profundidad cm	Horizontes representados
1	0 – 20	A1 + A2
2	20 – 66	Bt1 + Bt2 + BCk
3	66 – 94	Ck
4	94 – 140	Ckm
5	140 – 600	Loess y Limos

Como condición de contorno superior se optó por una condición dependiente del sistema, con intercambio con la atmósfera, de modo que los flujos (entrantes y salientes) se calculan a partir de los ingresos por precipitaciones y los egresos por evapotranspiración. Para el límite inferior se utilizó una condición de contorno de tipo Dirichlet.

La condición de contorno superior elegida exige la construcción de una función dependiente del tiempo que contemple los ingresos por precipitaciones y los egresos por evapotranspiración. De manera que las tasas de precipitación diaria se obtuvieron a partir de las mediciones pluviométricas en la parcela experimental. Por otro lado, dado que el suelo se encuentra totalmente cubierto con vegetación durante todo el año, se consideró que todas las pérdidas por evapotranspiración son debidas exclusivamente a la transpiración. De modo que la evapotranspiración potencial calculada a través de las mediciones del tanque evaporímetro (ver sección 2.5.2) fueron asignadas al término T_p de la Ec. (4.22). Por su parte, el nivel fijo correspondiente a la condición de contorno inferior fue obtenido de la medición diaria de la profundidad de la superficie freática, también medida en la parcela experimental.

Las condiciones iniciales fueron ingresadas como tensiones matriciales a partir de la tensiometría de la parcela experimental. La información es introducida en forma discreta para las profundidades disponibles (15, 30, 60, 90 y 150 cm) y el programa realiza una interpolación lineal entre estas profundidades. En la Fig. 4.4 se muestra la distribución inicial de tensiones matriciales.

Finalmente, se seleccionaron los nodos de observación para los cuales el código escribirá los resultados. La posición de estos nodos coincide con la profundidad de los tensiómetros de la parcela experimental, es decir, 15, 30, 60, 90, 120 y 150. También en la Fig. 4.4 se muestra gráficamente la ubicación de los mismos.

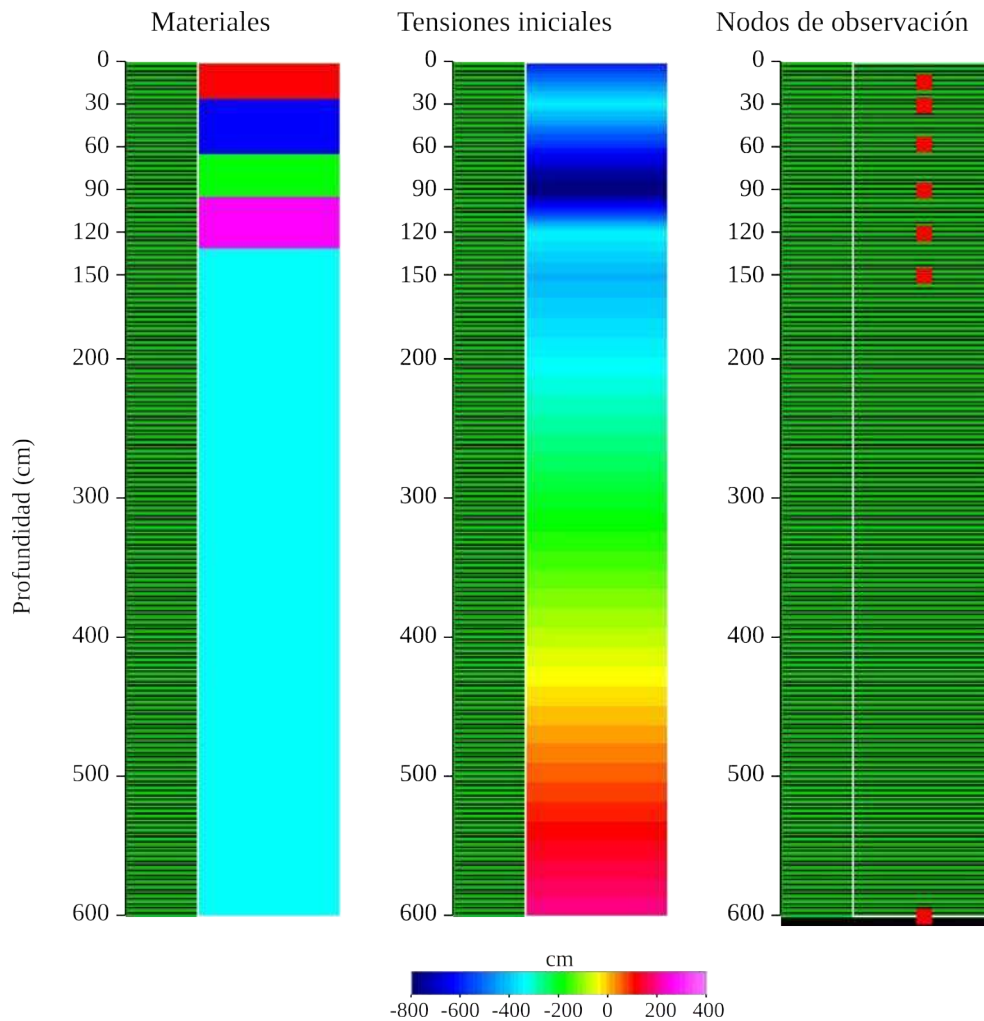


Fig. 4.4. Materiales, nodos, tensiones iniciales (cm) y nodos de observación definidos para la modelación.

Se mencionó en la sección anterior el control que ejerce la curva de retención sobre el flujo en el medio no saturado y cómo actúan los parámetros en dicho control. En este caso, la calibración de los parámetros que definen la forma de la curva de retención se realizó en forma manual, es decir que se resolvió el problema directo (Carrera y Neuman, 1986). Este método tiene la ventaja de que durante el proceso de calibración se va adquiriendo un entendimiento más acabado de cómo funcionan los diferentes parámetros hidráulicos. Como punto de partida se utilizaron valores de un trabajo de Weinzettel et al. (2005a) para esta misma zona.

Otro parámetro de calibración es la distribución de extracción de agua por parte de las raíces, representado por $b(x)$ en la Ec. (4.23). Este parámetro depende principalmente de la densidad de raíces en el suelo. Por lo tanto, se utilizó como base el trabajo de Kumar et al. (2010), quienes presentan la distribución de densidad de raíces para las gramíneas, que es la vegetación que cubre la zona de estudio. Además, en la descripción de la calicata de la zona de

estudio, Weinzettel (2005) describe la presencia de raíces por lo menos hasta los 104 cm. Respecto de este parámetro se supuso que la vegetación se mantuvo sin actividad durante todo el año, siendo también constante la longitud de las raíces. También, se realizó la asunción de que el estado fenológico de la vegetación se mantuvo constante.

4.3.3. Calibración de los parámetros y validación

La calibración manual de los parámetros se llevó a cabo con la serie de datos correspondientes a los años 2007, 2008 y 2009. Esta porción de la serie no es solamente la primera mitad sino que es la que incluye los años más secos de la serie, que ha sido la más laboriosa de modelar. Siendo el año 2007 un año moderadamente húmedo se cubrieron con esta mitad de la serie ambas condiciones de humedad. La segunda mitad sirvió de validación de los parámetros calibrados.

Como resultado de la ejecución del modelo se obtienen, entre otros datos, las tensiones matriciales para las profundidades correspondientes a los nodos de observación, que son comparadas con los datos medidos en la parcela experimental. Sin embargo, un buen ajuste entre las curvas medidas y calculadas no implica necesariamente que el resultado del modelo se condice con el sistema natural que se está intentando modelar. Es necesario el análisis del balance de masas, que no es más que una cuantificación de los volúmenes de agua que ingresaron y egresaron del suelo. El mismo, debe guardar coherencia con los balances calculados mediante los datos de la parcela experimental. En este caso, se compararon los volúmenes de agua almacenados hasta los 120 cm, así como también los datos de evapotranspiración real y las recargas.

4.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.4.1. Validación del modelo

La bondad de los ajustes fue evaluada numéricamente mediante el coeficiente de determinación y la raíz del error cuadrático medio (RECM), incluidos en la Tabla 4.2, para los cuales no se tuvieron en cuenta las tensiones simuladas que superaban la capacidad de medición de los tensiómetros.

Tabla 4.2. Estimación de la bondad de los ajustes entre valores observados y medidos, mediante el coeficiente de determinación (r^2) y la raíz del error cuadrático medio (RECM), en cm. Los ajustes corresponden a los años 2007, 2008 y 2009 de la serie de datos.

15 cm		30 cm		60 cm		90 cm		120 cm		150 cm	
r^2	RECM	r^2	RECM	r^2	RECM	r^2	RECM	r^2	RECM	r^2	RECM
0,06	467	0,20	420	0,47	252	0,53	299	0,73	161	0,05	293

El ajuste de las curvas de potencial matricial para los nodos de observación situados a 15, 30 y 60 cm se muestra en la Fig. 4.5 y para 90, 120 y 150 cm en la Fig. 4.6. En ellas, la escala vertical ha sido truncada en -2000 cm para visualizar más claramente los ajustes. Por otro lado, la limitación física de los tensiómetros, que les impide registrar valores de $h < -1000$ cm, impedirá observar valores medidos más allá de dicho límite. Es decir, que en las épocas de mayor sequía podrán observarse diferencias importantes entre valores simulados y observados.

La bondad de los ajustes es variable. Se observan ajustes satisfactorios para los niveles de 60, 90 y 120 cm, mientras que para 15 y 30 cm no son tan auspiciosos. La evaluación del ajuste para 150 cm ha sido incluida igualmente a pesar de que no puede considerarse como representativa del mismo ya que a partir del año 2008 se perdió, por el bajo contenido de humedad del suelo, el contacto hidráulico entre el suelo y dicho tensiómetro, registrándose tensiones muy bajas (Fig. 4.6c). Algo similar ocurrió para el tensiómetro de 90 cm, entre los 700 y los 900 días (Fig. 4.6a), periodo para el que cabría esperar un aumento de las tensiones, como sugieren los tensiómetros inmediatamente por encima y por debajo del mismo. Sin embargo, más allá del valor numérico de los ajustes interesa resaltar cómo el modelo ha sido capaz de reproducir los aumentos y descensos de h a lo largo de la serie. Los ajustes para la segunda mitad de la serie, que sirvió de validación del modelo, se muestran en la Fig. 4.7 (nodos a 15, 30 y 60 cm de profundidad) y en la Fig. 4.8 (nodos a 90, 120 y 150 cm de profundidad). En la Tabla 4.3 se muestra nuevamente la bondad de los ajustes.

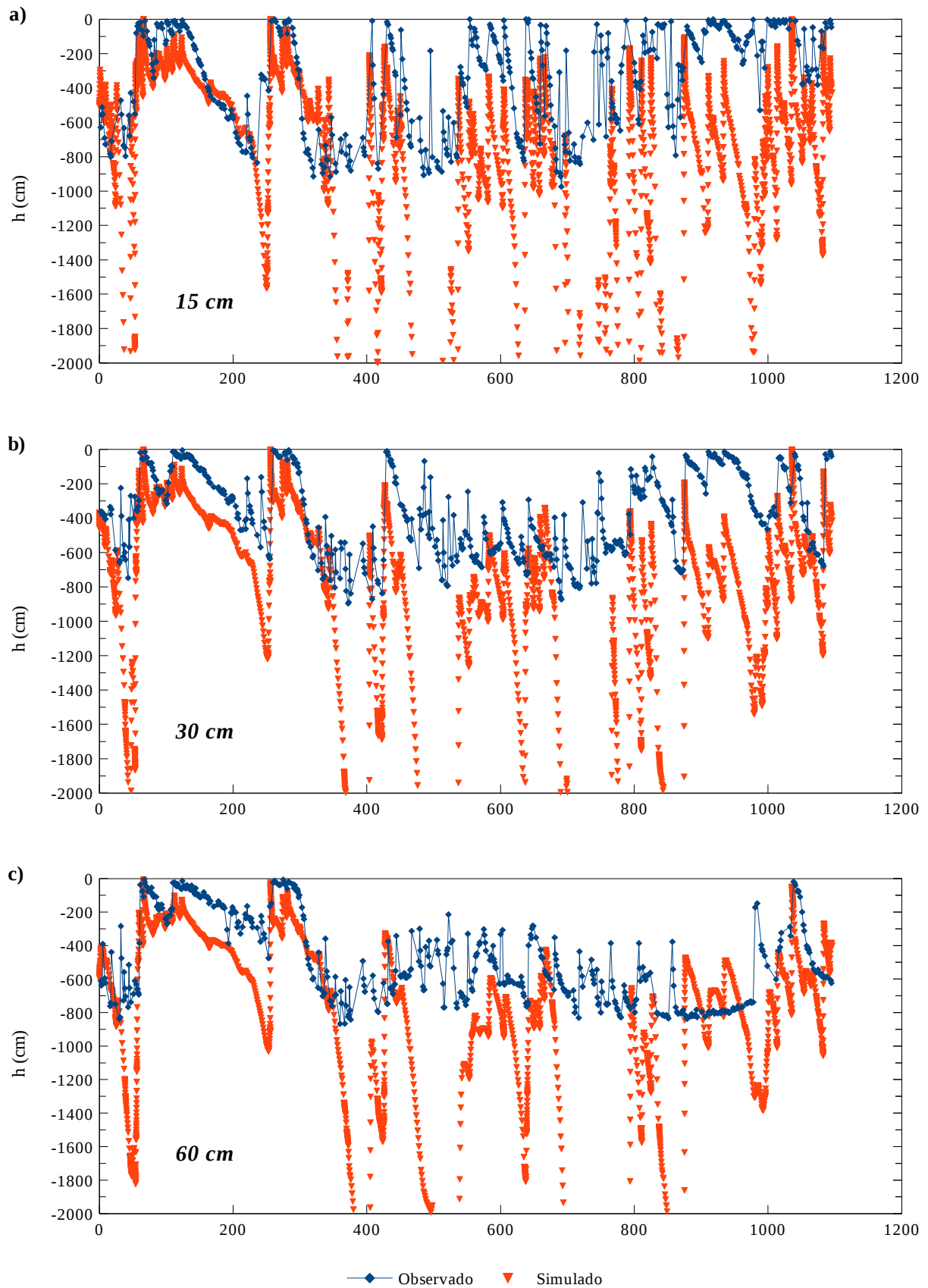


Fig. 4.5. Potenciales matriciales observados y simulados para **a)** 15 cm, **b)** 30 cm y **c)** 60 cm. La serie temporal corresponde a los años 2007, 2008 y 2009.

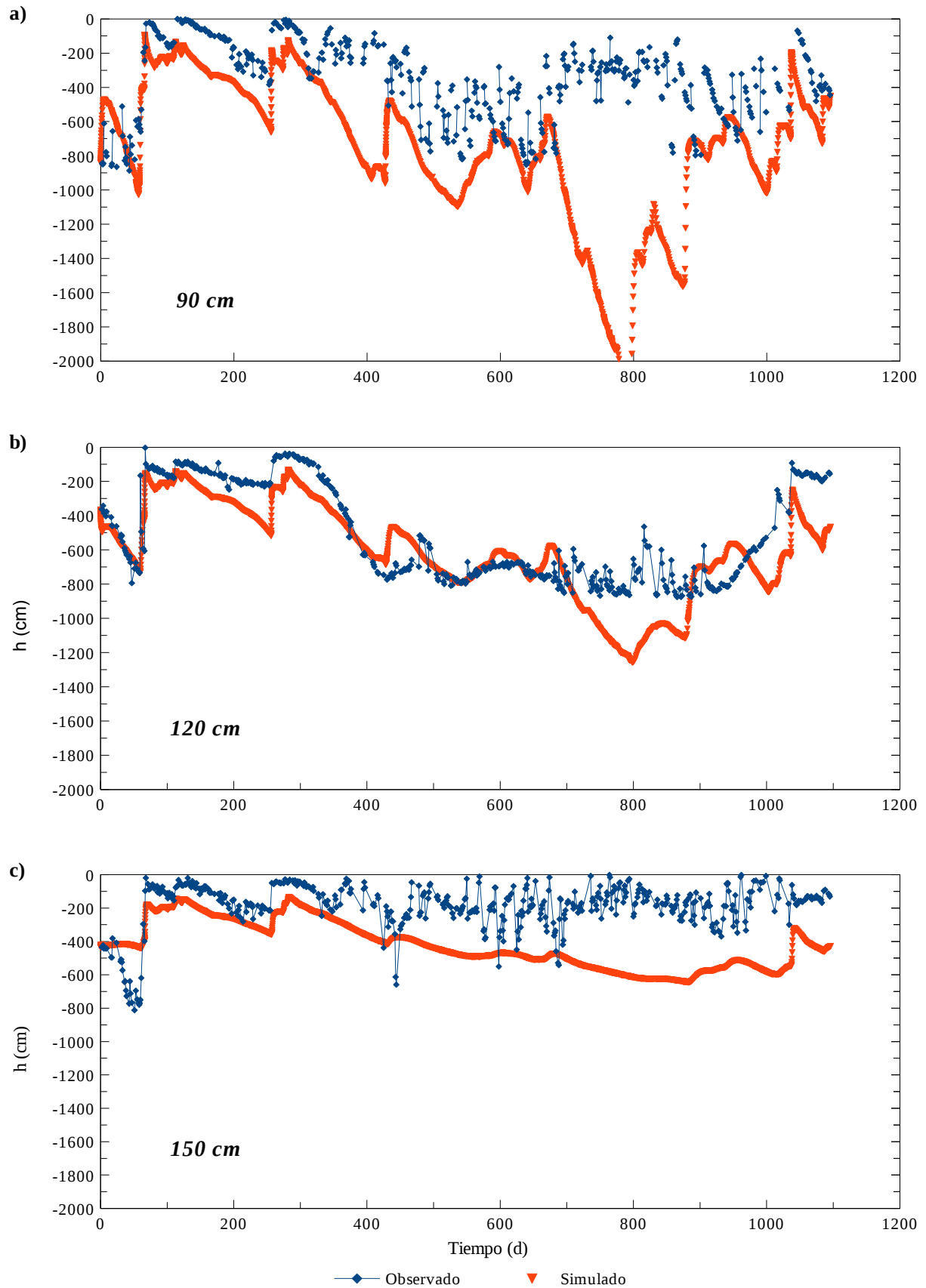


Fig. 4.6. Potenciales matriciales observados y simulados para a) 90 cm, b) 120 cm y c) 150 cm. La serie temporal corresponde a los años 2007, 2008 y 2009.

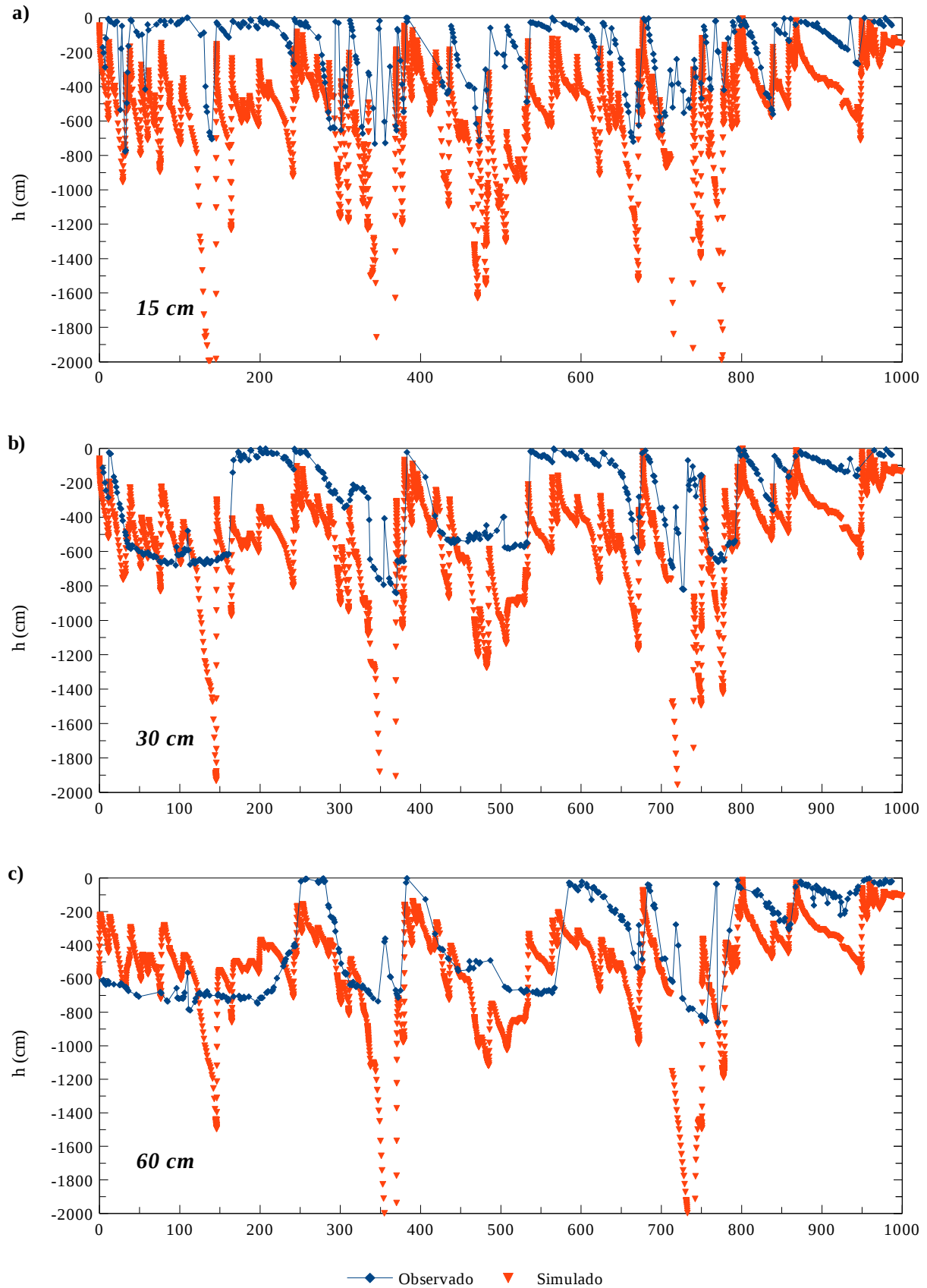


Fig. 4.7. Potenciales matriciales observados y simulados para a) 15 cm, b) 30 cm y c) 60 cm. La serie temporal corresponde a los años 2010, 2011 y 2012.

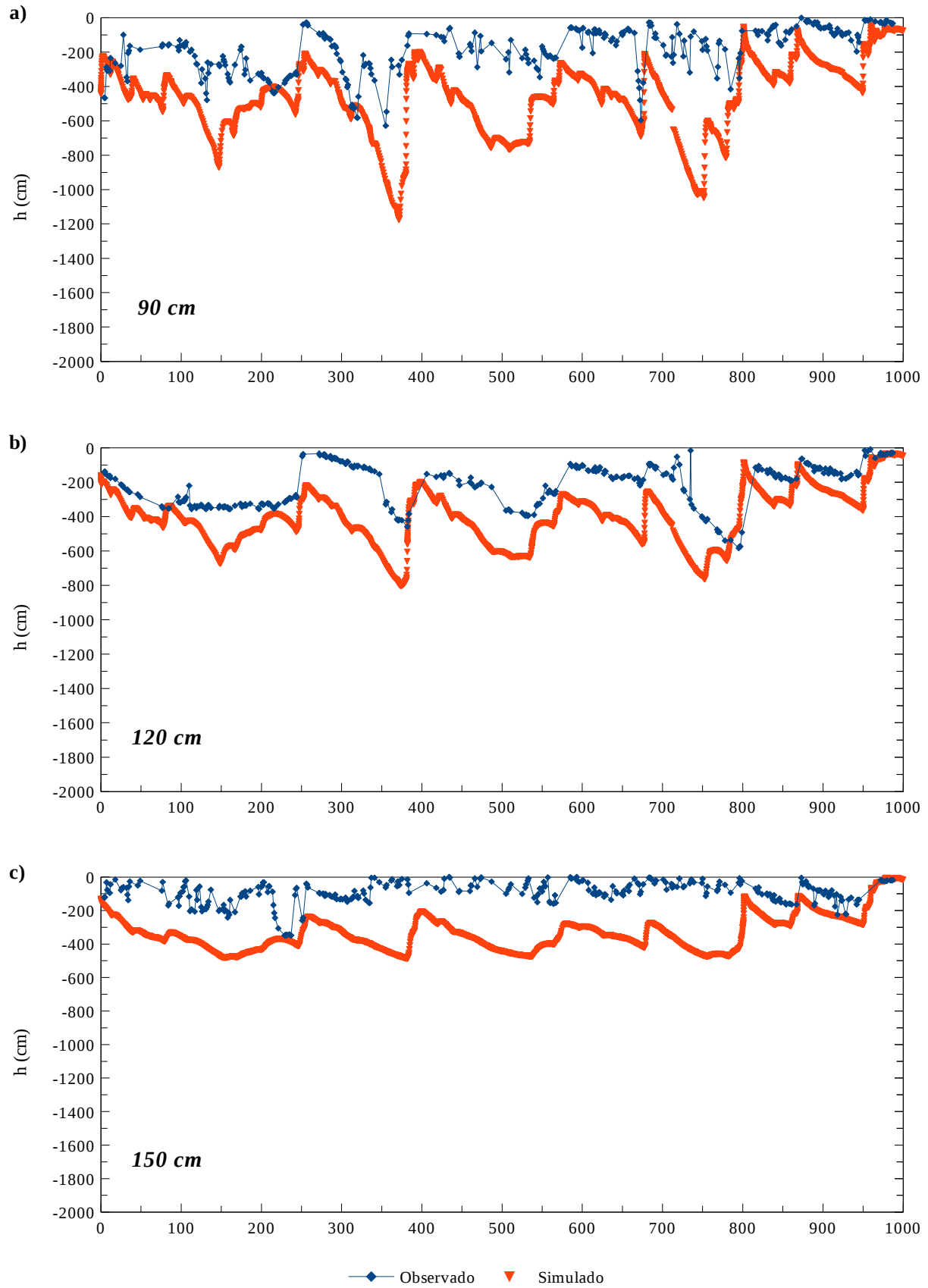


Fig. 4.8. Potenciales matriciales observados y simulados para a) 90 cm, b) 120 cm y c) 150 cm. La serie temporal corresponde a los años 2010, 2011 y 2012.

Tabla 4.3. Estimación de la bondad de los ajustes entre valores observados y medidos, mediante el coeficiente de determinación (r^2) y la raíz del error cuadrático medio (RECM) en cm. Los ajustes corresponden a los años 2010, 2011 y 2012 de la serie de datos.

15 cm		30 cm		60 cm		90 cm		120 cm		150 cm	
r^2	RECM	r^2	RECM	r^2	RECM	r^2	RECM	r^2	RECM	r^2	RECM
0,14	400	0,29	321	0,35	256	0,25	318	0,45	224	0,02	268

Como es de esperar, el periodo que sirvió de calibración muestra mejores ajustes, a juzgar por el valor de r^2 y el de la RECM. Sin embargo, se siguen observando ajustes satisfactorios para los mismos niveles (60, 90 y 120) y ajustes algo inferiores para los restantes. El problema con el tensiómetro de 150 cm persistió con lo cual sólo se observa una coincidencia entre valores simulados y observados en el año 2012, época de importantes recargas según ha sido ya comentado. No obstante se insiste en señalar que para ambos periodos (calibración y validación) la simulación logró reproducir en forma aceptable el comportamiento hidrodinámico del suelo y la zona no saturada, ante muy diversas condiciones de humedad.

Como parte del proceso de validación del modelo es preciso analizar el balance de masas. En este caso, se calcularon las diferencias de almacenamiento mensuales hasta los 120 cm a partir de los datos de la sonda de capacitancia y se los contrastó con la variación del almacenamiento simulado (Fig. 4.9).

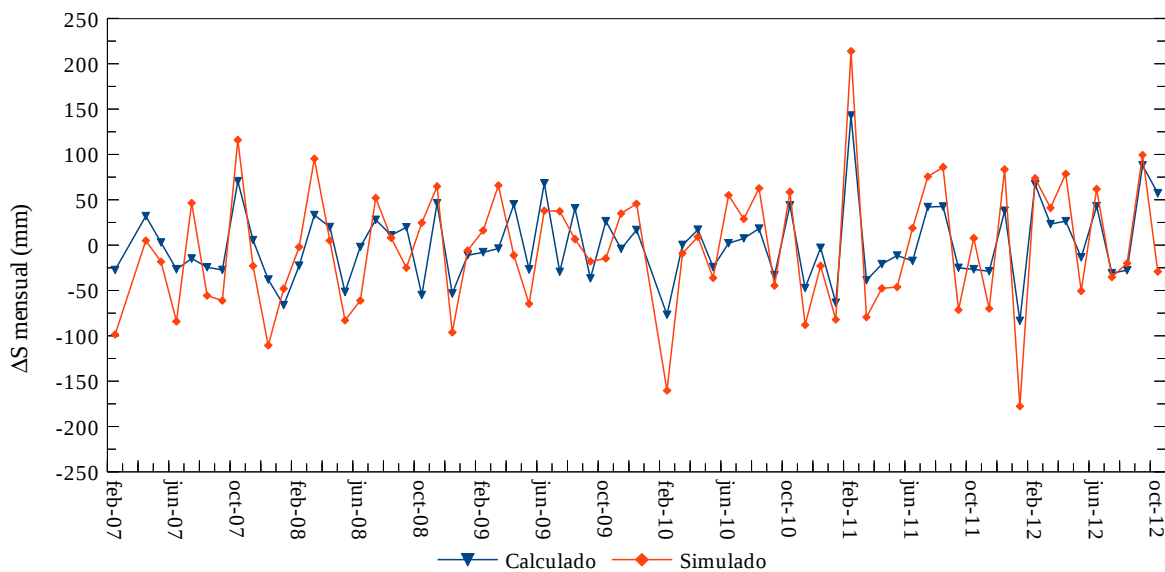


Fig. 4.9. Variación en el almacenamiento mensual (ΔS), calculado (a partir de los datos de la parcela) y simulado, hasta los 120 cm de profundidad, expresados en milímetros, para toda la serie de datos.

Los valores simulados reproducen en forma coherente las observaciones sobre los cambios en el almacenamiento. El valor del coeficiente de determinación es $r^2 = 0,66$ lo que reafirme el buen ajuste que se infiere de la Fig. 4.9.

4.4.2. Análisis de los resultados.

Como resultado de la calibración manual se obtuvieron los parámetros hidráulicos para cada una de las capas (Tabla 4.4).

Tabla 4.4. Parámetros hidráulicos resultantes de la calibración manual.

Capa	θ_r	θ_s	α	n	K_s	l
	— $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ —		cm^{-1}		mm d^{-1}	
1	0,150	0,460	0,0053	1,62	130	0,5
2	0,200	0,480	0,0035	1,46	75	0,5
3	0,180	0,410	0,0063	1,49	82	0,5
4	0,170	0,370	0,0057	1,60	95	0,5
5	0,200	0,410	0,0113	1,70	180	0,5

Los resultados concuerdan con el modelo conceptual que se tenía previo a la modelación numérica de este sistema. En términos generales puede afirmarse que es un suelo con muy bajas conductividades hidráulicas, que no superan los 180 mm d^{-1} en el caso del material parental (loess) y que disminuye todavía más en la zona edáfica. Posee valores de entrada de aire muy elevados, lo que implica que es capaz de retener grandes volúmenes de agua por periodos de tiempo considerables. En relación a esto último, muestra valores del parámetro n también bajos, inferiores a 1,7, indicando lentos drenajes. La representación gráfica de las cinco curvas de retención se exhibe en la Fig. 4.10.

La capa superior del modelo reúne a los horizontes A1 y A2. De acuerdo con la descripción brindada en el capítulo 2, son horizontes de estructura granular abierta lo cual queda aquí reflejado en las conductividades hidráulicas relativamente elevadas, con un valor de n de 1,62 que está indicando un drenaje rápido, siempre en términos relativos ya que como se señaló es un suelo de flujos lentos. Los horizontes Bt1, Bt2 y BCk que se encuentran por debajo llevan en su composición una alta proporción de arcillas, en la que la presencia de montmorillonita (según se muestra en el capítulo 5) le otorga características expansibles. Estas particularidades se materializan en la más baja conductividad hidráulica saturada de 75 mm d^{-1} .

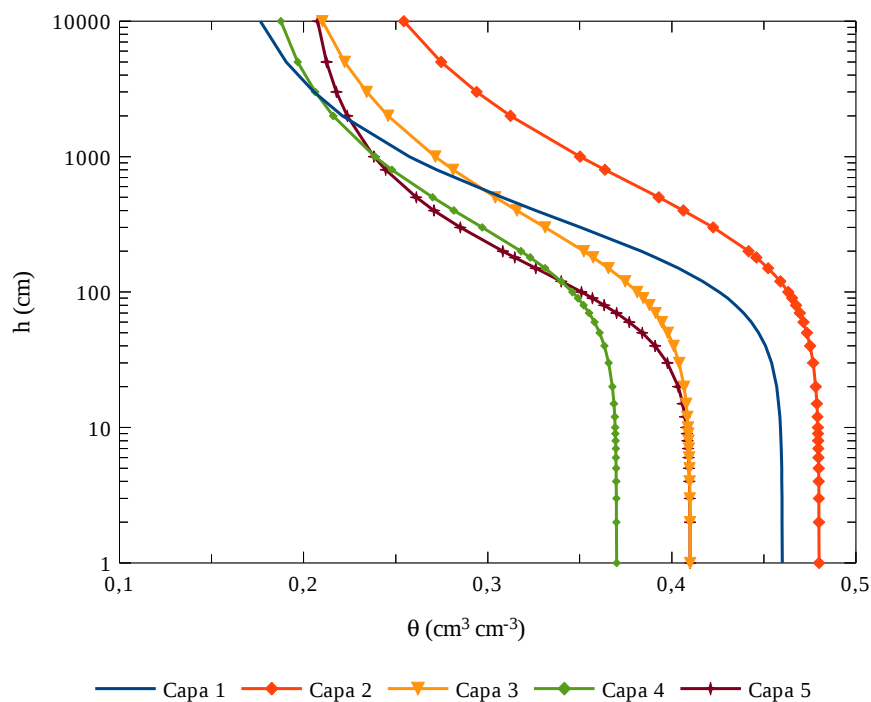


Fig. 4.10. Curvas de retención para cada capa, resultado de la calibración manual de los parámetros hidráulicos.

También es propio de los horizontes arcillosos los pequeños valores de los parámetros α ($0,0035 \text{ cm}^{-1}$) y n . Es un horizonte que juega un papel muy importante dentro de los suelos de la región ya que es capaz de retener grandes volúmenes de agua, retardando las pérdidas por evapotranspiración, con drenajes sumamente lentos. La capa 3 se corresponde con el horizonte Ck, en el que la menor participación arcillosa mejora ligeramente sus conductividades hidráulicas, con menor capacidad de retención ($\alpha = 0,0063 \text{ cm}^{-1}$). Sin embargo, la presencia de CaCO_3 cementando las partículas y como concreciones, produce una reducción de la porosidad total. Algo similar, pero más acentuado, ocurre en la capa 4 que semeja el comportamiento hidráulico del horizonte Ckm. En este caso, el efecto del CaCO_3 es más marcado con una porosidad todavía menor pero con una conductividad hidráulica levemente superior en respuesta al aumento de la participación arenosa (Tabla 2.1). Por último, la capa 5 representa los limos y loess pampeanos. Si bien la textura es muy similar a la capa 4, la menor proporción de CaCO_3 le confiere un aumento de la porosidad, mayores conductividades hidráulicas (180 mm d^{-1}) y rápidos drenajes ($n = 1,7$), con menores capacidades de retención ($\alpha = 0,0113 \text{ cm}^{-1}$).

En la Fig. 4.11 se muestran las funciones $K(h)$ resultado de la modelación, para las cinco capas. Las funciones $K(h)$ muestran un rápido decrecimiento con la disminución de h , a tal punto que cuando h tiende a -1000 cm el valor de $K(h)$ tiende a cero y, por ende, el movimiento del agua también.

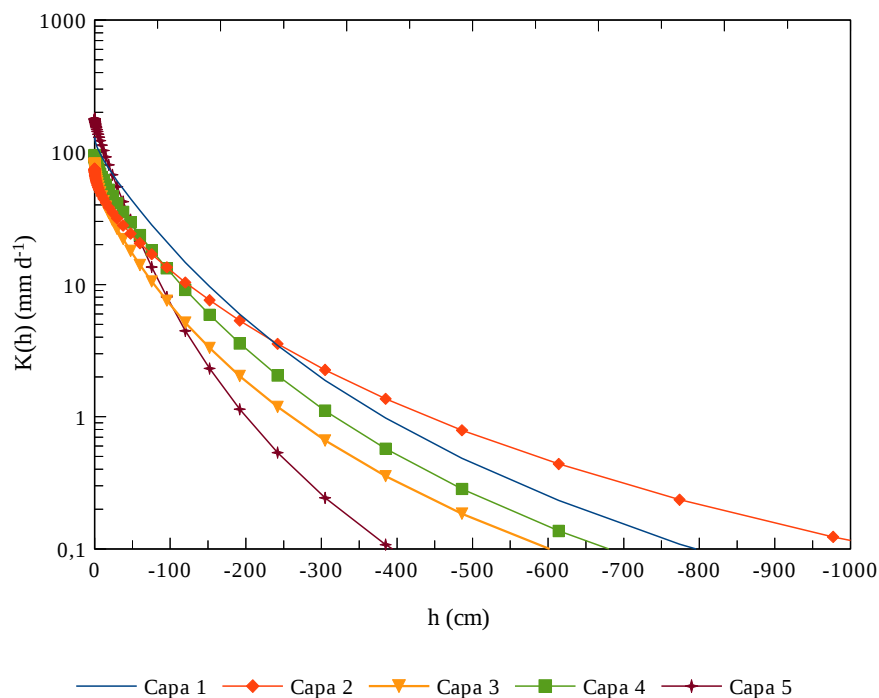


Fig. 4.11. Funciones $K(h)$ resultado de la calibración manual de los parámetros hidráulicos.

Estas funciones de conductividad hidráulica representan en el modelo numérico una conductividad global para cada capa. Esto se debe a que el modelo utilizado es unidimensional y suponiendo una única permeabilidad. Sin embargo, en el sistema real, deben diferenciarse dos dominios de velocidades de flujo, cada uno con sus conductividades hidráulicas. El primero se relaciona con la porosidad intraagregado, es decir, la que constituye la matriz de los agregados del suelo. En este dominio el flujo está dominado por las fuerzas capilares por lo que se producirán flujos lentos que se rigen por la ley de Darcy (Gerke et al, 2010). El otro se vincula con estructuras que son capaces de conducir el agua con mayores velocidades y que pueden diferir en varios órdenes de magnitud con las anteriores (Kutílek y Nielsen, 1994). Diferentes estructuras pueden dar origen a estos flujos rápidos que son agrupadas bajo el nombre común de *macroporos*. Entre las más importantes, y que son particularmente evidentes en el horizonte Bt,

son las aberturas que se generan en las caras de los agregados. En el caso de dicho horizonte, son de geometría planar, dispuestas verticalmente, y surgen en respuesta a los diferentes ciclos de humedecimiento y desecación que generan, a su vez, la expansión y contracción de los prismas. Estas aberturas interagregado, también llamadas porosidad interagregado, son inestables ya que sus dimensiones pueden variar, muchas veces en forma estacional, conforme se producen estos ciclos de mayor y menor humedad (Blake et al., 1973). Además, pueden mantenerse activas aun en momentos de alta humedad del suelo a pesar de que cabría esperar para estos casos una oclusión de las mismas (Beven, 1980). Otras estructuras que pueden favorecer los flujos rápidos, y que son muy frecuentes en estos suelos, son aquellas formadas por las raíces de la vegetación. Éstas suelen estar relacionadas a la porosidad interagregado ya que las raíces encuentran facilitado su desarrollo a través de la mismas (Beven y Germann, 1982). Además, dado que las raíces, por medio de la transpiración, son el principal agente que extrae agua del suelo mantienen las aberturas abiertas al provocar una desecación más localizada (Angers y Caron, 1998). Finalmente, un tercer tipo de estructura que pueda dar lugar a flujos rápidos es aquella formada por la actividad de la fauna del suelo, especialmente los túneles de lombrices y gusanos (Omoti y Wild, 1979). Todas estas estructuras son mucho más frecuentes en la porción superior del suelo donde se aloja la mayor biomasa de raíces y de microorganismos. Sin embargo algunas raíces pueden extenderse más allá del metro de profundidad.

Respecto del comportamiento hidrodinámico dentro de los macroporos, existen al menos dos posturas. Algunos consideran macroporos a aquellos en los que el flujo deja de ser laminar y la ley de Buckingham-Darcy pierde validez, independientemente del tamaño del macroporo (Beven, 1980; Kutílek y Nielsen, 1994; Jarvis, 2007). En cambio, otros autores no restringen su uso exclusivamente a esta condición sino que lo utilizan para designar aquella porción del espacio poral en la que el flujo es más rápido que en el resto de la matriz (Nimmo, 2003). Esta última es la posición que se adopta para este trabajo.

El flujo a través de los macroporos cumple un rol muy importante durante la infiltración, el cual varía según el momento de la infiltración y de las características de las precipitaciones. En los momentos iniciales y ante precipitaciones de baja intensidad, el flujo por macroporos puede ser despreciable dada la pequeña superficie que ocupan en relación al total del volumen del suelo. Sin embargo, el incremento de la intensidad de las precipitaciones favorece la activación del flujo a través de los macroporos, ya que la capacidad de infiltración de los microporos que componen la matriz se ve superada rápidamente (Beven y Germann, 1982). El efecto suele

magnificarse si se produce un anegamiento superficial, como es común observar en estos suelos (Fig. 2.15). Una vez iniciado, el flujo puede saltar la matriz, proceso que se conoce en la literatura anglosajona como *bypass* (Bouma, 1984).

Esto permite explicar algunas de las discrepancias entre las tensiones observadas y resultantes de la simulación. Se advierte que ante algunos de los eventos de precipitación, los tensiómetros señalan una saturación del nivel en el que se encuentran. Pero por otro lado, según las tensiones simuladas no se logra la saturación completa. Este efecto es más evidente y notorio durante los años de menor humedad del suelo, es decir, años 2008 y 2009. Durante estos años, las aberturas y discontinuidades se encontrarían más abiertas favoreciendo este tipo de flujos. Entonces, al menos una fracción del agua de infiltración se desplaza por macroporos alcanzando zonas más profundas del perfil de suelo mucho antes de que pueda hacerlo el flujo a través de la matriz del suelo, conformada por los poros más pequeños. Este flujo, dadas sus más bajas velocidades, puede ser afectado por la evapotranspiración y no alcanzar las partes bajas del perfil si las precipitaciones no son importantes. Entonces, lo que muestra la simulación es una función $K(h)$ que podría llamarse equivalente y busca representar el comportamiento en ambos dominios de flujo, es decir, el de la macroporosidad y el de la matriz de poros más pequeños.

En resumen, es por estas razones que en algunos casos, las tensiones simuladas no logran saturar el perfil como lo muestran las tensiones medidas. Estas discrepancias son más evidentes en los años secos ya mencionados. Por el contrario, en los años húmedos, sí se observa que las tensiones simuladas muestran una saturación del perfil, más acorde con la evidencia experimental. Para estos momentos de mayor humedad, el flujo preferencial no sería tan importante, predominando un flujo de tipo pistón. El año 2012, y especialmente el mes de agosto, es el mejor ejemplo de esto.

Al igual que lo que sucede con el flujo, las intensas precipitaciones y el encharcamiento superficial, promueven el transporte de solutos a través de los macroporos. (Beven y Germann, 1982). La evidencia experimental presentada en el capítulo anterior, sugiere el accionar de las vías preferenciales como mecanismo para el transporte de solutos. Un rápido descenso del centro de masa de las concentraciones, ocurrido a mediados de marzo, puede explicarse a través de un flujo preferencial que circunvaló gran parte de la matriz del suelo alcanzando las partes más bajas del perfil estudiado. Este *bypass* ocurrió en momentos de intensas precipitaciones, en las que existió también un anegamiento superficial que permaneció por al menos dos días.

Todas estas evidencias demuestran la importancia de los macroporos como vías rápidas de flujo y transporte de solutos hacia el acuífero. Si bien para futuros estudios sería conveniente incorporarlos a la modelación, de manera de poder reducir las discrepancias ya comentadas, los resultados de esta simulación permiten realizar una conceptualización integral del sistema, reafirmando incluso, algunos de los resultados que se obtuvieron durante las mediciones de campo.

En la Fig. 4.12 se muestra la distribución de la extracción de agua por parte de las plantas en función de la profundidad. Como se mencionó, la calibración estuvo respaldada por las observaciones de campo y por el trabajo de Kumar et al. (2010). Esta distribución de la extracción de agua por la transpiración de las plantas es función de la densidad de raíces.

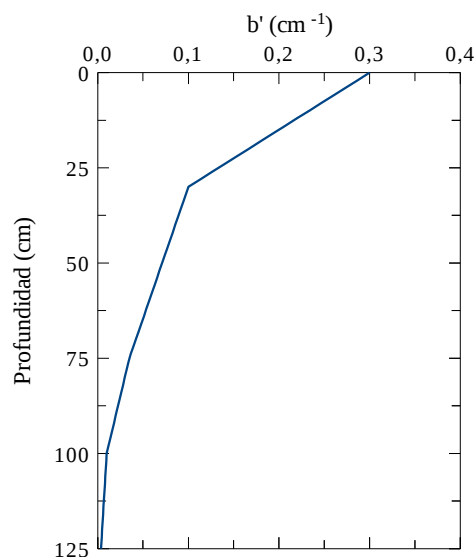


Fig. 4.12. Distribución calibrada de la extracción potencial $b'(x)$ en función de la profundidad.

Se puede apreciar que la mayor extracción de agua se produce dentro de los primeros 30 cm de suelo, pero que las raíces alcanzan profundidades de hasta 120 cm. Lejos de ser una cuestión menor, la presencia de raíces a esta profundidad, a pesar de su menor tamaño y menor proporción, permite explicar los incrementos de tensión a 120 y 150 cm, hecho que fue advertido durante el proceso de calibración manual de los parámetros.

En relación a la función $b'(x)$ se encuentran los parámetros del modelo de Feddes et al. (1978) que describe la tasa de transpiración de acuerdo a la tensión del suelo. Los parámetros calibrados se consignan a continuación en la Tabla 4.5. Estas tensiones corresponden a las

gramíneas y otras especies que cubren la zona de estudio. Se utilizaron como referencia los trabajos de Belmans et al. (1984) y de Jong y Kabat (1990).

Tabla 4.5. Parámetros del modelo de Feddes et al. (1978) ajustados durante la simulación.

h_1	h_2	h_{3h}	h_{3l}	h_4	T_p máx	T_p mín
		cm			cm d ⁻¹	
-10	-25	-200	-800	-4000	0,5	0,1

Estos parámetros, junto con la función $b'(x)$, permiten explicar la pérdida de agua del suelo por evapotranspiración. En la Fig. 4.13 se comparan los volúmenes de agua mensuales perdidos por evapotranspiración, calculados a partir del método del plano de flujo cero y simulados.

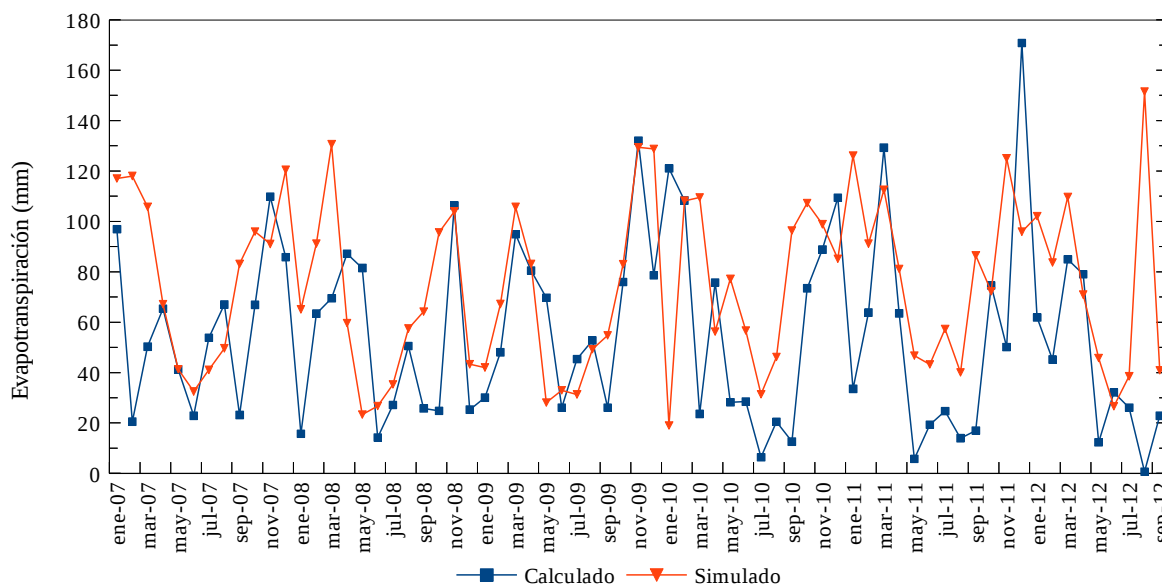


Fig. 4.13. Evapotranspiración calculada con el método del plano de flujo cero y simulada.

Según se observa, los valores simulados reproducen de manera aceptable los valores calculados. Aunque con algunos defasajes, se observa en general una concordancia entre los ascensos y descensos e incluso, en los volúmenes que se pierden mensualmente por este proceso. En oportunidad de la descripción metodológica de este capítulo, se asumió que la transpiración era el único proceso responsable de todo el volumen evapotranspirado, asunción que se fundamentó en la cobertura vegetal permanente del suelo. A juzgar por estos resultados, la asunción parece ser válida lo que implica que el volumen que se pierde por evaporación directa

puede despreciarse.

El valor de las funciones $K(h)$ es un resultado interesante que se obtiene de la modelación numérica ya que es un parámetro de difícil obtención en forma experimental. En la Fig. 4.14 se pueden ver las variaciones de $K(h)$ para el nivel de 120 cm en relación a los diferentes eventos de recarga que han sido calculados mediante el método del plano de flujo cero. En forma adicional se incluyen las velocidades de flujo descendentes para el mismo nivel.

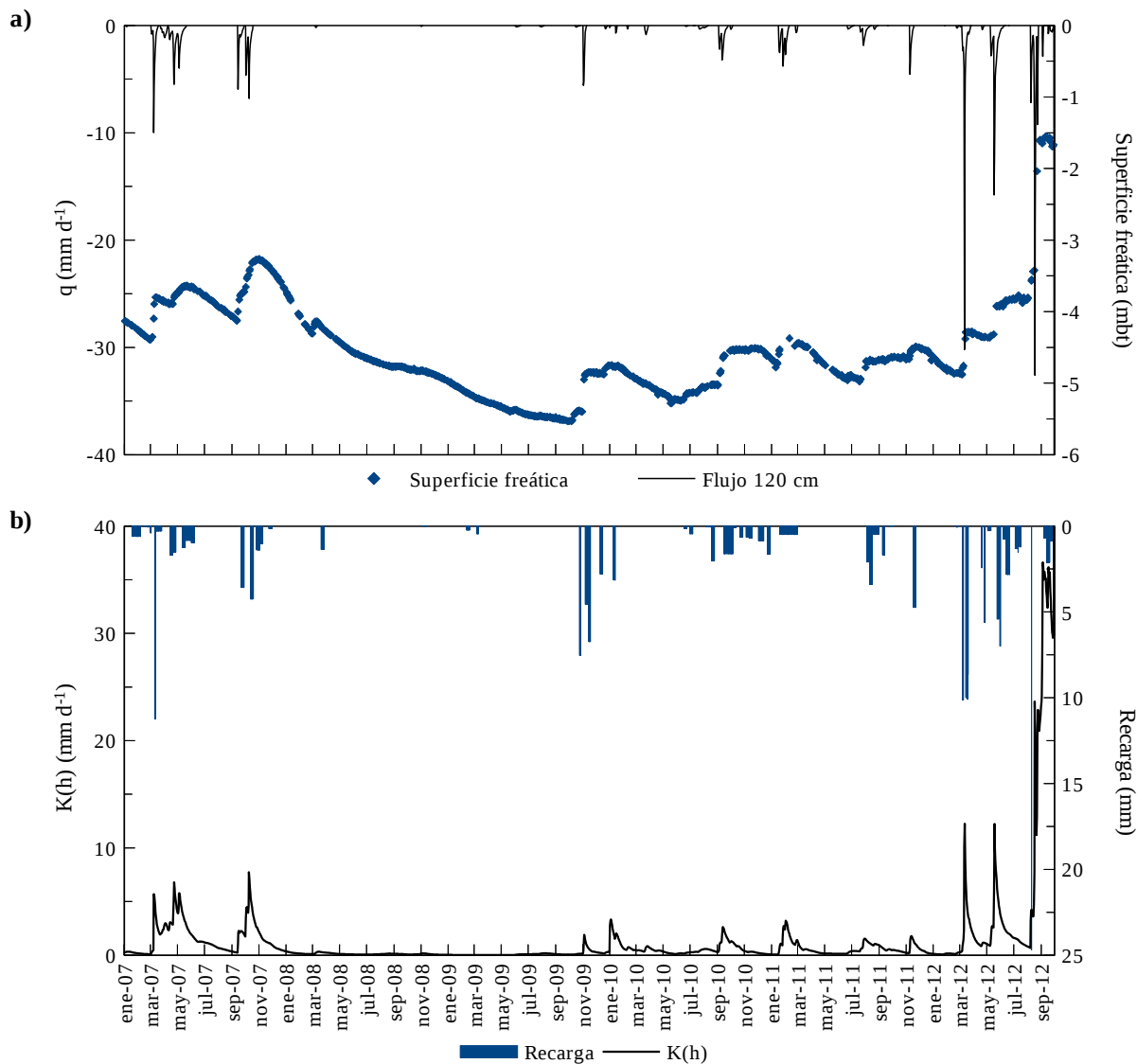


Fig. 4.14. a) Flujos descendentes a 120 cm de profundidad y la profundidad de la superficie freática. **b)** Variación de la conductividad hidráulica no saturada $K(h)$ en relación a las recargas calculas con el método del plano de flujo cero.

Las velocidades de flujo durante las épocas de recarga en el año 2012 alcanzan valores de hasta 35 mm d^{-1} , pero son inferiores a 10 mm d^{-1} para las recargas ocurridas en el resto del periodo de estudio. Los aumentos de $K(h)$, estrechamente relacionados a los anteriores,

también ocurren en los momentos de recarga, con ascensos importante durante el 2012. Debe observarse, sin embargo, que los valores de $K(h)$ son inferiores a los valores de K_s teóricos que se muestran en la Tabla 4.4, aun en estos momentos donde las humedades se encuentran cercanas a la saturación. Según se observa en dicha tabla, el valor teórico para esta capa, que busca simular el comportamiento hidráulico del horizonte petrocálcico, es $K_s=95 \text{ mm d}^{-1}$. De modo que el flujo es predominantemente no saturado, alcanzándose rara vez la saturación completa del perfil. Para el resto de los periodos en los que no existen recargas, los flujos descendentes son prácticamente despreciables.

Es interesante también observar los flujos verticales ascendentes que se producen a 60 y 120 cm de profundidad. Los mismos se exhiben en la Fig. 4.15a y b, en relación a la transpiración simulada, que se muestra como una media móvil central cada cinco días y con el eje de las ordenadas en sentido inverso.

Con respecto a la Fig. 4.14a, la escala vertical en la Fig. 4.15 ha sido exagerada ya que los flujos ascendentes son de menor magnitud, del orden de una décima parte de los flujos descendentes durante las recargas. Además, se extendió la escala por debajo de cero para indicar la ocurrencia de los flujos descendentes ya mostrados en la figura Fig. 4.14a. Los flujos descendentes se producen hasta que se alcanza la capacidad de campo, aproximadamente a $h = -300 \text{ cm}$, momento a partir del cual descienden por debajo de 1 mm d^{-1} , aproximadamente (Fig. 4.11). Con tensiones $h < -10 \text{ cm}$ (Tabla 4.5) comienza el accionar de la transpiración, es decir, que este proceso puede funcionar simultáneamente con la infiltración, que puede o no producir recarga al acuífero. La extracción de agua por parte de las raíces se concentra en las partes más altas del perfil debido a la mayor abundancia de raíces. Dicha extracción disminuye la humedad y genera un gradiente vertical que promueve el flujo ascendente cada vez desde partes más profundas, hasta que se ve interrumpido por un nuevo evento de precipitación, pudiéndose originar nuevamente flujos descendentes ($q < 0$ en la Fig. 4.15). De manera que en general, los flujos ascendentes más importantes se producen en respuesta a las mayores demandas de agua por parte de la vegetación. A su vez, según fuera ya analizado, la tasa de transpiración aumenta con el contenido de agua en el suelo dado que la succión que deben ejercer las raíces para extraer el agua es menor. Por lo que puede observarse una mejor correlación entre flujos ascendentes y transpiración para los 60 cm que para los 120 cm, especialmente en el periodo de mayor sequedad (2008 – 2009). Muchas de las precipitaciones producen flujos descendentes desde los 60 cm hacia abajo pero que no logran alcanzar los 120 cm de profundidad debido, justamente, a

la gran extracción de agua por parte de las gramíneas en la parte superior. Entonces, se produce un aumento en el almacenamiento sólo en los horizontes superiores pero las tensiones se mantienen elevadas a 120 cm, que se refleja en las bajas velocidades de flujo. Al respecto, se recuerda que este análisis no contempla el estado fenológico de la vegetación.

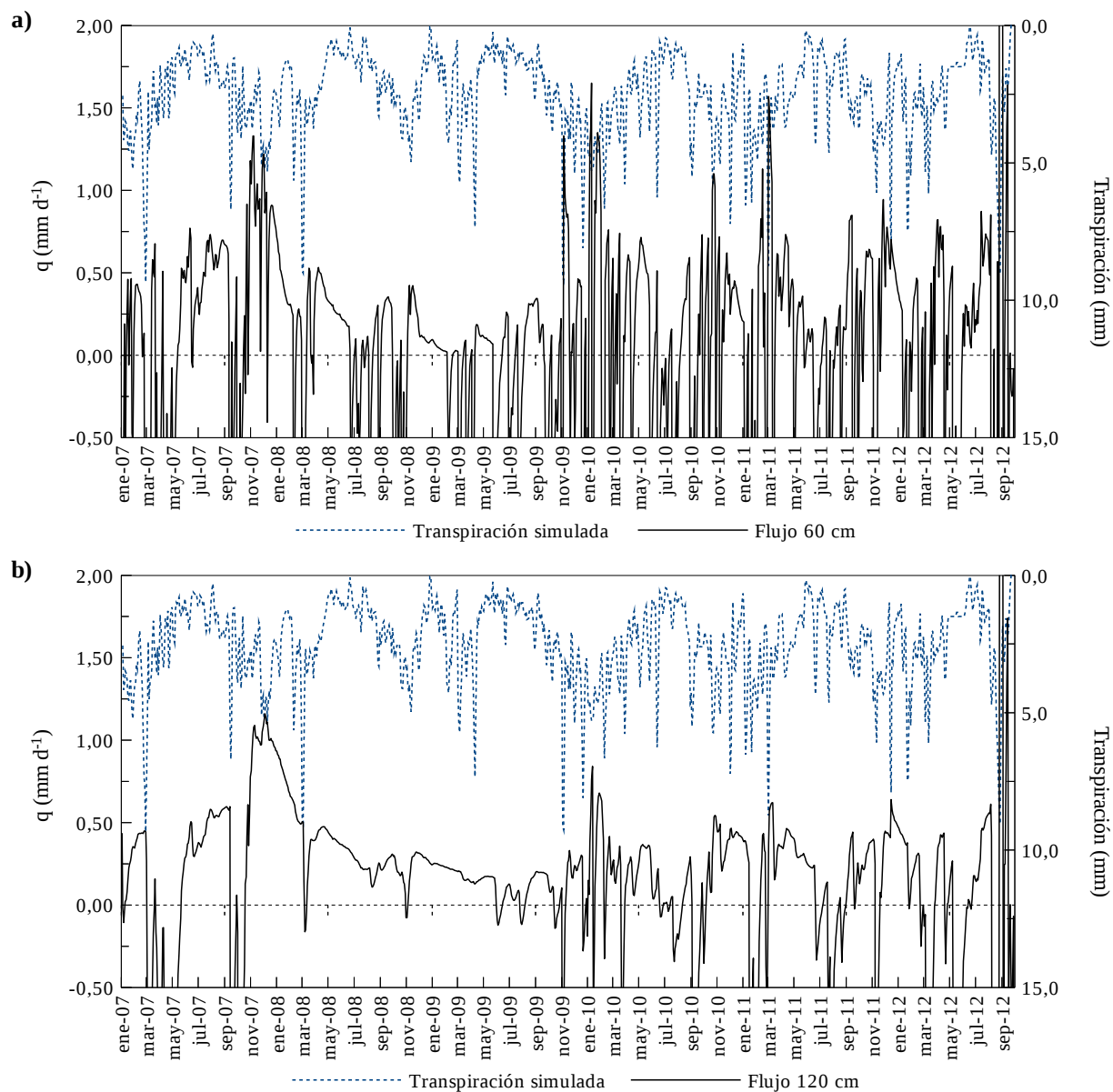


Fig. 4.15. a) Flujos verticales a 60 cm en relación a la media móvil central a cinco días de la transpiración simulada **b)** Ídem a) pero los flujos verticales corresponden a 120 cm.

Durante los periodos de mayor humedad la situación es diferente. Con el aumento del contenido de agua se produce un aumento en las conductividades hidráulicas y, por ende, también en los flujos. Ante los gradientes generados por la pérdida de humedad a partir de la

evapotranspiración, los flujos ascendentes son mayores. Hacia finales del periodo de estudio (agosto y septiembre de 2012), con la superficie freática cercana a 150 cm por debajo del terreno, el espacio poral a 120 cm se mantuvo muy cercano a la saturación (ver Capítulo 2 y Fig. 4.8c). De modo que en este caso, se promovió a partir de la transpiración, el flujo ascendente directamente desde el acuífero. A este fenómeno, se le suma la probable extracción de agua por parte de algunas de las raíces desde el propio acuífero o, en todo caso, desde la franja capilar que se desarrollaría por encima.

En el capítulo anterior se calcularon en base a la aplicación del anión bromuro las velocidades medias de flujo para el periodo que va desde noviembre de 2011 a septiembre de 2012. Las velocidades de flujo medias se calcularon siguiendo dos metodologías, la velocidad de avance del pico del trazador y la velocidad de desplazamiento del centro de masa de la distribución de concentraciones. En el primer caso, la velocidad de flujo media desde los 30 hasta los 120 cm, fue de 1,38 mm d⁻¹ mientras que en el segundo caso, el valor de flujo calculado desde los 37 cm a los 117 cm fue de 0,78 mm d⁻¹ (ver Tabla 3.1 y Tabla 3.3). Si se promedian los flujos obtenidos con la simulación, tanto ascendentes como descendentes, para el periodo que corresponde a cada cálculo, se obtienen valores de 1,04 mm d⁻¹ y 1,22 mm d⁻¹, respectivamente. La coherencia de los cálculos es evidente, máxime si se tienen en cuenta las bajas velocidades de flujo con las que se está trabajando. Esto contribuye a robustecer aun más el modelo numérico que se utilizó para representar el funcionamiento del sistema natural.

4.5. CONCLUSIONES

Se logró reproducir en forma satisfactoria las tensiones medidas, lo que implicó la calibración manual de los parámetros hidráulicos. La calibración de dichos parámetros se realizó con los datos de la primera mitad de la serie (tres años) y fue validada con la segunda mitad. En esta segunda mitad también se logró una apropiada respuesta de la simulación con respecto a los datos observados. Por otro lado, se obtuvo una buena concordancia entre las variaciones de almacenamiento simuladas y aquellas calculadas a partir de las mediciones con sonda de capacitancia.

Se discutió sobre la importancia de los flujos preferenciales debido a los macroporos que componen el suelo. Los flujos preferenciales permitirían la rápida llegada del agua a las partes más profundas del perfil, incluso hasta el acuífero, mucho más rápido de que lo haga el flujo a

través de la matriz del suelo compuesta por poros más pequeños. De modo que en futuras modelaciones debieran considerarse en los cálculos del modelo. No obstante, se concluye que se obtuvo una conceptualización satisfactoria de este sistema que reviste una complejidad elevada dado el número de capas que se utilizaron y la incorporación del proceso de transpiración por parte de las plantas.

Las funciones $K(h)$ obtenidas son conductividades hidráulicas que deben considerarse como conductividades hidráulicas equivalentes, que buscan representar el comportamiento hidrodinámico del dominio conformado por macroporosidad y del dominio de poros más pequeños que componen el resto de la matriz del suelo. El flujo por macroporosidad tiene una importancia preponderante durante la infiltración y se ve favorecido por la ocurrencia de precipitaciones intensas y las condiciones de anegamiento superficial.

Se logró reproducir en forma aceptable la evapotranspiración real que había sido calculada previamente mediante el método del plano de flujo cero. De esta manera se verificó que la transpiración de la vegetación es el proceso que más contribuye a la evapotranspiración, siendo la evaporación por sí sola, un proceso prácticamente despreciable. Lo dicho encuentra asidero en la cobertura vegetal permanente del suelo bajo estudio y la condición climática húmeda. La extracción de agua por parte de las plantas se concentra en la porción superior del perfil del suelo debido a la mayor abundancia de raíces en este tipo de ambiente. La transpiración es el mecanismo que promueve los flujos ascendentes de las partes más profundas del suelo debido a los gradientes que se generan al disminuir la humedad de los horizontes superiores.

SEGUNDA PARTE

Aplicación de tomografía eléctrica al estudio de la infiltración y el drenaje en el medio no saturado.

Capítulo 5.

TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

5.1. INTRODUCCIÓN

En la primera parte se caracterizó el funcionamiento hidrodinámico del suelo y la zona no saturada en base a la medición de diferentes variables en una parcela experimental. El análisis de dichos datos permitió además la cuantificación de las diferentes componentes del ciclo hidrológico. Con la interpretación de los resultados de un ensayo con bromuro como trazador se logró, a su vez, la cuantificación del flujo. Sin embargo, dado el carácter unidimensional de este análisis, no es posible contemplar las variaciones laterales que se producen en los flujos como consecuencia de las heterogeneidades del suelo. Estas heterogeneidades son capaces de facilitar el paso de agua hacia el acuífero, produciendo recargas difíciles de detectar y cuantificar mediante el uso de tensiómetros.

Es por eso que fue diseñado un ensayo de infiltración de larga duración, en un sector aledaño a dicha parcela experimental, para saturar el suelo y realizar el seguimiento de la infiltración y el drenaje haciendo uso de la tomografía eléctrica. La visualización en dos dimensiones que ofrece esta técnica geofísica fue aprovechada para estudiar la distribución de las heterogeneidades en el suelo y la zona no saturada y cómo pueden influir en la hidrodinámica de este medio. Por lo tanto, este capítulo se propone describir y cuantificar la infiltración y el drenaje atendiendo a las variaciones laterales que pudieran ocurrir como respuesta a las mencionadas heterogeneidades del suelo.

5.2. ANTECEDENTES

Los métodos eléctricos de prospección, también llamados geoelectrónicos, han sido ampliamente utilizados para estudiar la distribución de resistividades en el subsuelo desde los comienzos del siglo anterior. Después de terminada la primera guerra mundial, se produjo un importante desarrollo de estos métodos, liderado principalmente por los hermanos Schlumberger en Francia, que eran aplicados a la exploración hidrocarburífera. Pero el gran impulso les fue dado luego de que se sentaran las bases matemáticas de la propagación de las corrientes eléctricas en el subsuelo, tarea realizada principalmente por el ruso Sava Stefanescu y el francés Raymond Maillet (Orellana, 1982). Desde entonces, las aplicaciones han sido muchas y continúan hasta la actualidad. De hecho, es un método que se aplica rutinariamente en la exploración de aguas subterráneas.

En los últimos años, el desarrollo conjunto de la electrónica y la informática ha posibilitado la construcción de equipos más modernos capaces de lograr una rápida adquisición y posterior interpretación de los datos. Estos avances han dado lugar a lo que hoy en día se conoce como tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y que permite obtener imágenes de resistividad del subsuelo en dos y tres dimensiones, con una mínima o despreciable perturbación del medio. Estas características convierten a esta técnica en una herramienta sumamente propicia para estudiar suelos tan complejos como el que se aborda en este estudio.

Luego de los pioneros trabajos de Griffiths y Turnbull (1985) y Griffiths et al. (1990), puede citarse el de Andrews et al. (1995) como uno de los primeros en el estudio de la zona no saturada. A partir de allí, surgieron numerosas publicaciones tendientes a dilucidar diferentes aspectos sobre la aplicación de esta técnica al estudio de suelo y la zona no saturada. En tal sentido, Corwin y Lesch (2003) señalan su capacidad para la caracterización espacial de los suelos, particularmente en relación a la determinación de zonas de concentración de sales y su migración hacia el acuífero. En la misma línea, Besson et al. (2004) utilizaron tomografía eléctrica para el mapeo de las heterogeneidades estructurales del suelo producto de las actividades de labranza y cultivo. Samouëlian et al. (2003) analizaron la influencia de grietas y macroporosidad en suelos sobre las mediciones de resistividad. A la vez, estos estudios involucran no sólo la zona no saturada sino también su relación con los acuíferos más someros y el transporte de solutos y contaminantes hasta la zona saturada. Los trabajos de Kemna et al. (2002), Oldenborger et al. (2007) y Mitchel et al. (2011) son ejemplos de esto.

En algunos trabajos, el método ha sido utilizado en combinación con otras técnicas geofísicas, como el georadar (Garambois et al., 2002; Sandberg et al., 2002). Al respecto, cabe mencionar que esta técnica pierde capacidad de penetración al utilizarse sobre suelos con alto porcentaje de arcilla como el que se estudia aquí, lo que desalienta su aplicación (Annan, 2005).

Lo cierto es que el contenido de agua del suelo y la conductividad de la solución poral son las variables que más contribuyen a la conductividad global o aparente del suelo, particularmente cuando prevalecen condiciones de saturación, o cercanas a ella (Friedman, 2005). Este hecho respalda la utilización de los métodos geoeléctricos, especialmente la TRE, para estimar el contenido de agua en el suelo y la zona no saturada (Schwartz et al., 2008; Batlle-Aguilar et al., 2009; Srayeddin and Doussan, 2009). Además, al producir una sección de resistividad continua en dos dimensiones, esta herramienta es especialmente apropiada para evaluar las discontinuidades laterales dentro de los suelos, como es el caso de vertisoles expandibles y contraíbles estudiados por Amidu y Dunbar (2007), durante períodos de humedecimiento y desecación. También ha sido utilizada para el estudio de vías preferenciales de flujo (Oberdörster et al., 2010).

En lo que a esta región respecta, Weinzettel et al. (2009a) también utilizaron imágenes 2D de TRE para evaluar las heterogeneidades dentro de los horizontes petrocálcicos en la cuenca del arroyo Azul. Sin embargo, hasta el momento, existen escasos trabajos que consideren el comportamiento hidrológico en suelos altamente heterogéneos con presencia de horizontes cálcicos y petrocálcicos durante la infiltración y el drenaje. La comprensión de los procesos hidrológicos en este tipo de suelos es lo que se busca entender y cuantificar por medio de la tomografía eléctrica, haciendo hincapié en las vías preferenciales de flujo.

5.3. CONSIDERACIONES TEÓRICAS

MÉTODOS GEOELÉCTRICOS

El objetivo de los métodos eléctricos de superficie es conocer la distribución de la resistividad en el subsuelo. La ley fundamental en que se basan los relevamientos geoeléctricos es la ley de Ohm. Básicamente, consisten en inyectar una corriente eléctrica en el terreno y medir la diferencia de potencial resultante, para luego calcular la resistividad. La resistividad eléctrica ρ del suelo es una medida de su capacidad para limitar el paso de la corriente eléctrica. Para un cuerpo cilíndrico se define la resistividad como:

$$\rho = \mathfrak{R} \frac{A}{l} \quad (5.1)$$

donde \mathfrak{R} es la resistencia eléctrica expresada en Ohm, l es la longitud del cilindro en metros (m) y A su área transversal en metros cuadrados (m²). A su vez, la resistencia eléctrica \mathfrak{R} se calcula mediante la ley de Ohm: $\mathfrak{R} = V/I$, siendo V el voltaje medido e I la corriente inyectada en el suelo.

Sin embargo, el terreno no es un cuerpo cilíndrico sino un semiespacio continuo donde las líneas de corriente se propagan en forma radial desde una fuente puntual de corriente, siendo las superficies equipotenciales semiesferas de radio r perpendiculares a ellas (Fig. 5.1).

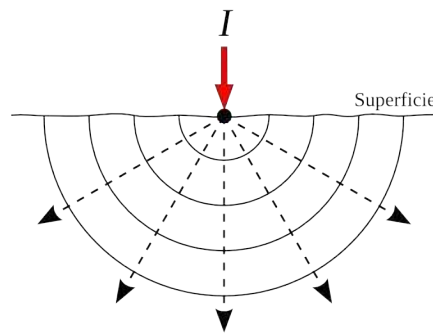


Fig. 5.1. Propagación de una corriente I inyectada en el terreno. Se marcan las superficies equipotenciales perpendiculares a las líneas de corriente.

De esta manera, el potencial eléctrico a lo largo de cualquiera de estas superficies viene dado por:

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (5.2)$$

La inyección de corriente en el terreno y la medición del potencial eléctrico resultante se logra introduciendo cuatro electrodos metálicos en el suelo. Dos son utilizados para inyectar un pulso eléctrico y son denominados electrodos de corriente o electrodos A y B. Por su parte, la medición del potencial eléctrico se realiza en los dos restantes, llamados electrodos de potencial o M y N. Entonces, reordenando los términos de la Ec. (5.2), se tiene que la resistividad es:

$$\rho = \left[\frac{2\pi}{(1/AM) - (1/BM) - (1/AN) + (1/BN)} \right] \frac{\Delta V}{I} = K \frac{\Delta V}{I} \quad (5.3)$$

donde ΔV es la diferencia de potencial eléctrico medido entre los electrodos M y N, mientras que AM, BM, AN y BN son distancias geométricas entre los electrodos mencionados. La constante K , también denominada factor geométrico, depende de cómo estén distribuidos los distintos electrodos. La manera en que éstos son acomodados recibe el nombre de configuración

o dispositivo electródico (Telford et al., 1990).

Una característica del método geoelectrico es que al aumentar la distancia interelectródica se incrementa también la capacidad de penetrar en el medio y así se obtiene información de los sectores más profundos. Ahora bien, si el semiespacio bajo estudio (terreno) fuera homogéneo en cuanto a su resistividad, el valor de esta propiedad física obtenida por este método sería constante e independiente de la separación entre electrodos. Como esta situación no acontece en la naturaleza, dado que la resistividad varía en profundidad debido a los distintos materiales que se presentan en el subsuelo, lo que se adquiere en cada medición es una resistividad aparente ρ_a . Esta es una resistividad ficticia que se obtiene tras aplicar la ecuación para un medio homogéneo a uno que no lo es (Orellana, 1982), y que de algún modo integra las diferentes resistividades y espesores respectivos de las diferentes capas que son afectadas por el campo eléctrico generado para este fin. Para poder conocer el valor de la resistividad real de cada capa, el conjunto de las resistividades aparentes debe ser sometido a un modelado matemático.

Existen numerosos dispositivos electródicos, también conocidos como arreglos, cada uno con sus ventajas y desventajas dependiendo del objetivo del estudio. La Fig. 5.2 representa de forma esquemática la disposición de los electrodos para tres de los dispositivos más comúnmente utilizados, Wenner, Schlumberger y dipolo – dipolo. Los dos primeros poseen una mayor sensibilidad a detectar los cambios verticales en la resistividad, siendo más apropiados para estudiar estructuras horizontales. En cambio, dipolo – dipolo es más sensible a los cambios horizontales, permitiendo detectar con mayor facilidad la presencia de estructuras verticales (Dahlin y Zhou, 2004; Samouëlian et al., 2005).

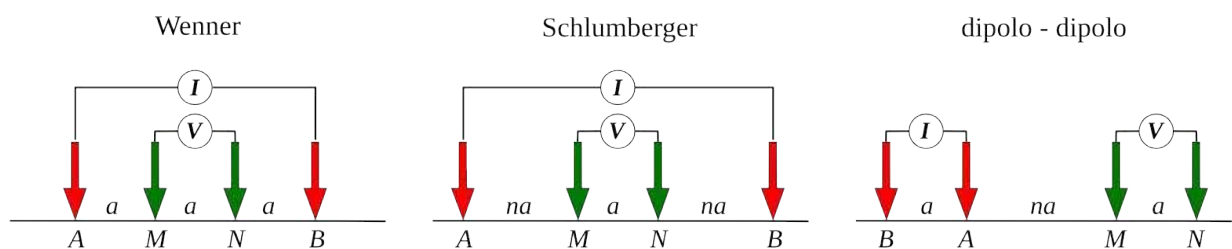


Fig. 5.2. Disposición de los electrodos de corriente y potencial en los arreglos Wenner, Schlumberger y dipolo – dipolo. Se muestran las distancias entre electrodos que caracterizan cada arreglo.

Como fue ya señalado, aumentar la separación entre electrodos produce un incremento en la profundidad de estudio. En Wenner, dicha separación se realiza de manera que la distancia entre todos los electrodos sea siempre la misma (a en la Fig. 5.2). En Schlumberger, en cambio, la distancia AM y NB aumenta con respecto a MN, pero manteniendo una relación de n veces la

distancia a , donde n es un número entero. En dipolo – dipolo, la distancia entre los pares dipolares aumenta también con la relación na .

TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

Lo comentado hasta aquí se relaciona con relevamientos 1D, más comúnmente conocidos como sondeos eléctricos verticales (SEV). En estos, las distancias entre electrodos se van incrementando sucesivamente para lograr cada vez una mayor profundidad de penetración. De esa manera es posible obtener las resistividades bajo el punto central del arreglo. Sin embargo, este método tiene una gran limitación y es que no es capaz de discernir variaciones laterales en la resistividad.

La tomografía de resistividad eléctrica (TRE) es una modificación del método anterior, que se rige por el mismo principio físico, y que logra tener en cuenta la distribución lateral de las resistividades otorgando una visión en dos y/o tres dimensiones del subsuelo. El relevamiento se logra colocando numerosos electrodos contiguos que son conectados por cables multifilamento a un equipo capaz de seleccionar automáticamente dos pares de electrodos en cada medición. Una vez que la medición ha sido realizada, según se comentó en el apartado anterior, el equipo elige otros dos pares de electrodos para realizar la siguiente medición. Hay diferentes esquemas para la adquisición de datos. Un ejemplo, para el arreglo Wenner es el que se muestra a continuación en la Fig. 5.3. La figura corresponde a una secuencia de mediciones sintética realizada con el programa de administración del resistivímetro utilizado en este estudio. Se muestra cómo sería el orden de las mediciones para un arreglo Wenner de 28 electrodos. Además, se han resaltado tres de estas mediciones con la respectiva posición de los electrodos que les dieron origen. Se indica también la profundidad de investigación estimada a la que corresponde cada punto, expresada en función del espaciamiento entre electrodos.

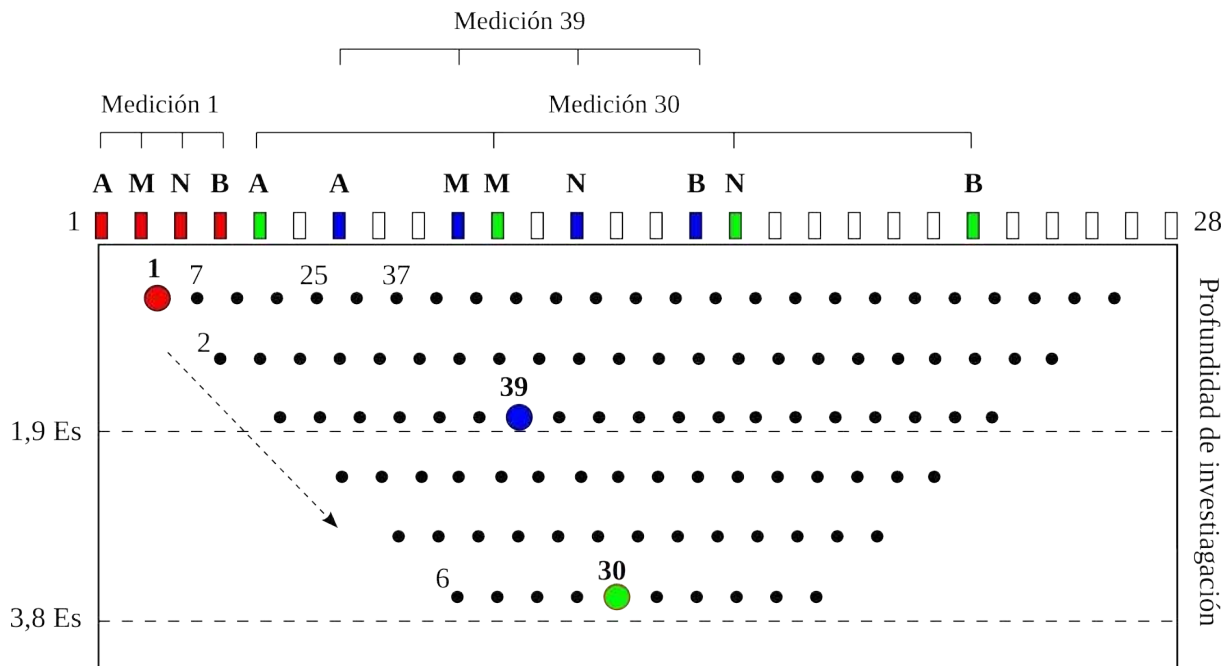


Fig. 5.3. Ejemplo de una secuencia de medición generada por el programa de administración del resistímetro utilizado. Corresponde a un arreglo Wenner con 28 electrodos. La flecha de líneas punteadas indica la dirección de avance de las mediciones. Se resaltan tres mediciones con los respectivos electrodos de potencial y de corriente que les dieron origen. Es: espaciamiento entre electrodos.

Cada punto en la figura representa un dato de resistividad aparente que luego de realizar una interpolación entre ellos se obtiene una pseudo-sección o sección de resistividad aparente, la que sólo posibilita realizar análisis e interpretaciones de tipo cualitativo. Una visualización cuantitativa requiere de un proceso de inversión que convierta dichas resistividades aparentes en reales, además de asignarle a cada una de ellas la profundidad que se supone verdadera.

El objetivo de un proceso de inversión en general, es encontrar una función que pueda reproducir las observaciones o mediciones de una determinada propiedad (Oldenburg y Li, 1994). En este contexto, un *modelo* consiste en un conjunto de relaciones que representan una abstracción matemática particular acerca de un proceso o fenómeno observado. Estas relaciones o ecuaciones dependen de un número de *parámetros del modelo* los cuales se busca estimar a partir de los datos medidos o disponibles. La *respuesta del modelo* es el conjunto de datos sintéticos, calculados a partir de las relaciones matemáticas que definen el modelo, para un dado conjunto de parámetros. Es decir, que el propósito de la inversión es obtener una estimación de los parámetros del modelo a partir del ajuste de la respuesta del modelo (datos sintéticos) a los datos medidos (Lines y Treitel, 1984).

Para el caso particular de la TRE, las mediciones de resistividad aparente son el conjunto de datos que se obtienen con un relevamiento de campo y que el proceso de inversión intenta reproducir. Para ello, construye un modelo compuesto de un cierto número de parámetros, en este caso, las resistividades reales. Y luego calcula para ese modelo, la respuesta del mismo, es decir, un conjunto de resistividades aparentes sintéticas que son comparadas con las medidas en campo.

Matemáticamente, el conjunto de datos medidos de resistividad aparente del subsuelo está representado por el vector \mathbf{d}_{obs} :

$$\mathbf{d}_{\text{obs}} = (d_1, d_2, \dots, d_n) \quad (5.4)$$

El vector de datos calculados (\mathbf{d}), i.e., la respuesta del modelo, es una función de los parámetros del modelo (\mathbf{m}). Es decir que

$$\mathbf{d} = g(\mathbf{m}) \quad (5.5)$$

En este caso, los parámetros del modelo

$$\mathbf{m} = (m_1, m_2, \dots, m_n) \quad (5.6)$$

son las resistividades verdaderas que conforman el modelo. De modo que $\mathbf{d}_{\text{obs}} - g(\mathbf{m})$ es la diferencia entre los datos de resistividad aparente medidos y los calculados a partir de un modelo supuesto. Existen diversos métodos para disminuir la diferencia entre ambos vectores. Uno muy utilizado se denomina método de inversión suavizado y la función objetivo que busca minimizar es

$$\mathbf{S}(\mathbf{m}) = (\mathbf{d}_{\text{obs}} - g(\mathbf{m}))^T \mathbf{W}_d (\mathbf{d}_{\text{obs}} - g(\mathbf{m})) + \alpha \cdot \mathbf{m}^T \mathbf{R} \mathbf{m} \quad (5.7)$$

\mathbf{W}_d es una matriz de ponderación que surge de suponer que el ruido de los datos es una variable aleatoria de distribución gaussiana, con una media igual a cero (Ellis y Oldenburg, 1994). Luego, α es el multiplicador de Lagrange, que determina la rugosidad del modelo en cada paso del proceso de inversión y \mathbf{R} es el operador de rugosidad, entendiendo rugosidad como el cuadrado de los cambios espaciales en los valores del modelo de resistividad.

Todo el proceso se realiza en forma iterativa, es decir, que se parte de un modelo inicial \mathbf{m}_0 , con cuya respuesta luego de aplicado el método de inversión, se calcula un valor de la función objetivo. El paso siguiente es modificar el modelo con un vector de cambio de parámetros $\Delta \mathbf{m}$ para disminuir el valor de dicha función. El proceso finaliza cuando se satisface algún criterio. Uno de los criterios más usados es cuando la diferencia cuadrática media entre \mathbf{d}_{obs} y $g(\mathbf{m})$ alcanza un valor impuesto por el usuario. Como resultado de este proceso de inversión se obtiene

el modelo más suavizado posible cuya respuesta se ajusta a los datos de un test estadístico Chi cuadrado *a priori*. (Advanced Geosciences Inc., 2005).

Con la utilización del método descrito se obtienen resultados aceptables si el cambio en las resistividades en el subsuelo es gradual. Para casos en que este requisito no se satisface, conviene utilizar el método robusto (en la literatura anglosajona también se lo conoce como *blocky method*, Loke, 2004). Es un método de optimización basado en la norma l_1 y existen diversas maneras de implementar esta norma. Como ejemplo se citan las propuestas de Wolke y Schwetlick (1988) y Farquharson y Oldenburg (1998). Ambas comparten el hecho de que la medida del desajuste de los datos y de la rugosidad del modelo son usados en la solución del problema inverso. Según los últimos autores, los modelos resultantes luego de la utilización de este método son poco sensibles a posibles datos atípicos (*outliers*).

RESISTIVIDAD DE LOS SUELOS

La resistividad es una propiedad intrínseca de los materiales que depende del contenido de agua y sales, de la temperatura y de la composición y arreglo de las partículas del suelo. Se han propuesto numerosos modelos analíticos que relacionan estas variables, entre los cuales se destacan el de Rhoades et al. (1976), por ser muy utilizado en la ciencia del suelo:

$$\sigma_a = \sigma_s + \tau \theta \sigma_w \quad (5.8)$$

donde σ_a es la conductividad global o aparente del suelo, σ_w es la conductividad de la solución del suelo, σ_s es la conductividad de la fase sólida debida principalmente a los cationes intercambiables adsorbidos sobre la superficie de las arcillas y τ es un coeficiente de transmisión, relacionado a la tortuosidad y que depende de la humedad. Conceptualmente, la Ec. (5.8) representa dos conductores eléctricos actuando en paralelo. Originalmente, este modelo fue desarrollado para el estudio de suelos salinos y fue comprobado utilizando soluciones porales con elevadas conductividades, desde los 2,5 a 56 dS m⁻¹. Sin embargo, otros autores (Nadler y Frenkel, 1980; Shainberg et al., 1980) señalaron que la relación entre σ_a y σ_w , con contenidos de agua constantes, deja de ser lineal en el caso de que la conductividad de dichas soluciones se encuentre por debajo de los 2 dS m⁻¹.

Al respecto, se han propuesto modelos alternativos tratando de extender el rango de aplicabilidad a suelos menos salinos. Se hace referencia aquí al de Rhoades et al. (1989a), que se basó en una propuesta anterior de Sauer et al. (1955). El mismo constituye no sólo una

generalización del modelo a otras condiciones de salinidad, si no que avanza en la conceptualización de la conducción de la corriente eléctrica en los suelos. En este sentido, proponen un modelo que está representado por tres componentes actuando en paralelo, contemplando además, la conductividad del agua móvil y la del agua inmóvil por separado. Si bien Rhoades et al. (1989b) brindan relaciones entre las variables con el objeto de disminuir el número de parámetros a determinar, no resulta un modelo de aplicación sencilla.

Otro modelo sumamente difundido es el modelo de Archie (Archie, 1942; Winsauer et al., 1952), que ha servido de base a varios modelos alternativos. A pesar de haber sido formulado muchos años atrás, es todavía ampliamente usado en estudios que tienen en cuenta las propiedades eléctricas de las rocas y los suelos. Una de las variantes surgidas a partir de la ley de Archie, es el modelo de Shah y Singh (2005), el cual es una alternativa atractiva debido a su simplicidad y al reducido número de parámetros que utiliza. La ecuación original de Archie-Winsauer es

$$F = \frac{\sigma_w}{\sigma_a} = a \varphi^{-m} \quad (5.9)$$

donde el factor de formación F se define como la relación entre la conductividad de la solución del suelo y la conductividad global o aparente, mientras que a y m son constantes empíricas y φ es la porosidad. La ecuación anterior puede ser modificada para extender su validez a medios no saturados (Frohlich and Parke, 1989), de esta forma:

$$F = a \varphi^{-m} S_w^{-n} \quad (5.10)$$

donde S_w es el índice de saturación y n es el exponente de saturación. Dado que $S_w = \theta / \varphi$, siendo θ la humedad volumétrica, Shah and Singh (2005), reacomodaron la Ec. (5.9) para obtener para obtener

$$\frac{1}{F} = \frac{1}{a} \varphi^{(m-n)} \theta^n \quad (5.11)$$

Sucede que m y n usualmente adoptan valores similares (Rinaldi y Cuestas, 2002), Shah y Singh (2005) argumentan que el efecto de la porosidad puede ser despreciado y la ley generalizada de Archie se reduce a

$$\frac{\sigma_a}{\sigma_w} = \frac{1}{F} = c \theta^n \quad (5.12)$$

En esta ecuación, el término c reemplaza a $1/a$ en la Ec. (5.8). Algunos modelos, además de los ya mencionados, han considerado el efecto de la conducción en la superficie de los sólidos

como un término aditivo (Patnode y Wyllie, 1950; Urish, 1981; Frolich y Parke, 1989), pero la Ec. (5.12) carece de dicho término. Al respecto, Shah y Singh (2005) sostienen que los efectos que pudieran deberse a este fenómeno de conducción superficial, quedan incluidos en las constantes c y n y no deberían considerarse en forma aislada. Entonces, sólo dos parámetros empíricos (c y n) son requeridos para su utilización y pueden ser obtenidos por regresión lineal en un gráfico $1/F$ vs θ . Shah and Singh (2005) verificaron la validez de su modelo con datos experimentales hallando ajustes satisfactorios, incluso para soluciones del suelo de baja conductividad.

Como se advierte, en las Ec. (5.9) a (5.12) se ha utilizado el término *conductividad* en lugar de su inversa, la *resistividad*. Esto se debe a que se prefiere el término *conductividad* al hablar de la capacidad de la solución del suelo de conducir la corriente eléctrica en relación al mayor o menor contenido salino. Además, en la ciencia del suelo, la salinidad del mismo, es evaluada en términos de conductividad. Sin embargo, en lo que respecta a los estudios geoelectrónicos el término de uso corriente es la *resistividad*. Por lo tanto, a lo largo de este trabajo se utilizarán ambos términos, en el contexto que se acaba de explicitar.

5.4. METODOLOGÍA

5.4.1. Ensayos preliminares de campo

Los primeros ensayos de campo tuvieron como objetivo la puesta a punta del método. Se pretendía tener conocimiento acerca de cuál era el arreglo y el espaciamiento más adecuados que permitieran discernir no sólo los diferentes horizontes sino también las discontinuidades laterales que pudieran existir dentro de cada uno de ellos. Dicha tarea implicó la realización de numerosas tomografías, cercanas a la parcela experimental. En la Fig. 5.4 se muestra la ubicación de las transectas.

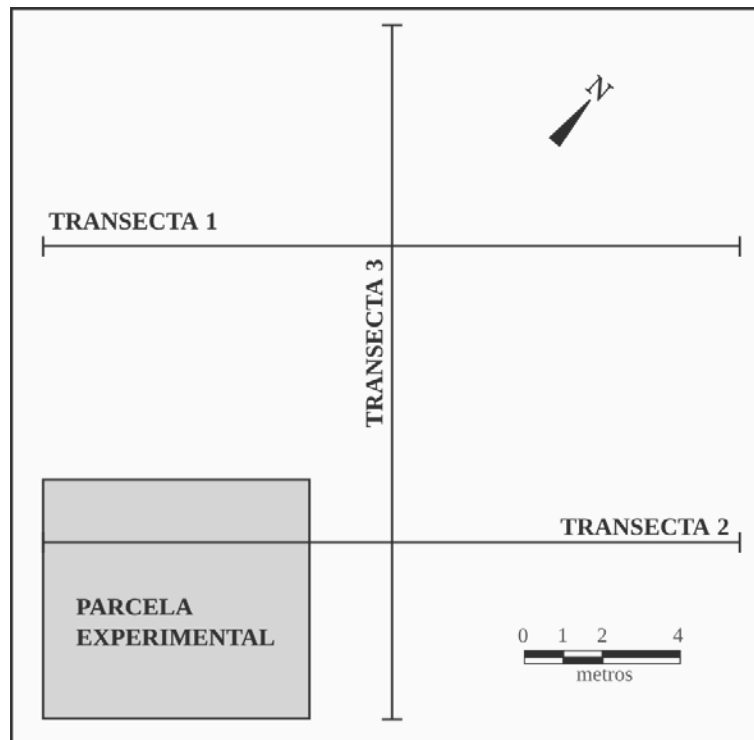


Fig. 5.4. Ubicación de las transectas estudiadas con tomografía eléctrica en relación a la parcela experimental.

Las mediciones de resistividad efectuadas sobre las transectas, se realizaron empleando un tomógrafo AGI, modelo SuperSting R1/IP. El mismo cuenta con 56 electrodos pasivos que son conectados por cuatro secciones de un cable multifilamento. La condición de pasivos sólo permite la emisión de corriente y medición del potencial eléctrico (Fig. 5.5). Los archivos de comando, que controlan la secuencia de mediciones que realizará el equipo de acuerdo al arreglo utilizado, fueron generados mediante el *software* de administración del equipo y luego cargados al equipo.

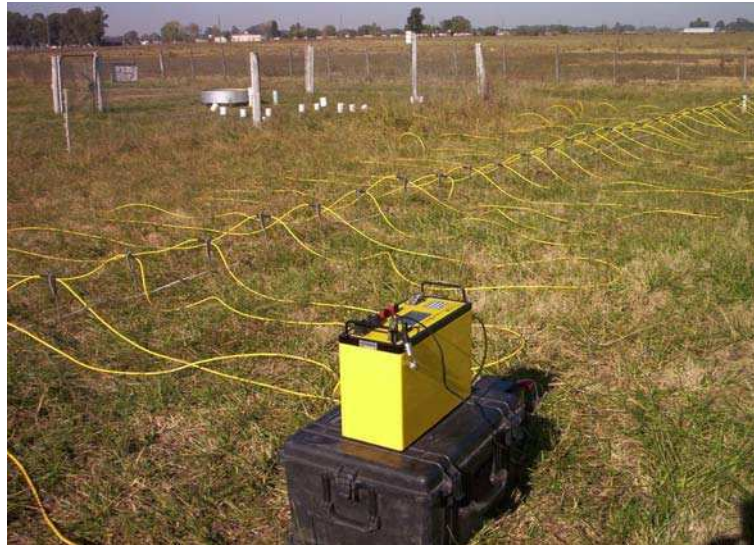


Fig. 5.5. Resistivímetro utilizado durante las mediciones de campo. Se observa la ubicación de la parcela experimental para el control de la humedad y otras variables hidrológicas.

Cada arreglo posee un número determinado de mediciones, llamados cuadripolos, que depende de las máximas separaciones entre pares de electrodos que se le permitan, según se indicaba en la Fig. 5.2, mostrada anteriormente. La Tabla 5.1 resume las configuraciones utilizadas en cada caso. Se consignan además los tiempos que insumió cada arreglo en completar el relevamiento, lo que está influenciado por el tiempo de inyección de corriente eléctrica. En este caso, el mismo fue establecido en 1,2 s.

Tabla 5.1. Duración y número de cuadripolos para las configuraciones de Schlumberger, Wenner y dipolo – dipolo, para determinadas separaciones entre electrodos

Arreglo	Caudripolos	a_{MAX}	n_{MAX}	Duración
				min
Dipolo – dipolo	762	6	8	85
Schlumberger	495	11	3	77
Wenner	488	15		76

Finalizada la primera parte de las tareas preliminares, se procedió a probar diferentes espaciamientos entre electrodos, esta vez manteniendo siempre una misma configuración. En este caso se utilizó dipolo – dipolo como arreglo fijo por ser el que indicaba más claramente las discontinuidades laterales de cada horizonte (Weinzettel et al., 2009). Las distancias evaluadas fueron 15, 30 y 50 cm.

Con el objetivo de parametrizar las mediciones realizadas desde superficie, se procedió a tomar mediciones de resistividad en una cava cercana a la zona de estudio, en la que quedaban

expuestos los horizontes de un suelo de similares características al estudiado aquí. Las imágenes que ilustran estas mediciones se encuentran en la Fig. 5.6.

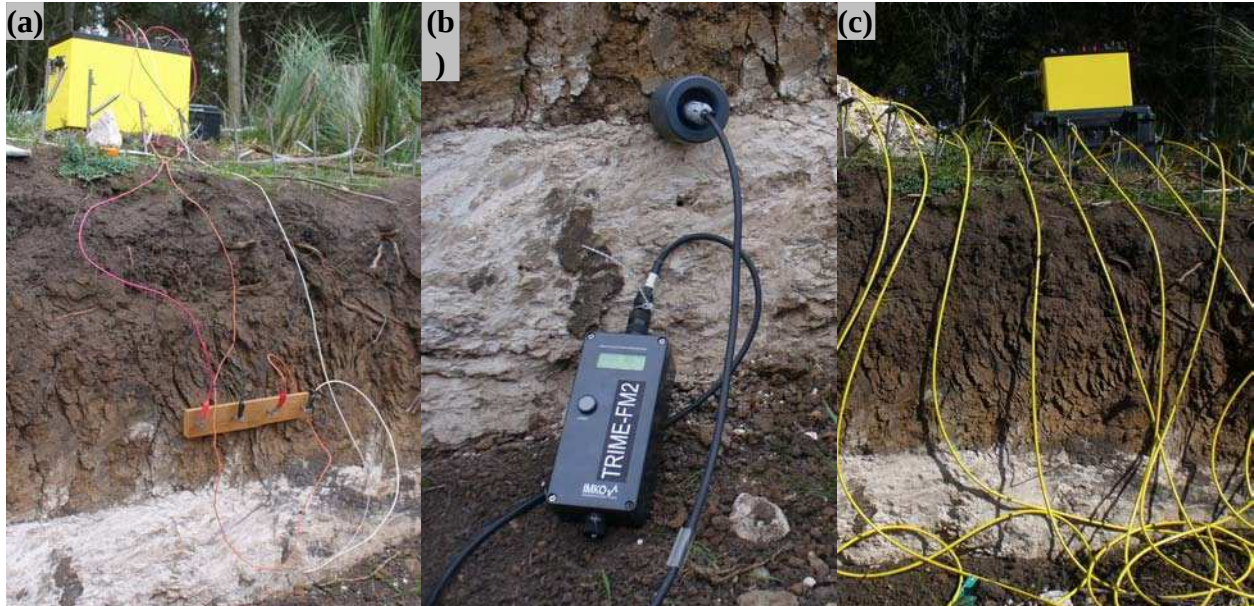


Fig. 5.6. Parametrización de los datos de resistividad medidos en superficie en una cava cercana a la parcela experimental con exposición de un suelo Argiudol. **a)** Mediciones puntuales de resistividad con el arreglo Wenner; **b)** mediciones de humedad con sonda TDR; **c)** mediciones con tomografía.

Las mediciones consistieron en obtener datos de resistividad de cada horizonte, las que pueden considerarse como valores cercanos a la resistividad real. Se utilizó a tal efecto un arreglo Wenner con espaciamientos de 5 y 10 cm (Fig. 5.6a), las que estuvieron acompañadas por sus respectivas estimaciones de humedad con sondas TDR (Fig. 5.6b). Y finalmente, se realizó una tomografía en el mismo lugar (Fig. 5.6c), cuya inversión fue ajustada con los datos puntuales de resistividad.

Con igual finalidad, se aprovechó un fragmento de horizonte Ckm extraído de dicha cava, para realizarle mediciones de resistividad en laboratorio, variando el contenido de humedad de la misma (Fig. 5.7). En este caso, también se utilizó el arreglo Wenner.

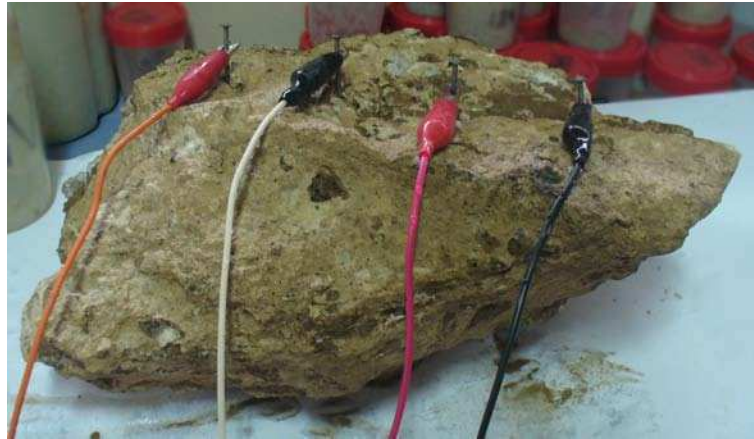


Fig. 5.7. Mediciones de resistividad en un fragmento del horizonte Ckm, variando el contenido de humedad.

El objetivo de esta simple experiencia era conocer qué resistividades era capaz de adquirir este material ante diferentes contenidos de agua. La extrema dureza y tenacidad de dicha muestra impidieron la medición de humedad con TDR.

Finalmente, se realizaron mediciones luego de algunos eventos de precipitación, para analizar la respuesta del equipo frente a cambios más importante del contenido de humedad en el suelo, las que fueron aprovechadas para probar la técnica de *roll along* (Fig. 5.8).

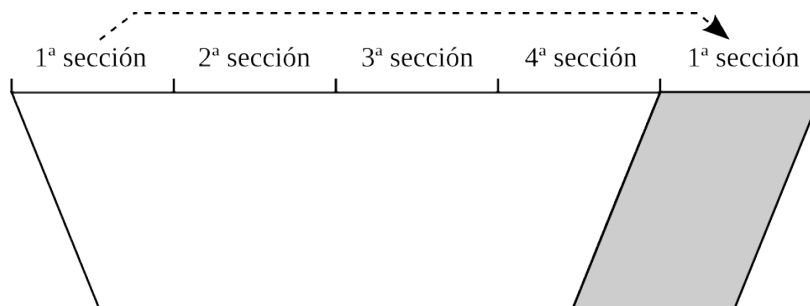


Fig. 5.8. Relevamiento de tipo *roll along*. La zona en gris representa la porción de subsuelo que es investigada al trasladar los electrodos de la primera sección de cables al final de la línea.

Este tipo de relevamiento consiste en trasladar los 14 electrodos que integran la primera sección al final de la línea, y continuar las mediciones. Esta operación puede repetirse indefinidamente hasta alcanzar la longitud deseada. Tiene la particularidad que no quedan zonas sin información en el subsuelo. En el esquema de la Fig. 5.8, la zona en gris representa los nuevos datos adquiridos luego de colocar la primera sección al final de la línea.

5.4.2. Ensayos de infiltracin y drenaje

Para estudiar el flujo en el suelo y la zona no saturada, durante la infiltracin y el drenaje, se efectu un experimento de campo de larga duracin, en el invierno de 2009. Se eligi la transecta 1 (Fig. 5.4) para realizar dicho estudio, la cual fue instrumentada para tener control de las variables que controlan el flujo, segn se detalla en la Fig. 5.9.

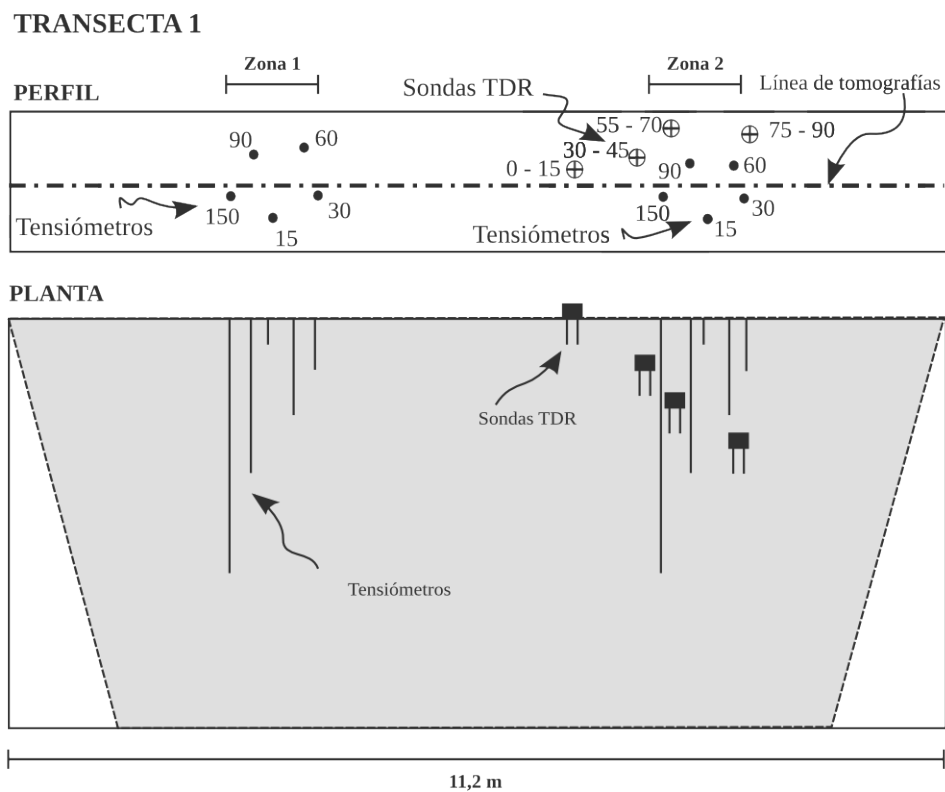


Fig. 5.9. Esquema en planta y perfil de la instrumentación en la transecta 1 para el control de la humedad (sondas TDR) y la tensiometría durante el desarrollo de un ensayo de infiltración. La sonda TDR superficial (0 – 15) es móvil. El sombreado en la vista en perfil indica en forma aproximada el área de cobertura de la tomografía

La transecta tuvo un largo de 11,2 m y fue instrumentada con tensiómetros para la medición del potencial hidráulico total y sondas TDR para la medición de la humedad volumétrica. Los tensiómetros se distribuyeron en dos lugares sobre la transecta. La zona 1 a aproximadamente 3,5 m desde el origen de la transecta y la zona 2 a 8 m desde el mismo origen. Las sondas TDR estuvieron ubicadas solamente en la zona 2. En cada zona, se instalaron cinco tensiómetros a las profundidades de 15, 30, 60, 90 y 150 cm. Por su parte, las sondas TDR abarcaban los siguientes intervalos de profundidad: 0 – 15, 30 – 45, 55 – 70 y 75 – 90 cm. Si bien las profundidades de estas sondas no coinciden exactamente con las de los tensiómetros, la posición de estos queda comprendida en aquellos rangos de profundidad, por lo que se

consideran válidas las relaciones entre humedad y potencial hidráulico total.

Dado que sobre esta transecta se aplicaría riego para simular el efecto de las precipitaciones, se construyó un borde de 20 cm de altura para retener los excesos de agua que pudieran perderse por escorrentía superficial. Los electrodos para las mediciones de resistividad se colocaron en el centro de la transecta de modo de evitar o disminuir los posibles efectos de borde. Se buscaba disminuir al máximo la perturbación del suelo por lo que se utilizaron electrodos de acero inoxidable de sólo 5 mm de diámetro, hincados unos 5 cm en el suelo. Estos permanecieron instalados durante toda la medición del ensayo con el objetivo de minimizar los errores debidos al posicionamiento (Oldenborger et al., 2007). Los 56 electrodos se dispusieron a una distancia de 20 cm, cubriendo el largo total de la transecta (Fig. 5.10).



Fig. 5.10. Detalle de los electrodos utilizados para las mediciones de resistividad. La separación entre ellos es de 20 cm. Se observan dos tensiómetros de 15 cm de profundidad.

Este espaciamiento fue elegido ya que proporcionaba mayor penetración que la tomografía con espaciamiento de 15 cm, con una mejora en la resolución respecto del espaciamiento de 30 cm (Weinzettel et al., 2009). Con esta separación se logró una profundidad de investigación de 2,4 m aproximadamente (Fig. 5.9). Al momento de realizarse el ensayo, el nivel freático se encontraba a 5,42 m por debajo de la superficie con lo que se descartó cualquier efecto que pudiera deberse a la presencia de la franja capilar (Fig. 2.22).

El arreglo utilizado a lo largo de todo el relevamiento fue dipolo – dipolo ya que posee mayor sensibilidad a las estructuras verticales, las cuales se buscaba detectar ya que podrían convertirse en vías preferenciales de flujo hacia el acuífero. A pesar de que el arreglo dipolo – dipolo tiene una baja relación señal – ruido (Dahlin and Zhou, 2004), las condiciones de saturación o cercanas a la saturación que prevalecieron durante todo el ensayo mejoraron el contacto entre el suelo y los electrodos, una de las principales fuentes de error (Slater et al.,

2000). En efecto, muy pocos datos ruidosos fueron descartados previo al proceso de inversin.

Antes de comenzar el riego se realiz una primera tomografa para conocer la distribucin inicial de resistividades. El agua de riego bombeada desde el pozo de 30 m situado en la parcela experimental (Fig 2.4) fue esparcida sobre la transecta con un caudal de aproximadamente $3,6 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. La misma posea una conductividad elctrica de $870 \mu\text{S cm}^{-1}$. En la Fig. 5.11 se muestra una fotografia del ensayo de campo, con los sectores instrumentados segn fuera detallado en los prrafos anteriores.



Fig. 5.11. Aplicacin del riego sobre la transecta destinada al ensayo de infiltracin y drenaje.

El riego se aplic a manera de pulsos. Durante el mismo, y debido a las bajas conductividades hidrulicas que caracterizan estos suelos, la capacidad de infiltracin fue excedida en numerosas ocasiones. En esos momentos, el riego se detena y se esperaba a la desaparicin del agua de la superficie. Tambin se aprovechaban esos intervalos para la medicin con tomografa elctrica, esperando el descenso del encharcamiento, para monitorear el avance del frente de infiltracin. En la Fig. 5.12 se muestran volmenes regados sobre la transecta en funcin del tiempo (expresados como altura equivalente) y los momentos en que se realizaron las tomografas.

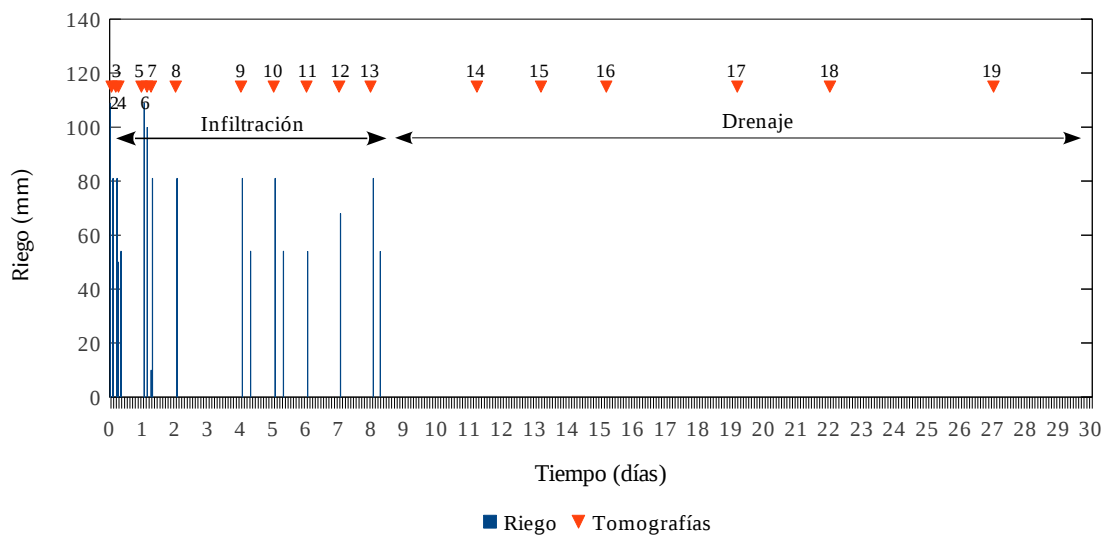


Fig. 5.12. Pulsos de riego en milímetros sobre la transecta expresados como altura equivalente y las correspondientes mediciones con tomografía eléctrica. No se ha incluido en el gráfico la primer tomografía realizada antes del comienzo del ensayo.

En total, durante la etapa de infiltración se realizaron doce tomografías mientras que durante el drenaje se agregaron otras seis. Un mayor número de mediciones de resistividad se concentraron en los inicios del ensayo ya que es allí donde los cambios son más rápidos. Luego, las tomografías fueran espaciándose cada vez más en el tiempo. Al finalizar la etapa de infiltración, que duró ocho días, se acumularon alrededor de 1200 mm. El seguimiento del drenaje continuó durante 20 días más con lo que la duración total del ensayo fue de un mes. Durante las mediciones del drenaje se registró una pequeña precipitación de 5,2 mm, cuyos efectos fueron registrados por la tensiometría pero que no afectaron los cálculos posteriores.

Dado que la temperatura es una variable que puede tener un efecto importante sobre la resistividad, se midió la temperatura superficial del suelo a lo largo de todo el relevamiento y en diferentes puntos de la transecta. Estos valores fueron utilizados para calcular variaciones teóricas de la temperatura del suelo con la profundidad, asumiendo que la misma oscila alrededor de un valor promedio siguiendo una función sinusoidal. La ecuación siguiente describe el fenómeno (Hillel, 1998):

$$T(z, t) = T_{AVE} + A_0 [\text{sen}(\omega t - z/d)] \exp(-z/d) \quad (5.13)$$

En este caso, T_{AVE} es la temperatura media de la superficie del suelo, A_0 es la amplitud de la temperatura superficial, z es la profundidad de interés y ω es la frecuencia radial. La constante d se denomina profundidad de amortiguamiento y se relaciona con las propiedades

térmicas del suelo:

$$d=(D_T/\omega)^{1/2} \tag{5.14}$$

La estimación de la difusividad térmica (D_T) requiere del cálculo de la conductividad térmica (λ) y de la capacidad calórica volumétrica (C). La conductividad térmica fue calculada según una función empírica desarrollada por Campbell (1985) la cual sólo necesita datos que suelen estar disponibles, tales como, textura y proporciones relativas de cuarzo, arcillas, otros minerales y agua (Tabla 5.2).

Tabla 5.2. Textura y mineralogía del suelo. Ar: arena. L: limo. A: arcilla. Qz: cuarzo. F: feldespatos. VV: vidrio volcánico. Cal: Calcita. MP: minerales pesados. Ill: illita. IE: interestratificado illita – esmectica. Mont: montmorillonita. Se incluyen datos de densidad aparente (δ_B) y porosidad (φ)

Prof.	Textura			Mineralogía *									δ_B	φ
				Qz			F+VV+Cal+MP			Ill+IE+Mont				
	Ar	L	A	Ar	L	A	Ar	L	A	Ar	L	A		
cm	—	%	—	—			%			—			g cm ⁻³	m ³ m ⁻³
20	33,8	34,2	32,0	30,0	33,3	20,0	70,0	40,0	47,0	-	0,3	0,3	1,276	0,518
30	17,2	28,9	54,0	30,0	35,7	25,0	70,0	36,0	56,0	-	0,3	0,2	1,358	0,488
60	29,9	56,2	13,9	30,0	35,7	25,0	70,0	36,0	56,0	-	0,3	0,2	1,318	0,503
90	35,5	56,0	8,5	33,3	33,3	23,5	67,0	40,0	53,0	-	0,3	0,2	1,349	0,491
120	46,8	45,0	8,2	33,3	33,3	23,5	67,0	40,0	53,0	-	0,3	0,2	1,401	0,471
150	52,2	43,4	8,8	33,3	33,3	23,5	67,0	40,0	53,0	-	0,3	0,2	1,420	0,464

Fuente: Lexow (2002)

Por otro lado, la capacidad calórica volumétrica es la suma de las capacidades caloríficas de todos los componentes del suelo. De acuerdo a los datos consignados en la Tabla 5.2 los valores calculados para estos parámetros son $C=4,6688 MJ m^{-3} K^{-1}$ y $\lambda=3,963 W m^{-1} K^{-1}$. Dado que durante todo el ensayo prevalecieron condiciones de saturación o cercanas a la saturación, se consideró que el contenido de agua fue igual a la porosidad.

Una vez que fue calculado el comportamiento teórico de la temperatura en función de la profundidad, se aplicaron las correcciones a las mediciones de resistividad:

$$\sigma_{a(25^\circ C)}=f_T \sigma_a \tag{5.15}$$

donde $\sigma_{a(25^\circ C)}$ es la conductividad eléctrica a la temperatura de referencia de 25°C, σ_a es la conductividad eléctrica a la temperatura T , expresada también en °C y f_T es un factor de corrección (Hendrickx et al., 2002). El factor utilizado en este caso es

$$f_T = 0,4470 + 1,403 \exp(-T/26,815) \quad (5.16)$$

que fue propuesto por Sheet and Hendrickx (1995). Cabe señalar que la corrección por temperatura fue necesaria ya que durante todo el ensayo, las temperaturas superficiales oscilaron entre los 4 y 10° C, registrándose incluso, fuertes heladas que congelaron la lámina de agua.

5.4.3. Ensayos de laboratorio

La relación entre resistividad y el contenido de humedad de cada uno de los horizontes se estudió mediante ensayos de laboratorio, sobre muestras extraídas a unos pocos metros de la transecta estudiada. Mediante esta metodología, que consideró no sólo la humedad sino también la salinidad de la solución poral, la temperatura y la composición litológica, fue posible convertir el dato de resistividad real en contenido de humedad.

De cada uno de los dos horizontes superiores (A y Bt) se obtuvieron cinco muestras sin disturbar de 13 cm de diámetro y 10 cm de altura. Del horizonte Ck, también sin disturbar, se adquirieron tres muestras de igual tamaño. El gran volumen de estas muestras permite realizar la suposición de que son muestras representativas de las posibles variaciones texturales y estructurales que pudieran existir en cada horizonte. Una de estas muestras sin disturbar perteneciente al horizonte A, se exhibe en la Fig. 5.13. Es interesante destacar la conservación de la estructura de este horizonte y la abundancia de raíces de la vegetación que cubre el suelo.



Fig. 5.13. Imagen de una muestra sin disturbar del horizonte A, luego de finalizado el ensayo de laboratorio, en la que se puede observar la estructura y las abundantes raíces de la vegetación.

De los horizontes más profundos, solamente se obtuvo una muestra disturbada, con un barreno mucho más delgado, para el intervalo comprendido entre 120 y 180 cm. Es decir, que en

total, se ensayaron 16 muestras. El diseño del experimento de laboratorio se basó en aquel que fuera realizado por Gupta y Hanks (1972). Las muestras extraídas fueron introducidas en cilindros plásticos de PVC de 11 cm de diámetro y 5 cm de altura. A lo largo de su perímetro se insertaron ocho electrodos metálicos, igualmente espaciados, para ser utilizados como electrodos de potencial y de corriente (Fig. 5.14).

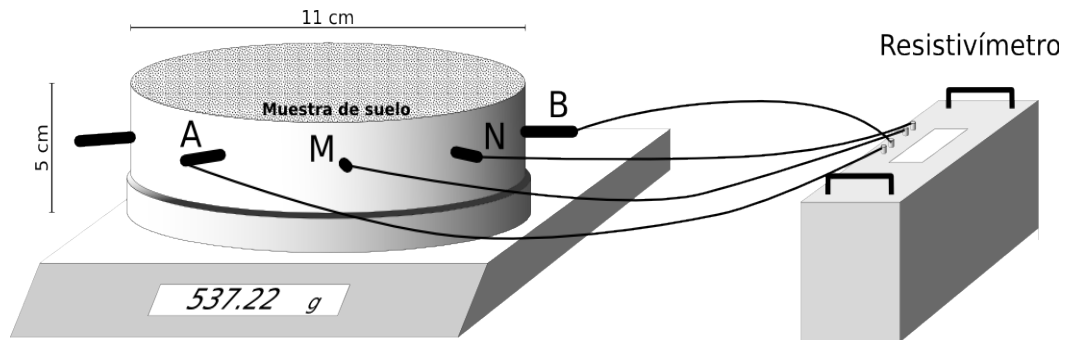


Fig. 5.14. Esquema del diseño experimental de laboratorio para establecer las relaciones entre humedad y resistividad en cada horizonte.

Se optó, para estas mediciones de resistividad, por el arreglo Wenner, conectando los electrodos al mismo resistivímetro AGI SuperSting R1/IP empleado durante las tareas de campo. Seleccionando cada vez diferentes pares de electrodos de corriente y de potencial, se obtuvieron ocho valores de resistividad para un mismo contenido de humedad, los cuales fueron promediados para tener una medida más representativa de la muestra. En cada medición de resistividad, también se controló la temperatura de las muestras, aplicando las correcciones ya comentadas en la sección anterior.

Cada una de las cinco muestras extraídas de cada horizonte fue ensayada con una solución poral diferente, de manera de contemplar también el efecto de esta variable sobre la conductividad (o resistividad) global de la muestra. Entonces, se hizo pasar a través de dichas muestras varios volúmenes de una solución de KCl con una determinada conductividad, hasta que la solución saliente tuviese una conductividad igual a la solución entrante. Las conductividades utilizadas fueron las siguientes: 0,6, 1,0, 1,5, 2,5 y 3,5 dS m⁻¹. Cuando el espacio poral estuvo saturado con la solución deseada, comenzaron las mediciones de resistividad. La variación del contenido de humedad se realizó en desecación, mediante sucesivos secados en un horno microondas. Posteriormente, la muestra fue pesada en una balanza con una precisión de una centésima de gramo.

Los datos experimentales fueron ajustados utilizando el modelo de Shah y Singh (2005), cuya formulación matemática se indica en la Ec. (5.12). Con estos ajustes, se obtuvieron cinco

valores de los parámetros c y n para cada horizonte ensayado. Otros autores, como Schwartz et al. (2008), también hicieron uso de este modelo para relacionar datos de TRE con mediciones de humedad realizadas con TDR, con el objetivo de cuantificar la humedad del suelo en un perfil 2D no saturado.

5.4.4. Estimación de σ_w de campo

Como fue establecido en la sección 5.3, σ_w es una de las variables, junto con θ , que más contribuyen a la conductividad aparente (σ_a) o global del suelo (Friedman, 2005). Como no se contaba con datos de σ_w al momento de realizar los ensayos de infiltración de campo, se reordenó la ley generalizada de Archie [Ec. (5.12)] para obtener un valor calculado de σ_w de campo ($\sigma_{w(calc)}$), usando las mediciones de θ obtenidas con TDR, los parámetros c y n de laboratorio y la σ_a provenientes de las tomografías.

$$\sigma_{w(calc)} = \frac{\sigma_a}{c \theta^n} \quad (5.17)$$

De esta manera, se obtuvo un valor de $\sigma_{w(calc)}$ para cada intervalo de profundidad de TDR, que permitió seleccionar entre alguna de las curvas de laboratorio de acuerdo al valor de σ_w utilizado. Para las profundidades mayores a 90 cm, para las que no se disponía de mediciones de humedad, se utilizaron las curvas de laboratorio eligiendo la función humedad – resistividad que otorgara valores de humedad dentro de un rango físicamente posible, teniendo presente que los mismos no pueden exceder la porosidad.

5.4.5. Cálculo de flujo

En base a la serie de tomografías que se midieron durante el drenaje se estimó la conductividad hidráulica en función de la humedad, $K(\theta)$. Los cálculos se basaron en el método de drenaje interno de Hillel et. al (1972) con las simplificaciones propuestas por Villagra et al. (1994). Esta propuesta está basada en el método del perfil instantáneo, desarrollado por Watson (1966), y consiste en saturar un perfil de suelo y zona no saturada y monitorear el movimiento del agua mediante mediciones de humedad y tensiometría. El mismo requiere, además, que se anulen las pérdidas por evapotranspiración.

En la Ec (2.5) se describía el flujo no saturado de agua unidimensional, isotermal y sin histéresis. Si se supone nula la evapotranspiración, la Ec (2.5) puede ser integrada entre $z = 0$ (superficie del suelo) y $z = L$ (profundidad considerada) obteniendo:

$$\int_0^L \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} dz = K(\theta) \left[\frac{\partial H(z, t)}{\partial z} \right]_L \quad (5.18)$$

La suposición de nula evapotranspiración tiene asidero en el hecho de que esta variable del ciclo hidrológico toma valores muy bajos durante el invierno, según ha sido explicado ya en el capítulo 2. El primer término de la Ec. (5.18) representa el flujo a una profundidad L , por lo tanto puede expresarse como:

$$\int_0^L \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} dz = \frac{\partial W_L(t)}{\partial t} \quad (5.19)$$

donde $W_L(t)$ representa la cantidad de agua almacenada en el suelo hasta la profundidad L en el tiempo t .

A partir de las Ec. (5.18) y (5.19) se puede calcular $K(\theta)$ de acuerdo a la siguiente expresión:

$$K(\theta) = \frac{\left[\frac{\partial W_L(t)}{\partial t} \right]}{\left[\frac{\partial H(z, t)}{\partial z} \right]_L} \quad (5.20)$$

El valor de $K(\theta)$ para cada tiempo t se relacionó con el valor de la humedad obtenida en el ensayo de campo, ajustando finalmente los valores a una ecuación de tipo

$$K(\theta) = a \exp(\theta b) \quad (5.21)$$

donde a y b son parámetros empíricos.

5.4.6. Medición de tomografías en condiciones naturales

Completado el ensayo de infiltración, se decidió comprobar la efectividad del método para determinar el estado de humedad del suelo y la zona no saturada en condiciones naturales. Para esto se llevaron a cabo una serie de mediciones con tomografía durante el año 2012, desde marzo hasta septiembre. Además, habiendo quedado demostrada la importante contribución de σ_w a la conductividad global del medio, fueron instaladas sobre la transecta cápsulas de succión para poder recuperar muestras de la solución poral del suelo y tener una medida de su conductividad.

Se disponía, entonces, de 3 cápsulas situadas a 30, 60 y 90 cm de profundidad y cápsulas adicionales en la parcela experimental, incluyendo una cápsula a 120 cm. En forma complementaria a las sondas TDR, se instalaron sondas de capacitancia a 30, 60, 90 y 150 cm, también sobre la transecta, con capacidad de registro continuo de la humedad. Tanto las nuevas sondas de humedad, como las cápsulas de succión, fueron instaladas en la zona 2.

Entonces, utilizando la Ec. (5.12) se calcularon los valores de θ_{TRE} utilizando valores de σ_w medidos. Para el caso especial de 150 cm, por no disponerse de una cápsula a dicha profundidad, se usó en su lugar los valores de σ_w obtenidos para los 120 cm.

5.4.7. Inversión de los datos

La inversión de los datos de resistividad se realizó con el programa EarthImager 2D (Advance Geosciences Inc., 2005). El mismo permite la inversión de los datos con los diferentes métodos de inversión ya enunciados (sección 5.3). Se realizaron inversiones tanto con el método suavizado como con el método robusto, obteniéndose mejores resultados con este último. Este hecho fue más notorio en la inversión de las tomografías pertenecientes al ensayo de infiltración y drenaje.

Previo a cualquier proceso de inversión, se seleccionan criterios de remoción de datos ruidosos, que pudieran llegar a provocar errores durante la inversión. En este caso, el voltaje mínimo fue establecido en 0,2 mV y la mínima relación V/I fue de 0,0005 Ohm, mientras que las resistividades negativas y picos fueron también removidos.

Al estudiar los cambios de resistividad en el subsuelo como función del tiempo, donde varios relevamientos son repetidos sobre una misma línea, es conveniente realizar las inversiones siguiendo un procedimiento de tipo lapso de tiempo (*time lapse surveys*, en la literatura inglesa). Esta metodología implica invertir una primera tomografía cuyo modelo de resistividades verdaderas es usado como modelo inicial \mathbf{m}_0 en la inversión de las siguientes tomografías (\mathbf{d}_{obs}). Es decir, que todas las tomografías que monitorearon el proceso de infiltración y drenaje, fueron invertidas con el mismo modelo inicial \mathbf{m}_0 (Loke, 1999). La ventaja de este tipo de método de medición, en comparación con un relevamiento único, es que permite visualizar los cambios en el subsuelo haciendo hincapié en una propiedad específica, en este caso la resistividad. Este protocolo de inversión se denomina imagen absoluta (*absolute imaging*, Mitchel, et al., 2011)

para diferenciarlo de aquel denominado diferencia de imágenes (*differential images*). Esta aproximación tiene una menor sensibilidad a las variaciones bruscas debidas a datos ruidosos y, por ende, es menos susceptible a producir artilugios matemáticos durante la inversión (Oldenborger et al., 2007; Miller et al., 2008). Además, el uso del mismo modelo inicial condiciona la inversión de las tomografías posteriores a la primera del relevamiento (Loke, 1999, Advance Geosciences Inc., 2005).

Finalmente, resta comentar que el programa EarthImager 2D utiliza el método de la profundidad mediana de investigación, propuesto por Edwards (1977), para la estimación de las profundidades de los datos de resistividad. La sección de la tierra por encima de la profundidad mediana de investigación tiene la misma influencia sobre los potenciales medidos que los materiales que se encuentran por debajo de ella.

5.5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.5.1. Caracterización del medio físico

A partir de los modelos de resistividad producto de la inversión, se ha confeccionado la Fig. 5.15 en la que se muestran los resultados obtenidos con las diferentes configuraciones en la transecta 1 (ver Fig. 5.4). Interesa especialmente esta transecta por ser sobre la que posteriormente se desarrolló el experimento de infiltración. En el resto de las transectas, las respuestas fueron muy similares (Weinzettel et al., 2009a). En todos los relevamientos de esta primera etapa de mediciones, se utilizó un espaciamiento entre electrodos de 30 cm, lográndose una profundidad de investigación de alrededor de 3,5 m por debajo de la superficie. Sin embargo, a los fines de esta presentación, cada sección ha sido cortada a 2,5 m. En cada sección está consignada la raíz del error cuadrático medio (RECM) y el valor de la norma L2 obtenidos luego del proceso de inversión. Las condiciones de humedad y la distribución de potenciales hidráulicos en el suelo al momento de las mediciones, se listan en la Tabla 5.3.

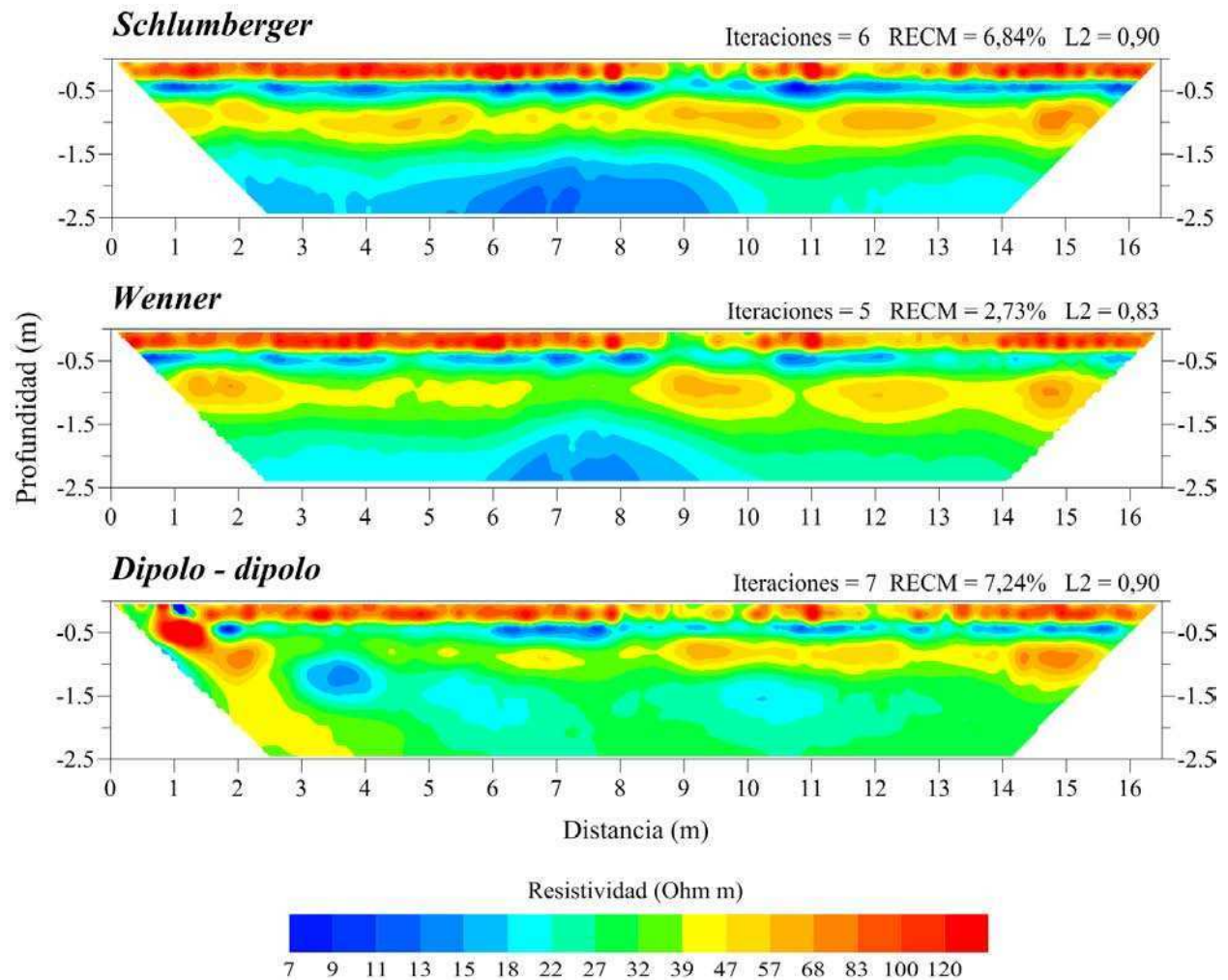


Fig. 5.15. Arreglos Schlumberger, Wenner y dipolo – dipolo con espaciamento de 30 cm entre electrodos, en la transecta 1.

Todas las secciones muestran un perfil de suelo estratificado con notables contrastes de resistividad entre las diferentes capas. Cada una de ellas puede ser correlacionada con un horizonte del suelo, de acuerdo a la descripci3n del mismo brindada en la secci3n 2.3.2.

La capa resistiva superior, hasta los 20 cm de profundidad, se relaciona con los horizontes A1 y A2. Los bajos valores de humedad medidos para este horizonte superficial no superaron en promedio los $0,15 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, lo cual produjo elevados valores de resistividad en este horizonte. Puede argumentarse, adem3s, que la alta densidad de biomasa debida a las ra3ces de las gram3neas que cubren este suelo, aumenta la resistividad de los materiales del suelo seg3n lo sostienen Amato et al. (2008) y Rossi et al. (2011). Las resistividades medias para este horizonte se encuentran entre los 66 y 76 Ohm m (Tabla 5.4).

Tabla 5.3. Humedad y potencial matricial en la parcela experimental aledaña a las transectas.

Profundidad	θ	H
cm	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$	kPa
15	0,150	-89,5
20	0,150	
30	0,129	-79,7
40	0,207	
50	0,262	
60	0,274	-79,4
70	0,132	
80	0,105	
90	0,110	-72,3
100	0,153	
110	0,121	
120	0,091	-72,1
130	0,132	
140	0,145	
150	0,134	

La capa de resistividad que se encuentra por debajo puede ser atribuida a los horizontes Bt1 y Bt2, que pasan en transición al horizonte BCk. La gran proporción de arcillas que poseen estos horizontes (Tabla 5.2) provoca un doble efecto, ambos en el sentido de disminuir la resistividad. Por un lado, permite retener mayor cantidad de agua, como lo señalan los datos de la Tabla 5.3 y los resultados de la modelación en el capítulo 4, debido al menor tamaño de los poros y el consecuente incremento de las fuerzas capilares. Por otro, estos materiales poseen la capacidad de conducir la corriente eléctrica en su superficie, debido a la abundancia de cargas superficiales, muchas veces no compensadas (Rhoades et al., 1989; Revil y Glover, 1997; Kirch, 2006). La resistividad media de estos horizontes promedia los 26 Ohm m.

Tabla 5.4. Resistividades medias ($\bar{\rho}$) para cada horizonte, según el arreglo utilizado. s: desvío estándar.

Intervalo	Schlumberger		Wenner		Dipolo – dipolo		
	$\bar{\rho}$	s	$\bar{\rho}$	s	$\bar{\rho}$	s	
cm	Ohm m						
A	0 – 18	76,9	36,5	74,9	31,5	65,9	27,3
Bt + Bck	18 – 66	24,3	9,6	26,8	8,1	26,7	9,0
Ck + Ckm	66 – 140	42,0	10,9	41,2	9,2	40,0	12,2
Loess	140 – 250	30,1	13,3	31,4	11,3	31,7	11,1

Por debajo, y hasta los 140 cm aproximadamente, se extienden los horizontes Ck y Ckm, ambos de textura franco limosa, con importante cantidad de concreciones de carbonato de calcio. Ambos son horizontes muy compactos y extremadamente firmes, pero heterogéneos en su constitución interna. Esta heterogeneidad se hace más evidente en Ckm, en el que la dureza y el grado de cementación pueden variar en cortas distancias. La cementación de este horizonte se debe principalmente al contenido de CaCO_3 , el cual puede variar entre 7,5 y 52,4 % (Pazos, 1990). Las zonas de mayores resistividades pueden ser asociadas con los mayores contenidos de CaCO_3 dentro del horizonte Ckm, que pueden alcanzar valores de hasta 85 Ohm m, de acuerdo a lo que muestran las tomografías de la Fig. 5.15. El incremento en dicho contenido de CaCO_3 produce una reducción del espacio poral y por ende, la capacidad para albergar agua. Las resistividades medidas en forma puntual en la cava donde queda expuesto un suelo igual al anterior, confirman la validez de estas resistividades, con valores de alrededor de 130 Ohm m. Si bien este último es superior, el contenido de humedad, al estar expuesto a la atmósfera es inferior, aumentando por lo tanto, su resistividad. Por otro lado, las observaciones realizadas sobre el fragmento de horizonte Ckm (Fig. 5.7), luego de humectar parcialmente su espacio poral, arrojaron valores de entre 232 y 219 Ohm m. Se considera aquí que la humectación parcial de la muestra es la responsable de sus mayores resistividades.

Durante todas estas mediciones de campo, el nivel freático se encontraba a 4,54 m por debajo de la superficie, lo que permite afirmar que tanto el suelo como la zona no saturada se encuentran sin afectación de la franja capilar.

5.5.2. Análisis de diferentes dispositivos y espaciamentos

ARREGLOS ELECTRÓDICOS

Respecto de los arreglos utilizados, tanto Schlumberger como Wenner y dipolo – dipolo mostraron en forma precisa la posición de los horizontes. Sin embargo, a los fines de este estudio, en que se buscan detectar las estructuras verticales, se prefiere la utilización del último. La capacidad de dipolo – dipolo para detectar este tipo de estructuras ha sido ampliamente documentada en la literatura científica (Dahlin y Zhou, 2004; Samouëlian et al., 2005, entre otros). Pese a lo comentado por Dahlin y Zhou (2004) que el arreglo dipolo – dipolo no posee una buena resolución en profundidad y que, según Zhou y Dahlin (2003), es uno de los arreglos más susceptibles a los errores por mal posicionamiento de los electrodos, no se observaron

diferencias apreciables con el resto de los arreglos.

Los valores medios de resistividad para cada horizonte son muy similares independientemente del arreglo utilizado, como puede apreciarse en la Tabla 5.4. También surge de la Fig. 5.15, que las diferencias en la profundidad de los horizontes es despreciable, incluyendo el caso particular del horizonte petrocálcico. Sin embargo, Schlumberger y Wenner, y especialmente el primero, lo muestran como un horizonte continuo, contrariamente a lo que cabe esperar respecto del mismo. En cambio, dipolo – dipolo ha permitido determinar más claramente las zonas con menores resistividades, lo cual se condice mejor con las observaciones respecto a este material.

A fin de constatar la profundidad y dureza del horizonte petrocálcico, se realizaron barrenados con rotomartillo de percusión hasta los 80 cm, sobre la transecta 1 (Weinzettel et al., 2009a). Los resultados de este análisis cualitativo se exponen en la Tabla 5.5. Puede observarse que, en general, existe una buena correlación entre las zonas más cementadas y tenaces y las resistividades más altas dentro de este horizonte.

Tabla 5.5. Evaluación cualitativa de la profundidad y dureza del horizonte petrocálcico.

Posición desde el origen	Profundidad horizonte petrocálcico	Descripción
m	cm	
5,1	70 – 80	Horizonte Ckm cementado, color blanco
6,9	73 – 82	Limo carbonático, moderadamente tenaz
8,1	-----	Limo carbonático muy poco cementado, blando
12,3	70 – 80	Horizonte petrocálcico muy tenaz, muy cementado.

A 8,1 m desde el origen de la transecta, y de acuerdo a los barrenados, este horizonte presenta una zona de menor tenacidad, siendo considerablemente más blando que las demás zonas evaluadas. Esto ha sido detectado como una discontinuidad por los arreglos Wenner y dipolo – dipolo, no así, por el arreglo Schlumberger.

ESPACIAMIENTOS ENTRE ELECTRODOS

Además de los diferentes arreglos electródicos, se efectuaron mediciones manteniendo un mismo arreglo, dipolo – dipolo en este caso, y utilizando espaciamientos de 15, 30 y 50 cm. Dichas mediciones fueron llevadas a cabo sobre la transecta 2 (ver Fig. 5.4). Además de los argumentos ya esgrimidos, la utilización de este arreglo se fundamenta en que se obtuvieron con

el mismo, los mejores resultados con el espaciamiento de 15 cm (Dietrich et al., 2009).

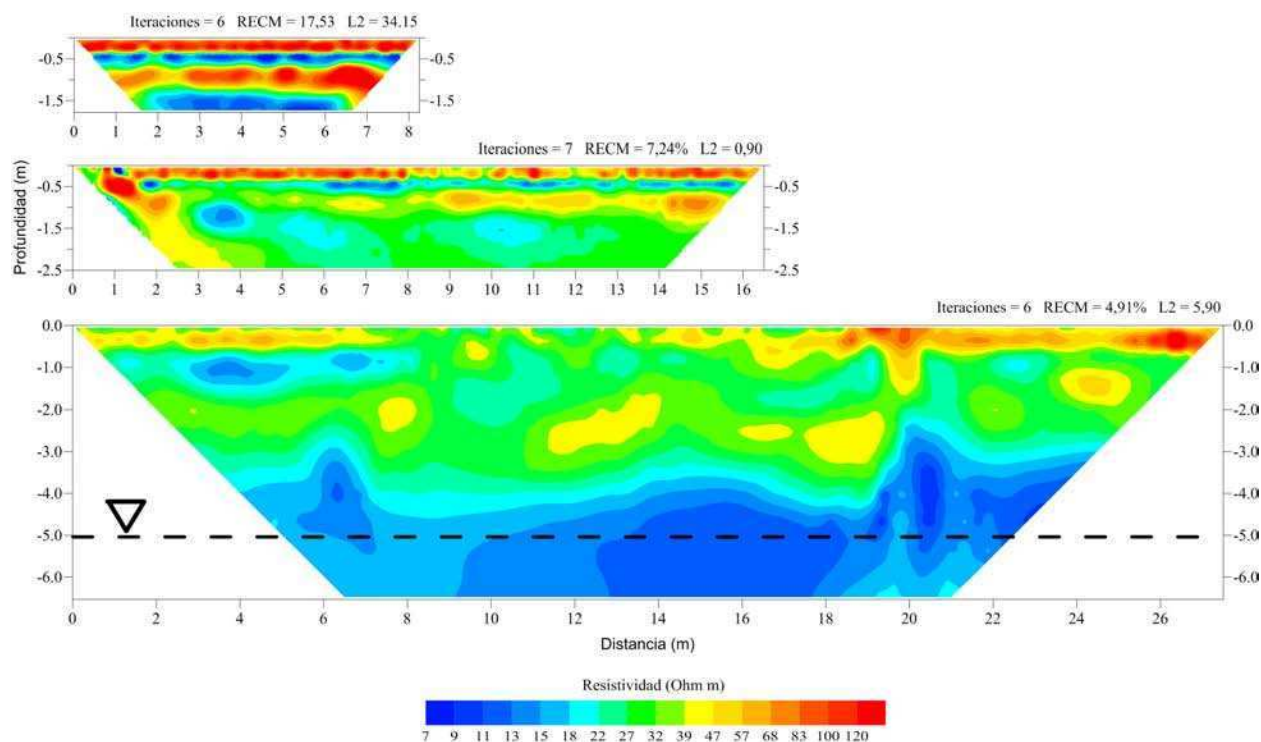


Fig. 5.16. Resultados de la tomografía utilizando el arreglo dipolo – dipolo, con espaciamientos de 15, 30 y 50 cm.

La mayor cobertura se logró con el espaciamiento de 50 cm, con el cual la profundidad de investigación fue de 6,5 m (Fig. 5.16). Esta capacidad de penetración en el terreno permitió detectar el nivel freático ubicado, esta vez, a 5,02 m bajo el nivel del terreno. El mismo queda representado por una resistividad media de 18 Ohm m, aproximadamente. Por encima, continúan las resistividades bajas que han sido relacionadas a la presencia de la franja capilar. La granulometría fina de los sedimentos, con tensiones de entrada de aire elevadas según observó tras la modelación en el capítulo 4, han favorecido un desarrollo importante de la misma, que ha sido estimado en 60 cm a partir de la observación de la tomografía. El fin de la franja capilar implica una disminución de la saturación del espacio poral lo que conlleva a un aumento gradual de las resistividades, hasta alcanzar los 40 Ohm m. Finalmente, la porción superior es altamente resistiva. Sin embargo, con este espaciamiento no ha sido posible obtener una clara diferenciación de los horizontes del suelo.

Con los espaciamientos de 15 y 30 cm, a pesar de perderse capacidad de penetración, se ha logrado salvar esta limitación presentada por el espaciamiento mayor, con horizontes que se distinguen claramente unos de otros, según ha sido comentado más arriba. No se aprecia una mejora sustancial en la utilización de la tomografía de 15 cm pero sin embargo los límites entre

horizontes son netos, quedando mejor definida la separación entre uno y otro. Como limitación, este espaciamiento presenta una pequeña área de cobertura, en comparación con las demás, con una extensión de sólo 7,5 m en la parte superior y una profundidad de investigación de 1,8 m por debajo de la superficie.

ANÁLISIS ANTE DIFERENTES CONDICIONES DE HUMEDAD

Una vez caracterizado el medio físico y conocida la respuesta del instrumento al utilizar diferentes espaciamientos y arreglos, se procedió a evaluar el sistema ante diferentes condiciones de humedad. Para ello se efectuaron tomografías luego de eventos pluviométricos. En la Fig. 5.17 se muestra el resultado de una de ellas.

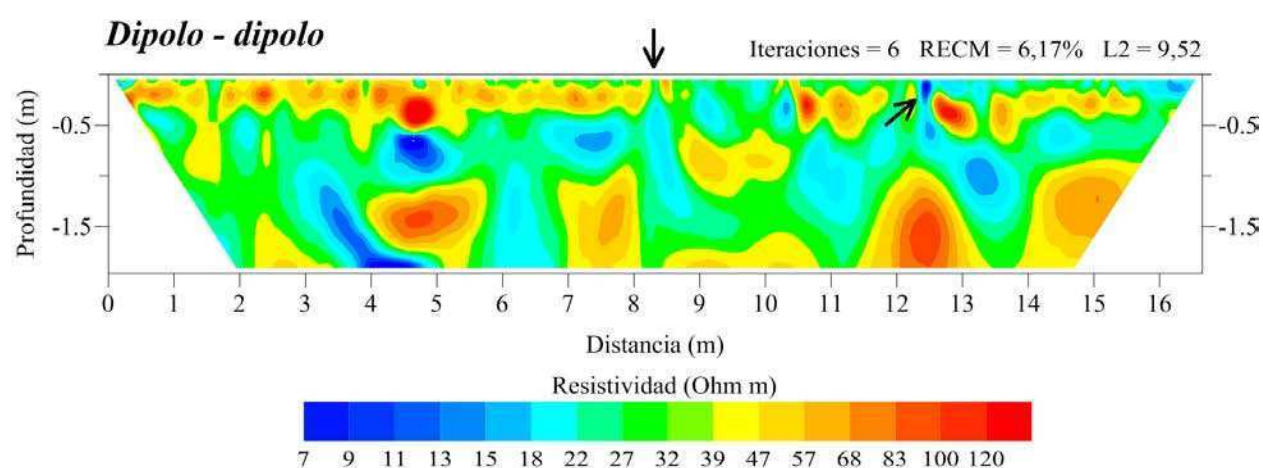


Fig. 5.17. Tomografía de 15 cm de espaciamiento utilizando el arreglo dipolo – dipolo, realizada luego de una precipitación de 67 mm. La escala vertical se ha exagerado un 40%. Se señalan con flechas las posiciones de zonas de infiltración preferencial.

Esta tomografía se realizó con un espaciamiento de 15 cm entre electrodos, con el arreglo dipolo – dipolo, y con un relevamiento de tipo *roll-along*, lo que permitió cubrir una mayor longitud sin perder resolución. El relevamiento fue realizado en octubre de 2008, tres días después de una precipitación de 67 mm. Lo que interesa señalar es la capacidad del método de mostrar la infiltración preferencial en aquellos lugares en los que se habían realizado las perforaciones con rotomartillo de percusión para detectar la profundidad de la tosca. Estos quedan perfectamente delimitados en las posiciones de 8,1 m y 12,3 m.

A los fines de poder obtener imágenes de resistividad lo más rápido posible durante el experimento de infiltración de campo, se optó por un espaciamiento de 20 cm, de modo de poder abarcar un área mayor prescindiendo de la técnica de *roll-along*, que implica mayor tiempo de mediciones y la reubicación constante de los cables. Los resultados del ensayo mostraron que la elección fue acertada.

5.5.3. Ensayo de infiltración y drenaje

En la Fig. 5.18 se muestran las tomografías realizadas durante la etapa de infiltración. Se han seleccionado seis de las trece tomografías realizadas en esta etapa, ya que de lo contrario los cambios de resistividad de una a otra serían poco apreciables. Las tomografías elegidas corresponden a las 0, 24, 48, 96, 168 y 192 hs desde el comienzo del ensayo de infiltración.

Las tomografías manifiestan un descenso general de la resistividad a medida que progresa la infiltración, en respuesta a los cambios de humedad del medio. Hacia el final de la etapa de infiltración, las variaciones de resistividad son prácticamente imperceptibles. Aun así, los horizontes del suelo mantienen su identidad, identificándose incluso las discontinuidades dentro de ellos. Las más evidentes son aquellas situadas a aproximadamente 4,8 m y 8,1 m desde el origen de la transecta.

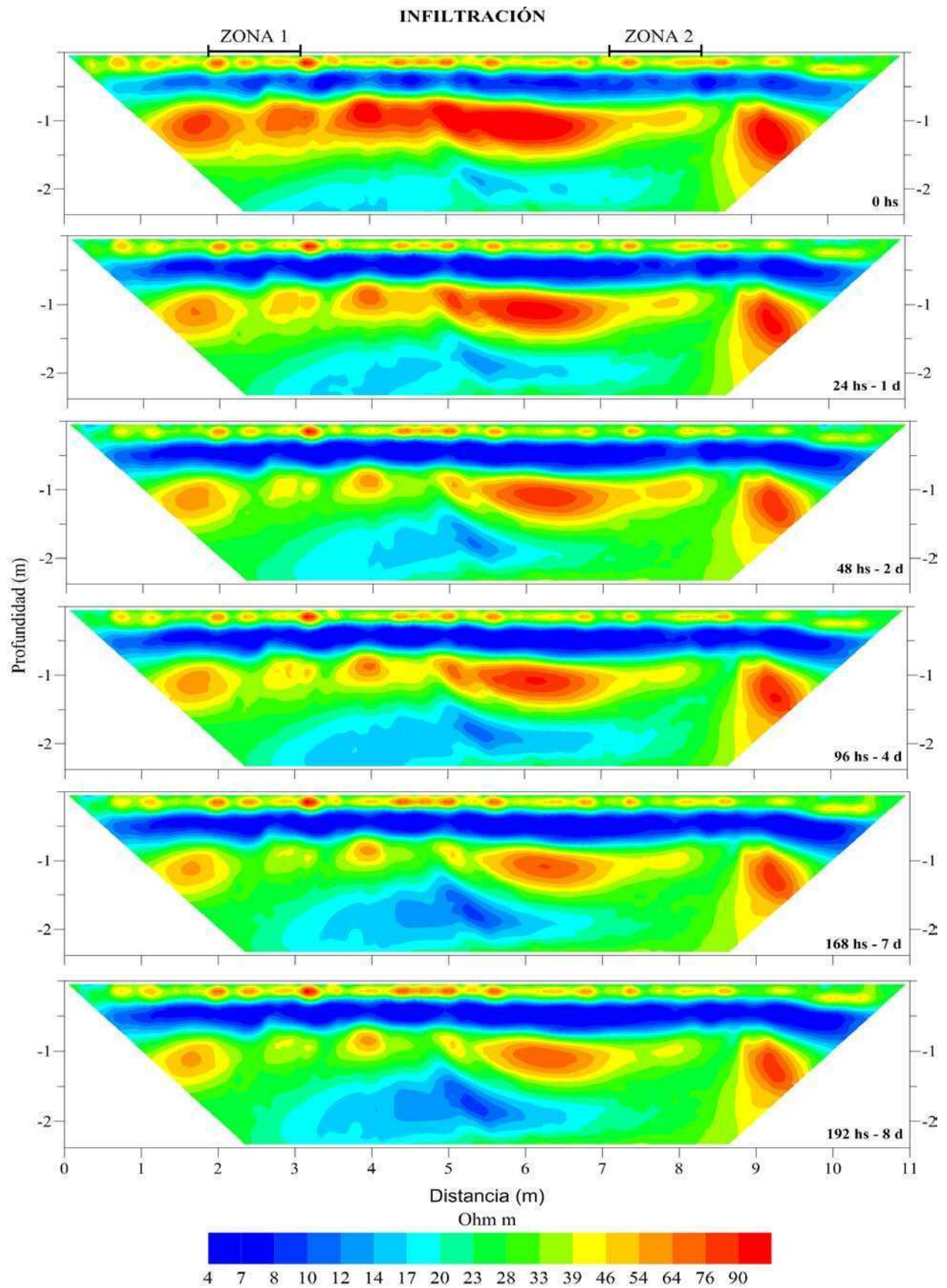


Fig. 5.18. Imágenes de resistividad que muestran el progreso de la infiltración durante el ensayo de campo.

La información proveniente de los tensiómetros permitió definir el fin de esta etapa y el inicio del drenaje, según se verá más adelante. Tres de las seis imágenes de resistividad correspondientes a dicha etapa, se muestran en la Fig. 5.19. El tiempo está referido al comienzo del ensayo.

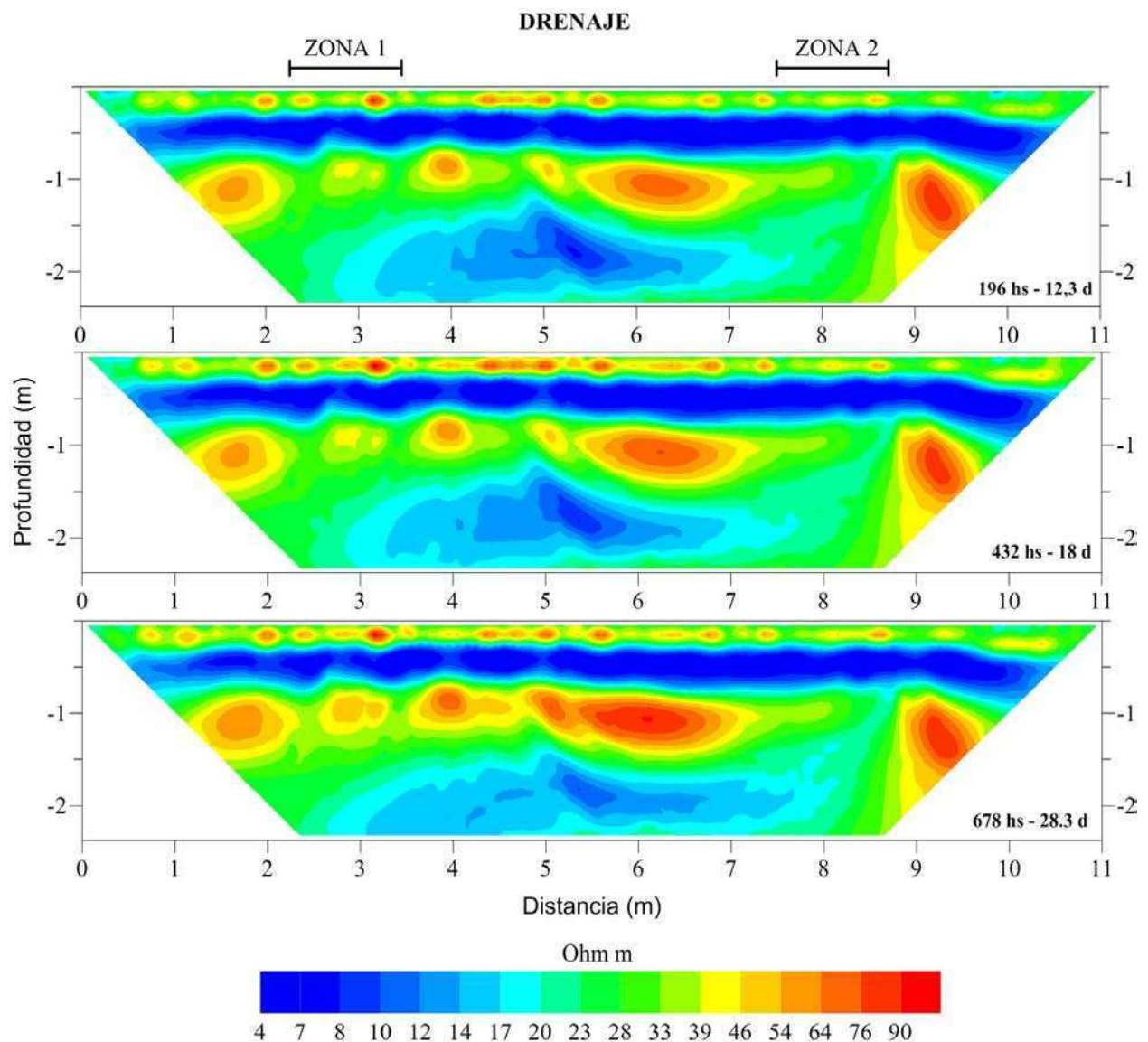


Fig. 5.19. Imágenes de resistividad durante la etapa de drenaje del ensayo de infiltración. El tiempo se refiere al comienzo de la infiltración.

Al igual que en la etapa anterior, los horizontes siguen identificándose y se observa un ligero aumento de las resistividades debido al descenso del contenido de humedad del suelo. Sin embargo, los cambios de resistividad son más lentos, debiendo pasar varios días para poder notarlos.

5.5.4. Ensayos de laboratorio

Los resultados de los ensayos de laboratorio se muestran en la Fig. 5.20. Para una visualizacin ms clara, en el caso de los dos horizontes superiores, se muestran tres ajustes.

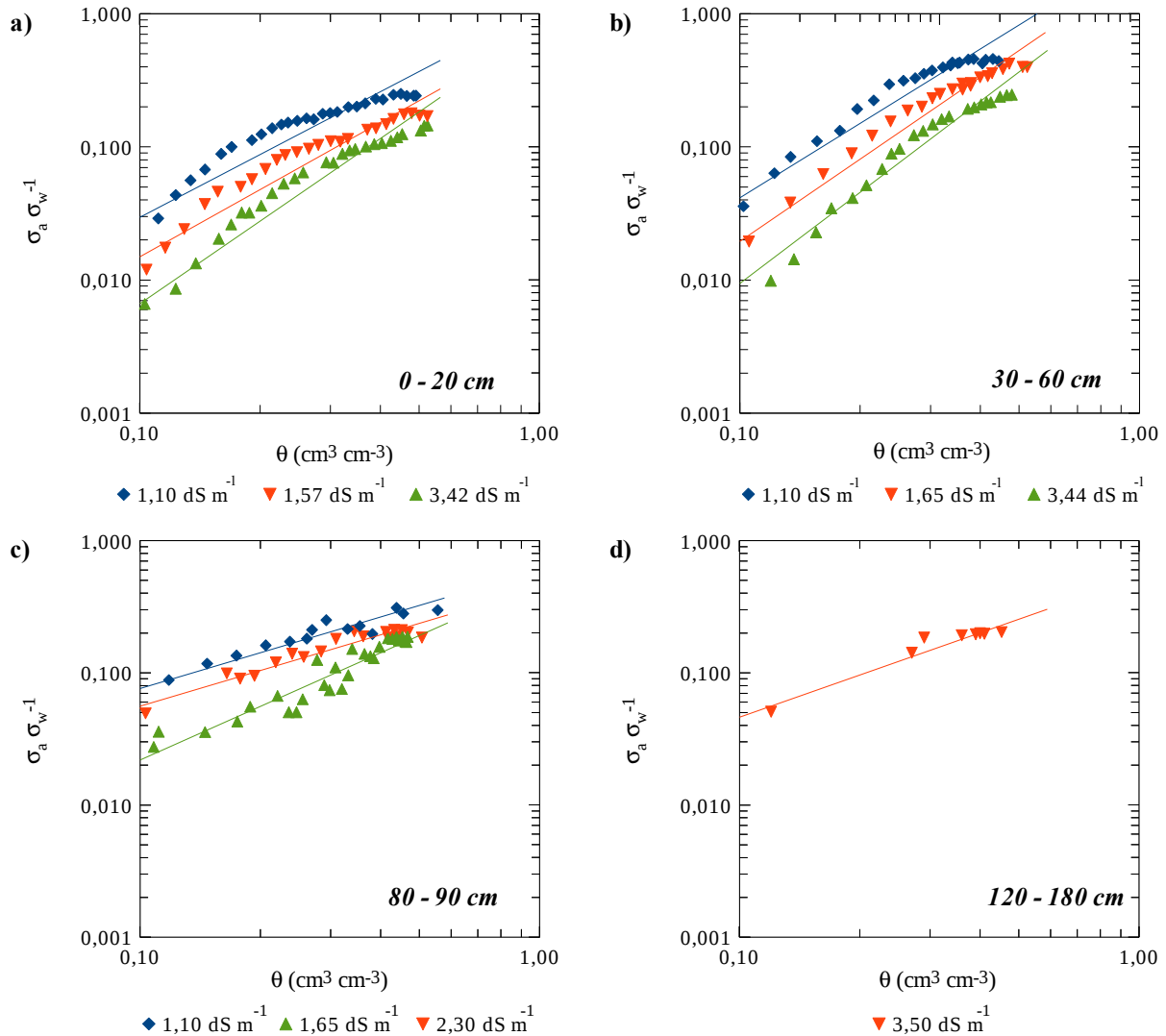


Fig. 5.20. Resultados de las experiencias de laboratorio en las que se analizó la relación entre humedad (θ) y la relación conductividad aparente / conductividad de la solución poral ($\sigma_a \sigma_w^{-1}$), para **a)** 0 – 20 cm (horizonte A), **b)** 30 – 60 cm (horizonte Bt), **c)** 80 – 90 cm (horizonte Ck) y **d)** 120 – 180 cm (loess y limos pampeanos). Los datos se ajustaron según el modelo de Shah y Singh (2005).

El análisis de estos resultados revela la importancia de tener curvas de laboratorio apropiadas para lograr obtener valores de humedad confiables. Los valores de humedad volumétrica calculados con la tomografía eléctrica (θ_{TRE}) pueden variar considerablemente si se utilizan σ_w diferentes. Con lo cual, el efecto de esta variable no puede ser despreciado a la hora

de realizar experimentos o ensayos de este tipo debido a su importante contribución al valor de σ_a medido. También es considerable la diferencia entre las curvas correspondientes a las diferentes litologías. En los horizontes más arcillosos, se produce un aumento más rápido de $\sigma_a \sigma_w^{-1}$ con el aumento de θ que en el horizonte C, en el que predominan las partículas tamaño arena.

En algunos de los ajustes, es posible observar que los datos experimentales se apartan ligeramente de la linealidad (representado en escala logarítmica) que presupone el modelo de Shah y Singh (2005). Este efecto es más importante en los horizontes superiores, que poseen mayor contenido de arcilla. Según sostienen Rhoades et al. (1989a), pueden existir diferencias de conductividad eléctrica entre el agua móvil de los poros más grandes y el agua inmóvil, alojada en los más pequeños. En estos últimos, la transferencia de iones es muy lenta y posiblemente, durante el lavado inicial de las muestras con KCl, la conductividad del agua inmóvil no se haya igualado con la del agua de lavado. Nótese que, justamente, este alejamiento de la linealidad se produce en la zona de humedades más bajas, en relación al agua que es retenida más fuertemente por el suelo. No obstante, a juzgar por los coeficientes de determinación, que en general superan 0,9 (Tabla 5.6), se considera que el modelo utilizado reproduce en forma satisfactoria los datos experimentales. En la Tabla 5.6 se consignan todos los parámetros c y n obtenidos para los diferentes horizontes, en función de la conductividad de la solución poral.

Tabla 5.6. Parámetros c y n por horizonte, luego de aplicar el modelo de Shah y Singh (2005) para ajustar los datos experimentales de humedad – resistividad, en función de las diferentes conductividades de la solución poral (σ_w).

Horizonte A				Horizonte Bt			
σ_w	c	n	r^2	σ_w	c	n	r^2
dS m ⁻¹				dS m ⁻¹			
0,61	1,14	1,24	0,87	0,73	0,99	1,99	0,89
1,10	0,76	1,24	0,90	1,10	3,92	2,05	0,94
1,57	0,64	1,53	0,93	1,65	2,45	2,14	0,97
2,21	0,43	1,20	0,93	2,30	4,85	2,88	0,94
3,42	0,56	1,75	0,94	3,44	2,07	2,43	0,97
Horizonte Ck				Loess y limos pampeanos			
σ_w	c	n	r^2	σ_w	c	n	r^2
dS m ⁻¹				dS m ⁻¹			
1,10	0,55	0,85	0,93	3,50	0,54	1,07	0,94
1,65	0,50	1,35	0,89				
2,30	0,43	0,89	0,94				

Los valores medios de los parámetros c y n por horizonte se listan en la Tabla 5.7, de modo de reflejar una tendencia general de cada uno.

Tabla 5.7. Parámetros c y n promedio por horizonte, luego de aplicar el modelo de Shah y Singh (2005) a datos experimentales, para estudiar la relación humedad – resistividad.

Horizonte	c	n
A	0,71	1,39
Bt	3,33	2,38
Ck	0,49	1,03
Loess y limos	0,57	1,12

El parámetro c se relaciona con la conductividad de la fase sólida mientras que n depende de la tortuosidad del espacio poral (Shah y Singh, 2005). Como es esperable, los valores más altos, tanto para c como para n , corresponden al horizonte Bt, lo cual se debe a su gran contenido arcilloso (54%). Por un lado, le confiere una mayor conductividad a la fase sólida y por otro, las arcillas en los suelos, tienen una estructura más desordenada. Al respecto, es importante señalar que si bien este horizonte posee arcillas iluviales, que presentan una disposición estratificada, las mismas constituyen sólo una pequeña fracción del total de arcillas, con máximos de 22,2% para suelos argiudoles con grados de iluviación muy fuerte (Pazos, 1984).

En el mismo sentido, los valores más bajos en ambos parámetros, se dan en el horizonte C ($c = 0,49$ y $n = 1,03$) y el loess que lo subyace. En este caso, el contenido arcilloso es de tan sólo 9% con lo que la conducción de la fase sólida puede considerarse despreciable. Por otro lado, el elevado porcentaje de partículas tamaño arena (ver Tabla 5.2), bien seleccionada dado su origen eólico, permite inferir un espacio poral más ordenado, disminuyendo también el valor del parámetro n . Finalmente, para el horizonte A, se observan valores intermedios entre estos extremos. En este caso, la tortuosidad puede verse aumentada por la presencia de raíces (Fig. 5.13) y del accionar de microorganismos.

En la sección 5.4.4, se mencionó la metodología adoptada para estimar un valor de $\sigma_{w(calc)}$ que permitiera seleccionar algunas de las curvas de laboratorio. De acuerdo a los resultados de estos cálculos, se emplearon en todos los casos, las curvas que corresponden a las soluciones porales de mayor conductividad.

5.5.5. Análisis de la infiltración y el drenaje

Las secciones de resistividad fueron convertidas a secciones de humedad, según se estableció en la sección anterior. En la Fig. 5.21 se muestran diferencias de humedad entre secciones de modo de apreciar más claramente los cambios en el contenido de agua del suelo y la zona no saturada. Las diferencias de humedad corresponden a las 24, 30, 96 y 192 hs desde comenzado el ensayo.

El avance del frente de humedad a través de la zona no saturada no es en medida alguna homogéneo. Existen regiones de flujo preferencial que se vuelven más evidentes a la profundidad del horizonte petrocálcico. La más conspicua de estas zonas es aquella ubicada a $x = 4,8$ m desde el origen, que promueve un rápido humedecimiento por debajo del horizonte petrocálcico. Luego, a $x = 8,5$ m también desde el origen, se observa otra zona de pasaje más rápido pero que comienza a desarrollarse transcurridas las 96 hs. Se considera que ambas zonas de flujo rápido están relacionadas con aquellas porciones del horizonte petrocálcico que poseían menor resistividad, y que fueron señaladas en oportunidad de la descripción bidimensional del perfil del suelo. Por el contrario, entre 5,5 y 7,0 m, se observa una porción de horizonte petrocálcico que permanece con altas resistividades, incluso en etapas avanzadas del ensayo (Fig. 5.19) y que se mantiene prácticamente invariable en cuanto al contenido de agua (Fig. 5.21).

En la zona 1, se produce una rápida saturación del tensiómetro de 150 cm, antes que lo hiciera el de 90 cm, que permanece con potenciales elevados por 24 hs más (Fig. 5.22a). Puede interpretarse a partir de las secciones de humedad, que existiría un flujo lateral originado a partir del gradiente de H (también lateral) que surgiría en caso de una humectación más rápida en la zona de flujo preferente ($x = 4,8$ m). De esta manera se produciría un aporte extra de agua, además de la que puede descender verticalmente. Dada la gran heterogeneidad que caracteriza a este suelo, también es posible que la llegada de agua al tensiómetro de 150 cm se produzca desde un plano perpendicular (u oblicuo) al que se está mostrando en esta sección. Esta es una de las dificultades que se originan al estudiar procesos tridimensionales desde un enfoque bidimensional. No obstante, la visualización 2D posibilita un mejor entendimiento sobre el movimiento del agua y permite detectar zonas preferenciales de flujo, como las aquí señaladas. Al respecto, se asume que el flujo en estas zonas está dominado por macroporosidad, manteniéndose la convención adoptada en el capítulo anterior, de que la ley de Buckingham – Darcy sigue siendo válida.

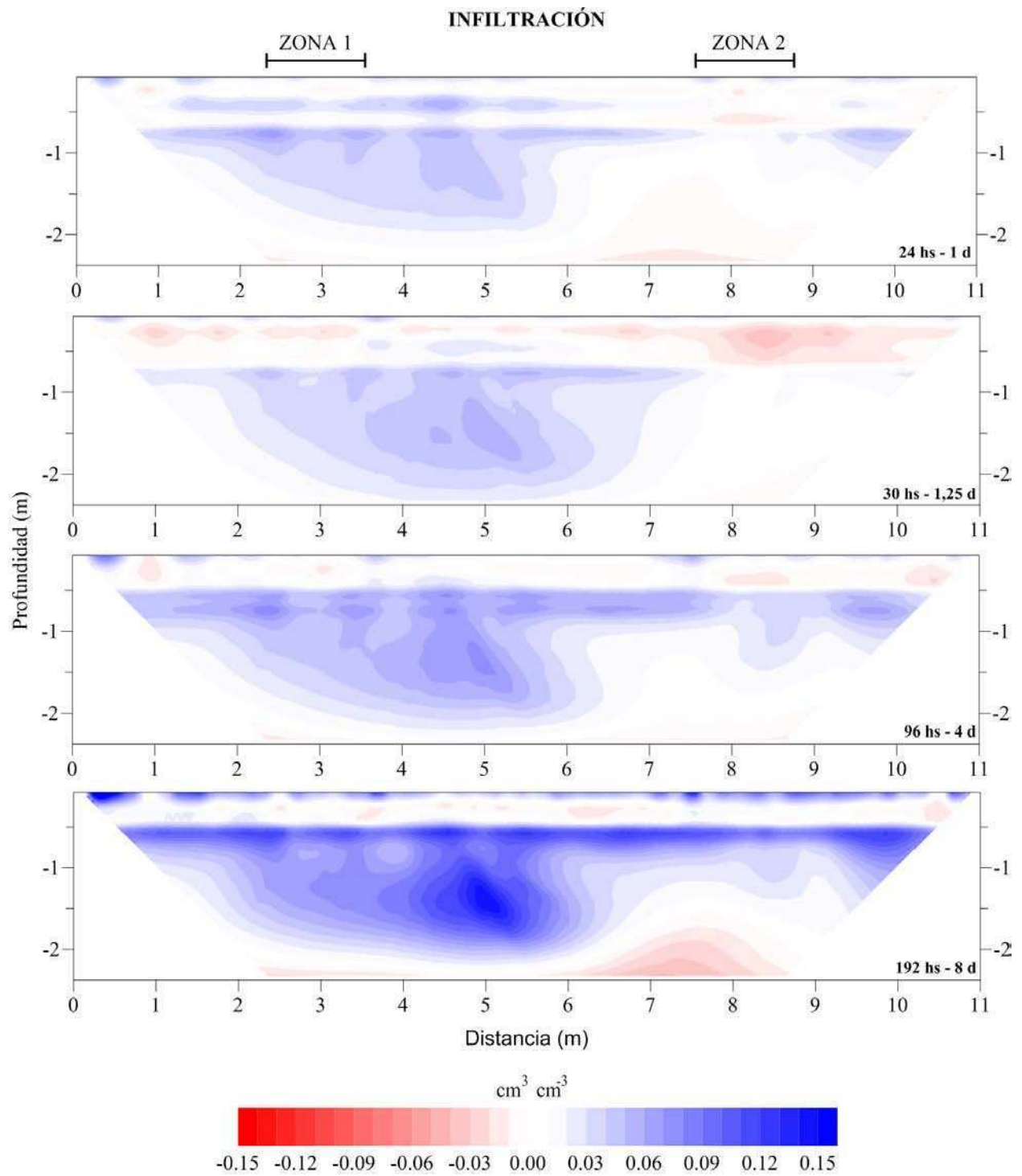


Fig. 5.21. Diferencias de humedad calculada durante la infiltración. Los valores positivos indican humectación en tanto que los negativos, desecación.

En relación a las vías preferenciales es necesario hacer una aclaración respecto de lo que se definió oportunamente en la sección 4.4.2. Lo que ha sido capaz de registrar la tomografía, luego de aplicadas las funciones de laboratorio, es una zona de vías preferenciales y no las vías preferenciales a escala de poro como se definió en dicha sección. Lo dicho constituye un avance interesante, al menos desde el punto de vista hidrogeológico, según el cual interesa conocer la capacidad del suelo para transmitir rápidamente el agua y también los solutos que pudieran viajar disueltos en ella, a una escala de parcela o hasta una escala de cuenca. Además, muchas veces sucede que la información obtenida a escala de laboratorio no es directamente extrapolable a escala de campo ya que se pueden ignorar heterogeneidades importantes (Beven y Germann, 1982). Es decir, que se ha logrado determinar una zona de flujo preferencial a nivel macroscópico que es el resultado del accionar conjunto de vías preferenciales que actúan a un nivel microscópico o de tamaño de poro.

Con respecto a los horizontes superiores, al comienzo del ensayo se encontraban con un importante contenido de agua en el espacio poral, según lo muestran los datos de tensiometría de ambas zonas (Fig. 5.22). Esto está relacionado a una precipitación de 70 mm acaecida dos semanas antes de comenzado el mismo. Sin embargo, dadas las bajas conductividades hidráulicas y la escasa tasa de evapotranspiración de la época invernal, no se produjo un descenso significativo de la humedad.

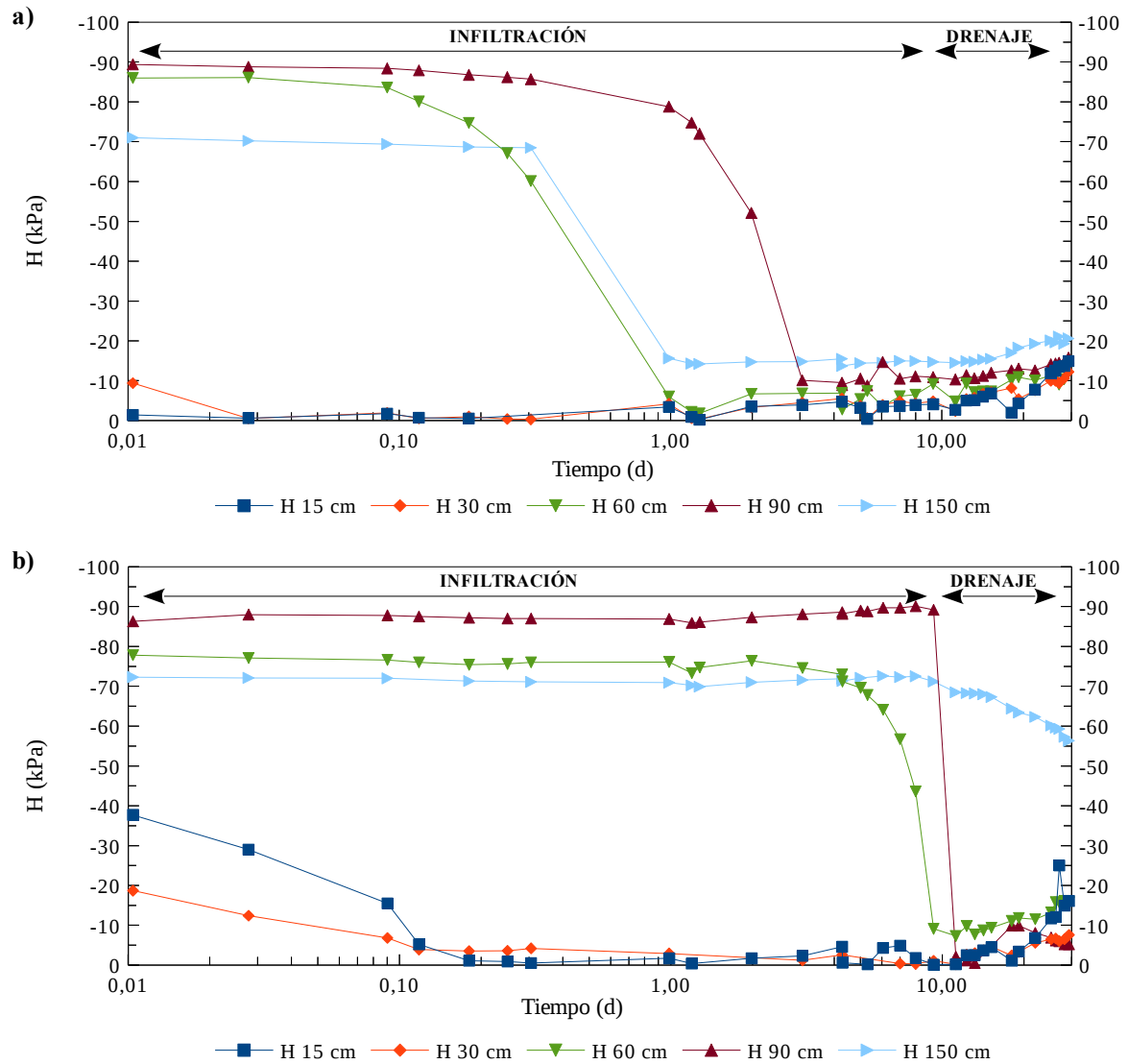


Fig. 5.22. Evolución de los potenciales hidráulicos totales (H) a partir de los tensiómetros ubicados en **a)** la zona 1 y **b)** la zona 2. El eje de las abscisas se encuentra en escala logarítmica para ver más claramente los cambios en las primeras horas del ensayo.

Las tomografías efectuadas durante la etapa de drenaje fueron también convertidas a secciones de humedad. En la Fig. 5.23 se incluyen tres secciones de diferencias de humedad, que corresponden a los 2, 8 y 19 días desde el final del riego.

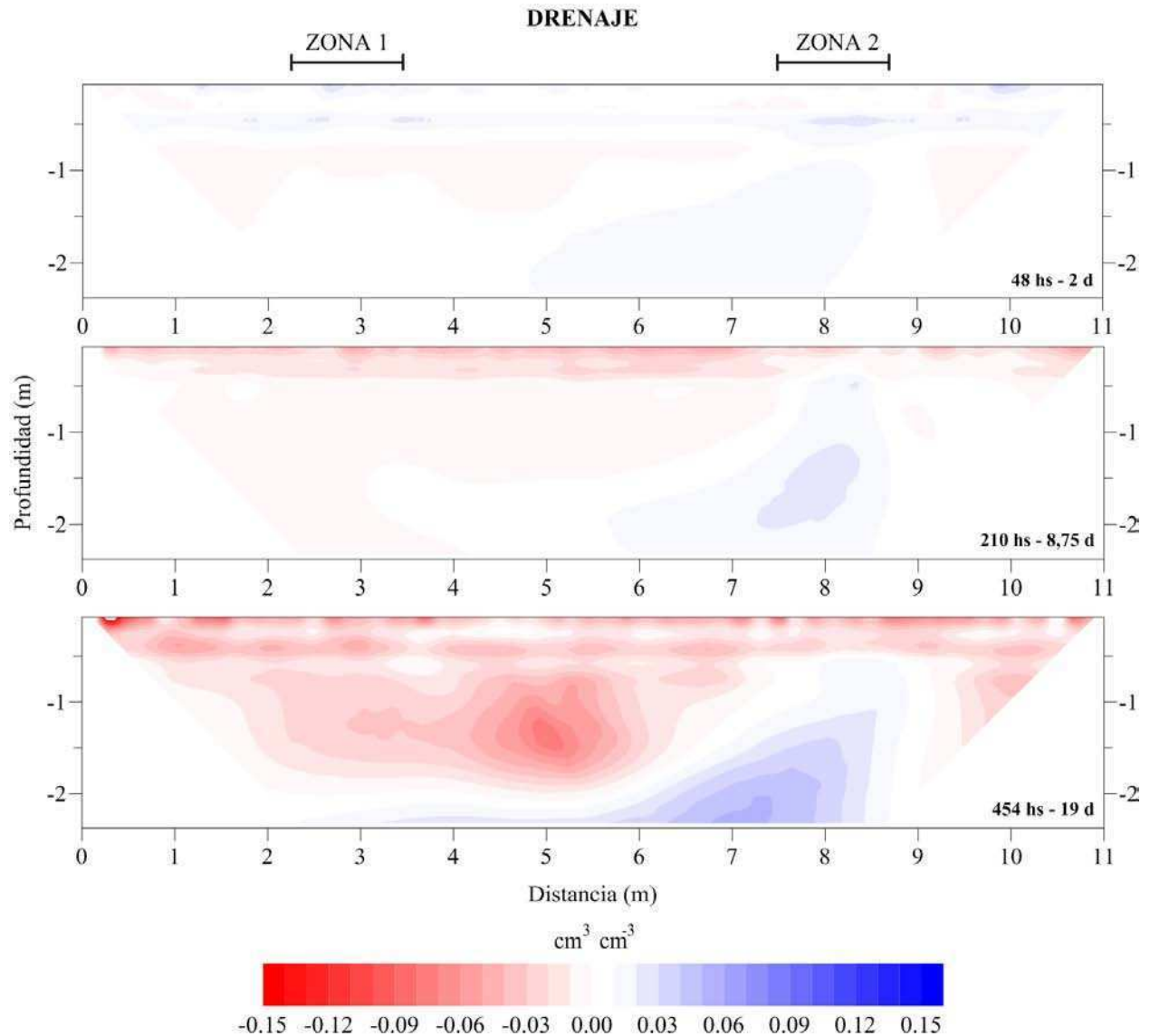


Fig. 5.23. Evolución de la humedad calculada durante el drenaje. Los tiempos se refieren al inicio de la etapa de drenaje (223 h desde el inicio del ensayo), cuando se produjo el cese del riego. Los valores positivos indican humectación en tanto que los negativos, desecación.

Las secciones de diferencia de humedad para la etapa de drenaje manifiestan una lenta disminución de θ_{TRE} , en comparación con lo que sucedía durante la etapa de infiltración, donde los cambios se sucedían más rápidamente. Se necesitaron aproximadamente 20 días para lograr una disminución del 10 % de θ_{TRE} . Y esta disminución tiene validez para la zona correspondiente a $x = 4,8$ m, que ya sido asociada a una zona de drenaje rápido. Además de la misma, los cambios de humedad son también notorios en los horizontes superiores, especialmente en el horizonte A, cuya estructura más abierta le permite velocidades de flujo más elevadas (ver capítulo 4). El resto de la sección muestra una disminución más lenta aún en los

valores de θ_{TRE} , como lo indica el paulatino descenso de los potenciales hidráulicos en la Fig. 5.22.

En concordancia con lo que señala el tensiómetro de 150 cm de la zona 2 (Fig. 5.22), se observa que el sector correspondiente a $x = 8,0$ m continúa su humectación a pesar del cese del riego. Se mencionó anteriormente la presencia en este sector de una zona de flujo preferente, que comenzó su funcionamiento a las 96 hs de iniciado el ensayo. Y que continuó su accionar hasta los momentos finales del ensayo. Al respecto, se especula con la posibilidad de que exista un flujo lateral sobre partes relativamente impermeables del horizonte Ckm ($x = 5,5$ a $7,0$ m) que luego se conviertan en flujo descendente al encontrar zonas más permeables. Este flujo sería una fuente adicional de agua para esta zona más permeable. El desarrollo de niveles colgados sobre el horizonte petrocálcico es una característica común en los suelos de esta región de llanura.

MODELO CONCEPTUAL

Sustentado en todas las tomografías realizadas durante el ensayo, tanto en infiltración como en drenaje, y las mediciones de humedad y potencial hidráulico total de campo, se ha elaborado un modelo conceptual de este sistema (Fig. 5.24) que resume lo que se ha analizado hasta el momento.

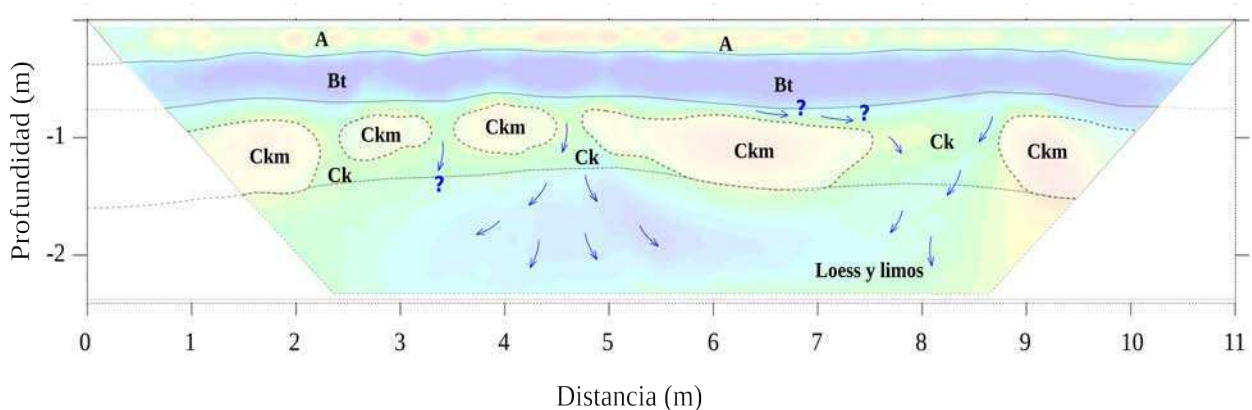


Fig. 5.24. Modelo conceptual del funcionamiento del suelo y la zona no saturada elaborado en base a las tomografías realizadas durante el ensayo de campo.

En este esquema que representa el modelo conceptual del funcionamiento de este sistema, se han señalado la posición y distribución de los diferentes horizontes sobre una de las secciones de θ_{TRE} . Se pueden apreciar los horizontes superiores, A, Bt y Bck, relativamente continuos con

un límite bien marcado entre los primeros. Por debajo se extiende el horizonte Ckm inmerso en una matriz más friable (Ck), lo que le otorga el carácter de discontinuo. Y finalmente, el loess y el limo que componen los sedimentos pampeanos. Los zonas de infiltración preferencial ocurren en aquellos sectores compuestos por el horizonte Ck, menos cementados y por ende, con una mayor permeabilidad (Elbersen, 1982). La humectación más rápida genera un gradiente hidráulico con la zona circundante lo que promueve el desarrollo de flujos con una componente lateral. Esto permite explicar la humectación temprana del tensiómetro de 150 cm (zona 1) previo al de 90 cm. La otra zona de flujo preferente, situada a $x = 8,0$ m está alimentada directamente por el agua proveniente de los horizontes superiores pero recibiría un aporte lateral adicional de un flujo que se desplaza horizontalmente por encima del horizonte petrocálcico. Al llegar a la zona con mayor permeabilidad vertical, ese flujo se convierte en descendente, manteniendo el aporte de agua por un tiempo mayor. A juzgar por el cambio poco significativo de resistividad acusado por las tomografías a lo largo de todo el ensayo, aquellas zonas compuestas por Ckm sólo permiten un flujo vertical imperceptible, comportándose como zonas de muy baja permeabilidad.

5.5.6. Validación de θ_{TRE}

La validación de la humedad calculada a partir de la tomografía eléctrica (θ_{TRE}) se realizó mediante una comparación con los datos provenientes de las sondas TDR (θ_{TDR}). En la Fig. 5.25 se muestran dichos resultados. Los valores de profundidad se encuentran comprendidos dentro del intervalo de 15 cm abarcado por las sondas TDR.

Las diferencias más notorias se observan para los niveles de 62 y 80 cm, con valores para la raíz error cuadrático medio (RECM) de 0,07 y 0,17 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, respectivamente. Las mismas se concentran en los primeros momentos del ensayo, con respuestas más rápidas de parte de las sondas TDR. Por su parte, para 15 y 45 cm la RECM desciende a 0,054 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, en ambos casos. Más allá de estas diferencias, que podrían ser mejoradas con el perfeccionamiento de las curvas de laboratorio, interesa poner de relieve que las variaciones de θ a lo largo del ensayo, son en extremo pequeñas. Este hecho, que se debe a las bajas conductividades hidráulicas que caracterizan este sistema, dificulta toda medición o estimación de parámetros referentes al flujo. Sin embargo, pese a dichas dificultades, las tendencias que marcan las curvas de θ_{TDR} son

reproducidas en forma correcta por las curvas de θ_{TRE} , siendo sensibles a estos pequeños gradientes de humedad. Este hecho confirma la validez de las estimaciones de θ_{TRE} y le otorga sustento a las interpretaciones realizadas hasta esta parte.

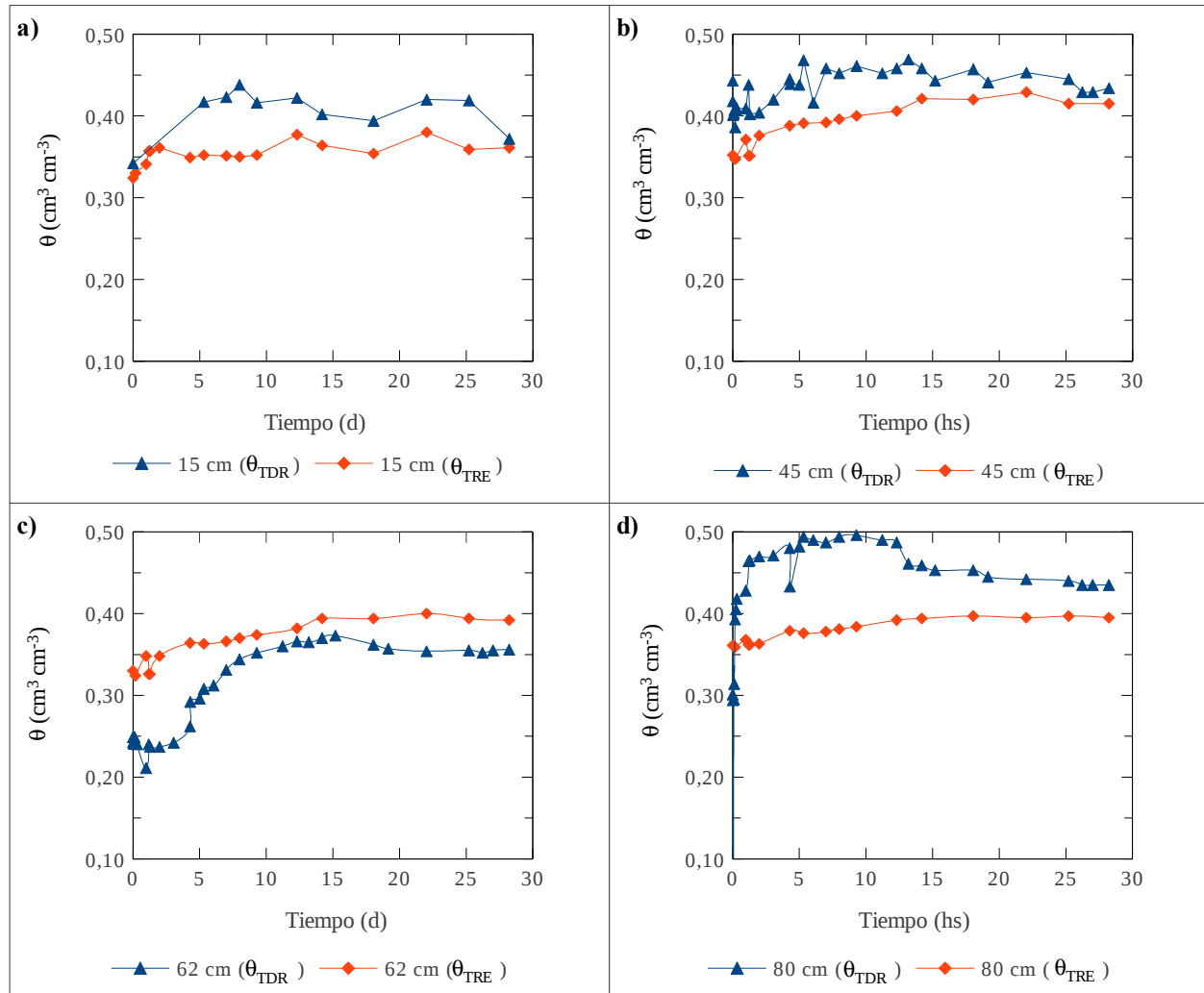


Fig. 5.25. Validación de las humedades obtenidas a partir de la tomografía eléctrica (θ_{TRE}) por comparación con los valores medidos con TDR (θ_{TDR}), para diferentes profundidades.

En cuanto a las mayores diferencias observadas para la profundidad de 80 cm, la misma puede ser relacionada a la heterogeneidad litológica propia de este horizonte, según ha sido ya explicitado. No obstante, se enfatiza la coherencia de las curvas de θ_{TRE} con aquellas obtenidas con las sondas TDR, al igual que lo que sucede en las demás profundidades.

5.5.7. Cálculos de flujo

Una vez definido el modelo conceptual del funcionamiento de este sistema, se aprovecharon las mediciones efectuadas durante el drenaje para la cuantificación del flujo y de los parámetros de flujo. El método empleado es el de drenaje interno propuesto por Hillel et al. (1972), el cual requiere una condición inicial de saturación y que se realicen mediciones de H y θ a medida que se desarrolla el drenaje. Esta última es la que se ha obtenido a partir de las TRE.

Según lo señalan los tensiómetros más profundos de la zona 2, no se alcanzó aquí la saturación completa, lo que impide la aplicación del método en este sector. La humectación a 150 cm persiste hasta el momento en que se dio por finalizado el ensayo (Fig. 5.22). Aun así, los cálculos se realizaron para la zona 1 y para la zona de flujo preferencial situada a $x = 4,8$ m. Para esta última, por carecer de tensiómetros, se acudió a la suposición de un gradiente unitario ($H = -1$), como sugieren Libardi et al. (1980).

En la Tabla 5.8 se consignan los resultados para las diferentes profundidades en estos dos sectores. Las profundidades para las que se calculó el flujo son 45, 75 y 120, por tratarse del punto intermedio entre los tensiómetros disponibles. Todos los parámetros y variables corresponden a una condición promedio a lo largo de todo el drenaje. Así, \bar{q} representa justamente el flujo para todo el drenaje. Debido a la posible presencia de aire entrampado en el espacio poral, que no haya podido escapar hacia la atmósfera, se utiliza el término K_o para hacer alusión a la conductividad hidráulica saturada de campo. El mismo cumple con la condición $K_o \leq K_s$, siendo K_s la conductividad hidráulica saturada teórica.

Los valores de K_o y \bar{q} en todos los casos son bajos, lo cual se relaciona con las lentas variaciones de θ observadas a lo largo del ensayo. Además, se observa un aumento de \bar{q} y K_o con la profundidad, lo cual puede vincularse a la textura de los diferentes horizontes. Respecto del horizonte Bt, se mencionó oportunamente su gran proporción de arcilla (Tabla 5.2). Esto lo convierte en un horizonte muy poco permeable, influenciado todavía más por la naturaleza expansiva de las arcillas que lo componen. La proporción de arcilla disminuye con la profundidad observándose en consecuencia un aumento de \bar{q} . Por el contrario, los horizontes más profundos manifiestan valores más altos de \bar{q} y también de K_o , lo que se condice con su composición más arenosa.

Tabla 5.8. Parámetros a y b correspondientes a la función exponencial de $K(\theta)$. K_o : conductividad hidráulica saturada de campo (mm d^{-1}); θ_o : humedad máxima de campo ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); \bar{q} : flujo medio (mm d^{-1}); calculados para las profundidades de 45, 75 y 120 cm en posiciones sobre la transecta.

ZONA 1 – $x = 3,0$ m						
Profundidad	a	b	K_o	θ_o	ΔH	\bar{q}
cm	—————	mm d^{-1}	—————	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$	cm	mm d^{-1}
45	1,4E-14	78,7	2,5	0,42	-0,66	-0,9
75	6,5E-11	105,5	1,8	0,23	-1,32	-1,2
120	1,0E-05	49,2	9,6	0,28	-0,85	-2,5
x = 4,8 m						
Profundidad	a	b	K_o	θ_o	ΔH	\bar{q}
cm	—————	mm d^{-1}	—————	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$	cm	mm d^{-1}
45	1,4E-47	275,3	0,1	0,38	-1,00	-0,1
75	8,8E-08	77,4	1,1	0,21	-1,00	-0,5
120	9,7E-03	16,6	6,4	0,39	-1,00	-3,0

Respecto de los valores obtenidos para las dos posiciones en las cuales se efectuó el cálculo de las conductividades hidráulicas, cabría esperar mayores valores de K_o para la posición de $x = 4,8$ m. Si bien los flujos a 120 cm son mayores, debido al mayor contenido de agua, los valores de K_o no lo son. Esto se relaciona con los diferentes gradientes utilizados en uno y otro caso. Dado que los gradientes ΔH intervienen en el cálculo de $K(\theta)$, según se explicita en la Ec. (5.19), al aumentar el valor de los mismos el valor de $K(\theta)$ disminuye. Y en el caso de la posición de $x = 3,0$ los gradientes fueron en general, menores a la unidad, obteniéndose para esta posición mayores conductividades hidráulicas.

En forma complementaria, en la Fig. 5.26 se han graficado las variaciones del flujo en función del tiempo ($\Delta q/\Delta t$), para las posiciones $x = 3,0$ m (zona 1) y $x = 4,8$ m (zona central de flujo preferente). Los gráficos muestran más claramente la variación de la velocidad de flujo con la profundidad, siendo más conspicuas las diferencias en el nivel de 120 cm. Los cálculos también señalan coherentemente la disminución de q con el tiempo, en respuesta a la lenta desaturación del medio. Nuevamente queda en evidencia las bajas velocidades de flujo que caracterizan a este medio.

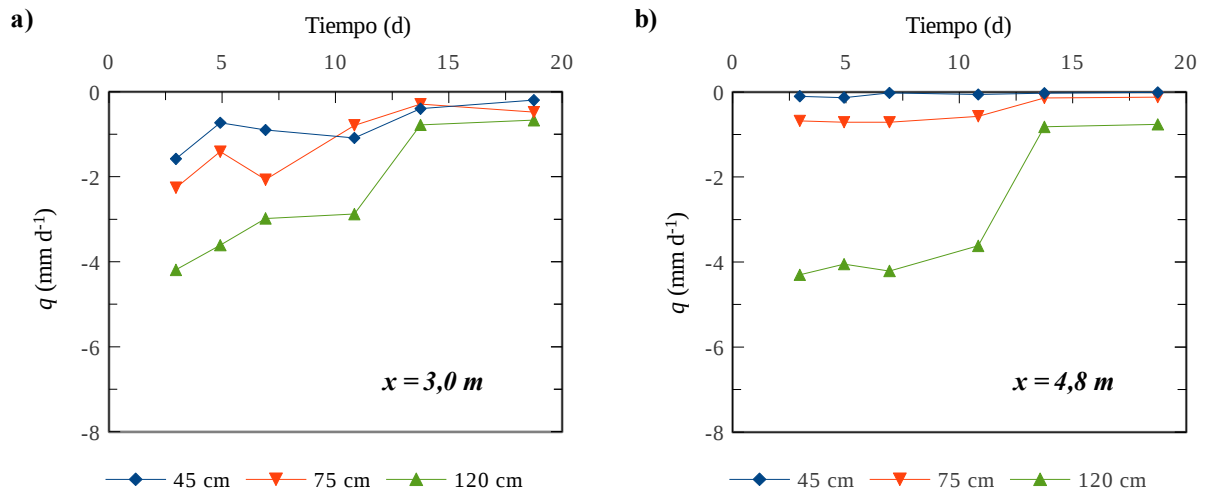


Fig. 5.26. Flujos medios (\bar{q}) en función de la profundidad, calculados en base a las tomografías. Las curvas pertenecen a las posiciones de **a)** $x = 3,0$ m y **b)** $x = 4,8$ m.

Para prescindir de los gradientes en el potencial hidráulico total (ΔH), se puede calcular el flujo como la variación del almacenamiento en función del tiempo, $\bar{q} = \Delta S / \Delta t$ (Ec. (5.19)). Se ha calculado esta variación del almacenamiento para dos intervalos de profundidad, 80 – 100 cm (Fig. 5.27a) y 110 – 130 cm (Fig. 5.27b), en ambas zonas. La elección de estos intervalos obedece a que el primero incluye aproximadamente la posición del horizonte petrocálcico (Ck y Ckm) y el segundo, el loess y limo que se encuentra por debajo.

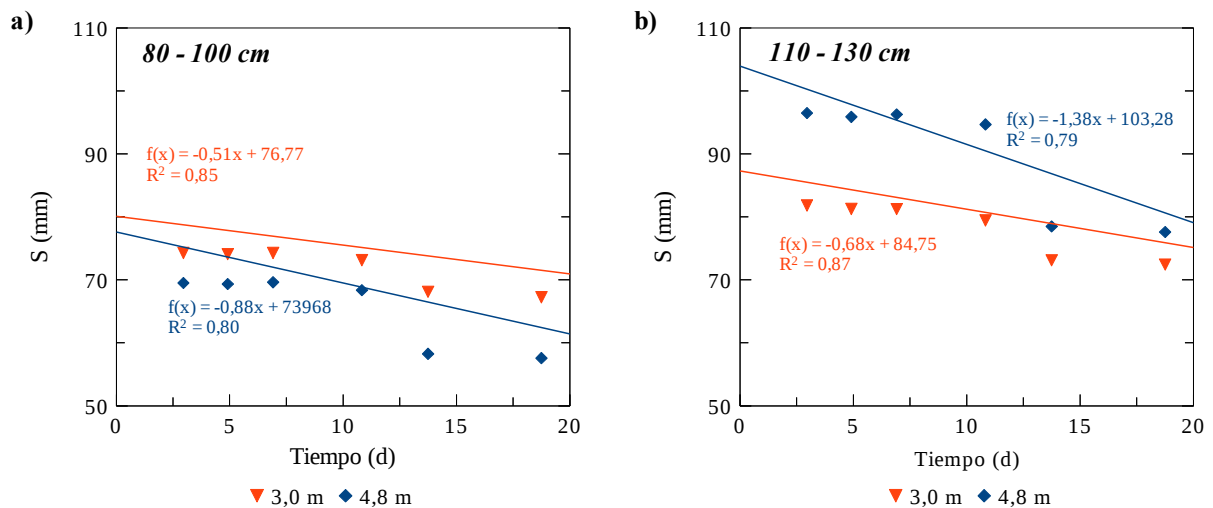


Fig. 5.27. Flujo medio a lo largo del drenaje calculado para $x = 3,0$ m y $x = 4,8$ m, en dos intervalos de profundidad: **a)** 80 – 100 cm y **b)** 110 – 130 cm.

Si bien las diferencias en las pendientes $\Delta S/\Delta t$ son pequeñas, debidos a las bajas permeabilidades de este medio, es posible apreciar valores mayores para la zona de flujo rápido ($x = 4,8$ m), indicando velocidades de flujo más elevadas. Esto mismo se observa para ambos intervalos de profundidad, 80 a 100 cm y 110 a 130 cm. Con lo cual, este hecho demostraría que la textura no es la única propiedad que influye en las velocidades de flujo. A pesar de que tanto Ck como Ckm son de textura arenosa, y es lógico esperar para ellos conductividades hidráulicas un poco más elevadas, la cementación con CaCO_3 puede reducir el espacio poral, disminuyendo también las conductividades hidráulicas. Caso contrario, zonas menos cementadas serían las más factibles de convertirse en vías preferenciales de flujo hacia el acuífero. Estas discontinuidades litológicas son las que se han detectado por medio de la TRE y que, de acuerdo a lo que sugiere la evidencia experimental, se han comportado como vías más rápidas de flujo hacia el acuífero.

La aplicación de la ecuación de Darcy a un plano determinado dentro de la zona no saturada es otro método que permite estimar velocidades de flujo (Healy, 2010). Tal metodología ha sido utilizada por Weinzettel et al. (2005b) a un plano situado a 120 cm, en esta misma zona de estudio, para el que obtuvieron velocidades de flujo de 6 mm d^{-1} . Esta coherencia de los valores calculados constituye una validación adicional a la ya realizada para los valores de θ_{TRE} . Por otra parte, siempre para el plano de 120 cm, los mismos autores obtuvieron una $K_s = 66,2 \text{ mm d}^{-1}$. Si bien la magnitud de esta variable es algo mayor que la aquí estimada para el drenaje, permanece dentro del mismo orden de magnitud. Además, si se la compara con el valor de $K_s = 95 \text{ mm d}^{-1}$ obtenido con la simulación (ver Tabla 4.4), la similitud es más evidente todavía.

5.5.8. Medición de tomografías en condiciones naturales

Las tomografías realizadas durante el 2012 buscaron comprobar la capacidad del método para establecer el estado de humedad del suelo y la zona no saturada. Dicha tarea implicó la realización de una serie de tomografías, luego de varios eventos de precipitación. La ubicación temporal de dichas tomografías, al igual que las precipitaciones y la posición del nivel freático, se muestran en la Fig. 5.28.

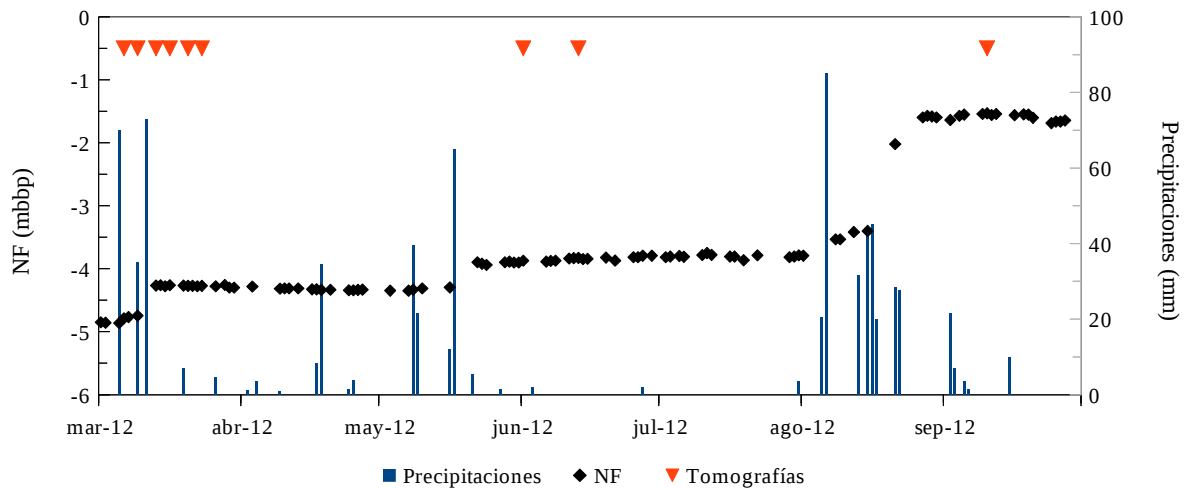


Fig. 5.28. Ubicación temporal de las tomografías realizadas durante el año 2012. Se muestran las precipitaciones y la posición del nivel freático (NF), en metros bajo boca de pozo (mbbp).

También se muestran los valores de humedad para las profundidades de 30, 60, 90 y 150 cm, adquiridas con las sondas de capacitancia de registro continuo (Fig. 5.29) y las mediciones de H para ambas zonas (Fig. 5.30).

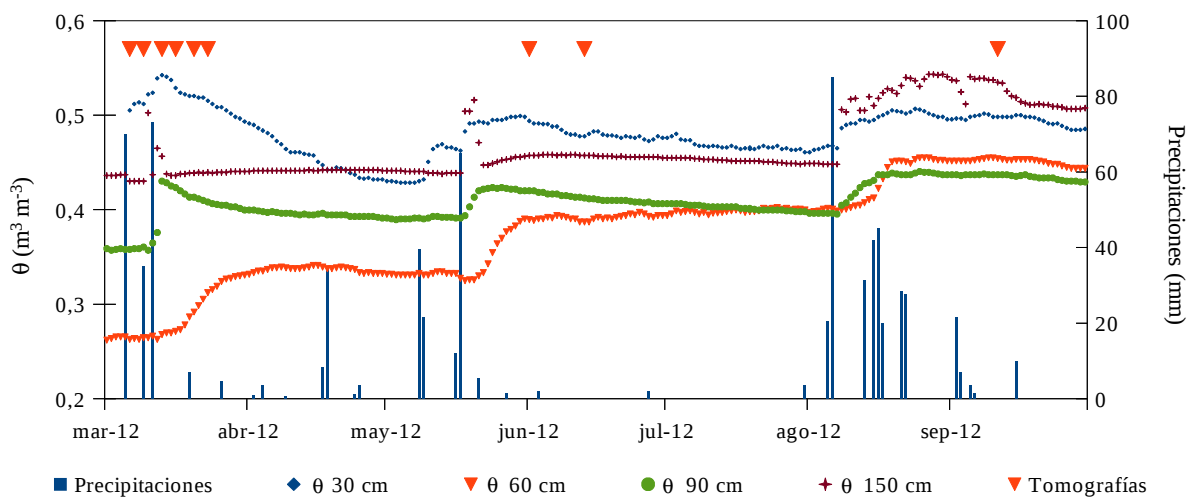


Fig. 5.29. Variación de la humedad volumétrica (θ) para 30, 60, 90 y 150 cm de profundidad, desde marzo a septiembre de 2012. Se indican las precipitaciones y los momentos de realización de las tomografías eléctricas.

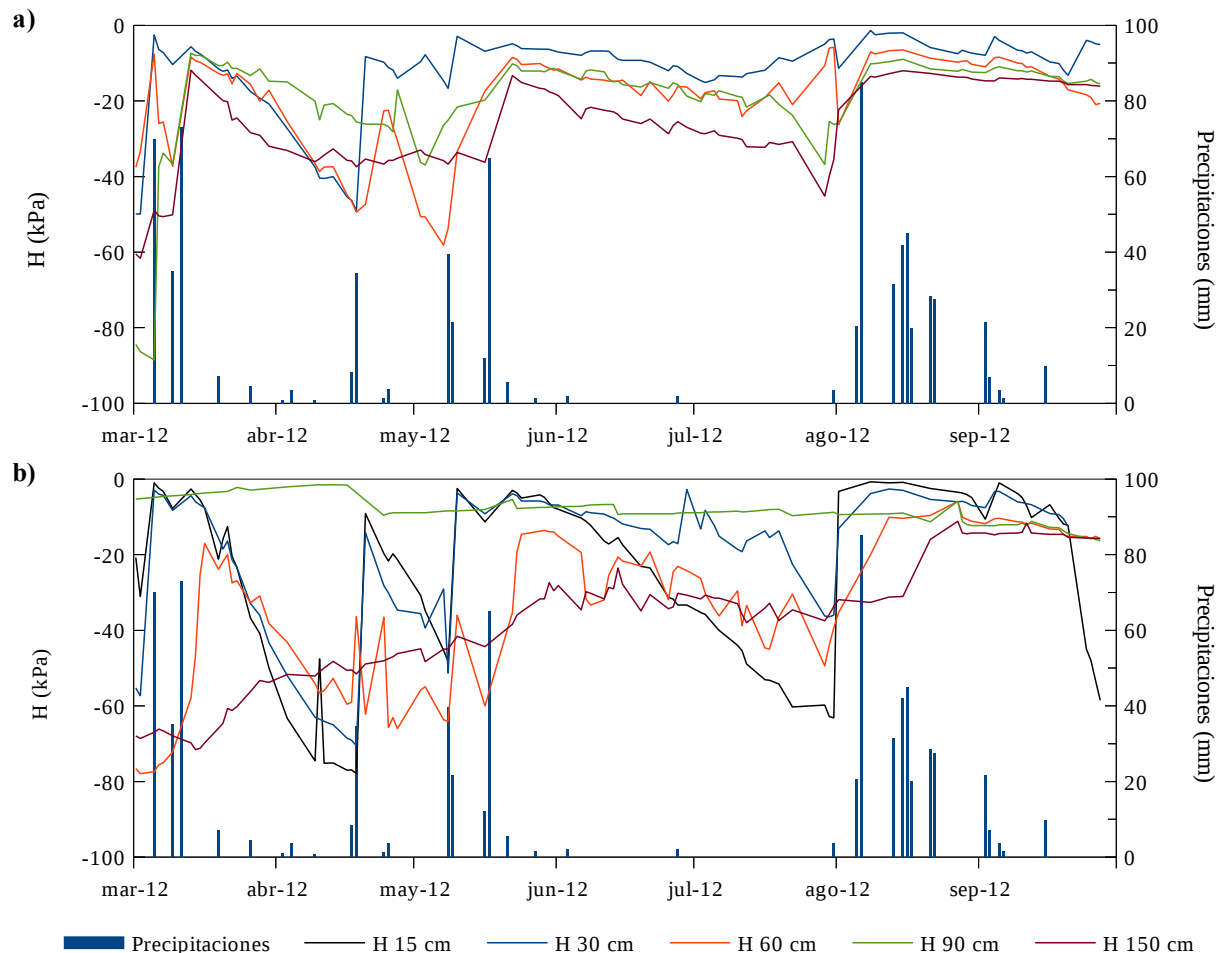


Fig. 5.30. Evolución de los potenciales hidráulicos totales (H) de acuerdo a las precipitaciones, desde marzo hasta septiembre, para **a)** la zona 1 y **b)** la zona 2. Para la zona 1 no se dispone de H para 15 cm.

A los fines de esta presentación se eligió una sección de θ_{TRE} obtenidas luego de cada ascenso de nivel freático. Nótese que la última tomografía se realizó con el nivel a 1,7 m por debajo de la superficie y con un perfil de suelo muy cercano a la saturación, en especial, los tres niveles más profundos. Además, como fuera ya señalado, se extrajeron muestras de cápsulas de succión situadas sobre la transecta, de las cuales se obtuvo la conductividad eléctrica de la solución poral (σ_w). Este valor fue introducido en la Ec. (5.12) que representa el modelo de Shah y Singh (2005) para obtener el valor de θ_{TRE} correspondiente. Cabe recordar que, anteriormente, por carecer de una medición de dicha variable, se realizó una estimación de σ_w en base a las mediciones con las sondas TDR. Los resultados de estas mediciones, convertidas a sección de humedad, se exponen en la Fig. 5.31, correspondiendo a los meses de marzo, junio y septiembre, respectivamente.

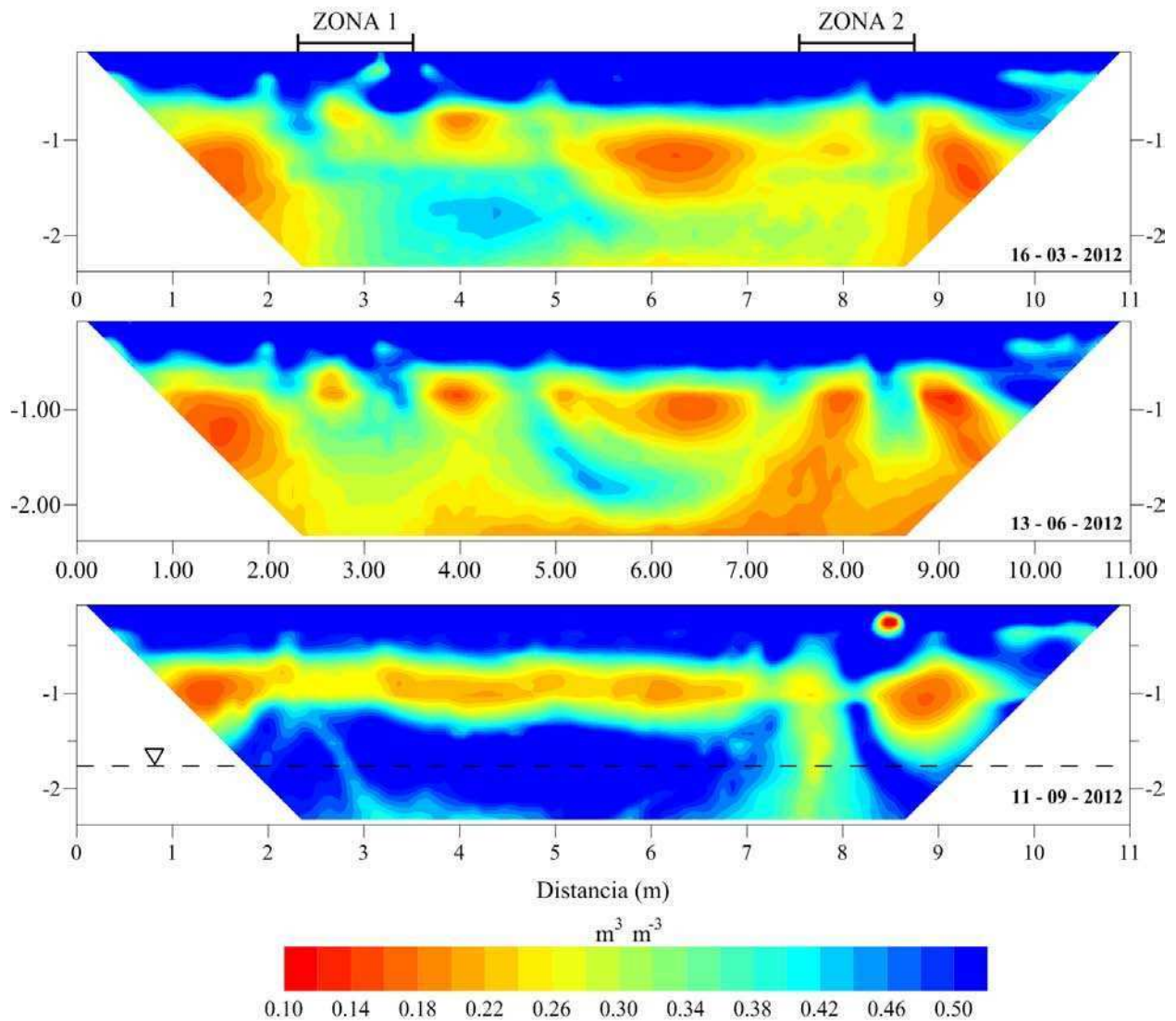


Fig. 5.31. Secciones de humedad calculada (θ_{TRE}) obtenidas a partir de tomografías realizadas sobre la transecta, en condiciones naturales.

En los tres casos, se observa una saturación total para los horizontes superiores (A y Bt). Si bien las tomografías se realizaron luego de importantes precipitaciones, siendo muy elevado el contenido de agua en el suelo, los valores de θ_{TRE} exceden en algunos casos el valor de la porosidad, lo cual no es físicamente posible. Esto indicaría que los parámetros de laboratorio, requerirían pequeños ajustes para lograr reducir el valor de θ_{TRE} . Se enfatiza sobre este horizonte ya que es probable que durante los ensayos de laboratorio, y dadas las características hidráulicas y composicionales del mismo, el agua de lavado no haya podido reemplazar completamente el agua poral original con la que fue extraída la muestra. No obstante, y según lo determinan las mediciones de θ y H , al momento de las mediciones con tomografías, los niveles de 30 y 60 cm se encontraban en saturación.

Para el resto de los niveles, los valores de θ_{TRE} también guardan coherencia con las humedades medidas (Fig. 5.29). Para 90 cm, se observa en ambas zonas, valores de H cercanos a los -9 kPa, lo que equivale prácticamente a saturación, señalando los valores de θ igual condición. En las secciones de humedad, esta profundidad corresponde al límite entre las zonas de alta y baja humedad, justo por encima del horizonte petrocálcico, con valores de entre 0,34 y 0,38 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$.

Finalmente, para 150 cm, existen diferencias entre ambas zonas. Según la información de los tensiómetros, la zona 1 experimentó una condición cercana a la saturación para los momentos de las dos primeras tomografías, lo cual ha sido correctamente reflejado por las TRE, especialmente en la primera de ellas. Por su parte, para la zona 2, el tensiómetro correspondiente a esta profundidad, registró potenciales totales de -70 y -40 kPa, para la primera y segunda sección, respectivamente. Sin embargo, las mediciones de θ , discrepan con estas últimas ya que todas las mediciones rondan los 0,45 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$. Al respecto, caben las explicaciones antes esgrimidas, en relación a las heterogeneidades del medio y que los tensiómetros y las sondas no se encuentran exactamente en la misma posición.

La tercera tomografía muestra la zona inferior saturada o con contenidos de humedad cercanos a la saturación debido a la presencia de la superficie freática situada a 1,7 m por debajo de la superficie. Se especula con la presencia de una incipiente franja capilar por encima de esta profundidad, hecho que se fundamenta en el estado de saturación que muestran tanto la sonda de capacitancia como los tensiómetros en ambas zonas.

Un comentario final con relación a las secciones de humedad obtenidas del ensayo de infiltración y drenaje. Se observan similitudes en las dos primeras secciones, entre las que merece destacarse las discontinuidades del horizonte petrocálcico, y las zonas de pasaje preferencial.

VALIDACIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD DE LA SOLUCIÓN PORAL

Durante 2012 fue posible recolectar muestras de la solución poral del suelo mediante el empleo de cápsulas de succión, instaladas especialmente con este fin. Los resultados de las conductividades de dichas extracciones se indican a continuación en la Tabla 5.9. Es posible observar un incremento de σ_w con la profundidad, con un notorio aumento hacia los 120 cm. La acumulación de sales por efecto de la evapotranspiración se diluye más rápidamente en los

niveles superiores por efecto de las precipitaciones. Las escasas precipitaciones durante 2008 y 2009 elevaron la concentración de soluto del agua poral a 120 cm, permaneciendo con conductividades eléctricas altas hasta junio de 2012. A partir de aquí, luego de las abundantes precipitaciones y los eventos de recarga, comenzaría la dilución del contenido de sales.

Tabla 5.9. Valores de la conductividad de la solución poral σ_w , en dS m^{-1} de las muestras obtenidas con cápsulas de succión. * Muestras pertenecientes a la parcela experimental.

Fecha	σ_w			
	30 cm	60 cm	90 cm	120 cm *
	dS m^{-1}			
09/03/2012	0,978		1,103	
13/03/2012	0,726	1,795	1,958	
15/03/2012			1,770	3,740
16/03/2012	0,707			3,490
20/03/2012				3,510
23/03/2012			1,484	3,450
28/03/2012				3,510
27/04/2012				3,700
16/05/2012				4,960
01/06/2012	0,685			3,030
13/06/2012	0,923			
10/08/2012	0,451			
11/09/2012			2,220	
12/11/2012				3,030

En la Fig. 5.32, se han graficado los valores de σ_w calculados a partir de las TRE ($\sigma_{w(\text{calc})}$) en función de las mediciones de σ_w , como una manera adicional de validar la información proveniente de las TRE. Interviene también en el cálculo de $\sigma_{w(\text{calc})}$ el valor de las mediciones de θ (Ec. 5.16). En los momentos en que no se contó con datos de σ_w para comparar con los $\sigma_{w(\text{calc})}$, se utilizó el correspondiente a la fecha más cercana.

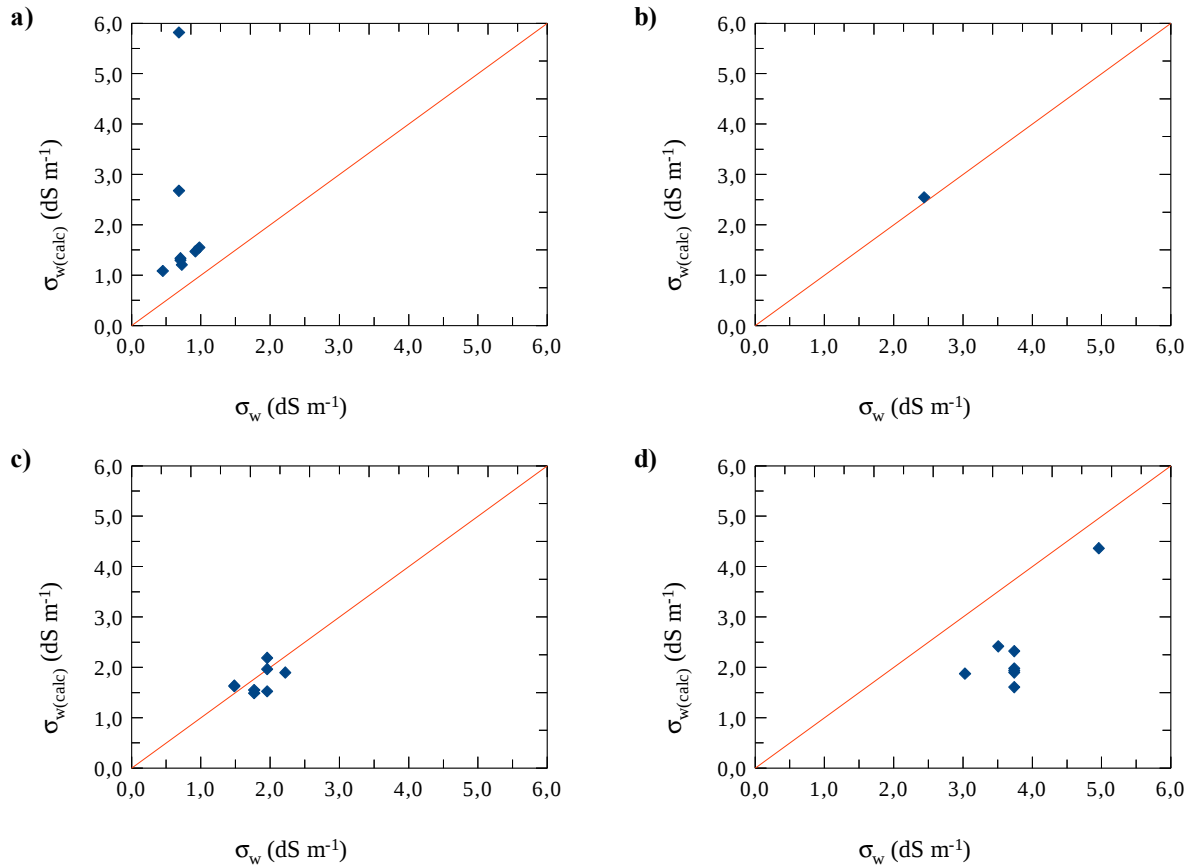


Fig. 5.32. Gráficos de regresión entre la conductividad de la solución poral calculada con tomografía ($\sigma_{w(calc)}$) y la obtenida en el campo mediante cápsulas de succión (σ_w), para cuatro profundidades: **a)** 30 cm; **b)** 60 cm; **c)** 90 cm y **d)** 150 cm.

En general, se observa una aceptable coherencia entre valores medidos y calculados, siendo más evidente para los 90 cm, con una diferencia media de $0,33 \text{ dS m}^{-1}$. A 60 cm existe también una gran similitud, pero sólo ha sido posible recuperar una única muestra. A 30 cm se observa una ligera sobreestimación de los valores calculados pero con una diferencia media de sólo $0,77 \text{ dS m}^{-1}$, descartando el valor extremo de $5,8 \text{ dS m}^{-1}$. Finalmente, para los 150 cm, se observa una subestimación de $\sigma_{w(calc)}$ con respecto a las mediciones de σ_w , con una diferencia media de $1,62 \text{ dS m}^{-1}$. En este caso particular, dado que no se están comparando las mismas profundidades, es probable que existan diferencias apreciables entre 120 y 150 cm, en el valor de σ_w .

5.6. CONCLUSIONES

A lo largo de este capítulo se ha demostrado la potencialidad de la técnica de tomografía eléctrica para el estudio del suelo y la zona no saturada. Por un lado ha sido posible estudiar la distribución espacial de los diferentes materiales que componen el subsuelo, detectando incluso heterogeneidades dentro de los diferentes horizontes. Esto último es más evidente en el horizonte petrocálcico, localizado a un metro de profundidad, con espesores que varían entre los 30 y 40 cm. Las características texturales y composicionales propias de cada horizonte permiten explicar las diferencias en las resistividades asignadas a cada horizonte. De esta manera, los horizontes con mayor contenido arcilloso, el A y especialmente el Bt, presentan menores resistividades debido a la conducción de la corriente eléctrica en la superficie de las arcillas y la mayor capacidad de retención de agua. Por el contrario, en los horizontes más arenosos, como el Ck y Ckm, el efecto de la conducción superficial es despreciable y normalmente se encuentran con menores contenidos de humedad. La resistividad puede aumentar todavía más si se encuentran cementados por CaCO_3 .

Por medio de la realización de un ensayo de infiltración y drenaje de campo, monitoreado con TRE, fue posible estudiar el movimiento del agua en el suelo. Esto requirió la realización de ensayos de laboratorio que permitieran convertir la resistividad en humedad volumétrica. Este es un aporte significativo ya que no sólo permitió comprender la relación entre dichas variables (humedad, resistividad, conductividad de la solución poral y litología), si no que además se proveen las ecuaciones que permitirán realizar estudios de este tipo en suelos de características similares. Estas experiencias pusieron de relieve la contribución de cada una de ellas a la conductividad global, siendo la humedad y la conductividad de la solución poral, las más importantes.

La interpretación del conjunto de los datos significó un avance en la comprensión del funcionamiento de este sistema (suelo y zona no saturada), respecto de los estudios previos que sólo contemplaban un flujo unidimensional, i.e., flujo vertical, ascendente o descendente. Tanto las interpretaciones como la validación de la humedad calculada, estuvieron respaldadas por la cuantiosa información proveniente de la instrumentación de campo, lo que les otorga solidez.

Al respecto, el análisis de toda la información sugiere la presencia de vías preferenciales de flujo, tanto durante la infiltración como durante el drenaje, las que están en estrecha relación con las discontinuidades propias del horizonte petrocálcico y el grado de cementación del mismo.

Estas zonas de humectación más rápida, generarían gradientes hidráulicos con el suelo circundante que promoverían el desarrollo de flujo horizontales.

Se calcularon velocidades de flujo para las profundidades de 45, 75 y 120 cm. Para el último nivel, los flujos máximos calculados fueron de 4,2 y 4,3 mm d⁻¹ para dos zonas sobre la transecta. Estudios anteriores llevados a cabo en esta misma zona de estudio, arrojaron valores de 6 mm d⁻¹ aplicando la ecuación de Darcy al plano de 120 cm. Esta gran coherencia, aún tratándose de velocidades de flujo extremadamente pequeñas, robustece los resultados obtenidos en este estudio,.

La capacidad del método para establecer el estado de humedad del suelo fue evaluada aplicándolo en condiciones naturales, a continuación de eventos de precipitación. El estado del suelo y la zona no saturada fue diverso, incluyendo una situación de nivel freático cercano a la superficie. Para dicha evaluación, se mejoró la instrumentación de campo, con el agregado de mayor cantidad de sensores de humedad y cápsulas para la extracción de la solución del suelo. Los valores de esta variable fueron introducidos en la ecuación de cálculo de θ_{TRE} .

Los resultados fueron similares a los obtenidos durante el ensayo de infiltración, en cuanto a la distribución de los materiales y la presencia de zonas preferenciales de flujo. Las tomografías volvieron a mostrar gran coherencia con los datos de tensiometría y humedad medidos. Asimismo, la presencia de la superficie freática quedó bien definida. En cuanto a los valores $\sigma_{w(calc)}$ se obtuvo en general una buena concordancia con los valores medidos, encontrándose las menores diferencias en el nivel de 90 cm de profundidad, pero con resultados satisfactorios para los restantes.

Capítulo 6.

MODELACIÓN DEL DRENAJE

6.1. INTRODUCCIÓN

En el capítulo anterior se expusieron los resultados de la aplicación de tomografía eléctrica al suelo y la zona no saturada. Ello permitió, por un lado, la caracterización del medio físico en base a los contrastes de resistividad. Por otro lado, se utilizó esta herramienta para el seguimiento de un ensayo de infiltración y drenaje, lográndose la cuantificación del flujo durante este último. Además, fue posible detectar la presencia y monitorear el accionar de zonas de flujo preferencial.

En este capítulo se muestran los resultados de la simulación numérica del drenaje de modo de validar los cálculos de conductividades hidráulicas y flujos obtenidos mediante la aplicación de la tomografía eléctrica.

6.2. METODOLOGÍA

6.2.1. Estrategia de modelación

La modelación numérica se realizó nuevamente mediante el código HYDRUS y su interfaz gráfica HYDRUS-1D (Simunek et al., 2008). Por lo tanto, el tratamiento matemático de las ecuaciones de flujo por parte del código que ya fueron explicitadas, son igualmente aplicables.

Se modelaron las dos zonas que fueron instrumentadas para el ensayo de infiltración y drenaje de campo. Con los resultados se propuso robustecer el modelo conceptual y los cálculos logrados a partir de las tomografías.

En este caso, la columna de suelo que representa el sistema real se extendió hasta los 150 cm de profundidad, ya que sobre la transecta no se contaba con información proveniente de una profundidad mayor. La unidad de longitud utilizada es el centímetro y la unidad de tiempo el día. El dominio fue discretizado en 150 elementos, todos de 1 cm de longitud, de modo que la malla quedó integrada por 151 nodos (Fig. 6.1). La distribución de materiales se basó en aquella utilizada en el capítulo 4 y que coincide con la distribución de los materiales que otorgó la tomografía eléctrica (Fig. 6.1).

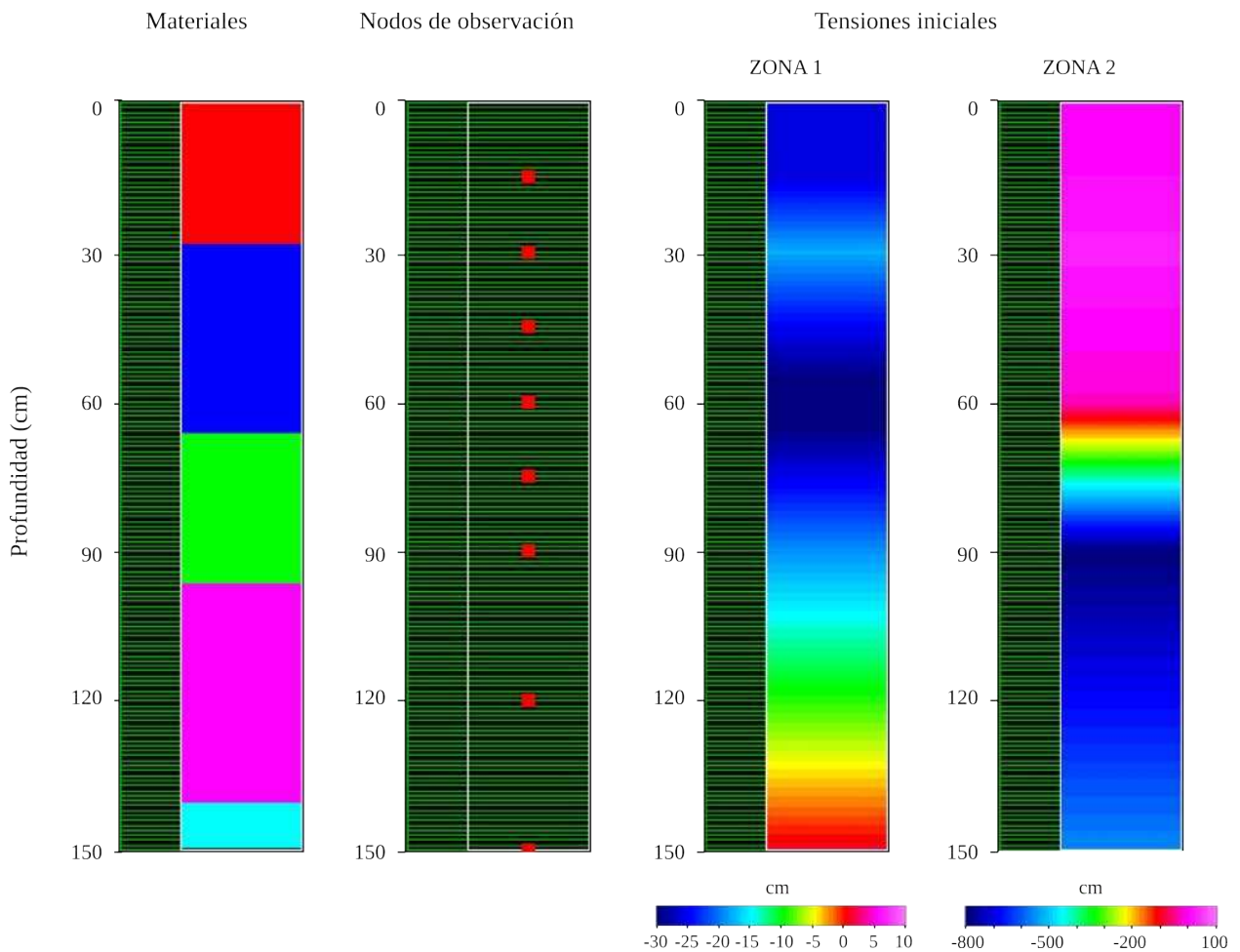


Fig. 6.1. Materiales, nodos de observación y tensiones iniciales (cm) definidos para la modelación.

Asimismo, en la Tabla 6.1 se reiteran los espesores de los mismos y los horizontes del suelo cuyo comportamiento hidrodinámico se busca reflejar. Sobre la malla se definieron cinco nodos de observación situados a 15, 30, 60, 90 y 150 cm de profundidad, en coincidencia con la profundidad de los tensiómetros, para los cuáles Hydrus devuelve la información referente a tensiones matriciales, humedades y flujos. Además, se añadieron nodos a 45, 75 y 120 cm para

poder comparar los flujos simulados con los estimados en base a las tomografías eléctricas para dichas posiciones (ver sección 5.5.7).

Tabla 6.1. Espesores de las capas utilizadas en el modelo numérico y los horizontes a los que representan.

Capa	Intervalo de profundidad	Horizontes representados
	cm	
1	0 – 20	A1 + A2
2	20 – 66	Bt1 + Bt2 + BCk
3	66 – 94	Ck
4	94 – 140	Ckm
5	140 – 150	Loess y Limos

Como condición de contorno superior se optó nuevamente por una condición dependiente del sistema con intercambio con la atmósfera, de modo que los flujos (entrantes y salientes) se calculan a partir de los ingresos por precipitaciones y los egresos por evapotranspiración. Para el límite inferior se utilizó una condición de contorno de tipo Dirichlet. La condición de contorno superior bien podría haberse reemplazado por una condición de tipo Neuman, con $q = 0$, ya que lo que se buscaba es modelar el drenaje. Sin embargo, dado que el sector de estudio no fue cubierto y aislado de la atmósfera, se registró una precipitación que anuló la validez de esta condición de contorno. En el capítulo 5 se asumió que la evapotranspiración fue nula, simplificación necesaria para poder aplicar el método de Hillel et al. (1972). Sin embargo en este caso, se tuvo en cuenta la transpiración de modo de validar dicha suposición. Para la extracción de agua por parte de las plantas se utilizó nuevamente el modelo de Feddes et al. (1978) con los mismos parámetros ya calibrados (ver tabla 4.5) y la misma distribución de la función $b'(x)$ (ver fig 4.10). Como condición de contorno inferior se utilizó la información proveniente de los tensiómetros ubicados a 150 cm. Se prefirió esta alternativa a la de drenaje libre, condición de contorno que suele utilizarse para modelar aquellos casos en los que el acuífero se encuentra relativamente profundo y no influye en el comportamiento del suelo y la zona no saturada. Esta elección se fundamenta en la utilización de una condición de contorno que fue medida en el campo y que, por lo tanto, permite acotar la solución a las condiciones propias imperantes en el momento de la experimentación.

Las condiciones iniciales fueron ingresadas como tensiones matriciales a partir de la tensiometría de ambas zonas. La información es introducida en forma discreta para las profundidades disponibles (15, 30, 60, 90 y 150 cm) y el programa realiza una interpolación lineal entre estas profundidades. En la Fig. 6.1 se muestran las distribuciones de tensiones

matriciales iniciales para las zonas 1 y 2, respectivamente. Según fue comentado en el capítulo anterior, se parte de condiciones iniciales diferentes. Por un lado, la zona 1 prácticamente saturada en todo el espesor y por otro, la zona 2, que alcanzó una saturación parcial en la porción superior del suelo.

Nuevamente se realizó la calibración de los parámetros en forma manual, utilizando como punto de partida los parámetros ya calibrados con anterioridad.

6.2.2. Calibración de los parámetros y validación

En forma análoga a la metodología seguida en el capítulo 4, se ajustaron manualmente los parámetros hidráulicos de modo de intentar semejar el comportamiento de las tensiones matriciales medidas. Asimismo, en el caso de la zona 2, se contrastaron las humedades simuladas con las observadas mediante el TDR.

6.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

6.3.1. Validación de la simulación

En la Fig. 6.2 se muestran los ajustes entre tensiones simuladas y observadas para las profundidades de 15 y 30 cm y en la Fig. 6.3, para 60 y 90 cm, ambos para la zona 1. Por su parte, la Fig. 6.4 y la Fig. 6.5 muestran los mismos resultados para la zona 2. También, en la Fig. 6.3c y Fig. 6.5c se muestran los datos de las tensiones medidas a 150 cm que fueron utilizados como condición de contorno inferior. Es por ello, que se observa una superposición entre datos observados y simulados. Asimismo, en la Tabla 6.2 se expone la bondad de los ajustes por medio del coeficiente de determinación (r^2) y la raíz del error cuadrático medio (RECM).

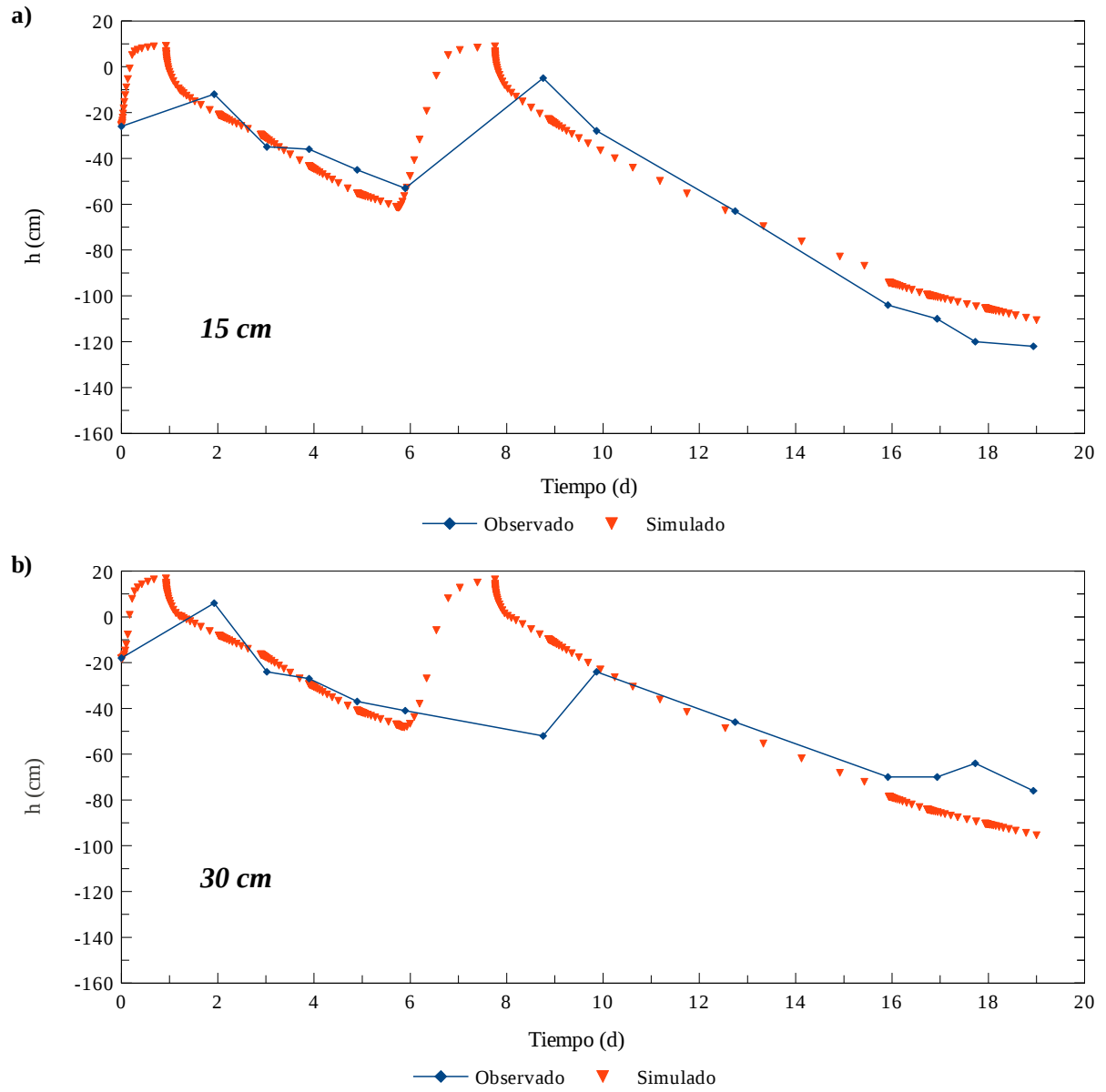


Fig. 6.2. Ajustes de las tensiones simuladas a las tensiones observadas durante el drenaje en la zona 1, para las profundidades de **a)** 15 y **b)** 30 cm.

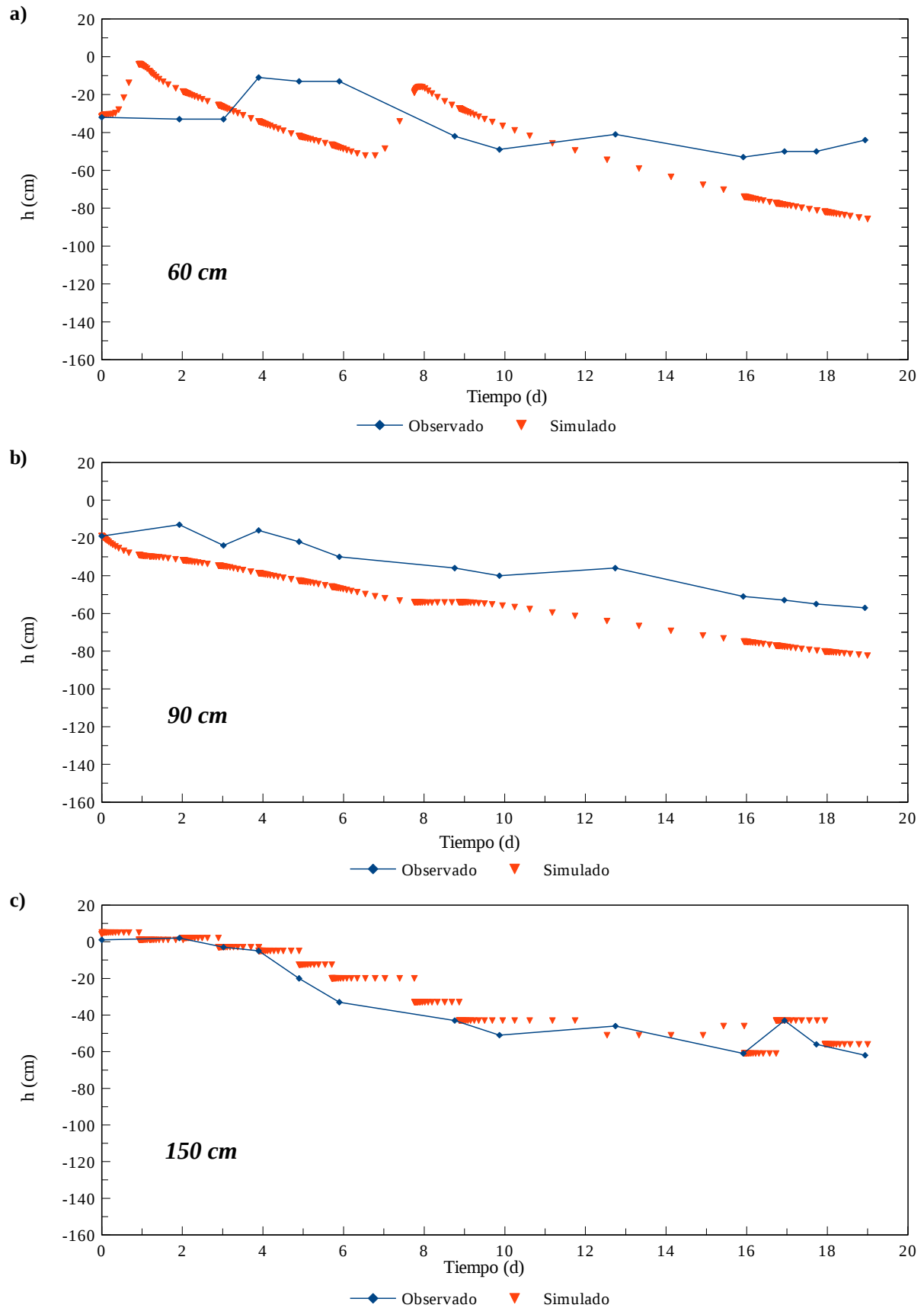


Fig. 6.3. Ajustes de las tensiones simuladas a las tensiones observadas durante el drenaje en la zona 1, para las profundidades de **a)** 60, **b)** 90 y **c)** 150 cm.

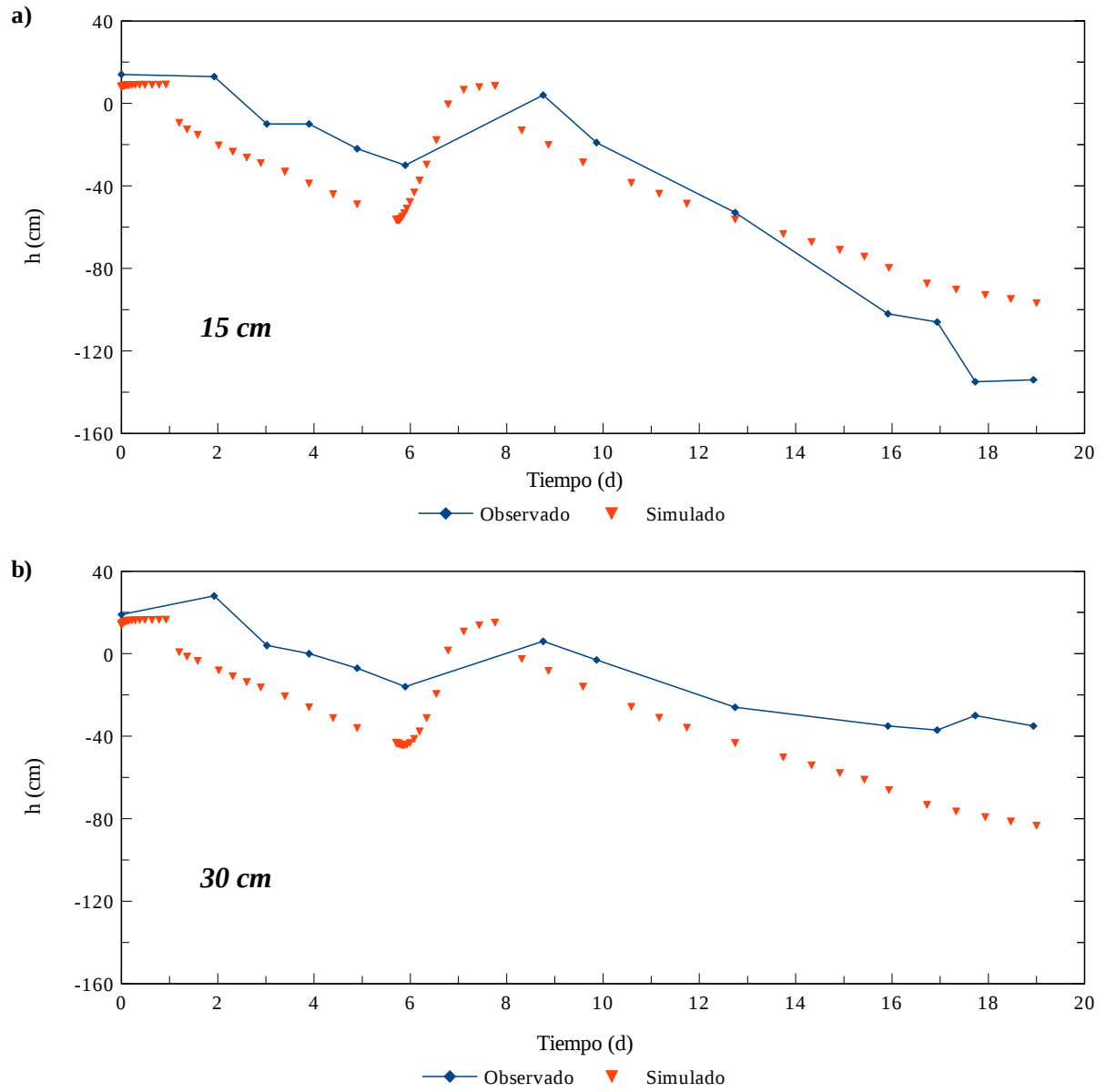


Fig. 6.4. Ajustes de las tensiones simuladas a las tensiones observadas durante el drenaje en la zona 2, para las profundidades de **a)** 15 y **b)** 30 cm.

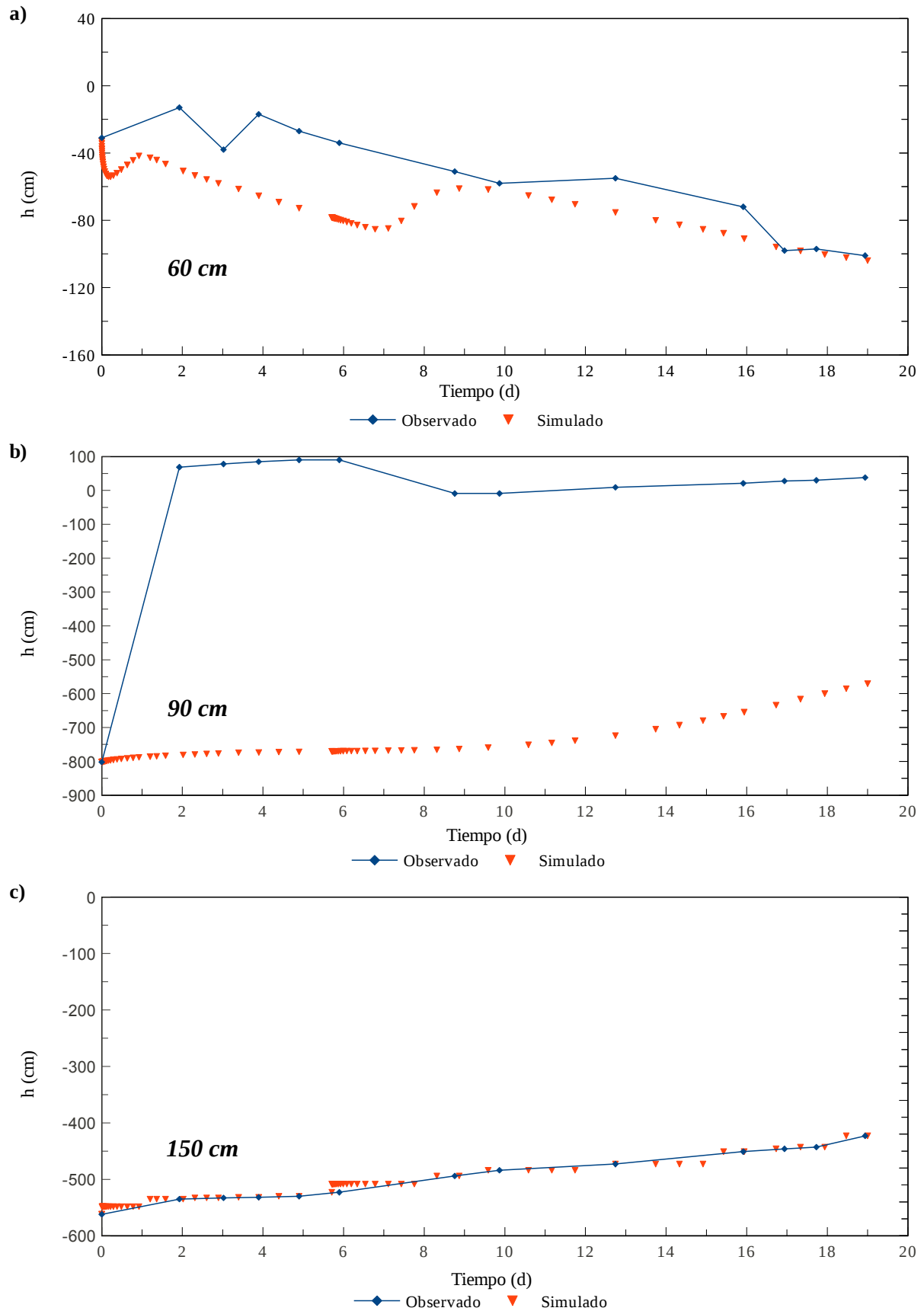


Fig. 6.5. Ajustes de las tensiones simuladas a las tensiones observadas durante el drenaje en la zona 2, para las profundidades de a) 60 y b) 90 y c) 150 cm.

En el caso de la Fig. 6.5b no existe coherencia entre datos observados y simulados. El hecho se debe a que el tensiómetro perdió en forma definitiva el contacto hidráulico con el suelo de modo que sólo es válido el dato inicial. No obstante, se prefirió mantener los datos para mostrar el comportamiento simulado que indica una respuesta acorde a lo que señala el tensiómetro de 150 cm. En el caso de 150 cm, la superposición es prácticamente perfecta dado que dicha información se utilizó como condición de contorno inferior.

Los resultados indican, en general, ajustes satisfactorios con un RECM máximo de 33 cm (Tabla 6.2). También, el coeficiente de determinación señala una buena correlación entre tensiones simuladas y observadas lo que se refleja en las similares tendencias de las figuras precedentes. Se advierte, a su vez, que la simulación respondió apropiadamente al evento de precipitación de 5,2 mm que aconteció a los seis días de iniciado el drenaje, con un descenso de las tensiones (o aumento del potencial de presión) para los dos tensiómetros superiores (30 y 60 cm)

Tabla 6.2. Estimación de la bondad de los ajustes entre valores observados y medidos, mediante el coeficiente de determinación (r^2) y la raíz del error cuadrático medio (RECM).

ZONA 1							
15 cm		30 cm		60 cm		90 cm	
r^2	RECM	r^2	RECM	r^2	RECM	r^2	RECM
	cm		cm		cm		cm
0,98	11,31	0,77	15,64	0,37	22,52	0,90	19,74
ZONA 2							
15 cm		30 cm		60 cm		90 cm	
r^2	RECM	r^2	RECM	r^2	RECM	r^2	RECM
	cm		cm		cm		cm
0,93	27,0	0,90	27,5	0,73	32,9	---	---

Como fue mencionado en la sección de metodología, en la modelación del drenaje se tuvo en cuenta el proceso de transpiración por parte de la vegetación. En el capítulo 5, a los fines de llevar a cabo el cálculo de flujo utilizando el método de Hillel et al. (1972), se debió asumir nula la evapotranspiración lo que se fundamentaba en el hecho de que el ensayo había sido realizado durante el invierno. Los resultados arrojados por esta simulación indican que dicha simplificación puede considerarse válida ya que la tasa promedio de transpiración simulada fue de sólo 0,66 mm d⁻¹, con una pérdida total a lo largo de 20 días de 12,5 mm.

6.3.2. Análisis de los resultados.

Los parámetros hidráulicos calibrados para la zona 1 se muestran en la Tabla 6.3 y para la zona 2 en la Tabla 6.4.

Tabla 6.3. Parámetros hidráulicos resultantes de la calibración manual para la zona 1.

Capa	θ_r	θ_s	alfa	n	K_s	l
	— $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ —		cm^{-1}		mm d^{-1}	
1	0,150	0,430	0,0040	1,46	3,7	0,5
2	0,200	0,460	0,0035	1,26	0,9	0,5
3	0,180	0,390	0,0070	1,39	3,0	0,5
4	0,170	0,370	0,0070	1,50	7,0	0,5
5	0,200	0,410	0,0113	1,70	10,0	0,5

Tabla 6.4. Parámetros hidráulicos resultantes de la calibración manual para la zona 2.

Capa	θ_r	θ_s	alfa	n	K_s	l
	— $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ —		cm^{-1}		mm d^{-1}	
1	0,150	0,430	0,0049	1,65	4,2	0,5
2	0,200	0,460	0,0042	1,32	0,9	0,5
3	0,180	0,390	0,0068	1,45	1,0	0,5
4	0,170	0,370	0,0070	1,50	3,0	0,5
5	0,200	0,410	0,0113	1,70	4,0	0,5

Asimismo, en la Fig. 6.6 se muestran las funciones de conductividad hidráulica no saturada obtenidas a partir de la simulación, para ambas zonas.

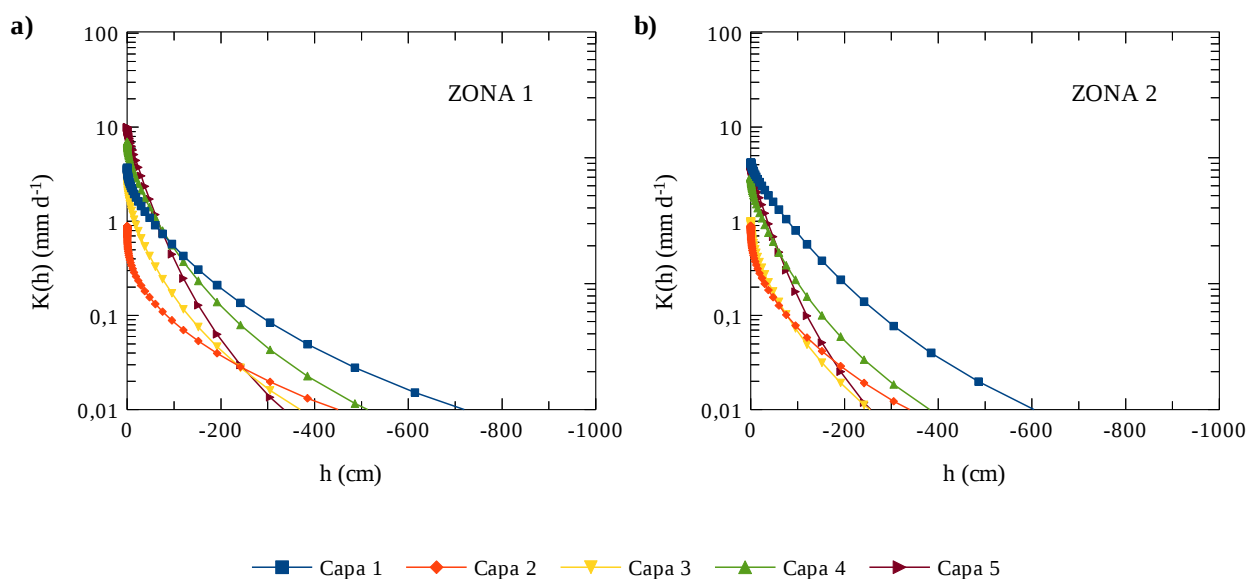


Fig. 6.6. Funciones calibradas de conductividad hidráulica no saturada para las zona 1 y 2.

Las funciones $K(h)$ muestran cierta similitud entre ambas zonas pero con algunas diferencias apreciables. Las mismas se encuentran especialmente en el valor de K_s de las capas 3, 4 y 5, siendo menores en el caso de la zona 2. Estas menores conductividades hidráulicas en este sector del perfil se vinculan con la humectación parcial del perfil observada tras la aplicación del riego. Mientras que en la zona 1 se logró la saturación completa hasta los 150 cm, en la zona 2 recién comienza a observarse un paulatino incremento en el contenido de agua de las partes más bajas del suelo hacia los finales del ensayo (ver Fig. 5.22 y Fig. 6.5c). Esta humectación diferencial debida a las heterogeneidades propias del medio, que fueron claramente observadas mediante la tomografía eléctrica (ver Fig. 5.21 y Fig. 5.23), son ahora respaldadas por los resultados de la simulación.

En relación a esto último, se destaca la gran coherencia de los valores K_o estimados a partir de la información proveniente de la tomografía con los valores de K_s obtenidos de la simulación. La estimación de este parámetro es difícil de lograr experimentalmente ya que varía exponencialmente ante los cambios de humedad, dificultad que se ve aumentada cuando los flujos son muy pequeños como en este caso.

Asimismo, en el capítulo 5 se validaron las humedad calculadas con la tomografía (θ_{TRE}) con aquellas obtenidas a partir de las sondas TDR (Fig. 5.25), obteniéndose ajustes muy satisfactorios. Por medio de la simulación es posible realizar el mismo procedimiento para la zona 1, en la que no se contaba con mediciones de humedad. Dicha validación se muestra en la Fig. 6.7, para las profundidades de 15, 30, 60 y 90 cm. Además, en la Tabla 6.5 se comparan numéricamente los mismos resultados.

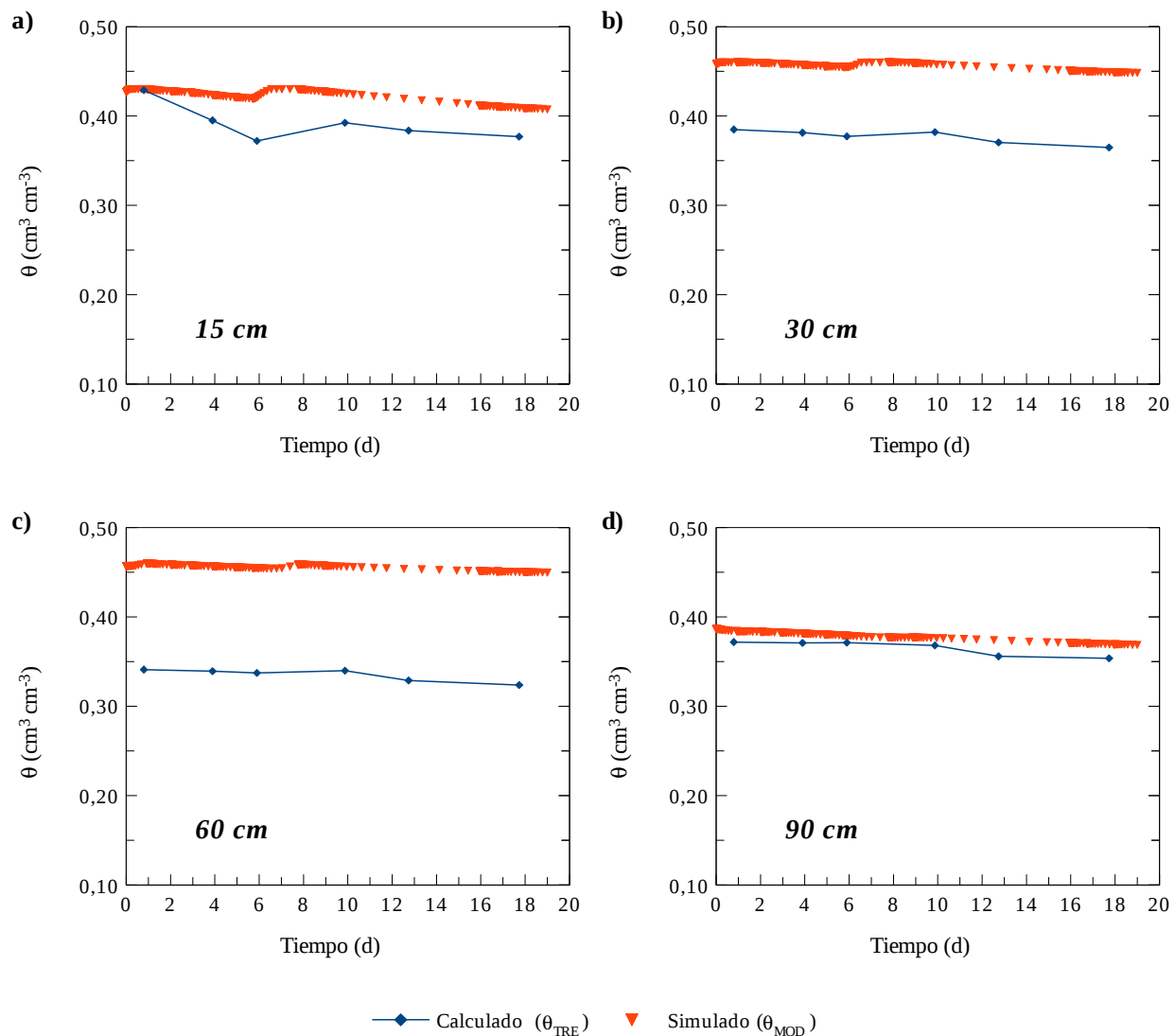


Fig. 6.7. Comparación entre humedades calculadas con tomografía eléctrica (θ_{TRE}) y la humedad simulada (θ_{MOD}) para la zona 1. Las figuras corresponden a las profundidades de **a)** 15 cm, **b)** 30 cm, **c)** 60 cm y **d)** 90 cm.

Se advierte nuevamente la satisfactoria respuesta de θ_{TRE} frente a los valores arrojados por la simulación (θ_{MOD}). La mayor discrepancia se observa para los 60 cm, pero la curva de θ_{TRE} posee un comportamiento muy similar a la curva de θ_{MOD} , con una lenta disminución de la humedad. En el resto de los casos, los ajustes son muy satisfactorios, con errores cuadráticos medios por debajo de $0,09 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Es interesante destacar como la TRE responde a la precipitación de 5,2 mm ocurrida a los 6 días de comenzado el drenaje mediante un ligero incremento en el contenido de agua, coherentemente con lo que marca también la simulación.

Tabla 6.5. Coeficiente de determinación (r^2) y raíz del error cuadrático medio (RECM) para las diferencias entre humedades calculadas con tomografía (θ_{TRE}) y simuladas (θ_{MOD}).

15 cm		30 cm		60 cm		90 cm	
r^2	RECM	r^2	RECM	r^2	RECM	r^2	RECM
cm		cm		cm		cm	
0,58	0,033	0,92	0,091	0,81	0,179	0,82	0,013

Además de una mejora en la conceptualización de este sistema, lograda mediante la utilización de la TRE, fue posible calcular velocidades de flujo en algunas de las zonas sobre la transecta (ver sección 5.5.7). En la Fig. 6.8 se muestran las velocidades de flujo calculadas con la tomografía eléctrica y las que resultaron de la simulación, para la zona 1. Se eligieron los mismos planos situados a 45, 75 y 120 cm para una comparación directa con lo calculado anteriormente con la TRE.

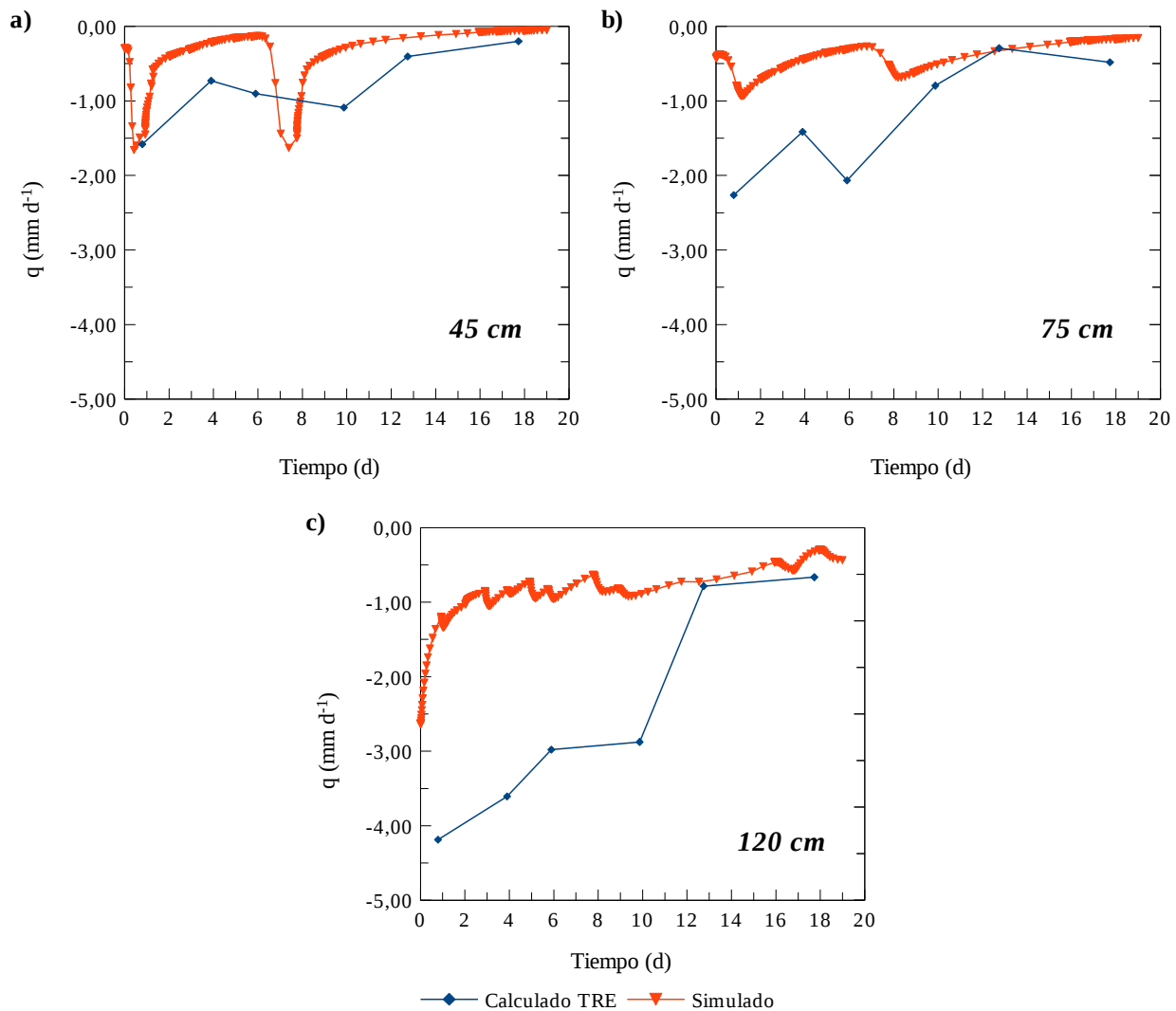


Fig. 6.8. Comparación entre flujos calculados con la tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y flujos simulados, para las profundidades de **a)** 45 cm, **b)** 75 cm y **c)** 120 cm, para la zona 1.

Las similitudes entre las curvas proveen de sustento a los valores calculados mediante tomografía y simulación. Existen, sin embargo, algunos desajustes que son más notorios para los 120 cm de profundidad, pero que se reducen con el decrecimiento de las velocidades de flujo. En el caso de los planos superiores (45 y 75 cm), se advierten que los aumentos y descensos en las velocidades de flujo son prácticamente coincidentes en el tiempo. A pesar de estas pequeñas discrepancias merece ser puesto de relieve el hecho de que se está trabajando con velocidades de flujo extremadamente bajas, del orden de unos pocas unidades de milímetros por día. Esto no es una cuestión menor ya que se requiere de mediciones de gran precisión para registrar variaciones tan pequeñas de las variables que controlan el flujo. Aun así, las diferencias máximas observadas son de aproximadamente 2 mm d^{-1} . Por lo tanto, puede afirmarse que además de contribuir a mejorar el modelo conceptual del funcionamiento de este sistema, con la implementación de la TRE se ha logrado además la cuantificación de flujos de muy pequeña magnitud, en diferentes sectores sobre una transecta. La reiterada concordancia con los resultados de la modelación numérica avalan los resultados obtenidos.

6.4. CONCLUSIONES

En este capítulo se mostraron los resultados de la modelación del experimento de campo presentado en el capítulo 5. La modelación se centró únicamente en el proceso de drenaje y sirvió principalmente de sustento a muchos de los resultados obtenidos a partir de la tomografía eléctrica.

Se validaron para la zona 1 las humedades calculadas con tomografía, ya que no se contaba con mediciones directas de humedad en ese sector. Asimismo, fue posible obtener conductividades hidráulicas y flujos que mostraron una gran coherencia con lo que señalaba la tomografía.

Para la zona 2, se modelaron las tensiones y se obtuvieron velocidades de flujo y conductividades hidráulicas que no habían podido ser calculados mediante la tomografía debido a que no se había alcanzado la saturación de todo el perfil. Los resultados numéricos revelaron gran coherencia con lo que sugerían, en forma cualitativa, las tomografías. Éstas mostraban una zona que no había logrado la saturación más allá de los 60 cm y continuaba su humectación hasta el momento en que finalizaron las mediciones de campo.

Capítulo 7.

INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES

7.1. PRINCIPALES RESULTADOS

La integración de la información proveniente de una parcela experimental ha permitido conceptualizar el funcionamiento de los diferentes procesos hidrológicos en el suelo y la zona no saturada de un ambiente de llanuras. La serie de datos incluyó condiciones de humedad muy dispares lo que permitió su evaluación ante escenarios diferentes. Por un lado, durante 2008 y 2009 se registró una gran sequía mientras que el año 2012 se caracterizó por las abundantes precipitaciones y condiciones de alta humedad. Mediante la aplicación del método del plano de flujo cero se logró la cuantificación de las diferentes componentes del ciclo hidrológico. Al respecto, la recarga media para el periodo 2007 – 2011 fue de 12,3 % de la precipitación mientras que la evapotranspiración real fue del 79,7 %. Sin embargo, se registraron importantes variaciones, como por ejemplo, la recarga del año 2008 que alcanzó sólo el 1,5 % mientras que la del año 2012 ascendió al 36,5 %, hasta el mes de septiembre. Estas estimaciones mostraron suma coherencia con aquellas obtenidas por otros autores utilizando otros métodos.

En forma complementaria al análisis de dicha información se desarrolló un ensayo con bromuro como trazador conservativo. Se utilizaron dos métodos para el análisis de los datos obtenidos, la velocidad de avance del pico del trazador y el desplazamiento del centro de masa de las concentraciones. A juzgar por la similitud de los datos obtenidos con el plano de flujo cero se concluyó que el segundo método es más apropiado para la evaluación de las velocidades de flujo. La velocidad media para el periodo que comprendió este ensayo fue de 0,8 mm d⁻¹, con una recarga estimada en 22,2% de la precipitación. Para este mismo periodo, el método del plano de

flujo cero indicó un valor del 25,7 %.

Como cierre de esta primera parte, se realizó la modelación numérica de toda la serie de datos proveniente de la parcela experimental. Como resultado se logró la cuantificación de las variables del ciclo hidrológico que mostraron un comportamiento acorde a los resultados previos. En particular, se destaca el rol de la transpiración como principal proceso capaz de extraer agua del suelo, modelado a partir de una función que tiene en cuenta la distribución de las raíces. Además, dada la cobertura vegetal permanente de estos suelos, es el principal proceso que contribuye a la evapotranspiración, siendo la evaporación directa prácticamente despreciable.

La simulación indicó además, que las velocidades de flujo son máximas en los momentos de recargas, con valores de hasta 35 mm d⁻¹. A su vez, el flujo medio para el mismo periodo en que fue realizado el ensayo de trazadores fue de 1,22 mm d⁻¹.

Las conductividades hidráulicas saturadas obtenidas con la modelación varían entre 75 y 180 mm d⁻¹, correspondiendo el valor más bajo al horizonte Bt y el mayor, a los limos y loess que constituyen el material parental de estos suelos. Este es un valor teórico que prácticamente no se alcanzó durante la simulación, ya que el flujo es predominante no saturado. Los valores máximos coinciden con las recargas de agosto de 2012, con un suelo muy cercano a la saturación. Estas conductividades hidráulicas debieran llamarse conductividades hidráulicas equivalentes ya que contemplan el flujo por macroporosidad y el flujo a través de la matriz de poros más pequeños.

En la segunda parte se introdujo la técnica de tomografía eléctrica como herramienta para el estudio del suelo y la zona no saturada. Con la misma se logró avanzar sobre el entendimiento de diferentes aspectos de este medio. En primer lugar, mediante la visión bidimensional se pudo determinar la distribución de los diferentes materiales que componen el subsuelo, atendiendo a las variaciones laterales dentro de ellos. Las diferencias más notables se observaron para el horizonte petrocálcico, cuya composición puede variar en cortas distancias dependiendo de su cementación con carbonato de calcio.

En segundo lugar, la herramienta fue empleada para el estudio del funcionamiento hidrodinámico del sistema, tomando como punto de partida un experimento de infiltración de campo. Con ello, además de la estimación de flujos y conductividades hidráulicas, fue posible dilucidar el funcionamiento de zonas que, dada su mayor velocidad de desplazamiento del agua, fueron definidas como zonas de flujo preferencial. Es este uno de los avances más importantes

que surgen de este trabajo ya que mejora sustancialmente la comprensión de la hidrodinámica de la zona no saturada y permite un seguimiento prácticamente en tiempo real del fenómeno.

Asimismo, los flujos calculados durante el drenaje fueron extremadamente bajos, del orden de 1 mm d^{-1} , lo que demuestra la sensibilidad del método para abordar este tipo de estudios. Los cálculos fueron verificados con la modelación numérica del drenaje.

7.2. DISCUSIONES

7.2.1. Infiltración y el drenaje

De los resultados de ambas modelaciones surgieron algunas cuestiones que merecen una discusión más profunda. Como se mencionó anteriormente, en el capítulo 4 se modelaron las tensiones medidas en la parcela experimental mientras que en el capítulo 6, la simulación se centró en el proceso de drenaje.

Si se comparan los parámetros que fueron calibrados en uno y otro caso, (Tabla 4.4 y Tablas 6.3 y 6.4), aparecen diferencias importantes en lo que se refiere a las conductividades hidráulicas. Se advierte claramente que las calculadas para el drenaje son de aproximadamente un orden de magnitud inferior que las calculadas para la modelación de los datos de la parcela experimental. Esto evidencia que el suelo posee un comportamiento hidrodinámico durante la infiltración que difiere del que posee durante el drenaje y redistribución.

En oportunidad del análisis de los resultados de la modelación (sección 4.4.2) se mencionó que las vías preferenciales de flujo jugaban un papel muy importante durante la infiltración. Durante el proceso de calibración manual para la serie de datos proveniente de la parcela experimental, se probó de utilizar conductividades hidráulicas más bajas, similares a las obtenidas para el proceso de drenaje. Con ellas no se lograron buenos ajustes ya que las precipitaciones no alcanzaban a saturar el suelo, según lo que indicaban los tensiómetros, y tampoco se producían recargas. Por lo tanto, al aumentar los valores de las conductividades hidráulicas, se obtuvo una mejora sustancial de los ajustes durante la infiltración, logrando mayor coherencia entre las mediciones de campo y los resultados de la simulación.

Por el contrario, la rápida desaturación de los macroporos durante el drenaje, que sólo constituyen una pequeña fracción del volumen total del suelo, hace que la redistribución de la humedad se desarrolle mayormente a través de la matriz del suelo que se compone de poros más

pequeños. Por lo tanto, es un proceso mucho más lento y que así lo evidencian los datos experimentales para dos sectores sobre la transecta. Estos valores menores de conductividades hidráulicas, también fueron obtenidos en base a los relevamientos con tomografía. Es decir, que estas bajas conductividades hidráulicas permiten explicar apropiadamente el proceso de drenaje pero no así, el de infiltración.

Como resultado de este comportamiento dispar entre infiltración y drenaje, es que se observan, en la modelación del capítulo 4, tasas de ascenso de las tensiones simuladas mayores que las que registraron los tensiómetros. Es decir, de acuerdo a dichas conductividades hidráulicas simuladas, el suelo drenaría más rápidamente de lo que en verdad sucede (ver Figs. 4.5, 4.6, 4.7 y 4.8.).

En resumen, el suelo presenta dos dominios de porosidad cuya importancia relativa durante la infiltración y el drenaje es diferente. Durante la infiltración sería más importante el papel que juega la macroporosidad, al menos en los primeros momentos. Esto explica la rápida saturación de las partes bajas del suelo. Por otro lado, durante el drenaje, la redistribución de la humedad se desarrollaría principalmente a través de la matriz de poros más pequeños. De acuerdo al criterio adoptado en este trabajo, ambos flujos serían de tipo matricial, rigiéndose por la ley de Buckingham – Darcy.

Estas diferencias en el comportamiento hidrodinámico, también fueron registradas por las mediciones de resistividad. De acuerdo a lo manifestado oportunamente, las tomografías mostraron mayores cambios de humedad, y en lapsos más cortos de tiempo durante la infiltración que en el transcurso del drenaje, donde los cambios en la humedad volumétrica fueron muy lentos. La instrumentación de campo avala estas observaciones (Fig. 5.22 y Fig. 5.25).

7.2.2. Heterogeneidad del sistema

En este trabajo se utilizaron dos enfoques para el estudio del suelo y la zona no saturada. En primer lugar, una aproximación unidimensional para lograr un primer entendimiento del sistema, según ya ha sido comentado. Con toda esta información no sólo se lograron dilucidar varios procesos sino que también se pudo cuantificarlos. Pero dado el carácter puntual de estas metodologías no fue posible tener noción de sus variaciones laterales.

El segundo enfoque, que fue desarrollado en el capítulo 5, pretendió lograr una mejora, principalmente conceptual, de algunos procesos particulares que no podían ser abordados mediante una visión puntual. Esta aproximación se basó en la aplicación de la tomografía eléctrica, que otorga una visualización en dos dimensiones del subsuelo. La primera mejora consistió en la posibilidad de detectar discontinuidades dentro de los horizontes que componen el suelo y la zona no saturada. Estos cambios fueron más evidentes en el caso del horizonte petrocálcico, dentro del cual pudieron reconocerse zonas más resistivas que otras. Estas diferencias fueron atribuidas al contenido diferencial de carbonato de calcio, que se encuentra como cemento de las partículas que lo componen.

El segundo avance se relaciona con el funcionamiento hidrodinámico de este sistema. La medición con tomografía eléctrica en sucesivos momentos permitió registrar los cambios que se registraban en el subsuelo en respuesta a la aplicación de riego sobre una transecta instrumentada. Si bien la visualización 2D que ofrece la tomografía no permite la visión completa de este sistema tridimensional, los resultados implican una mejora significativa en la comprensión del desarrollo de los flujos, pudiéndose constatar la presencia de zonas con diferentes comportamientos hidrodinámicos que se relacionaron con las heterogeneidades litológicas propias del medio. Todo este desarrollo se llevó a cabo sin producir la perturbación del sistema, lo cual permitió asegurar su natural funcionamiento.

7.3. IMPLICANCIAS Y LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN

El desarrollo de esta metodología provee las bases para la aplicación práctica de la misma a una serie de cuestiones concretas.

Por medio de experiencias de laboratorio ha sido posible la obtención del contenido volumétrico de agua a partir de mediciones de resistividad. Estas mismas funciones de laboratorio pueden ser utilizadas para otros suelos de similares características y que de hecho, son muy abundantes dentro de la región pampeana.

La rápida adquisición de datos para establecer el contenido de humedad permite su aplicación para determinar las variaciones areales de esta variable. Esto redundaría en la eficiencia del riego durante el desarrollo de las prácticas agronómicas.

El mapeo de la profundidad del horizonte petrocálcico también suele ser una cuestión de interés en el desarrollo de los cultivos.

La detección de las vías preferenciales de flujo reviste especial importancia en estudios de impacto ambiental, para el monitoreo y mitigación de plumas contaminantes.

La utilización de tomografía eléctrica como insumo para herramientas de modelación en dos y tres dimensiones, prevee mejoras importantes en el entendimiento de sistemas complejos.

7.4. CONCLUSIONES FINALES

Por medio de las diferentes metodologías aplicadas a lo largo de la investigación se logró una comprensión integral de los diferentes procesos hidrológicos que actúan en el suelo y la zona no saturada en un ambiente de llanuras. Las escasas pendientes que caracterizan estas regiones provocan la acumulación de agua en superficie por periodos prolongados de tiempo, favoreciendo el desarrollo de movimientos de agua verticales, es decir, evapotranspiración e infiltración y drenaje. Al respecto, los valores calculados utilizando el método del plano de flujo señalan que la evapotranspiración media para un periodo de seis años es del 79,7 % de la precipitación, con recargas medias del 12,3%. Estos porcentajes pueden variar en forma conspicua dependiendo de las condiciones de humedad de los suelos, que se modifican conforme al régimen pluvial.

La evapotranspiración sigue un patrón estacional, acoplándose al carácter igualmente estacional de las precipitaciones. Dado que la transpiración por parte de la vegetación es el principal responsable de la extracción de agua del suelo, la misma se ve favorecida por mayores contenidos de humedad. Lo dicho se basa en la menor succión que deben realizar las raíces para poder obtener el agua del suelo.

El plano de flujo cero resultó ser un método de fácil aplicación y que permite, por un lado, el cálculo de la evapotranspiración real. Por otro lado, hace posible realizar estimaciones de la recarga sin necesidad de contar con una función de conductividad hidráulica no saturada. Estas recargas calculadas mostraron gran coherencia con las variaciones en la profundidad de la superficie freática.

Por medio de la realización de un ensayo de campo con bromuro como trazador conservativo fue posible analizar las velocidades medias de flujo y las recargas. Para ello, se utilizaron dos enfoques. La velocidad de avance del pico del trazador y la velocidad de desplazamiento del centro de masa de la distribución de concentraciones. Este último parece ser más apropiado para este tipo de sistemas ya que en las partes más profundas del suelo la posición

del pico del trazador fue difícil de establecer. Dependiendo de la metodología utilizada para su estimación el flujo varía entre 0,8 y 1,3 mm d⁻¹. Asimismo, las recargas mostraron valores muy similares a los arrojados por el plano de flujo cero. La similitud fue mayor al emplear el desplazamiento del centro de gravedad de las concentraciones.

La modelación numérica de la gran serie de datos provenientes de la parcela experimental fue simulada utilizando el código Hydrus 1D. Se calibraron manualmente los parámetros hidráulicos para simular las tensiones medidas durante la primera mitad de la serie, con los que se obtuvieron ajustes satisfactorios. Los mismos parámetros lograron reproducir en forma aceptable las tensiones observadas para la segunda mitad, utilizada como validación de dichos parámetros. Como resultado se logró la cuantificación de las variables del ciclo hidrológico que exhibieron suma coherencia con las estimaciones previas.

De acuerdo a la simulación, los flujos son máximos durante las recargas, con valores de hasta 35 mm d⁻¹. Sin embargo, las velocidades medias son del orden de 1 mm d⁻¹, mostrando este valor gran similitud con lo calculado por medio del trazador.

Se demostró la capacidad de la tomografía eléctrica para el estudio del flujo en el medio no saturado. Por medio de la misma se ha podido calcular velocidades de flujo semejantes a las obtenidas con las demás metodologías aplicadas, lo cual demuestra una gran sensibilidad para detectar pequeños cambios en el contenido de humedad del medio. Asimismo, sirvió para la descripción física del suelo, atendiendo a sus discontinuidades laterales. Las más evidentes fueron detectadas a la profundidad del horizonte petrocálcico.

Se aportaron funciones de laboratorio que relacionan la resistividad con el contenido de humedad, para diferentes soluciones porales. Esto permitirá la utilización del método en suelos de similares características.

Las humedades calculadas en base a la tomografía fueron respaldadas por un adecuada y abundante instrumentación de campo, con la que se observó gran coherencia.

La comprensión del funcionamiento de las zonas de flujo preferencial constituye uno de los logros más importantes de este trabajo. Estas zonas promoverían el flujo lateral a partir de la generación de gradientes hidráulicos originados en el contenido diferencial de agua en el suelo.

De los resultados de ambas simulaciones, se desprende que el suelo presenta un comportamiento dispar durante la infiltración y el drenaje. Durante la primera, el flujo se desarrollaría principalmente a través de macroporos, lo que permite la rápida saturación de las

partes más profundas del suelo. Este fenómeno se ve favorecido por el anegamiento superficial y las precipitaciones intensas. Una vez que el suelo ha alcanzado la saturación, el rápido vaciamiento de los poros más grandes, que sólo representan una pequeña fracción del volumen total del suelo, hace que la redistribución de la humedad se lleve a cabo a través de la matriz del suelo compuesta por poros más pequeños. Las conductividades hidráulicas obtenidas con una y otra simulación dan cuenta de estas diferencias. Las que pertenecen a la infiltración son un orden de magnitud mayor que las correspondientes al drenaje. En la simulación de la serie de datos proveniente de la parcela experimental, las conductividades hidráulicas debieran tratarse como conductividades hidráulicas equivalentes. Sin llegar a ser representativas de la macroporosidad únicamente, consideran un flujo más rápido que permite explicar mejor el rápido humedecimiento de las partes bajas del perfil del suelo.

Finalmente, resta comentar que en base a la tomografía eléctrica se ha logrado mejorar la comprensión de un sistema extremadamente complejo, donde predominan fuertes discontinuidades laterales que promueven gran variabilidad en el desarrollo de los procesos hidrológicos, especialmente de los flujos. Todas las interpretaciones logradas a partir de la implementación de esta técnica estuvieron sustentadas en una abundante cantidad de mediciones de campo, lo que valoriza aun más el trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- Abraham, J.D. y Lucius, J.E., 2004. Direct current resistivity profiling to study distribution of water in unsaturated zone near the Amargosa desert research site, Nevada. U. S. Geological Survey, Reston, Virginia. Open File Report 2004-1319, 16 p.
- Advanced Geosciences, Inc., 2005a. EarthImager, 2D resistivity and IP inversion software Version 1.9.8. Instruction manual. Austin Texas. 135 p.
- Ahuja, L.R., Swartzendruber, D., 1972. An improved form of the soil-water diffusivity function. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 36, 9-14.
- Amato, M., Basso, B., Celana, G., Bitella, G., Morelli, G. y Rossi, R., 2008. In situ detection of tree root distribution and biomass by multi-electrode resistivity imaging. *Tree Physiol.*, 28, 1441-1448.
- Amidu, S.A. y Dunbar, J.A., 2007. Geoelectric studies of seasonal wetting and drying of a Texas Vertisol. *Vadose Zone J.*, 6, 511-523.
- Andrews, R., Barker, R. y Loke, M.H., 1995. The application of electrical tomography in the study of the unsaturated zone in chalk at three sites in Cambridgeshire, United Kingdom. *J. Hydrol.*, 3, 17-31.
- Angers, D.A. y Caron, J., 1998. Plant-induced changes in soil structure: processes and feedbacks. *Biogeochemistry*, 42, 55-72.
- Annan, A.P., 2005. GPR Methods for Hydrogeological studies. p. 185-213. *En* Rubin, Y. y Hubbard, S.S. (eds.). *Hydrophysics*. Springer, Dordrecht, Netherlands.
- Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, 146, 54-62.
- Belmans, C., Bouma, J. Feddes, R.A., De Graaf, M., Dekker, L.W. y Jeurissen, J.W.M., 1984. Simulating soil water regimes in the context of land evaluation. *En*: Haans, J.C.F.M., Steur, G.G.L. y Heide, G. (eds). *Progress in land evaluation: Proceedings of a Seminar on soil survey and land evaluation*, Holanda, 1983, 255 -274.
- Battle-Aguilar, J., Schneider, S., Pessel, M., Tucholka, P., Coquet, Y. y Vachier, P., 2009. Axisymmetrical Infiltration in soil imaged by noninvasive electrical resistivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 73, 510-520.
- Bear, J., 1972. *Dynamics of fluids in porous media*. Dover Publications, Inc., New York.
- Besson, A., Cousin, I., Richard, G. y Boizard, H., 2004. Structural heterogeneity characterization of the soil tilled layers by a 2D electrical resistivity prospecting. *Soil Till. Res.*, 79, 239-249.
- Beven, K., 1980. The Grendon Underwood field drainage experiment. Rep. 65, Instl. Hydrol. Wallingford, U.K.
- Beven, K., 1981. Micro-, meso-, macroporosity and channeling flow phenomena in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, 1245.

- Beven, K. y Germann, P., 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.*, 18, 1311-1325.
- Blake, G., Schlichting, E. y Zimmermann, U., 1973. Water recharge in a soil with shrinkage cracks. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 37, 669-672.
- Bouma, J., 1984. Using soil morphology to develop measurement methods and simulation techniques for water movement in heavy soils. *En: Bouma, J. y Raats, P.A.C. (Eds). Proceedings of the ISSS Symposium on water and solute movement in heavy clay soils, International Institute for Land Reclamation and Improvement (ILRI), Publication 37, Wageningen, 298-310.*
- Bouma, J., Dekker, L.W. y Haans, J.C.F.M., 1980. Measurement of depth to water table in a heavy clay soil. *Soil Sci.*, 130, 264-270.
- Bowman, R.S. y Rice, R.C. 1986. Transport of conservative tracers in field under intermittent flood irrigation. *Water Resour. Res.*, 22, 1531-1536.
- Brook, R.H. y Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology paper, 3, Colorado St. University, Fort Collins.
- Buckingham, E., 1907. Studies on the Movement of Soil Moisture. Bulletin 38. U.S. Department of Agriculture Bureau of Soils, Washington, D.C.
- Burdine, N.T., 1953. Relative permeability calculations from pore size distribution data. *Trans. Am. Inst. Univ. Metall. Pet. Eng.*, 198, 71-87.
- Butters, G.L. y Jury, W.A., 1989. Field scale transport of bromide in an unsaturated soil. 2. Dispersion modeling. *Water Resour. Res.*, 25, 1583-1589.
- Butters, G.L., Jury, W.A. y Ernst, F., 1989. Field scale transport of bromide in an unsaturated soil. 1. Experimental methodology and results. *Water Resour. Res.*, 25, 1575-1581.
- Campbell, G.S. 1985. *Soil physics with BASIC*. Elsevier, New York, NY.
- Campbell, E.J., 1990. Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one fifty megahertz. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54, 332-341.
- Carrera, J. y Neuman, S., 1986. El problema inverso de la hidrología subterránea: estado del arte y método de solución. *Revista internacional de métodos numéricos para cálculo y diseño en ingeniería*, 2, 3-25.
- Corwin, D.L. y Lesch, S.M., 2003. Application of soil electrical conductivity to precision agriculture: Theory, Principles and Guidelines. *Agron J* 95, 455-471.
- Custodio Gimena, E., 1997. Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. *En: Custodio, E., Llamas, M.R. y Samper, J. (Eds). La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. Textos del Seminario celebrado en Las Palmas de Gran Canaria, AIH-GE, 83-109.*
- Custodio, E. y Llamas, M.R., 1976. *Hidrología subterránea*. Ediciones Omega. Barcelona.
- Dahlin, T. y Zhou, B., 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophys. Prospect.* 52, 379-398.
- Dalla Salda, L., Barrio, R., Echeveste, H., Fernández, R., 2005. El basamento de las Sierras de Tandilia. *En: Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio de XVI Congreso geológico Argentino.*
- Davis, S.N., Thompson, G.M., Bentley, H.W. y Stiles, G., 1980. Ground-water tracers – A short review. *Ground water*, 18, 14-23.
- de Jong, R. y Kabat, P., 1990. Modeling water balance and grass production. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, 1725-1732.

- Dean, T., Bell, J. y Baty, J., 1987. Soil moisture measurement of soil water content by improved capacitance technique, Part 1. Sensor design and performance. *J. Hydrol.* 93, 67-78.
- Delin, G.N. y Herkelrath, W.N., 2005. Use of soil moisture probes to estimate ground water recharge at an oil spill site. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 41, 1259-1277.
- Delin, G.N., Healy, R.W., Lorenz, D.L. y Nimmo, J.R., 2007. Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *J. Hydrol.*, 334, 231-249.
- Dietrich, S., Weinzettel, P. y Varni, M., 2009. Aplicación de tomografía eléctrica para la caracterización de la zona no saturada utilizando distintos espaciamientos electródicos. *Aportes de la hidrogeología al conocimiento de los recursos hídricos I*, Santa Rosa, La Pampa, Argentina, 339-347.
- Edwards, L.S., 1977. A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics*, 42, 1020-1036.
- Elbersen, G.W.W., 1982. Mechanical replacement processes in mobile soft calcic horizons: their role in soil and landscape genesis in an area near Mérida, Spain. Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen.
- Ellis, R.G. y Oldenburg, D.W., 1994. Applied geophysical inversion. *Geophysical Journal International*, 116, 5-11.
- Ellsworth, T.R. y Jury, W.A., 1991. A three-dimensional field study of solute transport through unsaturated, layered, porous media. 2. Characterization of vertical dispersion. *Water Resour. Res.*, 27, 967-981.
- Endelman, F.J., Box, B.E.P., Boyle, J.R., Hughes, R.R., Keeney, D.R., Northrup, M.L. y Saffigna, P.G., 1974. The mathematical modeling of soil water-nitrogen phenomena. Oak Ridge National Laboratory. EDFB-IBP-74-8.
- FAO, 2006. Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. *Estudios FAO: Riego y drenaje*, 56.
- Farquharson, C.G. y Oldenburg, D.W., 1998. Non-linear inversion using general measures of data misfit and model structure. *Geophysical Journal International*, 134, 213-227.
- Feddes, R.A., Kowalik, P.J. Zaradny, H., 1978. Simulation of field water use and crop yield. John Wiley & Sons, New York, NY.
- Fetter, C.W., 1988. Applied hydrogeology. Merrill, Columbus, OH.
- Fleming, J.B. y Butters, G.L., 1995. Bromide transport detection in tilled and nontilled soil: solution samplers vs. soil cores. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59, 1207-1216.
- Frenquelli, J., 1955. Loess y Limos pampeanos. Ministerio de Educación de la Nación, Serie técnica y Didáctica no. 7, La Plata, 88pp.
- Friedman, S.P., 2005. Soil properties influencing apparent electrical conductivity: a review. *Comput. Electron. Agric.*, 46, 45-70.
- Frohlich, R.K. y Parke, C.D., 1989. The electrical resistivity of the vadose zone – Field survey. *Ground Water* 27, 524-530.
- Garambois, S., Sénéchal, P. y Perroud, H., 2002. On the use of combined geophysical methods to assess water content and water conductivity of near-surface formations. *J. Hydrol.*, 259, 32-48.
- Gardner, W.R., 1958. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with applications to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, 85, 228-232.
- Gardner, W.R. y Mayuhugh, M.S., 1958. Solution and tests of the diffusion equation for movement of water in soil. *Soil Sci. Am. Proc.*, 22, 197-201.

- Gee, G.W. y Bauder, J.W., 1986. Particle-size Analysis. *En: Klute y Arnold (eds). Methods of Soil Analysis, Part 1º, Physical and Mineralogical Methods.* 2a ed. Amer. Soc. Agr., Soil Sci. Soc. Amer. Madison, Wisconsin, USA.
- Gerke, H.H., Germann, P. y Nieber, J., 2010. Preferential and unstable flow: from the pore to the catchment scale. *Vadose Zone J.*, 9, 207-212.
- Griffiths, D.H. y Turnbull, J., 1985. A multielectrode array for resistivity surveying. *First Break* 3, 16-20.
- Griffiths, D.H., Turnbull, J. y Olayinka, A.I., 1990. Two-dimensional resistivity mapping with a computer controlled array. *First Break* 8, 121-129.
- Gupta, S.C. and R.J. Hanks. 1972. Influence of water content an electrical conductivity of the soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 36:855-857.
- Hansen, E.A. y Harris, A.R., 1975. Validity of soil-water samples collected with porous cups. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 39, 528-536.
- Healy, R.W., 2010. Estimating groundwater recharge. Cambridge University Press, Reino Unido.
- Hendrickx, J.M.H., B. Das, D.L. Corwin, J.M. Wraith and R.G. Kachanoski. 2002. Relationship between soil water solute concentration and apparent soil electrical conductivity. p. 1275-1282. *In J.H. Dane and G.C. Topp (ed.) Methods of Soil Analysis: Part 4. Physical Methods, Soil Science Society of America, Madison, WI, USA., 1275-1282.*
- Hillel, D., 1998. Environmental soil physics. Academic Press, San Diego, California.
- Hillel, D., Krentos, V. y Stylianou Y., 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Sci.*, 114, 395-400.
- INTA, 1989. Mapa de suelos de la provincia de Buenos Aires. Proyecto PNUD ARG 85/019. CIRN-Instituto de Evaluación de Tierras. Buenos Aires.
- Jarvis, N.J., 2007. A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: principles, controlling factors and consequences for water quality. *Eur. J. Soil Sci.*, 58, 523-546.
- Jaynes, D.B., Bowman, R.S. y Rice. R.C., 1988. Transport of a conservative tracer in the field under continuous flood irrigation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, 618-624.
- Jaynes, D.B., Logsdon, S.D. y Horton, R., 1995. Field method for measuring mobile/immobile water content and solute transfer rate coefficient. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59, 352: 356.
- Jong, R. y Kabat, P., 1990. Modelling the water balance and grass production. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, 1725-1732.
- Jury, W.A., y Butters, G.L., 1989. Field scale transport of bromide in an unsaturated soil. 2. Dispersion modeling. *Water Resour. Res.*, 25, 1583-1589.
- Jury, W. y Horton, R., 2004. Soil physics. 6ta. ed. John Wiley & Sons, Inc., USA.
- Kazemi, G.A., Lehr, J.H. y Perrochet, P., 2006. Groundwater age. John Wiley & Sons, Inc., Canadá.
- Kemna, A., Vanderborght, J., Kulesa, B. y Vereecken, H., 2002. Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent models. *J. Hydrol.*, 267, 125-146.
- King, L.G., 1965. Description of soil characteristics fos partially saturated flow. *Soil Sci. Soc Am. Proc.*, 29, 359-362.
- Kirch, R., 2006. Groundwater geophysics. A tool for hydrogeology. Springer, 493 p.

- Kóvacs, G., 1983. General principles of flat-land hydrology. *En* M.C. Fuschini Mejía (ed.) Hydrology on large flatlands. Actas del Coloquio de Olavarría, Olavarría, Argentina. Apr. 1983, 299-355.
- Kutílek, M. y Nielsen, D.R., 1994. Soil hydrology. Catena Verlag, Cremlingen-Destedt, Alemania.
- Kumar, S., Udawatta, R.P. y Anderson, S.H., 2010. Root length density and carbon content of agroforestry and grass buffers under grazed pasture systems in a Hapludalf. *Agroforest Syst.*, 80, 85-96.
- Laliberte, G.E., 1969. A mathematical function for describing capillary pressure-desaturation data. *Bull. Int. Ass. Sci. Hydrol.*, 14, 131-149.
- Lexow, C. 2002. Hidrodinámica de la zona no saturada aplicada al estudio del balance hidrológico y de contaminantes de los recursos hídricos subterráneos (Cuenca del Arroyo del Águila). Tesis doctoral. Univ. Nac. del Sur, Bahía Blanca, Argentina. Inédito.
- Libardi, P.L., Reichardt, K., Nielsen, D.R. y Biggar, J.W., 1980. Simple field method for estimating soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 3-7.
- Lindstrom, F.T., Haque, R., Freed, V.H. y Boersma, L., 1967. Theory on the movement of some herbicides in soils: linear diffusion
- Lines, L.R. y Treitel, S., 1984. Tutorial. A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32, 159-186.
- Loke, M.H., 1999. Time lapse resistivity imaging inversion. Proceedings of the 5th Meeting of the EEGS European Section, Em1.
- Loke, M.H. 2004. Tutorial 2D and 3D electrical imaging surveys. 128 p. (Disponible en: <http://www.geotomosoft.com/coursenotes.zip>).
- Miller, C.R., Routh, P.S., Brosten, T.R. y McNamara, J.P., 2008. Application of time-lapse ERT imaging to watershed characterization. *Geophysics*, 73,
- Mitchel, V., Pidlisecky, A. y Knight, R., 2011. Inversion of time-lapse electrical resistivity imaging data for monitoring infiltration. *The Leading Edge*, 30, 140-144.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12, 513-522.
- Nadler, A. y Frenkel, H., 1980. Determination of soil solution electrical conductivity from bulk soil electrical conductivity measurements by four-electrode method. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 1216-1221.
- Nielsen, D.R., van Genuchten, M.Th. y Biggar, J.W., 1986. Water Flow and Solute Transport Processes in the Unsaturated Zona. *Water Resources Research*, 22 (9), 89S-108S.
- Nimmo, J.R., 2003. How fast does water flow in an unsaturated macropore? Evidence from field and lab experiments. *En*: Álvarez Benedí J. y Marinero, P. (Eds). *Estudios de la zona no saturada del suelo*, 6, 1-8.
- Oberdörster, C., Vanderborght, J., Kemna, A. y Vereecken, H., 2010. Investigating preferential flow processes in a forest soil using time domain reflectometry and electrical resistivity tomography. *Vadose Zone J.*, 9, 350-361.
- Oldenborger, G.A., Knoll, M.D., Routh, P.S. y LaBrecque, D.J., 2007. Time-lapse ERT monitoring of an injection/withdrawal experiment in a shallow unconfined aquifer. *Geophysics*, 72, 177-187.

- Oldenburg, D.W. y Li, Y., 1994. Inversion of induced polarization data. *Geophysics*, 59 (9), 1327-1341.
- Omoti, U. y Wild, A., 1979. Use of fluorescent dyes to mark the pathways of solute movement through soils under leaching conditions. 2. Field experiments. *Soil Sci.* 128, 98-104.
- Orellana, E. 1982. Prospección geoelectrica en corriente continua. *Paraninfo*. 578 p.
- Parker, J.C. y van Genuchten, 1984. Flux-averaged and volume-averaged concentrations in a continuum approaches to solute transport. *Water Resour. Res.*, 20, 866-872.
- Pazos, M.S., 1984. Relación arcilla iluvial/arcilla total en Molisoles del sudeste de la Provincia de Buenos Aires. *Ci. Suelo*, 2, 131-136.
- Pazos, M.S., 1990. Some features and processes associated with the caliche under humid climate. *Balcarce, Argentina. Pedologie*, 40, 141-154.
- Pazos, M.S. y Mestelán, S.A., 2002. Variability of Depth to Tosca in Udolls and Soil Classification, Buenos Aires Province, Argentina. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 66, 1256-1264.
- Patnode, H.W. y Wyllie, M.R.J., 1950. The presence of conductive solids in reservoir rocks as a factor in electric log interpretation. *J. Pet. Technol.* 189, 47-52.
- Radcliffe, D.E. y Simunek, J., 2010. *Soil physics with HYDRUS. Modeling and applications.* CRC Press, 373pp.
- Revil, A. y Glover, P.W.J., 1997. Theory of ionic-surface electrical conduction in porous media. *Phys. Rev. B.*, 55, 1757-1773.
- Rice, R.C., Bowman, R.S. y Jaynes, D.B., 1986. Percolation of water below an irrigated field. *soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 855-859.
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Journal of Applied Physics* 1, 318-333.
- Richards, L.A., Gardner, W.R. y Ogata, G., 1956. Physical process determining water loss from soil. *Soil Sci. Soc. Amr. Proc.*, 20, 310-314.
- Rinaldi, V.A. y Cuestas, G.A., 2002. Ohmic conductivity of a compacted silty clay. *J. Geotech. Geoenviron. Eng.* 128, 824-835.
- Rhoades, J.D., Mantegui, N.A., Shouse, P.J. y Alves, W.J., 1989a. Soil electrical conductivity and soil salinity: new formulations and calibrations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, 433-439.
- Rhoades, J.D., Raats P.A.C. y Prather, R.J., 1976. Effects of Liquid-phase Electrical Conductivity, Water Content, and Surface Conductivity on Bulk Soil Electrical Conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, 651-655.
- Rhoades, J. D., Waggoner, B.L., Shouse, P.J. y Alves, W.J., 1989b. Determining soil salinity from soil and soil-paste electrical conductivities: Sensitivity analysis of models. *Soil Sci. Soc. Am. J.* , 53, 1368-1374.
- Román, R., Caballero, R., Bustos, A., Díez, J.A., Cartagena, M.C., Vallejo, A. y Caballero, A., 1996. Water and solute movement under conventional corn in central Spain: I. Water balance. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60, 1530-1536.
- Rossi, R., Amato, M., Bitella, G., Bochicchio, R., Ferreira Gomes, J.J., Lovelli, S., Martorella, E. y Favale, P., 2011. *Eur. J. Soil Sci.*, 62, 206-215.
- Samouëlian, A., Cousin, I., Richard, G., Tabbagh, A. y Bruand, A., 2003. Electrical resistivity imaging for detecting soil cracking at the centimetric scale. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67, 1319-1326.

- Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A. y Richard, G., 2005. Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil Till. Res.*, 83, 173-193.
- Sandberg, S.K., Slater, L.D. y Versteeg, R., 2002. An integrated geophysical investigation of the hydrogeology of an anisotropic unconfined aquifer. *J. Hydrol.*, 267, 227-243.
- Sauer, M.C., Jr., Southwick, P.F., Spiegler, K.S. y Wyllie, M.R.J., 1955. Electrical Conductance of Porous Plugs: Ion Exchange Resin-Solution Systems. *Ind. Eng. Chem*, 47, 2187-2193.
- Scanlon B.R. y Goldsmith, R.S., 1997. Field study of spatial variability in unsaturated flow beneath and adjacent to playas. *Water Resour. Res.*, 33, 2239-2252.
- Scanlon, B.R., Healy, R.W. y Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J.*, 10, 18-39.
- Scanlon, B.R., Tyler, S.W. Y Wierenga, P.J., 1997. Hydrologic issues in arid, unsaturated systems and implications for contaminant transport. *Reviews of Geophysics*, 35 (4), 461-490.
- Schwartz, B.F., Schreiber, M.E. y Yan, T., 2008. Quantifying field-scale soil moisture using electrical resistivity imaging. *J. Hydrol.*, 362, 234-246.
- Shah, P.H. y Singh, D.N., 2005. Generalized Archie's law for estimation of soil electrical conductivity. *J. of ASTM International*, 2.
- Shainberg, I., Rhoades, J.D. y Prather, R.J., 1980. Effect of exchangeable sodium percentage, cation exchange capacity and soil solution concentration on soil electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. am. J.*, 44, 469-473.
- Sharma, M.L., 1989. Use of applied tracers in studies of natural groundwater recharge. *En: Sharma, M.L. (Ed). Groundwater recharge. A.A. Balkema, Rotterdam*, 11-23.
- Sheets, K.R. and J.M.H. Hendrickx. 1995. Non-invasive soil water content measurement using electromagnetic induction. *Water Resour. Res.* 31:2401-2409.
- Simunek, J., Sejna, M., Saito, H., Sakai, M. y van Genuchten, M.Th., 2009. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media, versión 4.08. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA, pp. 315, 2008.
- Simunek, J y van Genuchten, M. Th., 2006. Contaminant transport in the unsaturated zone: theory and modeling. *En: Delleur, J. (Ed). The handbook of groundwater engineering*, 2a edición, CRC Press, 22.1 – 22.46.
- Simunek, J., van Genuchten, M.Th. y Sejna, M., 2008. Development and applications of the HYDRUS and STANMOD, software packages, and related codes. *Vadoze Zone J.*, 7, 587-600.
- Slater, L., Binley, A.M., Daily, W. y Johnson, R., 2000. Cross-hole electrical imaging of a controlled saline tracer injection. *J. Appl. Geophys.*, 44, 85-102.
- Soil Survey Staff, 1999. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys, 2nd Ed. *Agriculture Handbook*, 436. USDA-NRCS, Washington, DC.
- Srayeddin, I. y Doussan, C., 2009. Estimation of the spatial variability of root water uptake of maize and sorghum at the field scale by electrical resistivity tomography. *Plant Soil*, 319, 185-207.
- Starr, J.L. y Paltineanu, I.C., 2002. Capacitance devices. *En J.H. Dane and G.C. Topp (eds.) Methods of Soil Analysis: Part 4. Physical Methods*, Soil Science Society of America, Madison, WI, USA., 1275-1282.

- Stummer, P., Maurer, H. y Green, A.G. 2004. Experimental design: Electrical resistivity data sets that provide optimum subsurface information. *Geophysics*, 69, 120-139.
- Su, C. y Brooks, R.H., 1975. Soil hydraulic properties from infiltration tests. *Watershed Management Proceedings, Irrigation and drainage Div., ASCE, Logan, Utah, Agosto 11-13*, 516-542.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. y Sheriff, R.E., 1990. *Applied geophysics*. Cambridge University Press. 770 p.
- Urish, D.W., 1981. Electrical resistivity-hydraulic conductivity relationships in glacial outwash aquifers. *Water Resour. Res.* 17, 1401-1408.
- Usunoff, E., Varni, M., Weinzettel, P. y Rivas, R., 1999. Hidrogeología de grandes llanuras: la pampa húmeda Argentina. *Boletín Geológico y Minero de España*, 110, 391-406.
- van de Pol, R.M., Wierenga, P.J. y Nielsen, D.R., 1977. Solute movement in a field soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41, 10-10.
- van Genuchten, M. Th., 1980. A closed – form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892-898.
- van Genuchten, M. Th., 1987. A numerical model for water and solute movement in and below the rootzone. *Research Report No 121, U.S. Salinity laboratory, USDA, ARS, Riverside, California*.
- van Genuchten, M. Th., and W. J. Alves. 1982. Analytical solutions of the one-dimensional convective-dispersive solute transport equation. *Techn. Bull. 1661, Agricultural Research Service, U. S. Department of Agriculture*. 151 p.
- van Genuchten, M. Th. y Nielsen, D. R., 1985. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Annales Geophysicae*, 3, 615-628.
- Vanderborght, J. y Vereecken, H., 2007. Review of dispersivities for transport modeling in soils. *Vadose Zone J.*, 6, 29-52.
- Varállyay, G. y Mironenko, E.V., 1979. Soil-water relationships in saline and alkali conditions. *En: Kovda, V.A. y Szaboles, I. (Eds). Modelling of salinization and alkalization. Agrokemia es Talajtan*, 28, 33-82.
- Varni, M., Comas, R., Weinzettel, P. y Dietrich, S., 2010. Análisis de 18 años de registros diarios de nivel freático en la zona central de la cuenca del arroyo del Azul, Buenos Aires, Argentina. *En: Varni, M, Entraigas, I. y Vives, L. (Eds). I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras, Azul, Buenos Aires, Argentina*, 209 - 215.
- Vázquez Suñé, E. y Sánchez Vila, X, 2009. Transporte de solutos en aguas subterráneas y ensayos de trazadores. *En: Comisión docente curso internacional de hidrología subterránea (Ed.). Hidrogeología. Conceptos básicos de hidrología subterránea. FCIHS, Barcelona*, 378-425.
- Villagra, M., Michiels, P., Hartmann, R., Bacchi, O. y Reichardt, K., 1994. Field determined variation of the unsaturated hydraulic conductivity functions using simplified analysis of internal drainage experiments. *Sci. Agric. Piracicaba*, 51, 133-122.
- Watson, K.K., 1966. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Resour. Res.* 2:709-715.
- Weinzettel, P.A., 2005. Hidrodinámica de la zona no saturada en suelos argiudoles de la cuenca del Arroyo Azul. Tesis doctoral en geología. UNS. Inédito.
- Weinzettel, P., Alcolea, A., Vives, L., Medina, A. y Usunoff, E., 2005a. Metodología de modelación de la zona no saturada, aplicación a un suelo argiudol en la cuenca del

- arroyo Azul. IV Congreso Argentino de Hidrogeología. Río Cuarto, Córdoba. Tomo II, 187-195.
- Weinzettel, P. y Usunoff, E., 2001. Determinación del flujo por macroporosidad en suelos argiudoles en la cuenca del arroyo Azul, Argentina. *En: Medina y Carrera (eds). Las caras del agua subterránea. Barcelona.*
- Weinzettel, P. y Usunoff, E., 2003. Calibración de una sonda de capacitancia en suelos argiudoles de la zona central de provincia de Bs. As., Argentina. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*, 6, 165-170.
- Weinzettel, P., Usunoff, E. y Vives, L., 2005b. Groundwater recharge estimations from studies of the unsaturated zone. Cap. 11, Pp. 133-143 en: E Bocanegra, M Hernández y E Usunoff (eds.). *Groundwater and human development. Balkema Publishers, Londres, Inglaterra.* 300 p.
- Weinzettel, P., M. Varni, S. Dietrich and E. Usunoff, 2009a. Evaluación de tres dispositivos de tomografía eléctrica para la identificación de horizontes petrocálcicos en el suelo. *Ci. Suelo* 27, 135-146.
- Weinzettel, P., M. Varni, S. Dietrich and E. Usunoff, 2009b. Utilización de tomografía eléctrica con distintas configuraciones y espaciamentos electródicos para la caracterización de la zona no saturada. *En: Silva Rojas y Carrera Ramírez (eds). Estudios de la zona no saturada del suelo*, 9. Barcelona, 2009.
- Weinzettel, P., M. Varni, S. Dietrich and E. Usunoff, 2009c. Aplicación de tomografía eléctrica para la caracterización de la zona no saturada utilizando distintos espaciamentos electródicos. *En: Mariño y Schulz (eds). Aportes de la hidrogeología al conocimiento de los recursos hídricos. Vol. I, Santa Rosa, La Pampa, 2009, 339-347.*
- Weinzettel, P. y Usunoff, E., 2005. Estimación de la recarga en un área de llanura mediante el muestreo del ion cloruro con cápsulas de succión. *En: Samper, J. y Paz, A. (eds). Estudios de la Zona no Saturada del Suelo*, 7, 63 – 68. La Coruña, España.
- Weinzettel, P., Usunoff, E. y Vives, L., 2005. Groundwater recharge estimations from studies of the unsaturated zone. Cap. 11, Pp. 133-143 en: E Bocanegra, M Hernández y E Usunoff (eds.). *Groundwater and human development. Balkema Publishers, Londres, Inglaterra.* 300 p.
- Winsauer, W.O., Shearin, H.M., Masson, P.H. y Williams, M., 1952. Resistivity of brine saturated sands in relation to pore geometry. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 36, 253-277.
- Wolke, R. y Schwetlick, H., 1988. Iteratively reweighted least squares: algorithms, convergence analysis, and numerical comparisons. *SIAM Journal of Scientific and Statistical Computations*, 9, 907-921.
- Wösten, J.H.M. y van Genuchten, M.Th., 1988. Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, 1762-1770.
- Zabala, M.E., Varni, M., Weinzettel, P. y Ainchil, J., 2009. Aportes al conocimiento del subsuelo de la cuenca del arroyo Azul mediante la aplicación de métodos geoelectricos. *En: Mariño y Schulz (eds). Aportes de la hidrogeología al conocimiento de los recursos hídricos. Vol. I, Santa Rosa, La Pampa, 2009, 329-338.*
- Zárate, M. y Mehl, A., 2010. Geología y geomorfología de la cuenca del arroyo del Azul, provincia de Buenos Aires, Argentina. *En: Varni, M, Entraigas, I. y Vives, L. (Eds). I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras, Azul, Buenos Aires, Argentina, 65 - 78.*

- Zárate, M. A. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22, 1987-2006.
- Zhou, B. y Dahlin, T., 2003. Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging surveying. *Near Surface Geophysics*, 1, 105-117.