



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**Parametrización de un modelo semiempírico de flujo y de transporte para
suelos del Valle del Mezquital, Hidalgo, México**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A :

RAFAEL FRANCISCO MÁRQUEZ CABALLÉ

TUTORA DE TESIS:

DRA. BLANCA LUCÍA PRADO PANO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

COMITÉ TUTOR:

DRA. CHRISTINA DÉsirÉE SIEBE GRABACH, INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

DRA. SILKE CRAM HEYDRICH, INSTITUTO DE GEOGRAFÍA, UNAM

DRA. LUCY NATIVIDAD MORA PALOMINO, INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

DRA. BEATRIZ EUGENIA MARÍN CASTRO, INSTITUTO DE ECOLOGÍA A.C. (INECOL)



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

"Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales."

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Rafael F. Márquez Caballé', written over a light grey rectangular background.

Rafael Francisco Márquez Caballé.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por el apoyo invaluable para seguir adelante con mi formación.

A la Dra. Blanca Lucía Prado Pano por todo su apoyo y sus enseñanzas, por ofrecerme oportunidades para mejorar mi desarrollo profesional y por su preocupación constante, muestra de su enorme generosidad de la cual me he nutrido como persona y ser humano comprometido con mi profesión.

A los miembros de mi jurado: Dra. Christina Désirée Siebe Grabach, Dra. Silke Cram Heydrich, Dra. Lucy Natividad Mora Palomino y Dra. Beatriz Eugenia Marín Castro, por su dedicación, atención y observaciones para mejorar notablemente este trabajo.

A todas y todos mis profesores de maestría, pero en particular a: Dra. Christina Siebe, Dra. Silke Cram, Dra. Blanca Prado, Dra. Lucy Mora, Dr. Eric Morales Casique, Dr. Martín Díaz Viera, Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Dr. Óscar Escolero y Biól. René Alcalá Martínez, por enseñarme con pasión y gran dedicación la importancia de los suelos y su estudio desde muy diversos ámbitos y enfoques.

A todas y todos los integrantes del Laboratorio de Edafología Experimental, por su apoyo en la realización de los análisis requeridos para mi trabajo de investigación. En particular agradezco a la Dra. Lucy Mora Palomino, quien siempre estuvo atenta a apoyarme y enseñarme cosas útiles para mi trabajo y mi desarrollo profesional.

A mis compañeras y compañeros Ceres Pérez, Carolina Avilés, Gustavo Gutiérrez, Luisa Tinoco, Alex Ziegler, Mario Cayetano, Mario Rodríguez, Edwin López y Arturo Morales, quienes siempre estuvieron dispuestos a apoyarme y compartir enseñanzas para mejorar mi trabajo y mi persona. A Valeria Varela, por el apoyo invaluable y por el préstamo de su equipo de cómputo para la elaboración de los experimentos.

Al CONACyT por otorgarme la beca (CVU: 1004614) que me permitió llevar a buen término este trabajo

Al apoyo otorgado a través del proyecto PAPIIT IG101221, por haber financiado los recursos necesarios para llevar a buen término este trabajo de investigación.

DEDICATORIA

A mi madre, por todo el amor, la motivación y el apoyo para que siempre pueda continuar adelante, sin importar la dificultad del reto presente. Gracias por todos y cada uno de los momentos que me has regalado en esta vida.

A mi abuelita Alicia, por todos los momentos de dicha que me has brindado con tu compañía, por mostrarme la fortaleza de vivir y de aprender a valorar las cosas más importantes de la familia.

A mis amigas y amigos, en particular a Conchita, Caro, Killian y Neto, quienes con su compañía y apoyo hicieron de esta etapa un tiempo de aprendizaje y superación continua.

A los miembros de los grupos ciclistas Karamelo Bikers y Ciclovía del Sur, en especial a Aída, Shoru, Gaby, Manolo, Memo, Fer, Lalo y Héctor, por permitirme despejar la mente de los problemas de estos tiempos, para poder continuar con el trayecto de la vida profesional y acogerme en el regocijante mundo del ciclismo en grupo.

A Aída, gracias por tu compañía y por todas tus enseñanzas y todo el amor que me has brindado. Eres magia en mi vida y lo serás, hoy, mañana y siempre.

A todas y todos aquellos que dedican y dedicaron sus vidas a cuidar la integridad y bienestar del ambiente, de los suelos y de la humanidad, sin importarles las amenazas a su seguridad personal. Gracias por darnos ejemplos de vida y enseñarnos a nunca dejarse vencer por las fuerzas del egoísmo y la codicia humana.

En memoria del Dr. Antonio Arranz, Marco Meza, Carmelita Castro, y todas y todos quienes trascendieron del plano terrenal por causas derivadas de la pandemia, que su esencia perdure entre sus seres queridos recordándolos con el cariño que les tuvimos en vida.

RESUMEN

En el Valle del Mezquital, estado de Hidalgo, México, 90,000 hectáreas de los suelos utilizados como campos agrícolas han estado sujetas a riego con aguas residuales, provenientes del Valle de México, durante periodos de hasta 110 años. El objetivo de este trabajo fue parametrizar las variables relacionadas con la retención de humedad y la conductividad hidráulica no saturada, que se pueden utilizar para caracterizar las propiedades de flujo de agua y de transporte de solutos de los suelos estudiados, los cuales fueron de tipo Phaeozems háplicos y vérticos, que se encontraban bajo riego de temporal y con agua residual por un periodo de 90 años.

Se analizaron 16 muestras de suelos obtenidas a dos profundidades, correspondientes a los horizontes arado (Ap/0-10 centímetros) y estructurado (Ah/30-40 centímetros), provenientes de 8 parcelas: 4 bajo riego de temporal, de las cuales tres se ubican en la localidad de Santiago Tezontlale y una en Vicente Guerrero, y 4 bajo riego con agua residual por 90 años (A.R.), de las cuales tres se ubican en la localidad de Tlahuelilpan y una en Ulapa. Se utilizó el equipo HYPROP (METER GmbH), que por medio del método de evaporación simplificado de Schindler, permitió la obtención de series de datos de alta definición para la determinación de la masa y la tensión matricial de las muestras de suelo, desde condiciones de saturación y hasta la región de microporos que contiene humedad disponible para las plantas, cerca del punto de marchitez permanente. Estas mediciones permitieron describir y conocer la configuración hídrica de cada suelo a través de modelos físicos y matemáticos, aplicando los esquemas de retención y conductividad de Brooks y Corey-Burdine, van Genuchten con y sin restricción para el parámetro m (modelo de conductividad de Mualem y por soluciones numéricas, respectivamente), Kosugi-Mualem y Fredlund y Xing con soluciones numéricas para la conductividad; todos ellos, tanto en sus versiones simples como en las variantes Peters-Durner-Iden (PDI), de porosidad bimodal (BIM) y la combinación de ambas (PDI BIM). Los resultados incluyeron las curvas de retención de humedad (CRH), las gráficas de la conductividad hidráulica en función del contenido de humedad volumétrica $K(\theta)$ y las distribuciones de tamaño de poro (DTP), a partir de las cuales se pudieron estimar con precisión los valores que parametrizan los modelos de retención y conductividad de los suelos, utilizando modelación inversa.

Los principales resultados para los esquemas de retención-conductividad, para las muestras estudiadas se basan en el modelo de van Genuchten, en sus variantes PDI BIM (aplicado en 7 muestras), PDI (5 muestras), BIM (2 muestras) y sencillas (2 muestras); de estos ajustes, 11 muestras corresponden al esquema van Genuchten-Mualem con restricción para m , y 5 al esquema sin restricción. Los resultados por tipo de riego y de horizonte muestran que: i) Para horizontes arados bajo riego de temporal, las CRH son amplias con elevado contenido de agua disponible para las plantas (ADP, 19.5 %_{vol} en promedio), y alta

$K(\theta)$ de entre 0.1 y 1 cm/d, para región de mesoporos (5 a 250 micrómetros de radio equivalente de poro). ii) Para horizontes estructurados bajo riego de temporal, CRH amplias con mayor presencia de mesoporos y una ligera tendencia bimodal con máximos en la región de mesoporos en algunas muestras, contenido de ADP medio-bajo (14.2%_{vol} en promedio), $K(\theta)$ de entre 0.01 y 1 cm/d para mesoporos que decae de manera continua, siendo menor a la presentada en los correspondientes horizontes arados. iii) Para horizontes arados bajo riego con A.R., las CRH presentan un decaimiento mayor en la región de mesoporos, en la que se encuentran los máximos de las DTP, mientras que el contenido de ADP es medio (14.4 %_{vol} en promedio), mientras que $K(\theta)$ resulta menor a la presentada en los horizontes bajo riego de temporal. iv) Para horizontes estructurados bajo riego con A.R., las CRH presentan una clara estructura bimodal, con máximos en las DTP en las regiones de mesoporos y microporosidad residual, el contenido de ADP es bajo (13.4 %_{vol} en promedio) y la menor $K(\theta)$ que además decae de manera más rápida conforme disminuye el contenido de humedad volumétrica. Resumiendo lo anterior, se puede asegurar que los resultados obtenidos en este trabajo son un gran avance en la comprensión y parametrización de las características de las funciones de retención de humedad y de conductividad hidráulica de los suelos estudiados en la zona crítica del Valle del Mezquital, lo que permite conocer de manera cuantitativa el comportamiento y las diferencias entre los horizontes superficiales bajo riegos de temporal y con agua residual por 90 años, así como obtener un conjunto representativo de parámetros para realizar modelos de flujo de agua y de transporte de solutos en estos suelos, en una primera aproximación.

ABSTRACT

In the Mezquital Valley, located in the state of Hidalgo, Mexico, 90,000 hectares of land used for agriculture have been irrigated with wastewater, coming from the Valley of Mexico for more than 110 years. The main objective of this work was to parameterize the variables related to moisture retention and unsaturated hydraulic conductivity for these soils, which can be used to characterize water flow and solute transport properties. These soils were classified as haplic and vertic phaeozems, which were under irrigation with rainwater and with wastewater for a period of 90 years.

Sixteen soil samples obtained at two depths were analyzed, corresponding to the plowed (Ap / 0-10 centimeters) and structured (Ah / 30-40 centimeters) horizons, from 8 croplands: 4 under rainwater irrigation, of which three are in the town of Santiago Tezontlale and one in Vicente Guerrero, and 4 under irrigation with wastewater for 90 years (A.R.), of which three are in the town of Tlahuelilpan and one in Ulapa. The HYPROP (METER GmbH) device was used, which by means of Schindler's simplified evaporation method, allowed obtaining series of high-definition data for the mass and matrix (suction) tension of the soil samples, from saturation conditions up to the micropore region that contains moisture available to plants, near the permanent wilting point. These measurements allowed to describe the water configuration of each soil through physical and mathematical models, applying the retention and conductivity schemes of Brooks and Corey-Burdine, van Genuchten with and without restriction for the parameter m (Mualem conductivity model and by numerical solutions, respectively), Kosugi-Mualem and Fredlund and Xing with numerical solutions for conductivity, all of them, in their simple versions and in the Peters-Durner-Iden (PDI), bimodal porosity (BIM) and the combination of both (PDI BIM) variants. The results included the moisture retention curves (CRH), the graphs of the hydraulic conductivity as a function of the volumetric moisture content $K(\theta)$ and the pore size distributions (DTP), from which the values that parametrize the soil retention and conductivity models could be accurately estimated, using inverse modelling.

The main results for the retention-conductivity schemes for the studied samples are based on the van Genuchten model, in its variants PDI BIM (applied in 7 samples), PDI (5 samples), BIM (2 samples) and simple versions (2 samples); of these settings, 11 samples correspond to the van Genuchten-Mualem scheme with restriction for m , and 5 to the unrestricted scheme. The results by type of irrigation and horizon show that: i) For plowed horizons under rainwater irrigation, the CRH are wide with high content of available water for the plants (ADP, 19.5%_{vol} on average), and high $K(\theta)$ between 0.1 and 1 cm/d, for the region of mesopores (5 to 250 micrometers of pore equivalent radius). ii) For structured horizons under rainwater irrigation, there were wide CRH with greater presence of mesopores

and a slight bimodal trend with maximums in the mesopore region in some samples, medium-low ADP content (14.2% vol on average), $K(\theta)$ of between 0.01 and 1 cm/d for mesopores that decay continuously, being less than that presented in the corresponding plowed horizons. iii) For plowed horizons under irrigation with A.R., the CRH show a greater decay in the mesopore region, where the maximum DTPs are found, while the ADP content is medium (14.4% vol on average), while that $K(\theta)$ is lower than that presented in the horizons under rainwater irrigation. iv) For structured horizons under irrigation with A.R., the CRH present a clear bimodal structure, with maximum for DTPs in the mesopore and residual microporosity regions, the ADP content is low (13.4% vol on average) and the lowest $K(\theta)$ which also decays faster as the volumetric moisture content decreases. Summarizing the above, it can be assured that the results obtained in this work are a great advance in the understanding and parameterization of the characteristics of the moisture retention and hydraulic conductivity functions of the soils studied in the critical zone of the Mezquital Valley. which allows us to know, in a quantitative way the behavior and the differences between the surface horizons under rainfall and with wastewater for 90 years irrigations, as well as to obtain a representative set of parameters to carry out models of water flow and solute transport in these soils, in a first approximation.

Índice

1	Introducción.	9
1.1	Usos potenciales de los suelos.....	9
1.2	Importancia del suelo en la protección de los acuíferos.....	10
1.3	El uso del agua residual en el riego de campos agrícolas.	10
1.4	Desarrollo del trabajo de tesis.	11
1.5	Sitio de estudio. El Valle del Mezquital, Hidalgo.	11
2	Objetivos.	14
2.1	Planteamiento del problema.	14
2.2	Justificación.....	15
2.3	Hipótesis.....	15
2.4	Objetivo general.	15
2.5	Objetivos específicos.....	16
3	Marco teórico.	17
3.1	El suelo como sistema físico.	17
3.2	Elementos estructurales. Porosidad.....	17
3.3	Escalas de estudio en el suelo.....	18
3.4	Cuantificación de las propiedades del suelo, volumen elemental representativo (VER).....	19
3.5	Contenido de humedad del suelo, conceptos básicos.....	19
3.6	Potenciales del agua en el suelo.	20
3.7	Tipos de modelos.....	22
3.8	Flujo de agua a través del suelo.....	23
3.8.1	Flujo en condiciones de saturación, ley de Darcy.....	24
3.8.2	Flujo en suelo no saturado, ecuación de Richards.	27
3.9	Relación entre el contenido de humedad y la tensión del agua en el suelo, curvas de retención de humedad (CRH).	29
3.10	Distribución de tamaños de poro (DTP) de un suelo.....	31
3.11	Representación de la humedad del suelo. Grado de saturación específica.	32
3.12	Conductividad hidráulica del suelo, modelos capilares de Burdine y de Mualem.	33
3.13	Modelos de retención de agua en el suelo y de conductividad hidráulica.....	35
3.14	Modelo de Brooks y Corey.....	35
3.14.1	Esquema Brook y Corey – Burdine (BC).	36
3.15	Modelo de van Genuchten.	37
3.15.1	Esquemas van Genuchten – Mualem (vGr) y van Genuchten con parámetro m (vGm). .	38

3.16	Semejanza entre los modelos de Brooks y Corey y van Genuchten en el régimen de agua adsorbida.	38
3.17	Modelo de Kosugi.....	39
3.17.1	Esquema Kosugi – Mualem (Kos).	40
3.18	Modelo de Fredlund y Xing (FX).	40
3.19	Modelos modificados de retención-conductividad capilar y de película adsorbida de tipo Peters-Durner-Iden (PDI).....	42
3.19.1	Modelo de retención.....	42
3.19.1.1	Función de retención de adsorción.	44
3.19.1.2	Función de retención capilar.	44
3.19.2	Modelo de conductividad.....	45
3.19.2.1	Función de conductividad relativa del flujo capilar.....	46
3.19.2.2	Función de conductividad relativa del flujo de película.	46
3.19.3	Parámetros para las soluciones de los esquemas de retención-conductividad PDI.	46
3.20	Modelos de retención-conductividad bimodales.	47
3.20.1	Parámetros para las soluciones de los esquemas de retención-conductividad bimodales.	48
3.21	Modelos de retención-conductividad PDI bimodales.....	48
3.21.1	Parámetros para las soluciones de los esquemas de retención-conductividad PDI bimodales.	49
3.22	Resumen de parámetros para las soluciones de los esquemas de retención – conductividad tratados en este trabajo.....	49
4	Materiales y Métodos.....	51
4.1	Suelos estudiados. Características de las muestras.	51
4.2	Equipo HYPROP. Características generales.	54
4.3	Método de evaporación de Schindler simplificado.	57
4.4	Mediciones, descripción y características.	58
4.5	Evaluación de los datos. Procedimiento.....	59
4.6	Ajuste de modelos de retención-conductividad.....	60
4.6.1	Descripción del procedimiento.	60
4.6.2	Valores considerados para los parámetros de ajuste.	62
5	Resultados y discusión.....	63
5.1	Mediciones experimentales. Comportamiento de masa y tensión matricial de las muestras... ..	63
5.2	Evaluación de las propiedades estructurales de los suelos analizados.....	63
5.3	Evaluación y ajustes de los esquemas de retención-conductividad.	67
5.3.1	Datos evaluados por el método de Schindler simplificado.	67
5.3.2	Consideraciones para la implementación los ajustes de retención-conductividad.	72

5.3.3	Resultados de ajustes y parámetros estadísticos.	73
5.3.4	Relaciones funcionales y parámetros de los modelos ajustados para cada muestra.	75
5.3.4.1	Resultados gráficos de los ajustes para la CRH y la relación $K(\theta)$	76
5.3.4.2	Parámetros de los ajustes de retención y conductividad.	83
5.3.4.3	Análisis de resultados para los ajustes de retención-conductividad.	88
5.4	Estimación de valores para distintos contenidos de humedad y agua disponible para las plantas (ADP).	93
5.4.1	Propiedades de retención de humedad de los suelos.	94
5.4.2	Resumen de propiedades estructurales y de retención de humedad por tipo de riego y de horizonte.	97
5.5	Gráficas de las distribuciones de tamaño de poros (DTP) de los suelos.	98
5.6	Gráficas y parámetros de ajustes seleccionados para caracterizar a los suelos de Santiago Tezontlale y Tlahuelilpan.	102
5.6.1	Análisis de resultados para los ajustes de retención-conductividad.	106
5.6.2	Estimación de valores para distintos contenidos de humedad retenida y ADP para los horizontes de ST y Tla.	107
5.6.3	Gráficas de las DTP para los horizontes de ST y Tla.	108
5.7	Resultados concluyentes.	108
6	Conclusiones.	110
	Referencias.	114
	Anexos.	122
	Anexo 1. Resultados de las mediciones del equipo HYPROP para la masa y la tensión matricial durante los procesos de evaporación.	122
	Anexo 2. Resultados para la evaluación de los datos hasta el ingreso del aire al tensiómetro superior, utilizando el software HYPROP-FIT.	126
	Anexo 3. Resultados de ajustes y parámetros estadísticos para caracterizar a los suelos de Santiago Tezontlale y Tlahuelilpan.	130

Índice de figuras.

Figura 1. Localización del Valle del Mezquital y de los suelos estudiados. Modificado de Contreras et al. 2020.....	12
Figura 2. Esquema utilizado para deducir la Ley de Darcy. Modificado de Neupauer y Dennis, 2010.	24
Figura 3. Representación de la histéresis del agua en el interior de un poro del suelo. Área achurada: fase líquida, área blanca, fase gaseosa. Modificado de Miller & Miller, 1956.	27
Figura 4. Curvas principales de sorción y desorción para un suelo y algunas curvas de exploración. Se ilustra el estado de humedecimiento de la matriz del suelo para cuatro estados energéticos o de contenido de agua diferentes, etiquetados de (a) a (d), conforme aumenta la tensión matricial. Modificado de Konyai et al., 2009.....	28
Figura 5. Ángulo de contacto α para interfaces sólido-líquido-gas considerando un fluido ‘que moja’, dentro de un capilar (arriba) y sobre una superficie horizontal (abajo). Modificado de Hillel, 1998..	30
Figura 6. Definición gráfica de la tortuosidad l, la cual es la relación entre la longitud real o geodésica (línea continua azul) y la distancia directa (línea punteada roja) que recorre el fluido de suelo para distintas condiciones de humedad. Modificado de Prado et al., 2009.....	33
Figura 7. Forma típica del ajuste de Brooks y Corey. Se ilustra el concepto de saturación efectiva. Modificado de Sophocleous et al., 2010.	34
Figura 8. Forma típica del ajuste de van Genuchten, tanto para el caso restringido como no restringido para el parámetro m. Modificado de Lignon et al., 2009.....	36
Figura 9. Comparación entre los ajustes típicos de los modelos de retención descritos en esta sección: Brooks y Corey (gris), van Genuchten (rojo), Kosugi (azul) y Fredlund y Xing (verde). Modificado de Seki, 2007.....	39
Figura 10. Forma típica de la curva del modelo de Fredlund y Xing. Se muestran los parámetros de ajuste. Nótese el decaimiento lineal en la zona de humedad residual. Modificado de Fredlund y Xing, 1994.....	40
Figura 11. Ajuste típico de una función de retención PDI. La componente capilar se expresa como $\theta_{cap}^* = \theta_{cap} + \theta_r$, es decir, θ_{cap}^* tiene la forma de una función de retención básica que contiene un porcentaje de humedad residual. Modificado de Pertassek et al., 2015.	43
Figura 12. Ubicación de las parcelas en las cuales se colectaron las muestras para el desarrollo de esta tesis.....	50
Figura 13. Componentes del equipo HYPROP. Modificado de UMS, 2018.....	54
Figura 14. Esquema del sistema de mediciones HYPROP. Modificado de Schindler, 2010).....	55
Figura 15. Contenido de carbono orgánico C_{org} con respecto a la densidad aparente ρ_b, por tipo de horizonte y de riego. Se muestra la tendencia lineal para todos los datos.	65
Figura 16. Evaluaciones para las relaciones de $\theta(h)$ y $K(\theta)$ en horizontes arados bajo riego de temporal.	67
Figura 17. Evaluaciones para las relaciones de $\theta(h)$ y $K(\theta)$ en horizontes estructurados bajo riego de temporal.	67
Figura 18. Evaluaciones para las relaciones de $\theta(h)$ y $K(\theta)$ en horizontes arados bajo riego con A.R. por 90 años.	68

Figura 19. Evaluaciones para las relaciones de $\theta(h)$ y $K(\theta)$ en horizontes estructurados bajo riego con A.R. por 90 años.	68
Figura 20. Ajustes para la CRH (lado izquierdo) y la relación $K(\theta)$ (lado derecho) para los dos horizontes muestreados en la parcela 1 de Santiago Tezontlale. Arriba: Horizonte arado (0-10 cm de profundidad). Abajo: Horizonte estructurado (profundidad 30-40 cm).	75
Figura 21. Ajustes para la CRH (lado izq.) y la relación $K(\theta)$ (lado der.) para los dos horizontes muestreados en la parcela 2 de Santiago Tezontlale. Arriba: horizonte arado. Abajo: horizonte estructurado.	76
Figura 22. Ajustes para la CRH (lado izq.) y la relación $K(\theta)$ (lado der.) para los dos horizontes muestreados en la parcela 3 de Santiago Tezontlale. Arriba: horizonte arado. Abajo: horizonte estructurado.	77
Figura 23. Ajustes para la CRH (lado izq.) y la relación $K(\theta)$ (lado der.) para los dos horizontes muestreados en la parcela 1 de Vicente Guerrero. Arriba: horizonte arado. Abajo: horizonte estructurado.	78
Figura 24. Ajustes para la CRH (lado izq.) y la relación $K(\theta)$ (lado der.) para los dos horizontes muestreados en la parcela 1 de Tlahuelilpan. Arriba: horizonte arado. Abajo: horizonte estructurado.	79
Figura 25. Ajustes para la CRH (lado izq.) y la relación $K(\theta)$ (lado der.) para los dos horizontes muestreados en la parcela 2 de Tlahuelilpan. Arriba: horizonte arado. Abajo: horizonte estructurado.	80
Figura 26. Ajustes para la CRH (lado izq.) y la relación $K(\theta)$ (lado der.) para los dos horizontes muestreados en la parcela 3 de Tlahuelilpan. Arriba: horizonte arado. Abajo: horizonte estructurado.	81
Figura 27. Ajustes para la CRH (lado izq.) y la relación $K(\theta)$ (lado der.) para los dos horizontes muestreados en la parcela 1 de Ulapa. Arriba: horizonte arado. Abajo: horizonte estructurado.	82
Figura 28. Valores de retención de humedad, obtenidos de la evaluación de cada horizonte arado para ambos tipos de riego. Los resultados corresponden a θ_{CC}, θ_{PMP} y al contenido de ADP, representados por el límite derecho, el izquierdo y la longitud de las barras, respectivamente.	94
Figura 29. Valores de retención de humedad, obtenidos de la evaluación de cada horizonte estructurado para ambos tipos de riego. Los resultados corresponden a θ_{CC}, θ_{PMP} y al contenido de ADP, representados por el límite derecho, el izquierdo y la longitud de las barras, respectivamente.	95
Figura 30. DTP para horizontes individuales, arados y estructurados, bajo riego de temporal, provenientes de Santiago Tezontlale (ST-1(A), ST-2(A) y ST-3(A)) y de Vicente Guerrero (VG-1(A)).	98
Figura 31. DTP para horizontes individuales, arados y estructurados, bajo riego con A.R. por 90 años, provenientes de Tlahuelilpan (Tla-1(A), Tla-2(A) y Tla-3(A)) y de Ulapa (Ula-1(A)).	98
Figura 32. Ajustes para la CRH (lado izquierdo) y la relación $K(\theta)$ (lado derecho) sobre los datos evaluados en los tres horizontes arados provenientes de Santiago Tezontlale.	102
Figura 33. Ajustes para la CRH (lado izquierdo) y la relación $K(\theta)$ (lado derecho) sobre los datos evaluados en los tres horizontes estructurados provenientes de Santiago Tezontlale.	102
Figura 34. Ajustes para la CRH (lado izquierdo) y la relación $K(\theta)$ (lado derecho) sobre los datos evaluados en los tres horizontes arados provenientes de Tlahuelilpan.	103
Figura 35. Ajustes para la CRH (lado izquierdo) y la relación $K(\theta)$ (lado derecho) sobre los datos evaluados en los tres horizontes estructurados provenientes de Tlahuelilpan.	103

Figura 36. DTP para conjuntos de horizontes, arados y estructurados, provenientes de Santiago Tezontlale (ST-(A) y ST-(E), riego de temporal) y de Tlahuelilpan (Tla-(A) y Tla-(E), riego con A.R. por 90 años)..... 107

Índice de tablas.

Tabla 1. Parámetros obtenidos para cada esquema de retención-conductividad del programa HYPROP-FIT. Modificado de (Pertassek et al., 2015). Tipos de ajustes básicos: Brooks y Corey-Burdine (BC), Kosugi-Mualem (Kos), van Genuchten-Mualem (con restricción para m, vGr), van Genuchten sin restricción para m (vGm) y Fredlund y Xing (FX), ajustes complejos: Peters-Durner-Iden (PDI), de estructura bimodal (BIM) y su combinación (PDI BIM).....	49
Tabla 2. Características de origen de las muestras de suelos analizadas. Localidades citadas: ST – Santiago Tezontlale, VG – Vicente Guerrero, Tla – Tlahuelilpan (Rancho Las Palmas) y Ula – Ulapa. Tipos de horizontes: (A) – arado, profundidad 0-10 cm, (E) – estructurado, profundidad 30-40 cm.....	52
Tabla 3. Resultados de laboratorio para los contenidos de carbono orgánico, porcentajes de partículas texturales primarias y clasificación textural de cada muestra analizada. Se utilizó el método de presión de suspensión integral, implementado en el equipo PARIO (Durner et al., 2017; METER, 2018), para la determinación de la textura, excepto en la muestra Ula-1(E), donde se hizo al tacto. Nomenclatura de la clasificación textural: R – arcilloso, CR – franco arcilloso, RL – arcillo limoso. Modificado de (Pérez-Vargas y Castor, 2021).....	53
Tabla 4. Resultados de la evaluación de las propiedades estructurales del suelo llevados a cabo con el equipo HYPROP-FIT: mS masa del suelo seco para el VER de 250 cm ³ (obtenida por el método gravimétrico), ρS densidad de sólidos (* valores promedio), θSexp contenido volumétrico de agua a saturación experimental (calculado con la masa registrada al inicio de cada experimento), pb densidad aparente y φ porosidad del suelo.....	63
Tabla 5. Masa de agua evaporada Δwevap para cada proceso de medición realizado.....	64
Tabla 6. Dimensiones de los conjuntos de datos para las funciones evaluadas de retención θh y conductividad K(θ), para cada proceso de medición de columnas de suelo realizado.....	66
Tabla 7. Mejores ajustes para las muestras de suelos de riego de temporal y sus parámetros estadísticos. Tipos de ajustes básicos: Kosugi-Mualem (Kos), van Genuchten-Mualem (con restricción para m, vGr), van Genuchten sin restricción para m (vGm) y Fredlund y Xing (FX), ajustes complejos: Peters-Durner-Iden (PDI), de estructura bimodal (BIM) y su combinación (PDI BIM). Parámetros estadísticos: RMSEh y RMSElogK son los errores cuadráticos medios de la CRH y de los logaritmos de la conductividad, AICc criterio corregido de Akaike y AICc valor promedio de los criterios corregidos de Akaike para cada muestra.....	73
Tabla 8. Mejores ajustes para las muestras de suelos con riego de A.R. por 90 años y sus parámetros estadísticos. Las abreviaturas de los tipos de ajuste y de los parámetros se explican en la tabla 7.....	74

Tabla 9. Parámetros de ajuste para los esquemas de retención-conductividad seleccionados para caracterizar cada muestra correspondiente a horizontes arados (prof. 0-10 cm) bajo riego de temporal (STyVG).....	83
Tabla 10. Parámetros de ajuste para los esquemas de retención-conductividad seleccionados para caracterizar cada muestra correspondiente a horizontes estructurados (prof. 30-40 cm) bajo riego de temporal (ST y VG).....	84
Tabla 11. Parámetros de ajuste para los esquemas de retención-conductividad seleccionados para caracterizar cada muestra correspondiente a horizontes arados (prof. 0-10 cm) bajo riego con A.R. por 90 años (Tla y Ula). * Tensión matricial correspondiente al contenido de humedad residual para el modelo FX.....	85
Tabla 12. Parámetros de ajuste para los esquemas de retención-conductividad seleccionados para caracterizar cada muestra correspondiente a horizontes estructurados (prof. 30-40 cm) bajo riego con A.R. por 90 años (Tla y Ula). *Tensión matricial correspondiente al contenido de humedad residual para el modelo FX.....	86
Tabla 13. Valores para la humedad a saturación θ_S , a capacidad de campo θ_{CC} , en el punto de marchitez permanente θ_{PMP} y de agua disponible para las plantas ADP. Estimaciones obtenidas a partir de los promedios de los resultados para los ajustes de retención-conductividad considerados en las tablas 7 a 12.....	93
Tabla 14. Resultados promedio, por tipo de riego y de horizonte, para las variables indicadoras de las propiedades estructurales y de retención de humedad: ρ_b densidad aparente, Corg contenido de carbono orgánico, ϕ porosidad, θ_S contenido volumétrico de agua a saturación (obtenido al promediar los valores de los primeros mejores ajustes para cada muestra) y ADP agua disponible para las plantas.....	96
Tabla 15. Intervalos de valores para los mesoporos y los microporos que contienen el ADP en unidades de pF [-], de radio equivalente de poro r [μm] y de su logaritmo $\log_{10} r$ [-], utilizados en este trabajo de investigación.....	99
Tabla 16. Parámetros de ajuste para los esquemas de retención-conductividad seleccionados para caracterizar a los conjuntos de muestras correspondientes a los horizontes arados (prof. 0-10 cm) y estructurados (prof. 30-40 cm), provenientes de Santiago Tezontlale (ST-(A) y ST-(E)) y Tlahuelilpan (Tla-(A) y Tla-(E)).....	104
Tabla 17. Valores para la humedad a saturación θ_S , a capacidad de campo θ_{CC} , en el punto de marchitez permanente θ_{PMP} y de agua disponible para las plantas ADP. Estimaciones para los conjuntos de muestras correspondientes a los horizontes ST-(A), ST-(E), Tla-(A) y Tla-(E). Los valores se obtuvieron a partir de los promedios de los resultados para los ajustes de retención-conductividad considerados en la tabla 16.....	107

1 Introducción.

El suelo es la capa superficial de materiales que recubre a la superficie terrestre de manera más o menos constante, interrumpida únicamente por cuerpos de agua profundos. Conforman un sistema abierto que está en continua evolución, lo cual le dota de propiedades características de acuerdo con las interacciones que tiene con sus alrededores (Weil y Brady, 2017).

En el sentido espacial, el suelo se encuentra en superficie en contacto con la atmósfera, donde ocurren procesos climáticos que promueven el intercambio de gases y precipitación, mientras que a profundidad se encuentran capas de roca consolidada que forman depósitos de agua subterránea, saturada de manera permanente o intermitente, donde ocurre un intercambio continuo entre solutos. Todo este conjunto de elementos forma la llamada zona crítica, esencial para la vida sobre la superficie terrestre (Chorover et al., 2007).

1.1 Usos potenciales de los suelos.

Los usos potenciales de los suelos se determinan con base en las funciones que estos presentan en una zona o región particular. Estas funciones se definen a su vez en términos de los procesos que ocurren en los suelos y que actúan como reguladores de las propiedades físicas, químicas y biológicas del sistema en interacción con sus alrededores (Stasch y Stahr, 1993). Con base en lo anterior, las funciones principales del suelo son: a) filtrar, b) amortiguar y c) transformar compuestos tanto naturales como artificiales, que pueden ser inmovilizados, almacenados o liberados desde su interior hacia el ambiente. Algunos autores denominan al conjunto de funciones del suelo, incluyendo a sus potenciales asociados descritos a continuación, como los servicios ecosistémicos de los suelos (Weil y Brady, 2017).

Tomando en cuenta lo anterior, se definen cuatro tipos de usos potenciales de los suelos, los cuales son:

- i) Potencial biótico.- Logra sostener las funciones para que se pueden conservar y producir especies de plantas y organismos de tipo forestal y/o agrícola.
- ii) Potencial abiótico.- Permite sostener las funciones que mejoran la calidad del agua infiltrada y de recarga de mantos acuíferos, la calidad del aire, la disminución de la erosión y la existencia de materias primas aprovechables por la población.
- iii) Potencial de área.- Posibilita el uso del suelo para construir infraestructura urbana y/o industrial, así como su uso para crear depósitos de desechos.
- iv) Potencial documental.- Permite recuperar la historia y la génesis del suelo como un cuerpo natural y/o relacionado con asentamientos humanos del pasado.

Es importante notar que estos potenciales se jerarquizan de acuerdo al aprovechamiento relativo que se hace de ellos, así la explotación o el empleo de un potencial de menor orden limita o destruye a los de mayor orden. Por otro lado, los usos potenciales de los suelos se relacionan con el concepto integrador de la calidad de un suelo, que se aplica desde un punto de vista antropocéntrico y a veces

considerando los límites de los ecosistemas naturales *“para promover la productividad vegetal y animal, mantener o incrementar la calidad del aire y del agua y apoyar la salud y habitabilidad humana”* (NRCS, 2001).

De esta forma, la clasificación de los potenciales de un suelo permite evaluar los usos a los que se destine éste en una zona o región, previniendo la degradación tanto del sistema como de las funciones que puedan ser aprovechados en el futuro a través de su preservación. En particular, en este trabajo se utilizan herramientas del área de la física de suelos que se relacionan con las funciones hidrológicas que sustentan al potencial abiótico, en cuanto al estudio de la infiltración de agua y la recarga de acuíferos se refiere, sin embargo los resultados presentados en este trabajo pueden utilizarse para el estudio de las funciones que determinan tanto al potencial biótico en la producción agrícola y la conservación de especies, como al potencial de área en cuanto al depósito de desechos vertidos por el uso de aguas residuales en la zona de estudio.

1.2 Importancia del suelo en la protección de los acuíferos.

El suelo es una geomembrana que conforma la capa superior de la zona vadosa. Este amortigua y filtra todo tipo de contaminantes que recibe de manera directa, y transforma compuestos químicos desactivando, desnaturalizando y disminuyendo sus propiedades tóxicas, previniendo su llegada a estratos más profundos. Además, el suelo constituye un depósito importante de agua dulce que influye en la calidad de las aguas superficiales y subterráneas. El volumen estimado de agua en el suelo es 51 veces mayor que toda la que es transportada por ríos y corrientes superficiales (Lal y Shukla, 2004), la cual mantiene ecosistemas, cultivos, y una recarga continua de los mantos acuíferos, utilizados por más de la mitad de toda la humanidad para mantener sus necesidades vitales y alimentarias (Giordano, 2009).

De esta manera, el conocimiento del movimiento del agua en el suelo a través de las propiedades y procesos físicos que involucra es necesario para desarrollar e implementar estrategias en el cuidado y manejo de los recursos del suelo y del agua que pretendan mejorar la calidad de los ecosistemas y de las sociedades humanas ante los riesgos inminentes, debidos al cambio climático y la pérdida de recursos energéticos y alimentarios en vastas regiones del mundo.

1.3 El uso del agua residual en el riego de campos agrícolas.

De acuerdo con (Raschid-Sally y Jakayody, 2009) las razones principales para utilizar agua residual para el riego son a) el incremento en la demanda de agua por las áreas urbanas, b) la demanda de alimentos en estas mismas áreas y sus alrededores y c) la carencia de fuentes alternas de agua. México es uno de los países a nivel mundial en los que se riega un mayor número de hectáreas con agua residual, debido al problema de la disposición de éstas y a la necesidad de contar con el recurso en regiones agrícolas con bajas tasas de precipitación pluvial, principalmente.

Es importante tener en cuenta que, aunque las capacidades filtradora y amortiguadora de contaminantes en suelos bajo condiciones de riego con aguas residuales resultan muy elevadas, es

conocido que pueden llegar a superarse, provocando la liberación de agentes hacia la biosfera o las capas subsuperficiales (Hettiarachchi & Ardakanian, 2016).

1.4 Desarrollo del trabajo de tesis.

Una descripción adecuada del flujo de agua y el transporte de solutos a lo largo del suelo depende en gran medida de estimaciones precisas de la retención de agua y las características hidráulicas del suelo en condiciones no saturadas. Los experimentos de mediciones de evaporación de agua permiten inferir de manera indirecta las propiedades hidráulicas del suelo, utilizando modelación inversa a través de ajustes de soluciones numéricas para la ecuación de Richards, (ec. 23), sobre las observaciones de las variables medidas a lo largo del experimento (Vrugt et al., 2003).

Aunado a lo anterior, el estudio de las características de las fases minerales, en particular de las arcillas presentes en un suelo, permite comprender la importancia de su papel en su estructuración, y por tanto en la porosidad que se deriva de ella; en esta última ocurren los procesos que se estudian en el área de la hidráulica de suelos. Las propiedades fisicoquímicas de las arcillas dependen de su estructura molecular individual y su arreglo estructural en conjunto, los cuales les permiten tener superficies específicas elevadas, capacidades de intercambio aniónico y catiónico variables y en algunos casos, contar con un espacio interlaminar en donde pueden quedar absorbidos y adsorbidos iones y agua (Juayerk-Herrera, 2012). En particular, en los suelos estudiados en este trabajo, las arcillas de tipo esmectitas toman relevancia (Siebe et al., 2016; Pérez-Vargas y Castor, 2021), debido a que promueven un comportamiento de expansión-contracción en los ciclos de humedecimiento-secado del suelo, modificando procesos como: infiltración en flujos preferenciales, percolación, formación de meso y microporos, y evaporación superficial.

En particular, para estudiar estas propiedades hidráulicas en el suelo, se utilizan modelos de porosidades y permeabilidades sencilla, doble o múltiple, los cuales toman en cuenta diversos dominios de tamaño de poros, divididos en microtexturales, macrottexturales, estructurales, agregados y fracturas (Lal y Shukla, 2004; Kodešová, Kozák y Šimůnek, 2006; Šimůnek y van Genuchten, 2008).

El objetivo de este trabajo fue parametrizar las variables relacionadas con el flujo de agua y el transporte de solutos que se pueden medir en suelos tipo Phaeozems con propiedades vérticas y contenido de materia orgánica medio-alto (WRB, I. W. G., 2014), del Valle del Mezquital, en Hidalgo, México, los cuales han estado sujetos a riego con agua residual durante varios años. Esto nos permitirá describir y conocer la configuración del sistema a través de modelos matemáticos y físicos.

1.5 Sitio de estudio. El Valle del Mezquital, Hidalgo.

El Valle del Mezquital, estado de Hidalgo, México, se encuentra en la meseta central del Altiplano Mexicano, abarca una superficie de 2,429 km² y comprende altitudes entre 1,700 y 2,400 msnm. El clima es templado a seco lo que hace que la zona presente condiciones semiáridas, con temperatura, precipitaciones y evapotranspiración medias anuales de 17 °C, entre 400 a 700 mm y 2,080 mm,

respectivamente. Alrededor de 90,000 ha se destinan al cultivo de maíz, alfalfa, avena forrajera y otros cereales y verduras. La mayoría de estos suelos han sido regados por periodos de hasta 110 años con aguas residuales, tanto crudas como tratadas, que provienen de la cuenca del Valle de México y sus alrededores, lo que ha propiciado la formación de mantos acuíferos someros en esta región, formados a partir de los riegos mencionados. (BGS et al., 1998; Siebe et al., 2016).

El caudal de ingreso promedio de estas aguas residuales se estima en 40 m³/s; se componen de residuos industriales, domésticos y escorrentía de precipitaciones, que no recibían tratamientos hasta el año 2017, en el que inicia operación la Planta de Tratamiento de Aguas Residuales de Atotonilco, la cual trata un caudal promedio de 35 m³/s, retirando materia orgánica, arenas, lodos y basura (Castillo et al., 2020).

Los riegos en campo se realizan a través de eventos de inundación con tasas entre 1,500 y 2,200 mm/ha/a (Downs et al., 1999). La caracterización de las propiedades físicas de estos suelos es un tema de interés para la comprensión del comportamiento de los contaminantes (NO₃, metales pesados, fármacos, etc.) que ingresan continuamente al sistema con el riego, el que adicionalmente genera una recarga continua de acuíferos de 25 m³/s (Siebe et al., 2016). Esta recarga ha propiciado la formación de un acuífero somero a profundidades entre 10 y 60 m de profundidad que surte de agua potable a los habitantes de la zona a través de manantiales con salidas de entre 0.4 y 0.6 m³/s (Jiménez y Chávez, 2004).

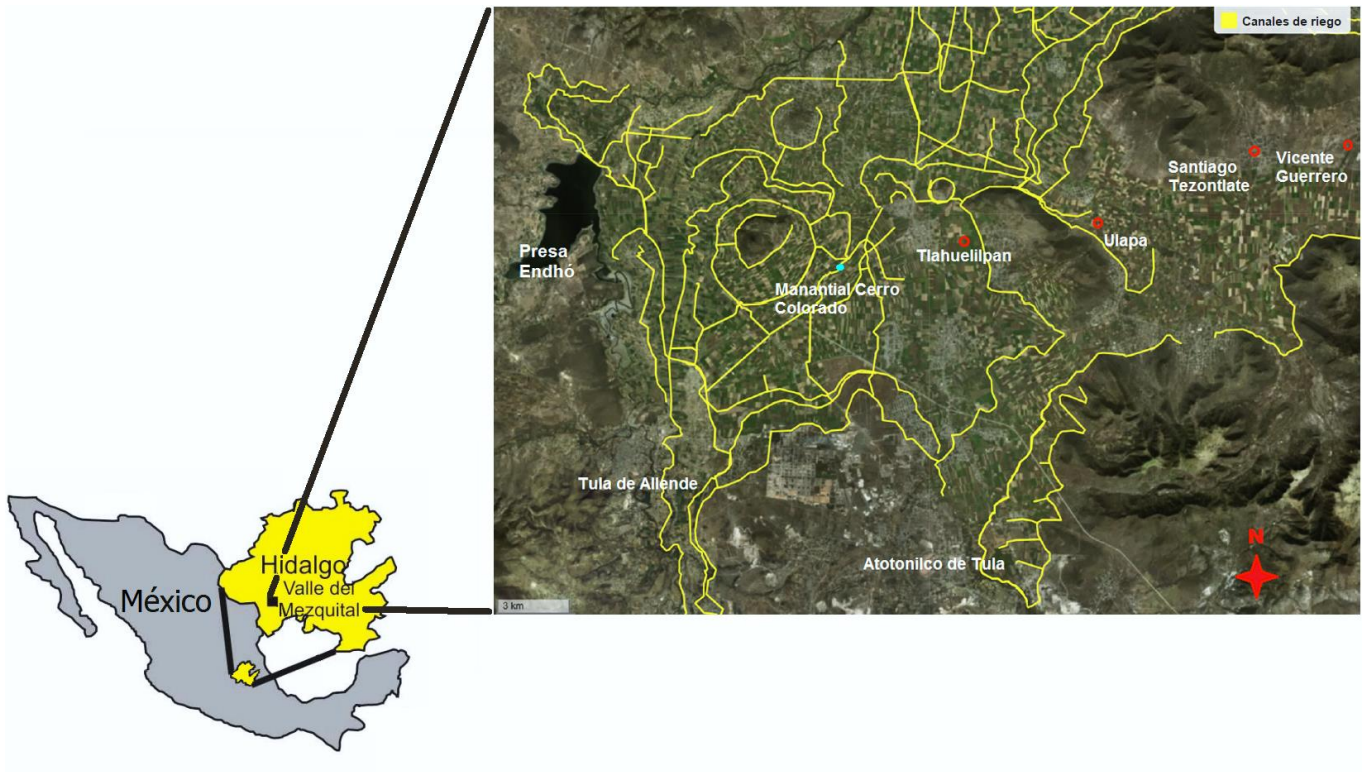


Figura 1. Localización del Valle del Mezquital y de los suelos estudiados. Modificado de Contreras et al. 2020.

Las muestras de suelo estudiadas en este trabajo de investigación provienen de cuatro comunidades dentro del Valle del Mezquital: Tlahuelilpan, Ulapa, Santiago Tezontlale y Vicente Guerrero, y corresponden a suelos agrícolas de temporal y regados con aguas residuales a lo largo de 90 años (figura 1).

2 Objetivos.

2.1 Planteamiento del problema.

Con esta investigación se busca establecer los valores de las propiedades hidráulicas que definen el flujo de agua y el transporte de solutos de los suelos del Valle del Mezquital, y las modificaciones a las que se ven sujetas a través del riego con agua residual.

Para abordar las soluciones requeridas se desarrollaron los siguientes planteamientos: Estudiar la forma de parametrizar de manera óptima la retención y el flujo de agua en función de las propiedades de cada suelo estudiado, con la finalidad de medir las características de sus parámetros hidráulicos, para conocer las relaciones que rigen entre ellas y, de esta forma, obtener estimaciones tanto locales como generales.

La vía de solución propuesta fue la realización de experimentos en laboratorio con muestras intactas, con el fin de medir los parámetros de flujo de agua en la estructura del suelo. Esto permitirá plantear un modelo semiempírico de las propiedades hidráulicas del suelo relacionadas con el flujo, el almacenamiento y la dispersión de contaminantes. Estos estudios con muestras a escala de columna servirán para obtener una descripción representativa de un pedón en campo y su posible evolución en el tiempo, al ser regado con agua residual.

Mediante el estudio de los cambios de humedad y de la tensión matricial en muestras de suelos intactos a escala columna, regados con agua residual y de temporal, se obtendrán los datos necesarios para mediante modelación inversa, obtener los parámetros que describen el flujo de agua en las regiones de fracturas (macroporos) y en la matriz (microporos) de cada muestra. Los parámetros que caracterizan las propiedades hidráulicas del suelo son la curva de retención de humedad y la conductividad hidráulica, con ellos se pueden obtener otros parámetros como la conductividad hidráulica saturada y el contenido volumétrico específico de agua para dominios de micro y macro agregados, de donde se puede obtener el contenido de agua disponible para las plantas y el volumen de agua de infiltración y de percolación profunda (Šimůnek et al., 2003; Kodešová, 2009; Castillo et al., 2020).

Al caracterizar las curvas de retención de humedad, y las conductividades hidráulicas no saturadas $K(\theta)$ (ecuación 21), se obtendrán los parámetros que describen las propiedades de los flujos de agua en ambas regiones: porosidad ϕ (ec. 3), conductividad hidráulica saturada K_S (ec. 17), contenido volumétrico residual θ_r y saturado θ_S de agua (ver ecuación 33 y figura 4), razón de volúmenes entre fracturas y dominio matricial, y flujo e intercambio de masa entre ambos dominios, cuando sea posible determinarlos (tabla 1). Con lo anterior es posible evaluar los distintos modelos de flujo y transporte de

contaminantes propuestos a través de programas como HYDRUS-1D (Rassam et al., 2018) o Vsoil (Lafolie et al., 2017).

2.2 Justificación.

De los trabajos realizados en los suelos del Valle del Mezquital por (Durán-Álvarez et al., 2012; Durán-Álvarez et al., 2014; Durán-Álvarez et al., 2015; Guédron et al., 2014; Hernández-Martínez et al., 2014; Salazar-Ledesma et al., 2018; Lüneberg et al., 2018), se conoce el movimiento de contaminantes en el suelo, y el trabajo de (Pérez-Vargas y Castor, 2021) estudia la estructura de sus agregados, así como su evolución debida al riego con aguas residuales. De esta forma, conocer los parámetros de un modelo de flujo de agua contaminada resulta una información muy importante para entender el comportamiento dinámico de estos suelos, y contribuye a complementar y mejorar los trabajos que investiguen la dispersión y almacenamiento de los contaminantes presentes y futuros.

2.3 Hipótesis.

Con base en lo anterior, y considerando que el agua residual contiene materia orgánica que se acumula en los suelos, favoreciendo su estructuración, así como el aumento de la microporosidad (Durán-Álvarez et al., 2014, Castillo et al., 2020), se esperan diferentes comportamientos en el flujo y la retención de humedad para los horizontes y los tipos de riego analizados.

- Para riego de temporal existe menor capacidad de retención de humedad por agua adsorbida y almacenada en microporos debido a una menor estructuración del suelo, lo que implicaría más agua disponible para las plantas.
- Para riego con agua residual, existe mayor capacidad de retención de agua adsorbida almacenada en películas y en microporos. Lo anterior implica menos agua disponible para las plantas.
- Los horizontes arados (Ap) tienen una porosidad interestructural mayor, debido al proceso de labranza, esto permite mayor conductividad hidráulica en condiciones de humedad de campo.
- Los horizontes estructurados (Ah), tienen porosidades intra e inter-agregados mayores, y presentan menor conductividad hidráulica en condiciones de humedad de campo, además, en condiciones cercanas al punto de marchitez permanente, mayor porcentaje de humedad quedará retenida, provocando un menor contenido de agua disponible para las plantas en comparación con los horizontes Ap.

2.4 Objetivo general.

Obtener los parámetros requeridos por un modelo semiempírico de flujo y de transporte para representar físicamente la naturaleza dinámica de suelos del Valle del Mezquital.

2.5 Objetivos específicos.

- Obtener las mediciones muestrales para los parámetros de flujo y retención de humedad en columnas de suelos estructurados, representativos de los horizontes estudiados, para validarlos a través de ajustes estadísticos.
- Utilizar los datos estimados para obtener los parámetros requeridos por el modelo de flujo y transporte de solución del suelo: conductividad hidráulica $K(\theta)$, parámetros de la curva de retención de humedad $h(\theta)$, porosidad ϕ y densidad aparente ρ_b , así como el término de transferencia de masa entre dominios de agua capilar y agua adsorbida ω .
- Por medio de los resultados de la estimación de parámetros de retención y conductividad hidráulica, obtener estimaciones de los contenidos de humedad a distintas tensiones matriciales, para evaluar el agua disponible para las plantas *ADP*, así como las modificaciones a estos contenidos debidas al riego con agua residual.

3 Marco teórico.

3.1 El suelo como sistema físico.

El suelo, al ser un elemento material, ocupa un volumen que incluye componentes en las fases sólida, líquida y gaseosa.

- La fase sólida se compone de elementos minerales y materia orgánica que se organizan en arreglos estructurales porosos, lo que permite el intercambio entre volúmenes de gases y líquidos (solución del suelo), a través de procesos físicos, químicos y biológicos.
- La fase líquida consiste de agua que contiene sustancias de diferente naturaleza química que pueden estar completa o parcialmente disueltas en su volumen, variando su concentración en el tiempo y el espacio.
- La fase gaseosa está conformada principalmente de aire y vapor de agua, así como de trazas de gases producto de las reacciones químicas y biológicas que puedan ocurrir dentro de la matriz y en la solución del suelo.

3.2 Elementos estructurales. Porosidad.

El suelo conforma una estructura dinámica que se puede clasificar texturalmente por las proporciones presentes de partículas primarias minerales de menos de 2 mm de diámetro: arena (2 – 0.05 mm), limo (0.05 mm – 2 μm) y arcilla (< 2 μm) (Soil Science Division Staff, 2017). En cuanto a sus componentes materiales, los tipos de arcillas presentes y sus enlaces con otros elementos le imprimen propiedades físicas que caracterizan comportamientos específicos para su capacidad de retención y su permitividad para el flujo de agua. Otro componente importante es la materia orgánica, compuesta de restos de organismos en diferentes estados de descomposición y humificación, la cual promueve la organización y estructuración de microagregados (diámetros menores a 250 μm) y macroagregados (diámetros mayores a 250 μm) que cimentan su forma y distribución espacial (Oades y Waters, 1991; Totsche et al., 2018).

El arreglo estructural de los sólidos del suelo permite el desarrollo de DTP variadas, que modifican la capacidad de flujo y retención de agua, así como la retención y liberación de solutos. La porosidad varía con el tiempo en escalas entre 10^{-10} y 10^{-2} m (ángstroms a centímetros), y se puede clasificar a) con base en las estructuras donde se origina, de manera cualitativa o b) por intervalos de tamaño, de manera cuantitativa. De esta forma:

- a) Estas clasificaciones consideran que los poros intra-agregados, matriciales o texturales se generan entre partículas primarias (arenas, limos y arcillas), mientras que los poros inter-agregados, o estructurales se generan entre los agregados que se forman de la unión de partículas primarias. Adicionalmente se consideran dos categorías de poros: interestructurales, que se refiere a los espacios formados entre unidades estructurales del suelo, como los que ocurren entre los bloques formados en suelos con propiedades expansivas, y no matriciales, la cual considera a los espacios

formados por raíces, acción de la fauna excavadora y otros agentes macroscópicos (Lal y Shukla, 2004).

- b) Las categorías consideradas por estas clasificaciones son microporosidad, mesoporosidad y macroporosidad, cuyos intervalos de tamaños varían entre distintos autores. En general, los valores asignados para los diámetros equivalentes de los microporos son menores a un valor en el orden de 10 μm , para los mesoporos va de este valor hasta diámetros del orden de 500 μm y los macroporos son todos los mayores a 500 μm (Luxmoore, 1981; Drzal et al., 1999; Juayerk-Herrera, 2012).

3.3 Escalas de estudio en el suelo.

Para abordar el estudio experimental y realizar la modelación de la transferencia de fluidos en un medio poroso multifásico como el suelo, se deben considerar varias escalas correspondientes a diferentes niveles de análisis y objetivos buscados. Siguiendo la presentación expuesta por (Prado-Pano, 2006) basada en (Vauclin, 1994) se definen tres escalas:

- i) Escala microscópica, correspondiente al tamaño de poro. Se supone que es grande en comparación con las dimensiones moleculares. A esta escala, las variables locales tanto constitutivas como termodinámicas, presentan grandes fluctuaciones. Cada fase puede considerarse como un medio continuo y el medio poroso como un conjunto de medios continuos más o menos superpuestos. Es en esta escala donde se obtiene una comprensión detallada de los mecanismos fundamentales involucrados.
- ii) Escala macroscópica, correspondiente a la columna de laboratorio o al horizonte del suelo. La complejidad geométrica del espacio poroso, asociada a las dificultades para dar una definición precisa de la topología de las diferentes fases, así como la metrología de las variables y parámetros, hacen que se justifique este cambio de escala, el cual incluye el paso esencial para definir el concepto de volumen elemental representativo, como se verá en la siguiente sección. Sin embargo, el estudio de las transferencias de solutos a esta escala puede tropezar con dificultades al tomar en cuenta la organización del suelo, por ejemplo, para suelos muy estructurados o con arcillas expansivas.
- iii) La escala megascópica, correspondiente al terreno o polipedón. Este enfoque se enfrenta a serias complejidades: a) un suelo nunca es uniforme y homogéneo. Sus propiedades físicas y químicas varían de un pedón a otro; b) las propiedades del suelo no están necesariamente distribuidas de manera aleatoria en el espacio, sino que muy a menudo tienen estructuras horizontales y/o verticales que deben identificarse para la descripción y modelado del terreno; c) en el entorno natural, las condiciones de contorno pueden ser variables en el tiempo y el espacio, lo que refuerza aún más el aspecto estocástico del enfoque (Vauclin, 1994).

En esta tesis se considerará la escala macroscópica acotada a una columna de 5 cm de altura y 250 cm³ de volumen, para obtener representaciones comparativas entre los parámetros que describen el flujo de agua dentro de los suelos analizados.

3.4 Cuantificación de las propiedades del suelo, volumen elemental representativo (VER).

Para cuantificar las propiedades de un suelo a través de variables macroscópicas, se debe definir un volumen de suelo de dimensiones necesarias para obtener valores estadísticamente representativos de las propiedades a estudiar, el cual se denomina volumen elemental representativo (VER). Este volumen se obtiene a escalas entre cm³ y m³ y posibilita realizar una descripción del sistema a través de una aproximación de medio continuo, la cual permite describir el comportamiento de las propiedades a través de ecuaciones diferenciales parciales (Bear, 1988; de Marsily, 2004).

El VER está ligado conceptualmente a la noción de la muestra tomada para medir las propiedades de un suelo, y su tamaño se define de acuerdo con el siguiente razonamiento:

- i) lo suficientemente grande para contener un número representativo de poros, de modo que se pueda definir una propiedad general promedio, con la seguridad de que el efecto fluctuante de un poro a otro será insignificante para el valor definido, y
- ii) lo suficientemente pequeño para que las variaciones del parámetro entre cada uno de los dominios adyacentes se puedan aproximar por medio de funciones continuas que permitan utilizar el análisis infinitesimal.

La existencia de un VER supone que es posible reemplazar un material heterogéneo con un material homogéneo equivalente, siempre que no existan anisotropías en el volumen de suelo en estudio. Estas consideraciones son análogas a las del paso, en mecánica de fluidos, de la escala "corpúscular" a la escala de "volumen de materia" (de Marsily, 2004).

3.5 Contenido de humedad del suelo, conceptos básicos.

Las variables físicas descriptivas más notables en el estudio del suelo son la densidad aparente y la porosidad, junto con el contenido de humedad. El conocimiento de sus valores permite inferir el estado energético y la disponibilidad de recursos hídricos en la zona de estudio. Para la caracterización de estas variables, es conveniente conocer la densidad de partículas sólidas de un suelo, la cual se define como:

$$\rho_S = \frac{m_S}{V_S} \quad (1),$$

donde m_S es la masa de los compuestos sólidos y V_S es el volumen que estos ocupan, sin considerar espacios llenos de líquidos o gases. Por otro lado, la densidad aparente se define como:

$$\rho_b = \frac{m_S}{V_T} \quad (2),$$

donde V_T es el volumen que ocupa toda la muestra de suelo, incluyendo espacios llenos de gases; ρ_b se evalúa por medio del método gravimétrico (secado de la muestra a una temperatura de $T = 105$ °C por 24 h o hasta que se llegue a un peso constante, según el tipo de suelo). Considerando los volúmenes de las fases líquida V_L y gaseosa V_G , se define la porosidad como $\phi = (V_L + V_G)/V_T$, o en términos de las densidades de partículas y aparente:

$$\phi = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad (3).$$

Con respecto al contenido de humedad del suelo, se define la humedad gravimétrica como la relación,

$$\theta_g = \frac{m_L}{m_s} \quad (4),$$

donde m_L es la masa de los líquidos; mientras que la humedad volumétrica está dada por la relación, entre y el volumen total de la muestra:

$$\theta = \frac{V_L}{V_T} \quad (5).$$

Es posible relacionar estas dos variables por medio de las densidades aparentes del suelo ρ_b y del agua ρ_W , y si esta última se toma como $\rho_W = 1$ g/cm³,

$$\theta = \rho_b * \theta_g \quad (6).$$

El contenido de humedad varía debido a la combinación de factores que interactúan para retener o extraer agua. La retención ocurre por acción de fuerzas de cohesión y adhesión (principalmente la adsorción) entre las partículas y la solución del suelo, sobre las que la tensión superficial y la capilaridad actúan de manera significativa. La extracción de los líquidos se debe a la fuerza de gravedad, la absorción por raíces y la evaporación influenciada por condiciones atmosféricas (Hillel, 1998; Lal y Shukla, 2004).

3.6 Potenciales del agua en el suelo.

A continuación se presentan de manera breve las condiciones físicas básicas consideradas en el estudio de los potenciales del agua en la matriz del suelo de una manera descriptiva e integral, cuya exposición proviene principalmente del trabajo de Lal y Shukla, (2004).

Un volumen de agua tiene asociada energía potencial y cinética, así como energía térmica de capacidad calorífica y de cambios de estados de agregación (sólido, líquido y gas). Bajo condiciones

isotérmicas y sin la ocurrencia de cambios de estado, la energía cinética es baja debido a que el líquido se mueve a velocidades relativamente pequeñas (10 a 500 cm d⁻¹, Castillo et al., 2020), la energía potencial domina sobre el agua, lo que le permite fluir incluso en condiciones insaturadas.

De esta forma, bajo condiciones de saturación, el agua ocupa todo el espacio poroso y una parte significativa fluye a través del suelo, mientras que bajo condiciones de retención de agua (suelo no saturado) se presenta una energía potencial negativa y se requiere hacer trabajo para liberar el líquido de la matriz del suelo. Este potencial es dinámico y presenta alta variabilidad espacial.

Tomando las consideraciones anteriores en cuenta, se define el potencial del agua del suelo, Ψ , como “la cantidad de trabajo que un elemento unitario de agua en un sistema en equilibrio de suelo humedecido es capaz de realizar cuando se mueve a un depósito de agua en el mismo estado de referencia y a la misma temperatura” (Lal y Shukla, 2004); Ψ representa la suma de los potenciales actuando sobre un elemento de agua en el interior del suelo y se puede expresar en unidades de energía por unidad de masa [L² T⁻²], de volumen [M L⁻¹ T⁻²] o de peso [L] (tomando la altura con respecto a un punto de referencia de una columna de agua), de esta forma:

$$\Psi = \psi_p + \psi_m + \psi_z + \psi_\pi + \psi_o \quad (7).$$

Expresando los potenciales en unidades de energía por unidad de volumen en esta ecuación:

- ψ_p es el potencial hidrostático, que corresponde a la presión debida a la columna de agua formada en una capa de suelo saturada sobre una posición vertical específica.
- ψ_m es el potencial matricial, que se presenta en condiciones insaturadas. Se observa que este potencial está conformado por dos componentes,

$$\psi_m = \psi_{Ca} + \psi_{Ai} \quad (8),$$

donde ψ_{Ca} es el potencial tensiométrico o capilar que se relaciona con las fuerzas de adhesión y cohesión debido a los efectos de retención de agua por la estructura de suelo y que dan lugar a los fenómenos de adsorción, capilaridad y tensión superficial dentro de los poros, y ψ_{Ai} es el potencial neumático, debido a la diferencia de presión del aire sobre el volumen de suelo con respecto a la presión atmosférica de referencia. ψ_{Ai} toma relevancia en algunos métodos de laboratorio, como las membranas de presión, donde se utilizan muestras sometidas a presiones que modifican el estado energético de las componentes sólidas y gaseosas (Jury et al., 1991). Por tanto, en procedimientos que miden el potencial matricial a presión atmosférica, se puede tomar la aproximación:

$$\psi_m = \psi_{ca} \quad (9),$$

la cual se aplicará en el desarrollo de esta tesis.

Nótese que ψ_p se presenta bajo condiciones de saturación y ψ_m bajo condiciones de suelo no saturado, por lo que estos potenciales son mutuamente excluyentes. Sin embargo, en la práctica se tiende a combinarlos bajo un mismo potencial de presión, ψ' , este potencial combinado es útil para muchas mediciones realizadas con equipos como tensiómetros de campo, donde los efectos de ψ_{Ai} son despreciables y se cumpla la ecuación 9 (Baker y Frydman, 2009).

- ψ_z es el potencial gravitacional o de altura, dado por la elevación relativa entre el punto analizado y el nivel de referencia, elegido de manera arbitraria. Este potencial se utiliza en la medición de cargas piezométricas y no depende de las propiedades del suelo ni del ambiente.
- ψ_π es el potencial osmótico y se debe a la presencia de solutos que disminuyen la energía libre del agua, de acuerdo con sus concentraciones y a las especies químicas presentes; este potencial toma relevancia en suelo con alto contenido de sales.
- ψ_o es el potencial de sobrecarga, debido a la presión ejercida por la fracción sólida que se mantiene dentro del agua y que no se encuentra soportada por la matriz del suelo, este potencial se considera cuando los flujos arrastran partículas del suelo, las cuales tienen densidades distintas a la del agua, y toma relevancia en suelos expansivos.

Para los equipos que miden la tensión o succión del suelo, denotada por h , como los tensiómetros utilizados tanto en campo como en experimentos en que las muestras se encuentran a presión atmosférica, la energía potencial medida es la de la solución del suelo en unidades de presión (energía por unidad de volumen unitario); de esta forma, h está constituida por,

$$h = \psi' + \psi_\pi + \psi_o \quad (10),$$

donde ψ' toma la componente ψ_p o ψ_m , de acuerdo con el estado saturado o insaturado presente en el momento de la medición. A lo largo de esta tesis, los valores de h son los negativos de los registrados por los potenciales, es decir, si el suelo está saturado $h \leq 0$, y si está insaturado $h > 0$, y a menor contenido de agua, mayor valor de h .

3.7 Tipos de modelos.

Un modelo se define como una aproximación esquemática de una realidad física compleja. En lenguaje matemático se puede expresar en la siguiente forma general (Vauclin, 1994):

$$Y = f(X_i, a_j) + \varepsilon \quad (11),$$

donde X_i son las variables de entrada, a_j los parámetros, ε el error de aproximación al equiparar el objeto de estudio con su imagen e Y es la variable de respuesta. Una clasificación de los tipos de modelos es la siguiente:

- a) Modelos conceptuales (de tipos mecanicistas o funcionales), corresponde a una relación f que se basa en un conocimiento determinado y en la descripción de los procesos implicados;
- b) modelos empíricos, cuando f es resultado de experimentos;
- c) cualquiera que sea la naturaleza de f , el modelo puede ser estocástico o determinista, dependiendo de si X_i y a_j son o no funciones aleatorias, respectivamente.

Los modelos de flujo de agua y de transporte de solutos están estrechamente relacionados, en particular para el caso de químicos que interactúen débilmente con la fase sólida del suelo. Ambos son comúnmente representados por funciones de transferencia o por ecuaciones diferenciales parciales. Estas últimas se utilizan para condiciones de flujo transitorias, mientras que las funciones de transferencia están restringidas a flujos permanentes o a condiciones en las que las rutas de flujo y el contenido de agua varían poco; este último enfoque se utiliza principalmente en modelos estocásticos (Jury, 1982).

Dado que los experimentos de esta tesis se realizan en condiciones controladas, solo se consideran soluciones empíricas de modelos conceptuales deterministas, haciendo énfasis en el aspecto funcional. Las bases teóricas de los modelos considerados, y sus representaciones más comunes se presentan en las siguientes secciones.

3.8 Flujo de agua a través del suelo.

La retención y conducción de fluidos y el desplazamiento de gases a través del suelo depende de su distribución textural y su arreglo estructural, lo que incluye las porosidades inter e intra agregados y las conectividades entre estos dominios de poros (Šimůnek y van Genuchten, 2008; Kodešová, Kozák y Šimůnek, 2006). La distribución del tamaño de poros (DTP) puede tener variaciones en función de las condiciones de humedad. En el caso de suelos expansivos, esta conducción de agua gravitacional puede durar varios días, debido a la disminución de la porosidad interestructural y estructural causada por el hinchamiento de las arcillas.

Como resultado, la transmisividad del agua a través del suelo determina propiedades como la capacidad de infiltración, la conductividad hidráulica y la percolación. Estas propiedades junto con los

cambios en la tensión matricial de la solución del suelo son la base para los modelos macroscópicos que estudian el flujo y la transferencia de solutos.

3.8.1 Flujo en condiciones de saturación, ley de Darcy.

Un suelo está en condiciones de saturación si todo su espacio poroso se encuentra lleno de solución de suelo, en estas circunstancias la diferencia entre los valores del potencial del agua establece un flujo Q , con unidades de volumen por tiempo [$L^3 T^{-1}$] (en unidades SI son $m^3 s^{-1}$), el cual ocurrirá de la zona de mayor a la de menor valor del potencial Ψ . En general, se puede definir la velocidad del flujo en una dirección que atraviesa un área unitaria A perpendicular a él por:

$$q = \frac{Q}{A} \quad (12),$$

donde q tiene unidades de [$L T^{-1}$].

En general, las condiciones de este flujo pueden variar de intensidad en el tiempo y en el espacio, debido a cambios en las condiciones ambientales (humedad relativa del medio, temperatura, etc.) y a la capacidad de almacenamiento del suelo, que afectan el drenaje de los macroporos y la cantidad de agua que ingrese al sistema. En la dirección vertical esta situación se describe por la ecuación de continuidad,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (13),$$

y en tres dimensiones toma la forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{q} \quad (14),$$

donde $\vec{q} = (q_x, q_y, q_z)$ y ∇ es el operador diferencial *del* o *nabla*, $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right)$. Si el ingreso de agua es constante, $\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0$ y se establece un flujo estacionario dentro del suelo.

Denotando el potencial matricial en unidades de energía por unidad de peso y si las aportaciones de las componentes ψ_π y ψ_o son despreciables (suelos no salinos ni expandibles), la ecuación 10 se reduce a $h = \psi'$. En particular, para el flujo en dirección vertical se define la variable de carga hidráulica, H , como:

$$H = h + \psi_z \quad (15),$$

que se mide con respecto a un punto arbitrario en la dirección vertical. Sin pérdida de generalidad, este punto se puede ubicar en la superficie inferior (capa más profunda) del suelo a través del que se medirá la velocidad de flujo. Considerando dos puntos con cargas H_1 y H_2 que están separados por una distancia L entre los puntos z_1 y z_2 respectivamente, y suponiendo que $H_2 < H_1$ (figura 2), el gradiente hidráulico estará dado por,

$$\frac{\Delta H}{L} = \frac{H_2 - H_1}{z_2 - z_1} \quad (16).$$

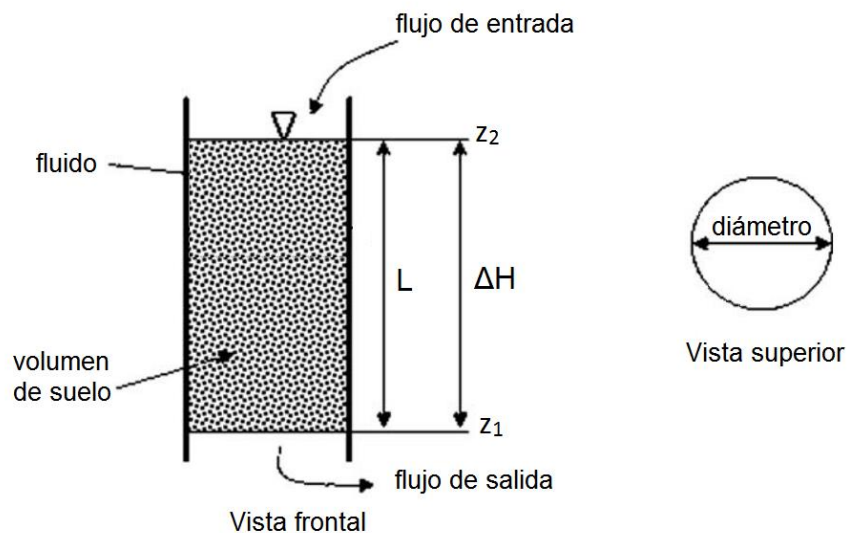


Figura 2. Esquema utilizado para deducir la Ley de Darcy. Modificado de Neupauer y Dennis, 2010.

Como el flujo ocurre de valores mayores a menores de H , es decir, en la dirección contraria a la que ésta aumenta, entonces, a través de un suelo homogéneo, isótropo e incompresible, el flujo es proporcional al gradiente hidráulico, de acuerdo a la relación empírica encontrada por Henry Philibert Gaspard Darcy en 1856:

$$q = -K_S \frac{\Delta H}{L} \quad (17).$$

Esta relación se denomina ley de Darcy, donde q se conoce como la densidad de flujo o velocidad de Darcy, y la constante de proporcionalidad K_S , se denomina la conductividad hidráulica saturada,

expresada en unidades de velocidad [$L T^{-1}$]. Un resultado importante de esta ley es que si ΔH disminuye, q también lo hará de manera proporcional.

Es importante recalcar que K_S es una medida cuantitativa de la habilidad de un suelo saturado para transmitir agua bajo el influjo de un gradiente hidráulico, por lo que representa una propiedad del medio y no se debe tomar literalmente como la velocidad del agua dentro de la matriz del suelo (Soil Science Division Staff, 2017). Este parámetro es un componente importante para modelar la transferencia de solutos y la estructura de los poros del suelo. El valor numérico de K_S puede variar si se estudian volúmenes elementales representativos (VER's) de diferentes tamaños, debido al cambio de escalas, a las cuales se pueden contener porosidades promedio diferentes.

Por su parte, q indica la velocidad media del flujo a través de la matriz del suelo de área transversal A , mientras que la velocidad promedio del agua a través de los poros se obtiene por la relación,

$$v_p = \frac{q}{\phi} \quad (18),$$

donde $v_p > q$, ya que $\phi < 1$ y el agua tiene que fluir por un menor volumen bajo las mismas condiciones de ΔH , por lo que forzosamente su velocidad debe aumentar para satisfacer la ecuación de continuidad (eq. 13).

Los flujos estacionarios dentro de un suelo saturado pueden ocurrir en cualquier dirección, si el valor de la carga hidráulica es mayor abajo que arriba (como ocurre en un afloramiento de agua), el flujo irá hacia arriba, mientras que si ΔH varía sobre la horizontal, el flujo ocurrirá en esta dirección. De esta forma se puede definir la forma tridimensional de la ley de Darcy por medio de la relación:

$$\vec{q} = -\vec{K}_S \nabla H \quad (19),$$

donde K_S puede ser diferente en cada dirección tridimensional y se define por medio del tensor simétrico \vec{K}_S , mientras que $\nabla H = \left(\frac{\partial H}{\partial x}, \frac{\partial H}{\partial y}, \frac{\partial H}{\partial z} \right)$ (Bear, 1988; Batu, 1998).

La ley de Darcy es aplicable mientras el flujo sea laminar, condición que se pierde a) cuando los gradientes hidráulicos, $\frac{\Delta H}{L}$, son pequeños en suelos de textura fina y b) cuando $\frac{\Delta H}{L}$ son muy elevados en suelos de textura gruesa; bajo las condiciones impuestas por a) dominan las interacciones electrostáticas que generan viscosidad entre el agua con las arcillas, mientras que en el caso b) se produce la formación de flujo turbulento por el choque del agua contra la arena, lo que arrastra partículas que bloquean o

liberan distintas proporciones de los poros de flujo de manera aleatoria (Kutílek, 1972; Dixon et al., 2011).

3.8.2 Flujo en suelo no saturado, ecuación de Richards.

En condiciones insaturadas y mientras siga existiendo flujo laminar constante a través de los macro y mesoporos, se sigue cumpliendo la ecuación 18 para la velocidad de poro, con la siguiente modificación:

$$v_p = \frac{q}{\theta} \quad (20),$$

ya que no todo el espacio poroso estará lleno de agua, mientras que la trayectoria que debe recorrer el agua será mayor, conforme el suelo se drene y más espacios se llenen con aire. En cuanto a la conductividad hidráulica, esta deja de ser constante y está relacionada con el contenido de humedad θ y con la tensión matricial h , por tanto podemos considerar que $K(\theta)$ o que $K(h)$. Tomando la definición de la carga hidráulica H , (ec. 15) y sustituyendo $K = K(\theta)$ en la ley de Darcy (ec. 17), para un proceso infinitesimal en la dirección vertical z , se obtiene la relación,

$$q = -K(\theta) \frac{\partial(h+\psi_z)}{\partial z} \quad (21),$$

llamada la ley de Darcy-Buckingham, que describe el flujo de agua en condiciones insaturadas mientras no exista un cambio en el contenido de humedad, o éste resulte muy pequeño con el tiempo.

Si por el contrario, θ varía notablemente con el tiempo, el agua que entra y sale de los poros deja espacios llenos de gases que ocuparán distintos volúmenes cada vez. Estas condiciones provocan histéresis en el comportamiento de la tensión matricial del suelo con respecto a θ (figura 3). Sin embargo, si la tensión crece o decrece continuamente, la histéresis puede ser ignorada y se puede tomar $K = K(h)$, usando la relación $h = h(\theta)$ (Lal y Shukla, 2004). Sustituyendo la ec. (21) en la ecuación de continuidad (ec. 13) se obtiene:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \frac{\partial(h+\psi_z)}{\partial z} \right] \quad (22),$$

donde $\frac{\partial(h+\psi_z)}{\partial z} = \frac{\partial h}{\partial z} + 1$, entonces,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (23),$$

conocida como la ecuación de Richards, la cual es fuertemente no lineal (Richards, 1931) y en general se resuelve por modelación numérica. Por la regla de la cadena del Cálculo, $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{dh} \frac{\partial h}{\partial t}$ e introduciendo el concepto de capacidad de retención específica $C_w(h)$, definido por:

$$C_w(h) = \frac{d\theta}{dh} \quad (24),$$

el cual expresa la facilidad con la que el suelo libera o almacena agua cuando se somete a una variación en la tensión, y tiene unidades de $[L^{-1}]$. Sustituyendo en la ec. (23), se obtiene la forma de carga o capacitiva de la ecuación de Richards:

$$C_w(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right]. \quad (25).$$

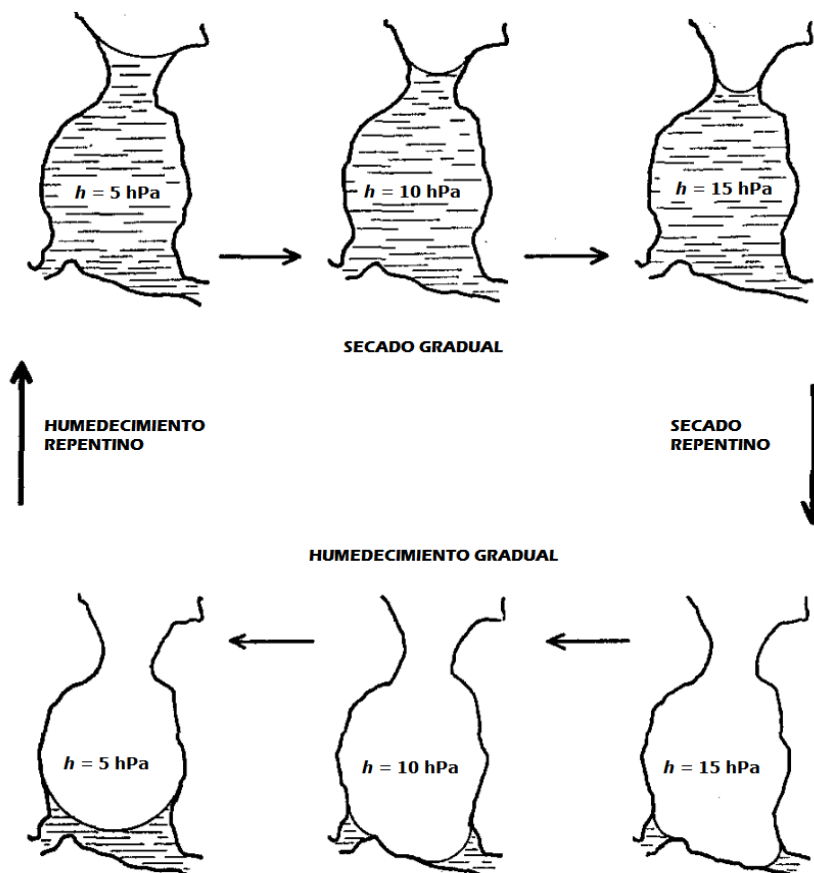


Figura 3. Representación de la histéresis del agua en el interior de un poro del suelo. Área achurada: fase líquida, área blanca, fase gaseosa. Modificado de Miller & Miller, 1956.

3.9 Relación entre el contenido de humedad y la tensión del agua en el suelo, curvas de retención de humedad (CRH).

Una representación muy útil para caracterizar las propiedades hidráulicas y estructurales de un suelo es la curva de retención de humedad (CRH), la cual es considerada una función constitutiva fundamental (Lu, 2016). Consiste en una gráfica de $h = h(\theta)$ (o de su relación inversa, $\theta = \theta(h)$), que en la práctica es ajustada a través de modelos empíricos a partir de los datos conocidos para estas parejas de valores. Esta gráfica permite estudiar los cambios de la tensión matricial en un rango muy amplio de valores, por lo que, en general se encuentra como una relación entre los logaritmos de h vs. θ . Estos valores se definen con el parámetro pF en la siguiente forma:

$$pF = \log_{10} h \quad (26),$$

con h expresado en unidades de cmH_2O , donde $1 \text{ cmH}_2\text{O} = 0.981 \text{ hPa}$.

Las relaciones para valores obtenidos durante procesos continuos de secado o de humedecimiento de una muestra generan curvas continuas llamadas de desorción o de sorción, respectivamente (figura 4). En general se observa que, dado un θ particular, los valores de h para la curva de desorción son mayores que los de la curva de sorción, esto ocurre porque durante el secado, es mayor el contenido de agua retenida en los cuellos de la porosidad (ver figura 3).

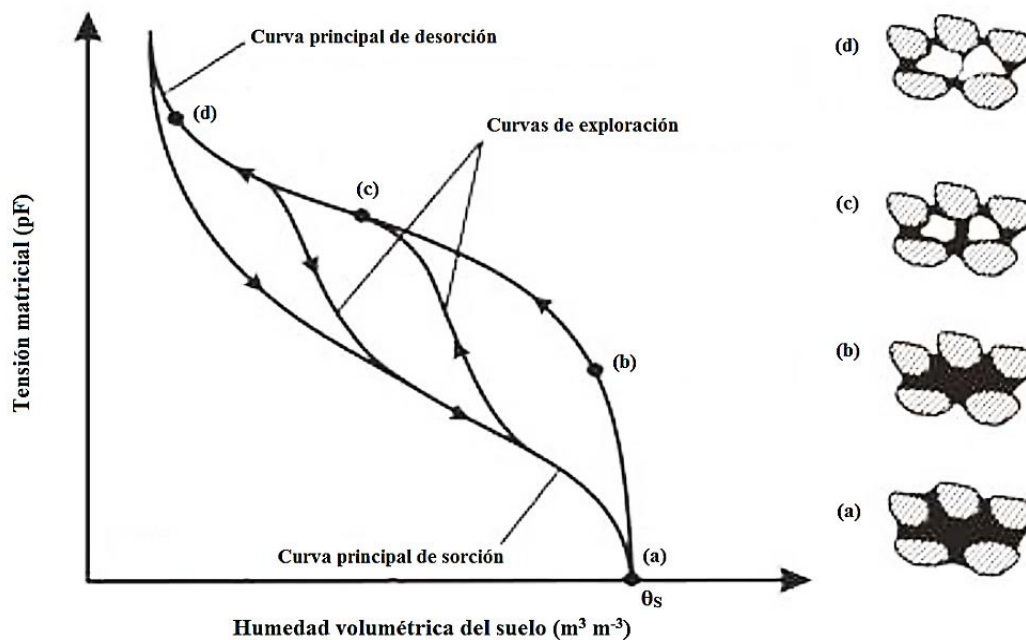


Figura 4. Curvas principales de sorción y desorción para un suelo y algunas curvas de exploración. Se ilustra el estado de humedecimiento de la matriz del suelo para cuatro estados energéticos o de contenido de agua diferentes, etiquetados de (a) a (d), conforme aumenta la tensión matricial. Modificado de Konyai et al., 2009.

Entre las curvas de sorción y desorción para un suelo dado, queda encerrada un área en la que se pueden presentar pequeñas curvas, llamadas de exploración, que indican la zona de histéresis del suelo. Si la temperatura, la porosidad y la compactación varían, esta zona será más amplia, lo que ocurre en condiciones de medición en campo y en lisímetros.

Toda CRH tiene características comunes, considerando una curva de desorción que inicia en el punto de saturación, $\theta = \theta_s$ para $h = 0$, se observa lo siguiente:

- a) Al inicio del secado, h aumenta mientras θ se mantiene casi constante. En este intervalo el flujo es descrito por la ley de Darcy-Buckingham (ec. 21)
- b) A continuación, ocurre una rápida pérdida de humedad que es definida por un cambio en la pendiente a partir del valor de tensión correspondiente al punto de ingreso de aire h_A , este valor de la tensión es característico para cada tipo de suelo.
- c) Para tensiones superiores a h_A , y hasta valores cercanos a $pF = 3$, la retención de agua está dominada por fuerzas capilares actuando sobre la distribución de tamaño de poros (DTP), la cual está fuertemente afectada por la estructura del suelo. Tal dependencia se observa en los gráficos de la curva como la pendiente de la CRH (Hillel, 1998).
- d) Para valores de $pF > 3$, la retención está más influenciada por la textura y la superficie específica del suelo. A partir de $pF = 4.2$, la fase líquida empieza a quedar aislada dentro de los microporos y pierde gradualmente su continuidad a través del volumen de suelo, esta etapa es llamada de cavitación, y establece el límite de validez para la ecuación de Richards (ecs. 23 y 25) (Zheng, 1991; Lu, 2016). El régimen de agua adsorbida por las superficies y los cationes intercambiables de la fase sólida del suelo toma relevancia y la pérdida de humedad es pequeña en comparación con el aumento en la tensión. Conforme h aumenta, la adsorción sobre las partículas remanentes de agua tiende a cambiar su comportamiento de una capa semifluida a un estado inmóvil (Frydman y Baker, 2009).
- e) El valor máximo de la tensión se establece cuando pF alcanza valores entre 6.8 y 7.0, dependiendo de las condiciones de secado a la estufa (humedad relativa menor a 1 % a $T = 20\text{ }^\circ\text{C}$, Lal y Shukla, 2004), así como de los cationes y los tipos de arcillas presentes en cada suelo (Peters, 2013; Jensen et al., 2015)

Adicionalmente, el perfil de la CRH se ve modificado por distintos factores: principalmente la textura y la estructura, pero también el contenido de materia orgánica, la temperatura y la compactación del suelo (Hillel, 1998).

3.10 Distribución de tamaños de poro (DTP) de un suelo.

Una propiedad relevante que se puede obtener a través de la parametrización funcional de una CRH es la DTP de un suelo (Fredlund y Xing, 1994; Kosugi, 1996). Partiendo de la expresión que relaciona la tensión h para un poro capilar con un radio equivalente r que contiene un fluido de densidad ρ y tensión superficial σ , donde el líquido forma un ángulo de contacto α entre la interfaz aire-líquido (figura 5):

$$h = \frac{2\sigma \cos \alpha}{\rho g r} \quad (27),$$

donde g es la aceleración de la gravedad (Hillel, 1998; Lal y Shukla, 2004). Para el agua a 20 °C, $\sigma = 72.75 \text{ g/s}^2$, $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$, y cuando $g = 980 \text{ cm/s}^2$ y además, si $\alpha \approx 0^\circ$, entonces $\frac{2\sigma \cos \alpha}{\rho g} \approx 0.15 \text{ cm}^2$, por lo que:

$$h = \frac{C}{r} \quad (28),$$

donde $C = 0.15 \text{ cm}^2$. De esta forma, si se conoce una función que relacione h con θ , como lo es una CRH, se puede postular una función de DTP, $g(h)$ (o su equivalente $f(r) = f(C/h)$), tal que $g(h) dh$

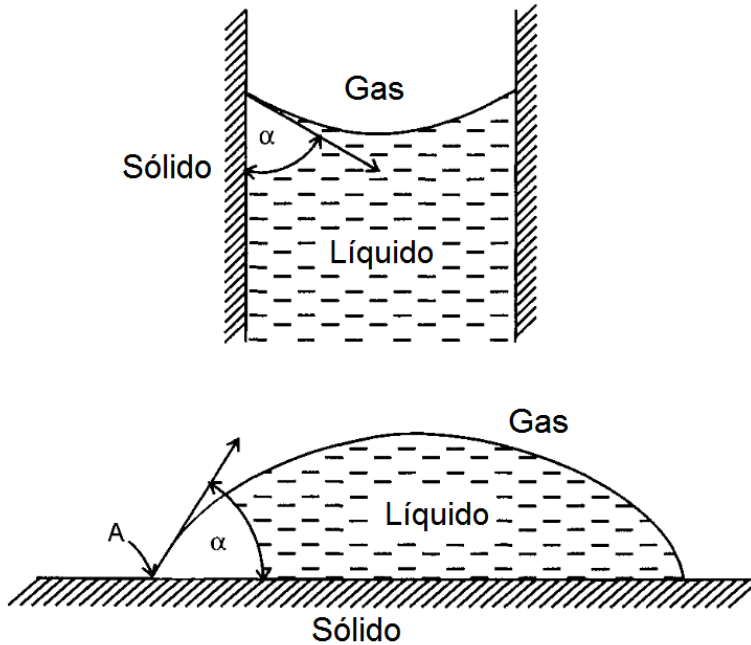


Figura 5. Ángulo de contacto α para interfaces sólido-líquido-gas considerando un fluido 'que moja', dentro de un capilar (arriba) y sobre una superficie horizontal (abajo). Modificado de Hillel, 1998.

indica la cantidad de poros llenos de agua que corresponden a las tensiones entre h y $h + dh$. Como esta función de densidad nos puede indicar la cantidad de humedad presente en el suelo, en particular se observa que,

$$\int_{h=0}^{\infty} g(h) dh = \theta_s \quad (29),$$

y por tanto (Fredlund y Xing, 1994):

$$\int_h^{h_0} g(h) dh = \theta(h) \quad (30),$$

donde h_0 es el valor máximo que se puede registrar de la tensión, es decir, $h_0 = h(\theta = 0)$. Este resultado indica la cantidad de humedad presente a la tensión h , o bien, la humedad presente dentro del intervalo de poros de radios entre $r_{\min}(= C/h_0)$ y $r(= C/h)$. Derivando la expresión (30) con respecto a h y reacomodando,

$$g(h) = \frac{d\theta}{dh} \quad (31).$$

$g(h)$ tiene la forma funcional de la capacidad de retención específica $C_w(h)$, presente en la ecuación capacitiva de Richards (ver ecuaciones 24 y 25). Es importante notar que la equivalencia de esta función de densidad con la DTP de un suelo depende de que, i) cuando $h = 0$ toda la porosidad del suelo se encuentre llena de agua y la CRH que se obtenga sea la curva de desorción, exclusivamente, y ii) se deben realizar los ajustes adecuados en la zona de agua retenida por adsorción (ver puntos d) y e) de las características de una curva de desorción), lo cual se consigue a través del ajuste cuidadoso de modelos funcionales para la CRH en la zona de humedad residual (Kosugi, 1996).

A partir de este resultado, se puede obtener una representación gráfica de la densidad de tamaños de poros (Durner, 1994). Utilizando la CRH con la tensión en unidades pF (ec. 26) y $C_w(h)$, por medio de:

$$\left| \frac{d\theta(h)}{d(\log_{10} h)} \right| = \ln 10 * |h| C_w(h) \quad (32),$$

con h expresado en unidades de cmH_2O .

3.11 Representación de la humedad del suelo. Grado de saturación específica.

Una variable de utilidad para describir funcionalmente a los modelos de ajuste de retención de humedad es el grado de saturación específica $S_e(\theta)$ (Brooks y Corey, 1964), definido como:

$$S_e(\theta) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (33),$$

donde θ_r y θ_s [$L^3 L^{-3}$] son los contenidos de humedad volumétrica residual y a saturación del suelo, respectivamente (ver figura 7). Es importante notar que la estimación de θ_r es variable, dependiendo del tipo de modelo o ajuste que se utilice (Lu, 2016), como será explicado en las siguientes secciones.

3.12 Conductividad hidráulica del suelo, modelos capilares de Burdine y de Mualem.

La otra relación física importante para la elaboración de un modelo de flujo es la conductividad hidráulica, la cual se obtiene en función de la tensión o del contenido de humedad del suelo, $K(h)$ o $K(\theta)$ respectivamente. Con estos modelos se puede hacer una aproximación sobre un VER, que describa la conectividad entre poros y su interacción con la solución del suelo que fluye a través de esta estructura capilar, la cual es aproximada por medio de un modelo estadístico de haces de poros.

La forma general de estos modelos es la siguiente (Peters, 2013):

$$\frac{K(\theta)}{K_S} = S_e^\tau \left[\frac{\int_0^\theta h(x)^{-\kappa} dx}{\int_0^{\theta_s} h(x)^{-\kappa} dx} \right]^\beta \quad (34),$$

donde τ , κ y β son parámetros adimensionales que tienen distintos valores para cada expresión funcional. Es importante notar que estos modelos se basan en la interpretación de la CRH como una medida estadística de su DTP correspondiente (Durner, 1994). Dos modelos resultan de mayor interés para el estudio de las propiedades del suelo: 1) el de Burdine (1953) y 2) el de Mualem (1976).

Para 1) se toman los valores para los parámetros de $\tau = 2$, $\kappa = 2$ y $\beta = 1$, mientras que 2) se define con los siguientes valores: $\tau = 1/2$, $\kappa = 1$ y $\beta = 2$. Este par de ajustes son más flexibles si se deja libre el parámetro de conectividad entre poros τ (relacionado con su tortuosidad y el flujo resultante en condiciones insaturadas (Brooks y Corey, 1964; van Genuchten, 1980; Peters, 2013)), para ajustar con los datos obtenidos durante las mediciones de una muestra de suelo, y de esta forma son utilizadas por el programa modelador del equipo HYPROP para la obtención de los resultados de los esquemas de retención y conductividad de un suelo (Peters y Durner, 2015), por lo que la expresión funcional de cada modelo es la siguiente: Para Burdine,

$$\frac{K(\theta)}{K_S} = S_e^\tau \frac{\int_0^\theta h(x)^{-2} dx}{\int_0^{\theta_S} h(x)^{-2} dx} \quad (35),$$

mientras que para Mualem,

$$\frac{K(\theta)}{K_S} = S_e^\tau \left[\frac{\int_0^\theta h(x)^{-1} dx}{\int_0^{\theta_S} h(x)^{-1} dx} \right]^2 \quad (36).$$

Es importante recalcar la relación entre el parámetro τ y la tortuosidad del medio poroso, denotada por ℓ , la cual se define como la relación entre la distancia real (longitud geodésica) y la distancia en línea recta entre dos puntos de un poro que recorre el agua que fluye dentro de él (figura 6). De esta forma, el flujo no saturado dentro de los poros a distintos contenidos de humedad θ se aproxima por medio de modelos que consideran variaciones para la tortuosidad del sistema de haces porosos, expresadas por relaciones potenciales del tipo (Brooks y Corey, 1964; Mualem, 1976):

$$\frac{\ell(\theta_S)}{\ell(\theta)} = [S_e(\theta)]^\tau \quad (37),$$

Lo que justifica la conveniencia de dejar libre al parámetro τ .

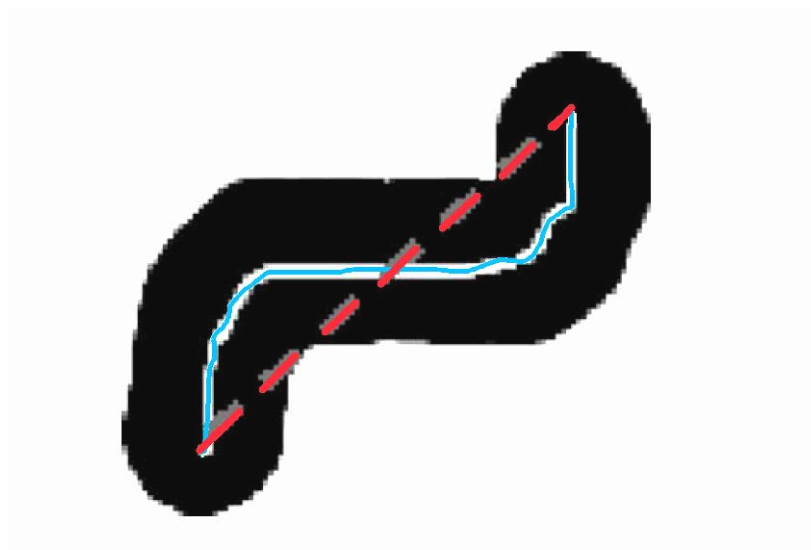


Figura 6. Definición gráfica de la tortuosidad ℓ , la cual es la relación entre la longitud real o geodésica (línea continua azul) y la distancia directa (línea punteada roja) que recorre el fluido de suelo para distintas condiciones de humedad. Modificado de Prado et al., 2009.

3.13 Modelos de retención de agua en el suelo y de conductividad hidráulica.

A continuación, se describirán a grandes rasgos algunos modelos semiempíricos de retención de agua en el suelo, basados en la parametrización de la CRH por medio de la relación $h(\theta)$, y su aplicación conjunta a modelos de conductividad hidráulica del suelo, utilizando las aproximaciones de Burdine (ec. 35) o de Mualem (ec. 36), con el parámetro τ por ajustar. Históricamente, los modelos de conductividad hidráulica y de retención de humedad se desarrollaron en paralelo con la intención de ser compatibles entre sí, para poder derivar expresiones analíticas utilizadas en la predicción y modelado de las propiedades hidráulicas del suelo, minimizando durante cada proceso el número de parámetros necesarios para obtener las expresiones empíricas (Durner, 1994).

Los modelos descritos a continuación no son los únicos, pero son los más comúnmente utilizados en trabajos de investigación, y en particular se encuentran integrados al sistema de evaluación de datos del equipo HYPROP (Pertassek et al., 2015).

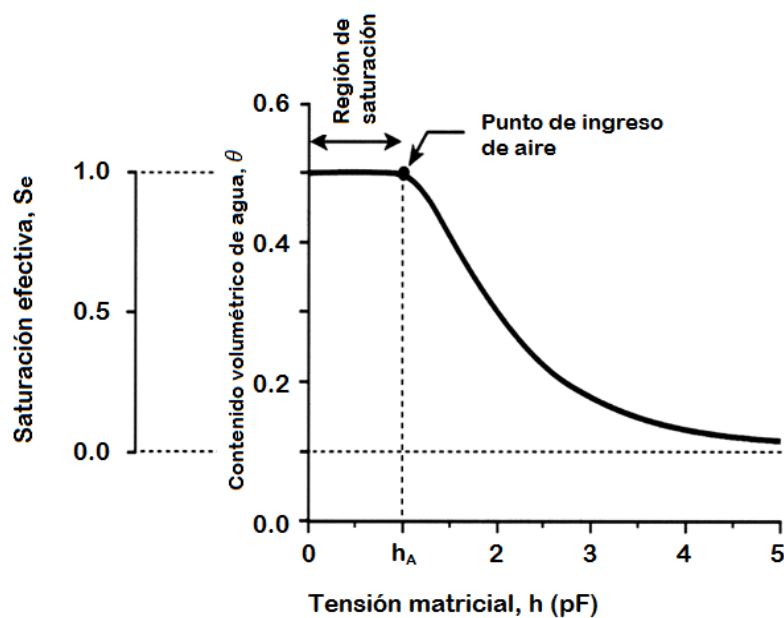


Figura 7. Forma típica del ajuste de Brooks y Corey. Se ilustra el concepto de saturación efectiva. Modificado de Sophocleous et al., 2010.

3.14 Modelo de Brooks y Corey.

Desarrollado por Royal H. Brooks y Arthur T. Corey. Parte de los siguientes supuestos (Brooks y Corey, 1964):

- El sistema se compone de dos fluidos inmiscibles, agua y aire.

- b) Ambas fases deben formar una red continua en todo el medio.
- c) La ley de Darcy es válida para ambos fluidos.
- d) El medio es isotrópico.
- e) La estructura del medio es homogénea dentro de todo el VER elegido.
- f) La geometría de la porosidad debe mantenerse constante durante el proceso de medición.

Adicionalmente, se debe satisfacer que $\theta_s \approx \phi$ y θ_r se obtiene por medio de regresiones estadísticas sobre la CRH para tensiones matriciales entre el valor de ingreso de aire, denotado por h_A , y la etapa de cavitación (pF 4.2 a 5) (Mualem, 1976). De esta forma el modelo de Brooks y Corey se puede expresar como:

$$S_e(h) = \begin{cases} \left(\frac{h_A}{h}\right)^\lambda, & h > h_A \\ 1 & , \quad h \leq h_A \end{cases} \quad (38 \text{ a}),$$

donde λ [-] es el llamado parámetro de distribución de tamaño de poro (no confundir con la DTP, que aplica para cualquier modelo capilar de CRH). Otra forma de escribir esta relación es la siguiente:

$$S_e(h) = \begin{cases} (ah)^{-\lambda}, & ah > 1 \\ 1 & , \quad ah \leq 1 \end{cases} \quad (38 \text{ b}),$$

donde $a = 1/h_A$. La forma típica del ajuste puede verse en la (figura 7). Nótese que h_A puede ser considerado como una aproximación a la tensión correspondiente al máximo radio de poros que forman una red continua de canales de flujo llenos de agua, después del drenado gravitacional de los macroporos (interestructurales y/o no matriciales), ver ecuación 28 (Kosugi, 1994).

Una desventaja de este modelo es que el ajuste no es continuo, por lo que no es preciso para describir el comportamiento a tensiones $h \leq h_A$, principalmente en suelos de textura gruesa. Así mismo, este modelo no siempre es el más adecuado al ajustar las condiciones de secado total, pues no necesariamente indicará $\theta = 0$ cuando $pF = 6.8$ (Fredlund y Xing, 1994).

3.14.1 Esquema Brook y Corey – Burdine (BC).

Resolviendo la ecuación (38 b) en la aproximación de Burdine, (ec. 35), se obtiene la expresión:

$$K(h) = \begin{cases} K_S [(ah)^{-\lambda}]^{\left(\frac{2}{\lambda} + \tau + 2\right)}, & ah > 1 \\ K_S & , \quad ah \leq 1 \end{cases} \quad (39).$$

- Este esquema permite obtener los parámetros a [L^{-1}] (o h_A [L]), λ [-], θ_r [$L^3 L^{-3}$], θ_s [$L^3 L^{-3}$], K_S [$L T^{-1}$] y τ [-].

3.15 Modelo de van Genuchten.

Desarrollado por Martinus Th. van Genuchten, bajo la premisa de ajustar una función continua $\theta = \theta(h)$, con derivada continua $\frac{d\theta}{dh}$, para todo el rango de valores de humedad de una CRH (van Genuchten, 1980). Utilizando la ecuación (33), el modelo se expresa por:

$$S_e(h) = [1 + (\alpha h)^n]^{-m} \quad (40),$$

donde α [L^{-1}], n [-] y m [-] son parámetros por determinar. La forma canónica del ajuste se muestra en la figura 8. Nótese que, para suelos con texturas similares, un aumento en el valor de n indica una mayor pérdida de humedad con el aumento de la tensión matricial, es decir, la DTP será más estrecha conforme n aumenta. Por su parte, un aumento del valor de m implica una disminución mayor en la humedad con el aumento de la tensión matricial, si se mantienen fijos los valores de α y n para un ajuste dado.

Debido a la continuidad para todo h , este modelo de retención puede utilizarse para resolver los modelos de conductividad hidráulica en todo el rango de la CRH.

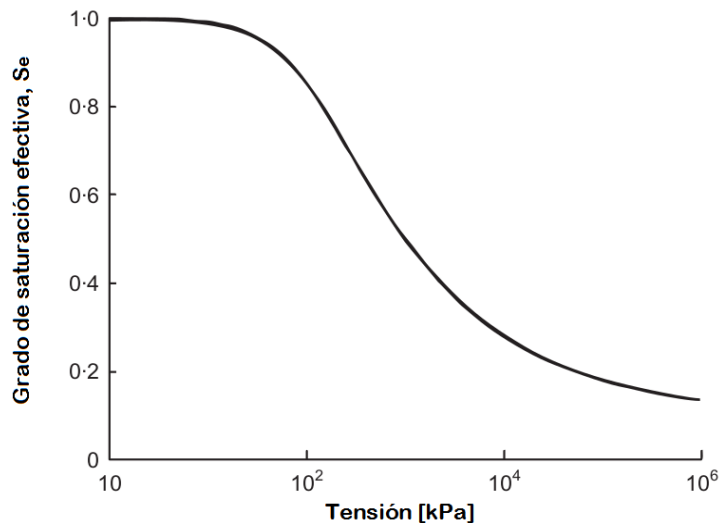


Figura 8. Forma típica del ajuste de van Genuchten, tanto para el caso restringido como no restringido para el parámetro m . Modificado de Lignon et al., 2009.

3.15.1 Esquemas van Genuchten – Mualem (vGr) y van Genuchten con parámetro m (vGm).

Un caso particular muy práctico, combina el modelo de Mualem y satisface la relación entre m y n siguiente,

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad (41),$$

es decir, m queda restringido al valor estimado para n , por lo que sólo se requiere estimar 4 parámetros: θ_r , θ_S , α y n . Los últimos tres pueden ser obtenidos utilizando ajustes por mínimos cuadrados sobre los datos experimentales de la CRH, donde a mayor rango de datos, mejoran los ajustes para este modelo. Por lo anterior, conviene incluir métodos para calcular valores de θ a tensiones cercanas o mayores a $pF = 4.2$. En muchas ocasiones y por practicidad, el valor de θ a $pF = 4.2$ sirve como aproximación práctica para θ_r , la que también es válida en el caso del modelo de retención de Brooks y Corey (van Genuchten, 1980).

Tomando el modelo de van Genuchten bajo el supuesto de la (ec. 41) y sustituyendo en la (ec. 36), se obtiene la expresión:

$$K(h) = K_S S_e^\tau \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (42 a),$$

que se puede expresar en función de la tensión como:

$$K(h) = K_S \frac{[1 - (\alpha h)^{n-1}]^2}{[1 + (\alpha h)^n]^{m(2+\tau)}} \quad (42 b).$$

- El esquema anterior permite obtener los parámetros α [L^{-1}], n [-] (o m [-]), θ_r , θ_S , K_S y τ .

Un detalle de interés es que, cuando se toma la función de van Genuchten (ec. 40) sin ninguna restricción para m (vGm), se tiene un modelo más libre para ajustar sobre los datos de retención de humedad, pero el ajuste de la conductividad hidráulica no tiene una expresión analítica y se debe resolver por medio de aproximaciones numéricas, como ocurre en el software HYPROP-FIT (Pertassek et al., 2015, ver el apartado Equipo HYPROP en la sección Materiales y Métodos de este trabajo).

3.16 Semejanza entre los modelos de Brooks y Corey y van Genuchten en el régimen de agua adsorbida.

Para valores muy grandes de h , van Genuchten (1980) destaca el hecho de que la ecuación 40 se reduce a:

$$S_e(h) = (\alpha h)^{-nm} \quad (43),$$

que tiene la misma forma que el modelo de Brooks y Corey, ecuaciones 38, con $\alpha \propto \frac{1}{h_A}$ y $\lambda = nm$. Además, si se considera la restricción de parámetros (ec. 41), compatible con el modelo de Mualem, se tiene que $\lambda = n - 1$.

Estos resultados indican que el modelo de Brooks y Corey es un caso límite de la solución de van Genuchten en la zona de humedad adsorbida ($pF > 4.2$), por lo que este par de ajustes pueden ser utilizados, en una primera aproximación, para la estimación de los parámetros de un modelo de flujo cuando se conocen pocos valores de la CRH a $pF > 4.2$. Nótese que, una estimación que siga este procedimiento no resultará precisa alrededor del punto de ingreso de aire, (h_A, θ_A) , por tanto se requiere conocer un número significativo de valores de la CRH experimental alrededor de dicho punto para obtener una aproximación certera de los valores de los parámetros de flujo.

3.17 Modelo de Kosugi.

Este modelo de retención supone que la DTP, expresada por $\theta(h) = \theta(C/r)$, ver (ec. 28), es de tipo log normal. La expresión para este ajuste es (Kosugi, 1996; Pertassek et al., 2015):

$$S_e(h) = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[\frac{\ln\left(\frac{h}{h_m}\right)}{\sqrt{2}\sigma} \right] \quad (44),$$

donde h_m es la tensión correspondiente al punto de inflexión de la CRH, que también corresponde a la mediana para la DTP, σ es la desviación estándar de la transformación logarítmica de la función de densidad de tamaños de poro y $\operatorname{erfc}()$ es la función error complementaria (Weisstein, 2002), definida por:

$$\operatorname{erfc}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_x^\infty \exp(-x^2) dx \quad (45).$$

La forma general de este modelo de retención, semejante al ajuste de van Genuchten, se puede observar en la comparación entre ajustes ilustrada en la figura 9. Es importante notar que, en general para un conjunto dado de mediciones, el modelo de Kosugi predice un valor de humedad residual mayor al establecido por los modelos de van Genuchten, con y sin restricciones en el parámetro m .

3.17.1 Esquema Kosugi – Mualem (Kos).

Sustituyendo el modelo de Kosugi, (ec. 44) en la (ec. 36), se obtiene la expresión:

$$K(h) = K_S S_e^\tau \left\{ \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[\operatorname{erfc}^{-1}(2 S_e) + \frac{\sigma}{\sqrt{2}} \right] \right\}^2 \quad (46),$$

donde $\operatorname{erfc}^{-1}()$ es la función error complementaria inversa, es decir, $\operatorname{erfc}^{-1}(\operatorname{erfc}(x)) = x$ (Weisstein, 2003).

- Este esquema permite obtener los parámetros h_m [L], σ [-], θ_r , θ_S , K_S y τ .

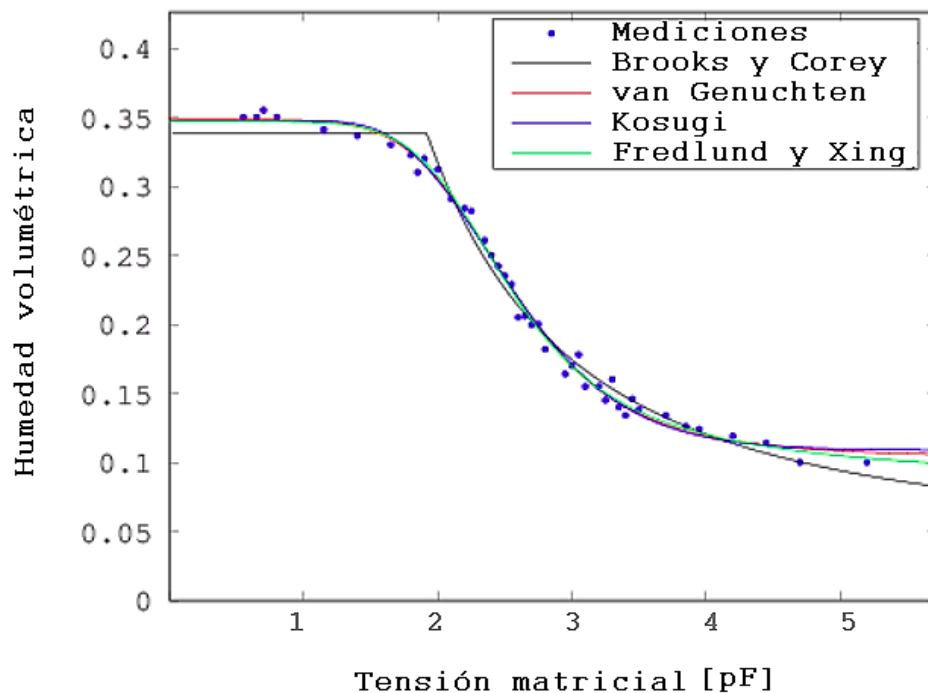


Figura 9. Comparación entre los ajustes típicos de los modelos de retención descritos en esta sección: Brooks y Corey (gris), van Genuchten (rojo), Kosugi (azul) y Fredlund y Xing (verde). Modificado de Seki, 2007.

3.18 Modelo de Fredlund y Xing (FX).

Es posible que, para un conjunto de datos de retención de humedad, todos los modelos anteriores puedan fallar en predecir la humedad residual cerca del punto de secado a la estufa $pF_{dry} = 6.8$,

sobrestimando los valores de θ , lo que ha estimulado la elaboración de modelos de retención más complejos que ajustan el valor de $\theta = 0$ para esta tensión máxima. El más conocido es el modelo de (Fredlund y Xing, 1994).

Este modelo es continuo para toda h , hasta el valor de tensión h_0 (en cm), tal que $\theta(h_0) = 0$ (ver ec. 30). En este ajuste se considera la tensión h_r , correspondiente al contenido de humedad residual θ_r , el cual se aproxima sobre la CRH en el punto en que $\theta(h)$ decae de forma lineal hasta h_0 en una escala semilogarítmica. Nótese que este decaimiento lineal, en una primera aproximación, es debido a que bajo esas tensiones, el agua remanente se encuentra adsorbida por la matriz del suelo (Campbell y Shiozawa, 1992).

Tomando en cuenta lo anterior, el modelo de Fredlund y Xing se expresa por medio de:

$$\theta(h) = \theta_s \left[1 - \frac{\ln\left(1 + \frac{h}{h_r}\right)}{\ln\left(1 + \frac{h_0}{h_r}\right)} \right] \{ \ln[e + (\alpha h)^n] \}^{-m} \quad (47),$$

donde $1 - \frac{\ln\left(1 + \frac{h}{h_r}\right)}{\ln\left(1 + \frac{h_0}{h_r}\right)}$ es un término de corrección para que $\theta(h_0) = 0$ a través del decaimiento lineal semilogarítmico. Adicionalmente, α corresponde al inverso del valor de la tensión h_{infl} , en el que la

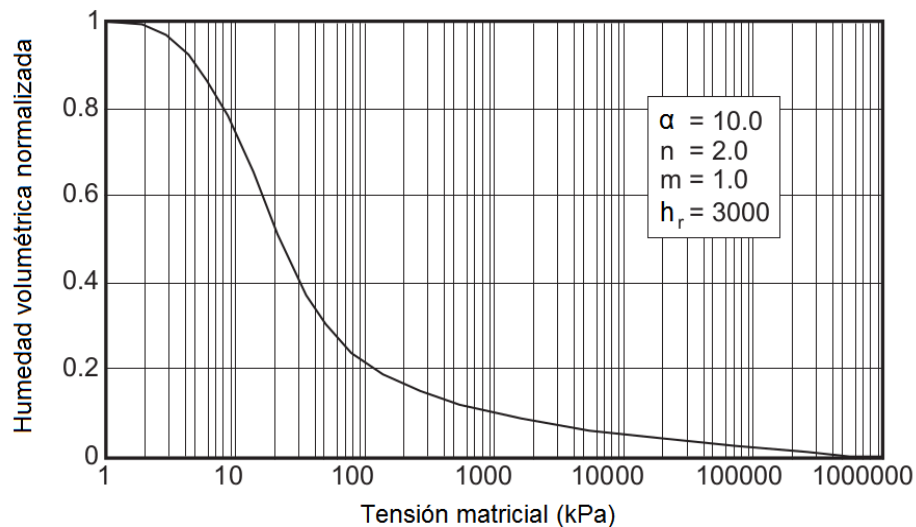


Figura 10. Forma típica de la curva del modelo de Fredlund y Xing. Se muestran los parámetros de ajuste. Nótese el decaimiento lineal en la zona de humedad residual. Modificado de Fredlund y Xing, 1994.

CRH tiene su punto de inflexión (figura 9), es decir, $\alpha = \frac{1}{h_{infl}}$, y e es el número de Euler ($e \approx 2.71828$).

Para este modelo de retención no existe solución analítica en el esquema de Mualem, por lo que la ecuación (36) se debe resolver por métodos numéricos (Pertassek et al., 2015).

- Este planteamiento permite obtener los parámetros α [L^{-1}], n [-], m [-], h_r [L], θ_s , K_S y τ , si se predefine h_0 (o de manera equivalente a pF_{dry}) con anticipación al ajuste.

3.19 Modelos modificados de retención-conductividad capilar y de película adsorbida de tipo Peters-Durner-Iden (PDI).

Los modelos de retención y conductividad presentados en las secciones anteriores sirven como base para desarrollar otros modelos más complejos, con los que se busca obtener una mejor descripción física de los procesos de flujo y retención de agua dentro de la matriz del suelo. En la figura 9 se muestra una comparación gráfica entre los cuatro modelos de retención básicos (Brooks y Corey, van Genuchten, Kosugi y Fredlund y Xing), que permite apreciar el comportamiento cualitativo de cada uno de ellos y, por tanto, resulta útil para el estudio de las siguientes secciones.

Existen otros esquemas de retención-conductividad, que consideran que el flujo está dividido en componentes de movimiento capilar y de agua en una película semilíquida sobre las paredes y esquinas de los poros, debidos a la retención de la estructura capilar así como a las fuerzas de adsorción de agua ejercidas por la matriz del suelo en la superficie interna de sus poros, respectivamente.

En particular, se tiene el modelo de Peters-Durner-Iden (PDI) (Peters, 2013; Iden y Durner, 2014), el cual establece que, a condiciones de secado a la estufa (pF de 6.8), $\theta = 0$, y este valor se alcanza a través de un decaimiento lineal de la humedad en la zona seca de la CRH, expresada en forma semilogarítmica, es decir, en la representación $\theta - \log h$. En este esquema se utiliza un modelo empírico ponderado para calcular las conductividades capilar y de película acuosa, que debe ser resuelto de acuerdo a las funciones de retención consideradas para cada tipo de estado del agua, es decir, capilar o adsorbida.

3.19.1 Modelo de retención.

La forma general del modelo de retención PDI es la siguiente:

$$\theta(h) = (\theta_s - \theta_r) S^{cap} + \theta_r S^{ad} \quad (48),$$

donde S^{cap} y S^{ad} son los grados de saturación específica del contenido de agua para los modelos de retención capilar y de adsorción, respectivamente, θ_s es el contenido volumétrico de saturación de agua en el suelo y θ_r es el máximo contenido de agua adsorbida, denominada humedad residual en los modelos básicos de retención, razón por la cual conserva el subíndice r . De esta forma, la retención capilar $\theta^{cap}(h)$ y la retención de adsorción $\theta^{ad}(h)$ están dadas por el primer y el segundo término de la (ec. 48), es decir:

$$\theta^{cap}(h) = (\theta_s - \theta_r) S^{cap} \quad (49),$$

y

$$\theta^{ad}(h) = \theta_r S^{ad} \quad (50).$$

De lo anterior se establece que, con respecto a la saturación total del suelo S^{Tot} , cada componente de saturación de agua corresponde a un porcentaje del total, es decir:

$$S^{Tot}(h) = wS^{cap}(h) + (1 - w)S^{ad}(h), \quad (51)$$

donde w es la fracción del contenido de humedad total correspondiente al agua retenida por capilaridad, por tanto $0 < w < 1$. De esta forma, las ecuaciones (49 y 50) se pueden reescribir como:

$$\theta^{cap}(h) = \theta_s w S^{cap} \quad (49'),$$

y

$$\theta^{ad}(h) = \theta_s (1 - w) S^{ad} \quad (50').$$

Nótese que, si en la ecuación (48), $S^{ad} = 1$, se recupera la función de retención capilar original que expresa un contenido de humedad residual. La forma típica de una CRH de tipo PDI se muestra en la figura 11 (Pertassek et al., 2015).

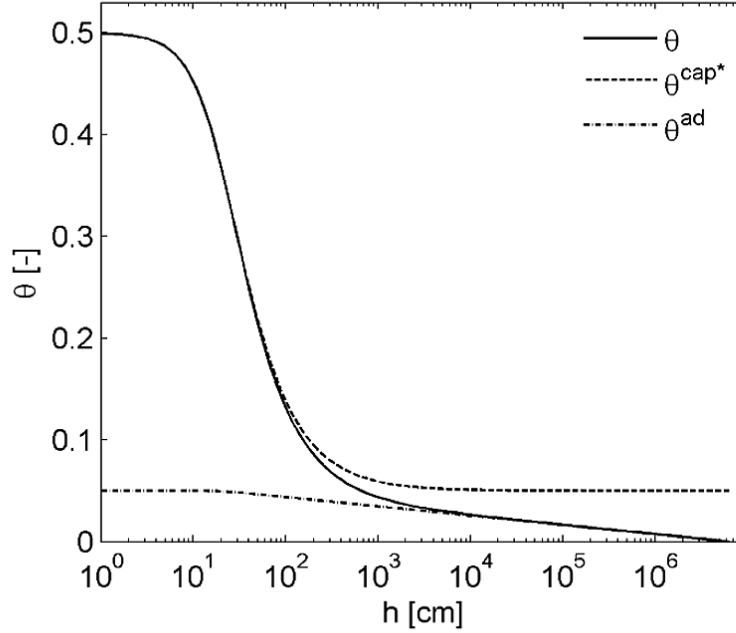


Figura 11. Ajuste típico de una función de retención PDI. La componente capilar se expresa como $\theta^{cap*} = \theta^{cap} + \theta_r$, es decir, θ^{cap*} tiene la forma de una función de retención básica que contiene un porcentaje de humedad residual. Modificado de Pertassek et al., 2015.

3.19.1.1 Función de retención de adsorción.

S^{ad} está expresada por la siguiente función lineal por partes suavizada (con derivada continua):

$$S^{ad}(x) = 1 + \frac{1}{x_a - x_0} \left\{ x - x_a + b \ln \left[1 + \exp \left(\frac{x_a - x}{b} \right) \right] \right\} \quad (52),$$

con x la tensión en unidades de $pF = \log_{10}(h \text{ en cmH}_2\text{O})$, $x_a = \log_{10}(h_a)$ y $x_0 = \log_{10}(h_0)$ y b un parámetro de suavizado; h_a es el punto de ingreso de aire en la estructura capilar del suelo y corresponde al vaciado de los poros capilares estructurales, mientras que h_0 es la tensión (máxima) a la cual $\theta = 0$. h_0 se fija para $pF = 6.8$. Por su parte, el parámetro b depende de la función de retención capilar, cuyas características se describen en la siguiente sección.

Nótese que, al tener $S^{ad}(x)$ derivada continua (ec. 52) (Iden y Durner, 2014), se puede obtener la función de capacidad de retención de agua para la (ec. 48) por medio de la (ec. 32).

3.19.1.2 Función de retención capilar.

Para calcular la componente de la retención capilar, se pueden utilizar varios de los modelos de retención básicos descritos en las secciones anteriores, y aquí denominados por $\Gamma(h)$. En este trabajo en particular, se consideran los modelos implementados en el software de evaluación SHYPFIT2.0 del programa HYPROP-FIT, los cuales son los modelos de van Genuchten (ec. 40) y su variante restringida bajo la condición de la (ec. 41), el modelo de Kosugi (ec. 44) y el de Fredlund y Xing (ec. 47).

Por ejemplo, la función de la componente de retención capilar, tomando el modelo restringido de van Genuchten quedaría expresada por:

$$\Gamma(h) = [1 + (\alpha h)^n]^{-\left(1 - \frac{1}{n}\right)} \quad (53).$$

Ya que el contenido de humedad para la función de retención PDI debe ser cero cuando $h = h_0$, el contenido de agua de S^{cap} debe ser cero también para este valor de h , lo cual se garantiza al escalar la función básica de saturación utilizada $\Gamma(h)$ de la siguiente manera:

$$S^{cap}(h) = \frac{\Gamma(h) - \Gamma_0}{1 - \Gamma_0} \quad (54),$$

donde Γ_0 es el valor de la función de retención básica en $h = h_0$.

De acuerdo al modelo elegido para describir la retención capilar, el parámetro de forma b de la ecuación (52) se calcula por medio de expresiones diferentes. Para las funciones de van Genuchten,

$$b = 0.1 + \frac{0.2}{n^2} \left\{ 1 - \exp \left[- \left(\frac{\theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^2 \right] \right\} \quad (55),$$

y para la función de Kosugi,

$$b = 0.1 + 0.07\sigma \left\{ 1 - \exp \left[- \left(\frac{\theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^2 \right] \right\} \quad (56),$$

mientras que el modelo de Fredlund y Xing b requiere ser calculada, ya que el ajuste de la componente de adsorción está basado en una modificación de la forma básica de dicho modelo (Peters, 2013). Nótese que, aunque el parámetro b es importante para realizar el ajuste en la suavidad de la función lineal por partes $S^{ad}(x)$, es un valor de naturaleza matemática que permanece implícito en el ajuste realizado por el programa SHYPFIT2.0 y no se muestra junto con los parámetros del ajuste de retención-conductividad de los esquemas PDI, pues no caracteriza ningún parámetro de ajuste para los modelos de flujo y transporte de solutos por modelar.

3.19.2 Modelo de conductividad.

La forma general del modelo de conductividad PDI es:

$$K = K_S [(1 - \omega)K^{cap}(S^{cap}) + \omega K^{film}(S^{ad})] \quad (57),$$

donde ω es un parámetro de ponderación de los tipos de conductividad (transferencia de masa), donde $|\omega| < 1$, K^{cap} y K^{film} son las conductividades relativas para los flujos capilar y de película respectivamente; cada una de ellas se establece de la siguiente manera:

3.19.2.1 Función de conductividad relativa del flujo capilar.

Esta se describe por medio del modelo de Mualem, (ec. 36), que en la notación de la conductividad relativa se expresa como:

$$K^{cap}(S^{cap}) = (S^{cap})^\tau \left[\frac{\int_0^{S^{cap}} h(x)^{-1} dS^{cap}}{\int_0^1 h(x)^{-1} dS^{cap}} \right]^2 \quad (58).$$

Esta conductividad relativa tiene soluciones analíticas para los modelos básicos de retención capilar descritos, excepto en los casos de van Genuchten sin restricción para m y de Fredlund y Xing. Las soluciones para los modelos escalados de van Genuchten restringido y de Kosugi pueden consultarse en el manual del programa HYPROP-FIT (Pertassek et al., 2015).

3.19.2.2 Función de conductividad relativa del flujo de película.

Esta se describe utilizando las consideraciones del flujo de película en partículas monodispersas estudiado por Langmuir (Peters, 2013), donde se considera que la conductividad hidráulica relativa ocurre de manera casi lineal para la representación semilogarítmica $\theta - \log h$, cuando θ tiende a cero. De esta forma, la conductividad relativa se describe por:

$$K^{film} = \left(\frac{h_0}{h_a} \right)^{a(1-S^{ad})} \quad (59),$$

donde a es la pendiente de la escala $\log - \log$ para K^{film} vs. h . Nótese que este ajuste corresponde a una primera aproximación a la conductividad del flujo de película, y no incluye mayores interpretaciones físicas.

3.19.3 Parámetros para las soluciones de los esquemas de retención-conductividad PDI.

Resumiendo los esquemas anteriores, los parámetros que se obtienen para cada una de las posibles combinaciones son los siguientes:

- Esquema de van Genuchten – Mualem PDI (vGr-PDI):

$$\alpha, n, \theta_S, \theta_r, K_S, \tau, \omega, pF_{dry} \text{ y } a$$

- Esquema Kosugi – Mualem PDI (Kos-PDI):

$$h_m, \sigma, \theta_S, \theta_r, K_S, \tau, \omega, pF_{dry} \text{ y } a$$

- Esquema van Genuchten sin restricción PDI (vGm-PDI):

$$\alpha, n, m, \theta_S, \theta_r, K_S, \tau, \omega, pF_{dry} \text{ y } a$$

- Esquema Fredlund y Xing PDI (FX-PDI):

$$\alpha, n, m, \theta_S, \theta_r, K_S, \tau, \omega, pF_{dry} \text{ y } a$$

3.20 Modelos de retención-conductividad bimodales.

Estos modelos consideran que, para suelos con sistemas porosos heterogéneos o con distribuciones de tamaños de poros muy amplias, es posible tomar dos sistemas de porosidades principales que caracterizan las propiedades de retención del medio (Durner, 1994), las cuales pueden ser descritas por modelos de retención básicos del tipo van Genuchten, con o sin restricciones, o del tipo Kosugi, de forma que se tiene la condición:

$$\Gamma(h) = w_1 \Gamma_1(h) + w_2 \Gamma_2(h) \quad (60),$$

donde $\Gamma_i(h)$, con $i = 1,2$ deben ser del mismo tipo de función básica, es decir, ambas van Genuchten restringidas o ambas van Genuchten sin restricción para m , etc., y w_i son parámetros de ponderación (adimensionales), es decir, $|w_i| < 1$ y $\sum w_i = 1$.

Por otro lado, el modelo de conductividad utilizado es el de Mualem (ec. 36) para las funciones de retención de van Genuchten restringida y de Kosugi, casos en que se sustituye la (ec. 48), con la condición dada por la (ec. 60) cuando $S^{cap}(h) = \Gamma(h)$ y $S^{ad} = 1$ (lo que permite recuperar el parámetro $S_e(h)$, ec. 33), para el tipo de modelo de retención básico elegido. Por ejemplo, en el caso de considerar el esquema de retención-conductividad de van Genuchten restringido (ver ec. 42 a), el modelo de conductividad capilar toma la forma,

$$K^{cap} = \left(\sum_{i=1}^2 w_i S_{e,i}^{cap} \right)^\tau \left\{ 1 - \frac{\sum_{i=1}^2 w_i \alpha_i \left[1 - (S_{e,i}^{cap})^{1/m_i} \right]^{m_i}}{\sum_{i=1}^2 w_i \alpha_i} \right\}^2 \quad (61).$$

Las soluciones completas para los esquemas considerados pueden consultarse en el manual del programa HYPROP-FIT (Pertassek et al., 2015). Para el caso de elegir funciones de van Genuchten sin restricción para m , la solución del modelo de conductividad se realiza de forma numérica.

3.20.1 Parámetros para las soluciones de los esquemas de retención-conductividad bimodales.

Para los esquemas anteriores, los parámetros que se obtienen en cada caso son los siguientes:

- Esquema de van Genuchten – Mualem BIM (vGr-BIM):

$$\alpha_1, n_1, \theta_S, \theta_r, K_S, \tau, \alpha_2, n_2 \text{ y } w_2$$

- Esquema Kosugi – Mualem BIM (Kos-BIM):

$$h_{m1}, \sigma_1, \theta_S, \theta_r, K_S, \tau, h_{m2}, \sigma_2, \text{ y } w_2$$

- Esquema van Genuchten sin restricción BIM (vGm-BIM):

$$\alpha_1, n_1, m_1, \theta_S, \theta_r, K_S, \tau, \alpha_2, n_2, m_2 \text{ y } w_2$$

En estos casos, los parámetros con subíndice 1 corresponden al esquema de solución para la porosidad más gruesa.

3.21 Modelos de retención-conductividad PDI bimodales.

Es posible combinar los modelos de tipo PDI con los bimodales, para obtener cuatro ajustes en el programa SHYPFIT2.0, correspondientes a los esquemas de retención-conductividad con capilaridad bimodal y presencia de película adsorbida de: a) vGr, b) Kos, c) vGm y d) FX; los últimos dos con soluciones numéricas para el modelo de conductividad.

Cada uno de estos modelos se complementa con el esquema de retención-conductividad de adsorción-flujo de película dado por las ecuaciones (52) y, cuando la solución del ajuste ocurre a través del esquema de Mualem, para la conductividad capilar se tiene:

$$K^{cap}(S^{cap}) = (S^{cap})^\tau \left[\frac{F(\Gamma) - F(\Gamma_0)}{F(1) - F(\Gamma_0)} \right]^2 \quad (62),$$

donde $F(\Gamma)$ es la solución a la integral indefinida $\int \frac{1}{h} d\Gamma$; esta última ecuación es una modificación general de la (ec. 58), válida para modelos escalados que cumplen con la condición de la (ec. 54). Por ejemplo, para el esquema vGr, la función de conductividad capilar bimodal queda expresada por:

$$K^{cap} = \left(\sum_{i=1}^2 w_i S_{e,i}^{cap} \right)^\tau \left\{ 1 - \frac{\sum_{i=1}^2 w_i \alpha_i [1 - \Gamma_i^{1/m_i}]^{m_i}}{\sum_{i=1}^2 w_i \alpha_i [1 - \Gamma_{0,i}^{1/m_i}]^{m_i}} \right\}^2 \quad (63).$$

Todo lo anterior permite resolver las ecuaciones (48) y (57), bajo las condiciones dadas por la (ec. 60) para los modelos de retención capilar básicos $\Gamma_i(h)$, así como la solución de la ecuación (62) para los modelos de conductividad capilar ponderados junto con la conductividad de película (ec. 59). Las

soluciones completas a los esquemas tipo PDI bimodales se pueden consultar en el manual del programa HYPROP-FIT (Pertassek et al., 2015).

3.21.1 Parámetros para las soluciones de los esquemas de retención-conductividad PDI bimodales.

Para los esquemas anteriores, los parámetros que se obtienen en cada caso son los siguientes:

- Esquema de van Genuchten – Mualem PDI BIM (vGr-PDI BIM):

$$\alpha_1, n_1, \theta_S, \theta_r, K_S, \tau, \alpha_2, n_2, w_2, K_S, \tau, \omega, pF_{dry} \text{ y } a$$

- Esquema Kosugi – Mualem PDI BIM (Kos-PDI BIM):

$$h_{m1}, \sigma_1, \theta_S, \theta_r, h_{m2}, \sigma_2, w_2, K_S, \tau, \omega, pF_{dry} \text{ y } a$$

- Esquema van Genuchten sin restricción PDI BIM (vGm-PDI BIM):

$$\alpha_1, n_1, m_1, \theta_S, \theta_r, \alpha_2, n_2, m_2, w_2, K_S, \tau, \omega, pF_{dry} \text{ y } a$$

- Esquema Fredlund y Xing PDI BIM (FX-PDI BIM):

$$\alpha_1, n_1, m_1, \theta_S, \theta_r, \alpha_2, n_2, m_2, w_2, K_S, \tau, \omega, pF_{dry} \text{ y } a$$

Nótese que, para los esquemas bimodales y PDI bimodales, los parámetros n o σ , utilizados para resolver las ecuaciones (55 o 56), respectivamente, corresponden a las funciones que describen la porosidad más gruesa en cada modelo, es decir, las de subíndice $i = 1$.

3.22 Resumen de parámetros para las soluciones de los esquemas de retención – conductividad tratados en este trabajo.

En la tabla 1 se resumen los parámetros obtenidos por cada modelo para los esquemas correspondientes, descritos en las secciones anteriores.

Tabla 1. Parámetros obtenidos para cada esquema de retención-conductividad del programa HYPROP-FIT. Modificado de (Pertassek et al., 2015). Tipos de ajustes básicos: Brooks y Corey-Burdine (BC), Kosugi-Mualem (Kos), van Genuchten-Mualem (con restricción para m , vGr), van Genuchten sin restricción para m (vGm) y Fredlund y Xing (FX), ajustes complejos: Peters-Durner-Iden (PDI), de estructura bimodal (BIM) y su combinación (PDI BIM).

Esquema retención-conductividad	Parámetros de retención de humedad	Parámetros de conductividad hidráulica
BC	$a, \lambda, \theta_r, \theta_S$	K_S, τ
Kos	$h_m, \sigma, \theta_r, \theta_S$	K_S, τ
vGr	$\alpha, n, \theta_r, \theta_S$	K_S, τ
vGm	$\alpha, n, m, \theta_r, \theta_S$	K_S, τ
FX	$\alpha, n, h_r, m, \theta_S, pF_{dry}$	K_S, τ
Kos-PDI	$h_m, \sigma, \theta_r, \theta_S, pF_{dry}$	K_S, τ, ω, a
vGr-PDI	$\alpha, n, \theta_r, \theta_S, pF_{dry}$	K_S, τ, ω, a
vGm-PDI	$\alpha, n, m, \theta_r, \theta_S, pF_{dry}$	K_S, τ, ω, a
FX-PDI	$\alpha, n, m, \theta_r, \theta_S, pF_{dry}$	K_S, τ, ω, a
Kos-BIM	$h_{m1}, \sigma_1, h_{m2}, \sigma_2, \theta_r, \theta_S, w_2$	K_S, τ
vGr-BIM	$\alpha_1, n_1, \alpha_2, n_2, \theta_r, \theta_S, w_2$	K_S, τ
vGm-BIM	$\alpha_1, n_1, m_1, \alpha_2, n_2, m_2, \theta_r, \theta_S, w_2$	K_S, τ
Kos-PDI BIM	$h_{m1}, \sigma_1, h_{m2}, \sigma_2, \theta_r, \theta_S, w_2, pF_{dry}$	K_S, τ, ω, a
vGr-PDI BIM	$\alpha_1, n_1, \alpha_2, n_2, \theta_r, \theta_S, w_2, pF_{dry}$	K_S, τ, ω, a
vGm-PDI BIM	$\alpha_1, n_1, m_1, \alpha_2, n_2, m_2, \theta_r, \theta_S, w_2, pF_{dry}$	K_S, τ, ω, a
FX-PDI BIM	$\alpha_1, n_1, m_1, \alpha_2, n_2, m_2, \theta_r, \theta_S, w_2, pF_{dry}$	K_S, τ, ω, a

Tlahuelilpan.- Ubicadas en un piedemonte volcánico de forma convexa con inclinación de $2-5^{\circ}$ en dirección este-oeste (Hernández-Martínez et al, 2014). Es importante destacar que las muestras tomadas en esta localidad, denominadas Tla-1, Tla-2 y Tla-3, provienen de tres parcelas (1, 2 y 3, respectivamente) adjuntas del Rancho Las Palmas, donde de acuerdo con Google Earth, la parcela 1 se encuentra en la zona más alta del terreno, la parcela 2 en medio y la parcela 3 abajo, con 2 metros de diferencia en altitud entre cada punto de muestreo.

Ulapa.- La parcela se encuentra en la base de un piedemonte cóncavo con pendiente de 0.5° en dirección sureste-noroeste, en este sitio se tomaron las muestras correspondientes al perfil Ula-1.

Santiago Tezontlale.- Las parcelas se ubican en un piedemonte de forma convexa con pendiente de 2.1° en promedio, en dirección norte-sur. Las muestras de los perfiles provenientes de esta localidad, ST-1, ST-2 y ST-3 corresponden a tres parcelas adjuntas, donde las muestras de las parcelas 2 y 1 se ubicaron en la parte más alta del terreno y las de la parcela 3 estuvieron a 5 metros por debajo de las anteriores.

Vicente Guerrero.- La parcela está en un piedemonte cóncavo con pendiente de 2° en dirección noreste-suroeste. Las muestras de esta localidad fueron denominadas VG-1.

Nótese que, para el resto de este trabajo los horizontes arados y estructurados se denotan por medio de una letra A o E dentro de un paréntesis que se ubica a continuación de la clave alusiva a la parcela de estudio, por ejemplo, Tla-1(A) indica el horizonte arado de la muestra tomada en la parcela 1 de Tlahuelilpan.

Vale la pena mencionar que las unidades dominantes de los suelos cultivados, ubicados en piedemontes de la región son Phaeozems, incluyendo algunos con propiedades vérticas, los cuales han sido clasificados de esta forma por (Guédron et al., 2014, Castillo et al., 2020) en las localidades de Tlahuelilpan y Santiago Tezontlale.

Cada muestra se empacó en columnas inalteradas con suelo suficiente para obtener varias submuestras, las cuales fueron utilizadas para realizar análisis del tipo y contenido de partículas texturales y estructurales, así como para obtener las columnas inalteradas requeridas por el equipo HYPROP. Estas columnas se nombraron igual que las muestras de donde provenían. En la tabla 2 se presentan las características de origen de cada columna analizada: clave, tiempo de riego con agua residual, localidad de procedencia, número de parcela, tipo de horizonte representativo, coordenadas UTM 14N y altitud del terreno; mientras que en la tabla 3 se presentan los valores de las siguientes propiedades estructurales obtenidas en el laboratorio por Pérez-Vargas y Castor (2021): contenido de carbono orgánico (C_{org}), porcentajes de las fracciones de arena, limo y arcilla y clasificación textural.

Tabla 2. Características de origen de las muestras de suelos analizadas. Localidades citadas: ST – Santiago Tezontlale, VG – Vicente Guerrero, Tla – Tlahuelilpan (Rancho Las Palmas) y Ula – Ulapa. Tipos de horizontes: (A) – arado, profundidad 0-10 cm, (E) – estructurado, profundidad 30-40 cm.

Clave columna	Tiempo bajo riego (años)	Localidad	Núm. Parcela	Horizonte	UTM X (m)	UTM Y (m)	Altitud (msnm)
ST-1(A)	0	ST	1	(A)	488834	2229545	2117
ST-1(E)	0	ST	1	(E)			
ST-2(A)	0	ST	2	(A)	488834	2229503	2118
ST-2(E)	0	ST	2	(E)			
ST-3(A)	0	ST	3	(A)	488823	2229228	2113
ST-3(E)	0	ST	3	(E)			
VG-1(A)	0	VG	1	(A)	493111	2229613	2122
VG-1(E)	0	VG	1	(E)			
Tla-1(A)	90	Tla	1	(A)	477823	2225237	2090
Tla-1(E)	90	Tla	1	(E)			
Tla-2(A)	90	Tla	2	(A)	477705	2225230	2088
Tla-2(E)	90	Tla	2	(E)			
Tla-3(A)	90	Tla	3	(A)	477624	2225242	2086
Tla-3(E)	90	Tla	3	(E)			
Ula-1(A)	90	Ula	1	(A)	481796	2227284	2056
Ula-1(E)	90	Ula	1	(E)			

Tabla 3. Resultados de laboratorio para los contenidos de carbono orgánico, porcentajes de partículas texturales primarias y clasificación textural de cada muestra analizada. Se utilizó el método de presión de suspensión integral, implementado en el equipo PARIO (Durner et al., 2017; METER, 2018), para la determinación de la textura, excepto en la muestra Ula-1(E), donde se hizo al tacto. Nomenclatura de la clasificación textural: R – arcilloso, CR – franco arcilloso, RL – arcillo limoso. Modificado de (Pérez-Vargas y Castor, 2021).

Clave columna	C_{org} [%]	Arena [%]	Limo [%]	Arcilla [%]	Clasificación textural
ST-1(A)	1.14	16.2	34.5	49.3	R
ST-1(E)	0.79	15.5	39.1	45.4	R
ST-2(A)	2.17	19.3	29.8	50.9	R
ST-2(E)	1.24	14.8	37.4	47.8	R
ST-3(A)	1.2	15.3	41.0	43.7	CR
ST-3(E)	0.9	26.8	33.4	39.8	CR
VG-1(A)	2.18	1.0	50.0	49.0	RL
VG-1(E)	1.19	2.0	46.0	52.0	RL
Tla-1(A)	2.32	28.1	33.4	38.5	CR
Tla-1(E)	1.31	28.8	29.0	42.2	R
Tla-2(A)	2.11	17.0	32.1	50.9	R
Tla-2(E)	1.84	22.9	32.5	44.6	R
Tla-3(A)	2.91	29.0	31.7	39.3	CR
Tla-3(E)	1.66	27.0	31.6	41.4	R
Ula-1(A)	2.63	11.00	46.0	43.0	RL
Ula-1(E)	2.21	--	--	--	CR (tacto)

4.2 Equipo HYPROP. Características generales.

El equipo HYPROP (HYdraulic PROPerty analyzer, METER GmbH) se compone de una balanza con capacidad de transmisión de datos en tiempo real vía USB, una unidad de sensores de presión acoplados a un par de tensiómetros y un software que registra, evalúa y ajusta los datos obtenidos utilizando distintos modelos empíricos de retención y flujo de agua (figura 13).

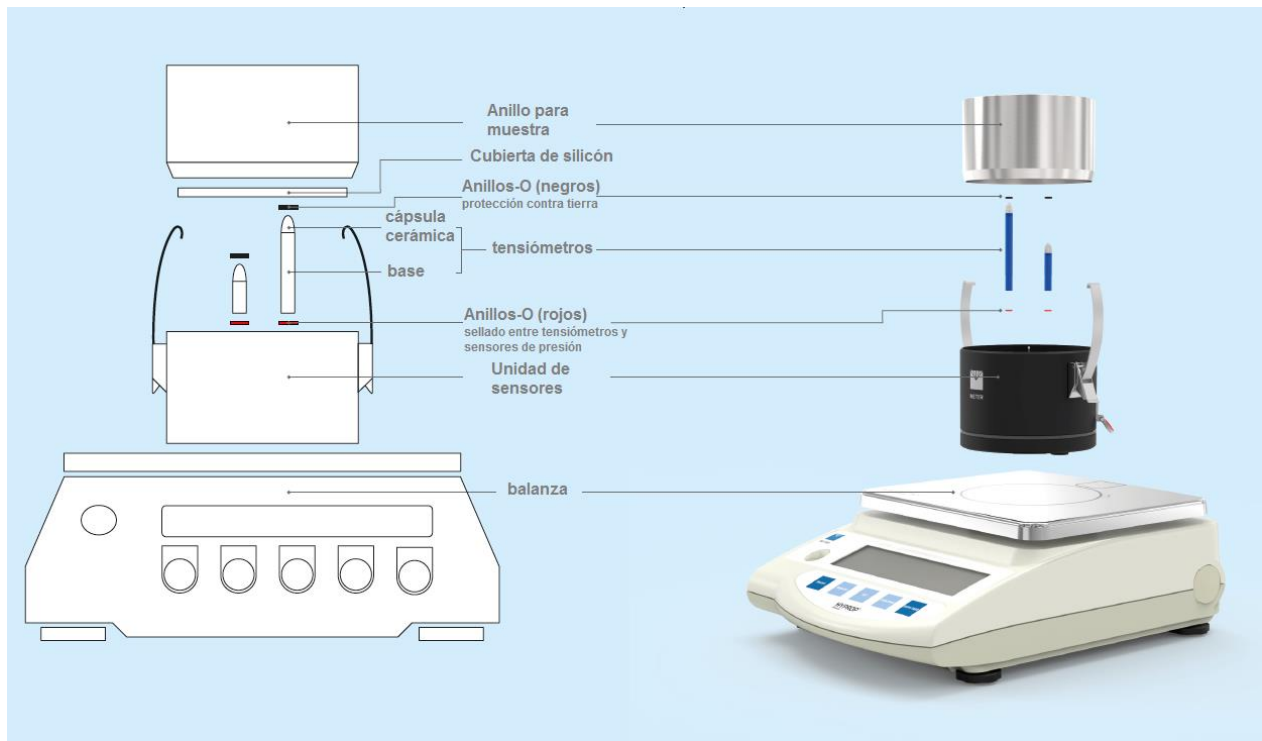


Figura 13. Componentes del equipo HYPROP. Modificado de UMS, 2018.

Utiliza un VER de suelo que se esculpe dentro de anillos de acero de 250 cm^3 , con 5 cm de altura y 8 cm de diámetro. Cada muestra se satura a través del proceso de capilaridad, agregando agua por fuera del anillo (por un periodo mínimo recomendado de 48 horas para suelos arcillosos) hasta un valor máximo θ_s^{exp} , y se monta sobre la base de sensores con los tensiómetros insertados en la columna y alineados verticalmente a 1.25 y 3.75 cm de altura desde la parte inferior del anillo (figura 14). Con este equipo se registran los valores de la masa de la muestra m y la tensión matricial h para los tensiómetros durante el tiempo que dura el secado. Estos valores son evaluados para calcular la conductividad hidráulica insaturada $K(\theta)$ y la parte húmeda de la CRH a través del método de evaporación de Schindler simplificado (Pertassek et al., 2015; UMS, 2018).

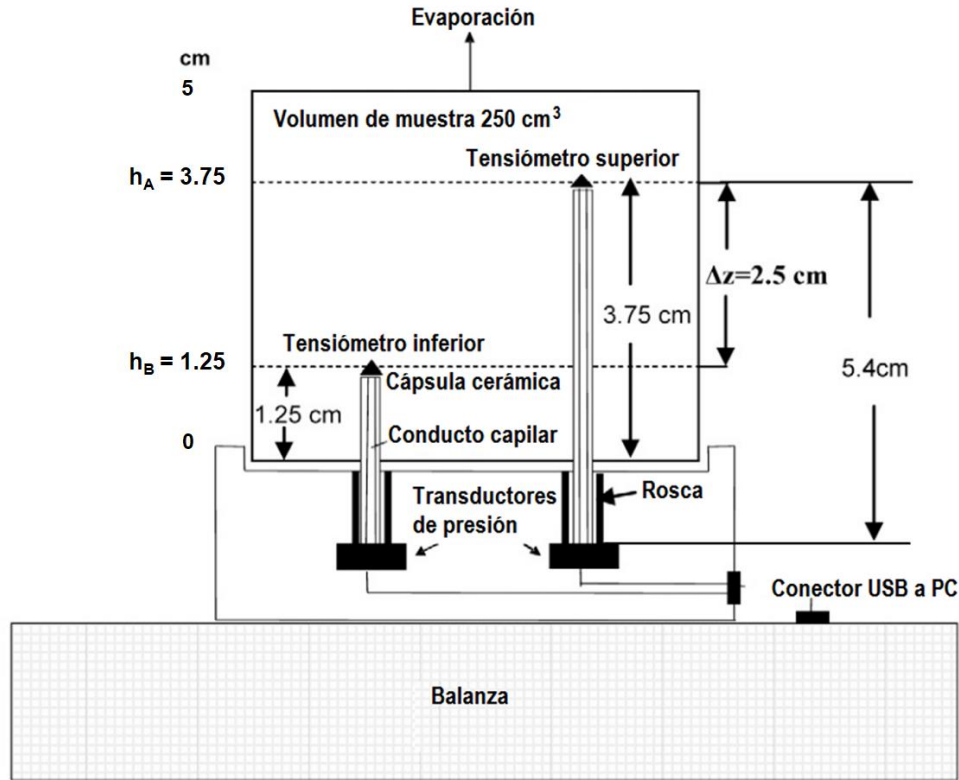


Figura 14. Esquema del sistema de mediciones HYPROP. Modificado de Schindler, 2010)

El equipo permite registrar valores para h hasta el punto de ingreso de aire a los tensiómetros, debido al secado de las cápsulas porosas que realizan el contacto con la matriz del suelo. Por las propiedades del polímero del que están construidas, esto ocurre teóricamente a 2,000 hPa, aunque el rango de valores prácticos puede disminuir a menos de la mitad, debido a la presencia de burbujas de aire tanto por las condiciones del suelo adyacente a las cápsulas, como por el grado de desgasificación obtenido en el proceso de llenado con agua, el cual es incompleto de manera inevitable si se utilizan jeringas para desgasificar, como se realizó en esta investigación.

Una vez que finalizan las mediciones y cuando se desmonta la columna de suelo, se deben realizar los métodos gravimétrico sobre la columna y del picnómetro sobre una alícuota del suelo, para conocer el valor de la densidad de partículas sólidas ρ_s de la muestra, y de esta forma obtener los valores de porosidad ϕ y densidad aparente ρ_b correspondientes.

El software evaluador de este equipo, HYPROP-FIT, utiliza los datos obtenidos por el método de Schindler simplificado para ajustar modelos de retención de humedad $\theta(h)$ y de conductividad hidráulica $K(\theta)$ y $K(h)$, a través de distintos esquemas teóricos de retención-conductividad, con lo que se pueden estimar los valores de humedad a saturación (θ_s , $pF = 0$), a capacidad de campo (θ_{CC} , $pF = 2.5$) y en el punto de marchitez permanente (θ_{PMP} , $pF = 4.2$), así como el contenido de agua disponible para las

plantas $ADP = \theta_{CC} - \theta_{PMP}$. El software evaluador permite estimar la conductividad hidráulica saturada del medio K_S , así como los parámetros particulares de los ajustes de retención-conductividad utilizados y, adicionalmente, calcula la bondad estadística de estos ajustes.

4.3 Método de evaporación de Schindler simplificado.

El procedimiento consta de la medición de la masa m , así como de la tensión h a dos distintas profundidades dentro de la columna de suelo, mientras el agua de la muestra se evapora por la sección superior del cilindro (figura 14). Con ellos se obtienen el valor promedio de las tensiones, así como el gradiente hidráulico (ec. 16), junto con el contenido volumétrico y el flujo de agua.

Con las mediciones obtenidas a lo largo de una campaña, el software evaluador HYPROP-FIT ajusta un conjunto de N valores para las series de tensiones y masas registradas, por medio de una interpolación Hermitiana de splines (Peters y Durner, 2008). La masa de agua en la columna en el tiempo i , w_i , con $i = 1, 2, 3, \dots, N$ se obtiene por medio de:

$$w_i = m_{col,i} - m_{sensor} - m_{anillo} - m_{seco} \quad (64),$$

donde $m_{col,i}$ es la masa de la columna de suelo montada sobre la balanza para el tiempo i , (figura 13), m_{sensor} es la masa de la unidad de sensores con las protecciones para suelo y los tensiómetros instalados, m_{anillo} es la masa del anillo de muestra y m_{seco} es la masa del suelo secado por el método gravimétrico. Con esto se obtiene el contenido medio de agua en la columna $\bar{\theta}_i$, tomando la relación entre volúmenes de agua y de la columna, que se asume de 250 cm^3 . El volumen de agua se obtiene utilizando una densidad de $\rho_W = 1 \text{ g/cm}^3$.

Cada valor de $\bar{\theta}_i$ se asocia a un valor de la tensión media efectiva, ponderado entre una media aritmética y una geométrica, $\bar{h}_{i,arit} = \frac{1}{2}(h_{A,i} - h_{B,i})$ y $\bar{h}_{i,geom} = \sqrt{h_{A,i} * h_{B,i}}$ respectivamente. Nótese que $h_{A,i}$ y $h_{B,i}$ son las tensiones en las posiciones alta y baja dentro de la columna de suelo para el tiempo i (figura 14). Con estos puntos se obtienen los datos de la evaluación para la relación $\theta(h)$.

Para el cálculo de la conductividad hidráulica, se considera un plano horizontal ubicado a la mitad de la altura entre los dos tensiómetros, a 2.5 cm sobre la base de los sensores y que coincide con la mitad de la altura de la columna, y ahí se estima el flujo de agua \hat{q} . Para el tiempo $t_{i-\frac{1}{2}} = \frac{1}{2}(t_{i-1} + t_i)$, donde $i = 2, 3, 4, \dots, N$, se toma la aproximación de que la mitad de la tasa media de evaporación q_{evap} es equivalente a la velocidad de flujo:

$$\hat{q}_{i-\frac{1}{2}} = \frac{q_{evap,i-\frac{1}{2}}}{2} = \frac{L}{2} \left(\frac{\bar{\theta}_i - \bar{\theta}_{i-1}}{\Delta t_{i-\frac{1}{2}}} \right) \quad (65),$$

donde $L = 5$ cm es la altura del cilindro de la muestra y $\Delta t_{i-\frac{1}{2}} = t_i - t_{i-1}$. El gradiente medio de la carga hidráulica se aproxima por:

$$\Delta H_{i-\frac{1}{2}} = \frac{\bar{h}_{A,i-\frac{1}{2}} - \bar{h}_{B,-\frac{1}{2}}}{z_A - z_B} - 1 \quad (66),$$

donde $\bar{h}_{A,i-\frac{1}{2}}$ y $\bar{h}_{B,-\frac{1}{2}}$ son las tensiones medias para el intervalo $\Delta t_{i-\frac{1}{2}}$. De esta forma, la conductividad hidráulica se calcula por medio de la ley de Darcy-Buckingham (ec. 21):

$$K_{i-\frac{1}{2}} = -\frac{\hat{q}_{i-\frac{1}{2}}}{\Delta H_{i-\frac{1}{2}}} \quad (67).$$

Estas conductividades se asocian a las tensiones medias efectivas \bar{h} , para obtener las parejas de datos $K(h)$. Para la aproximación aritmética de \bar{h} , $\bar{h}_{i-\frac{1}{2}}$ se calcula por medio de,

$$\bar{h}_{i-\frac{1}{2},arit} = \frac{1}{4} (h_{A,i-1} + h_{A,i} + h_{B,i-1} + h_{B,i}) \quad (68),$$

mientras que para la aproximación geométrica de \bar{h} , se considera la siguiente expresión,

$$\bar{h}_{i-\frac{1}{2},geom} = \frac{1}{2} \sqrt{(h_{A,i-1} + h_{A,i}) * (h_{B,i-1} + h_{B,i})} \quad (69).$$

Finalmente, el software evaluador calcula la media aritmética entre los valores de $\bar{\theta}_{i-1}$ y $\bar{\theta}_i$ para asignarlos a $\bar{h}_{i-\frac{1}{2}}$. De esta forma, se obtienen los valores para aproximar las funciones $K(h)$ y $K(\theta)$ sobre las que se realizan los ajustes de los modelos de retención-conductividad (Pertassek et al., 2015).

4.4 Mediciones, descripción y características.

Los datos obtenidos durante una medición permiten obtener los siguientes registros (Schindler y Müller, 2006; UMS, 2018):

- Masa de la muestra de suelo vs. tiempo.- Esta gráfica registra el cambio en el peso debido a la pérdida de agua por evaporación. Se requiere conocer la masa de suelo secado a la estufa para obtener la cantidad de humedad residual al final de la medición.

- Tensión matricial para dos profundidades vs. tiempo.- Estas gráficas permiten conocer el comportamiento del agua retenida en el suelo y su comportamiento dependen de tres factores: El punto de presión de vapor del agua en la interfaz suelo-tensiómetro, la fase de cavitación interna y el punto de ingreso de aire al tensiómetro.

Las mediciones de las columnas analizadas fueron realizadas en condiciones de laboratorio entre octubre de 2019 y marzo de 2020, y entre julio de 2020 y febrero de 2021, a una temperatura promedio de 21.0 °C y valores de humedad ambiental. El intervalo entre mediciones se ajustó a cada 15 minutos, debido a que el periodo de secado de las muestras resultó ser relativamente extenso, de 9 días en promedio.

4.5 Evaluación de los datos. Procedimiento.

A partir de los datos de m y h registrados durante cada medición y utilizando la interpolación Hermitiana de splines, el software evaluador generó un conjunto de 100 datos de alta resolución para cada serie obtenida por los tensiómetros, con valores comprendidos entre 0 y 1,000 hPa, más un dato estimado en el punto de pérdida de succión del tensiómetro superior, el cual ocurre cerca del punto de marchitez permanente. Adicionalmente, se generó una serie de 101 datos de alta resolución para las masas. Estas tres series están ordenadas temporalmente y cada i -ésimo punto de ellas corresponde al mismo tiempo t_i en los tres parámetros, con $i = 1,2,3, \dots, 101$.

Sobre estos datos se aplicó el método de Schindler simplificado para obtener las series de datos de la retención de humedad y de la conductividad hidráulica. Como resultado de la incertidumbre de los tensiómetros, debida tanto a su resolución como a su calibración, se determina un criterio para descartar todas las mediciones donde el gradiente de la carga hidráulica sea menor a $6\sigma_h/\Delta z$ (Pertassek et al., 2015), donde σ_h es la incertidumbre de medición de los tensiómetros, que se tomó como 0.15 hPa considerando la calibración de fábrica, así como una diferencia entre la altura de los tensiómetros de $\Delta z = 2.5$ cm, con lo cual se obtuvo un valor de 0.36 hPa/cm como criterio aplicable en las evaluaciones de este trabajo.

Los gradientes de carga hidráulica muy pequeños implican que las conductividades hidráulicas muy grandes no se pueden determinar con suficiente precisión (ec.17), y por tanto también se descartan durante el proceso de evaluación. Al aplicarse el criterio anterior, se obtuvieron series de retención $\theta(h)$ con un total entre 78 y 100 parejas de datos, mientras que las series de conductividad hidráulica, $K(h)$ y $K(\theta)$ se conformaron con un total de entre 17 y 98 parejas de datos. Nótese que las evaluaciones para la conductividad hidráulica se conforman de menos puntos, debido al procedimiento considerado para obtener las parejas $K_{i-\frac{1}{2}}(\bar{h}_{i-\frac{1}{2}})$ (ecs. 67-69). El número de parejas de datos, resultantes de la evaluación de cada muestra, se puede consultar en la tabla 5.

4.6 Ajuste de modelos de retención-conductividad.

4.6.1 Descripción del procedimiento.

Las series de datos obtenidas por el método de Schindler se ajustan a los modelos de retención-conductividad por medio de una optimización no lineal, que considera ambas funciones de manera simultánea. Esta es realizada con el paquete evaluador SHYPFIT2.0, implementado en el programa HYPROP-FIT y que incluye los 16 esquemas resumidos en la tabla 1. Este tipo de optimización es esencial para los ajustes tomados en cuenta, ya que los distintos parámetros de los modelos influyen en la forma funcional que toman la retención y la conductividad. El resultado para cada ajuste son tres conjuntos de datos correspondientes a las funciones $\theta(h)$, $K(\theta)$ y $K(h)$, compuestos de manera predeterminada por 500 puntos cada uno (Pertassek et al., 2015).

Para la función de retención de humedad seleccionada, se ajustan valores de tensión matricial en el intervalo de pF entre -1 y 7 , y los intervalos de ajuste de datos para la conductividad hidráulica se derivan del dominio dado por la función $K(h)$.

La optimización del ajuste se logra mediante una regresión no lineal que minimiza la suma de los valores cuadráticos para la diferencia entre los puntos de las series de datos evaluados y los pronosticados por el modelo considerado. Adicionalmente se aplica un ajuste integral sobre la función de retención de humedad adoptada, para evitar errores sistemáticos como consecuencia de asumir que el contenido de humedad se distribuye de manera lineal a lo largo de la columna de suelo, lo cual no necesariamente se cumple en suelos de textura gruesa, muy porosos o fuertemente estructurados (Peters y Durner, 2008b).

Por su parte, los datos de la conductividad hidráulica se ajustan sobre una escala logarítmica, $\log_{10} K$, para evitar la dispersión debida a los órdenes de magnitud que dominaría sobre el proceso de optimización de los parámetros.

Debido a que el ajuste simultáneo de las funciones de retención y conductividad es un problema multiobjetivo, la mejora de una de ellas implica un peor ajuste en la otra, por lo que el equilibrio entre la precisión de ambos ajustes implica ponderar los dos procesos, y debido a que en la evaluación de la retención se obtiene un número mayor de datos, ésta recibe un mayor peso en los resultados de la optimización. La ponderación predeterminada y utilizada en este trabajo, es de un factor 10^3 veces mayor para los datos de la retención de humedad.

Considerando lo anterior, la forma matemática de la función objetiva de regresión es la siguiente:

$$\Phi(\mathbf{b}) = w_{\theta} \sum_{i=1}^r w_{\theta,i} [\bar{\theta}_i - \hat{\theta}_i(\mathbf{b})]^2 + w_K \sum_{j=1}^k w_{K,j} [\bar{K}_j - \hat{K}_j(\mathbf{b})]^2 \quad (70),$$

donde r y k son los números de pares de datos de las funciones de retención y conductividad que se ajustan, w_{θ} y w_K son los valores de la ponderación para los datos de la evaluación de la retención y de

la conductividad respectivamente, $w_{\theta,i}$ y $w_{K,j}$ son los pesos de cada valor particular, $\bar{\theta}_i$, \bar{K}_j , $\hat{\theta}_i(\mathbf{b})$ y $\hat{K}_j(\mathbf{b})$ son los valores ajustados y predichos por el esquema para cada variable y \mathbf{b} es el vector de parámetros del ajuste. Para el ajuste integral que se aplica a la función de retención de humedad, el valor de $\hat{\theta}_i(\mathbf{b})$ se calcula por medio de,

$$\hat{\theta}_i(\mathbf{b}) = \frac{1}{L} \int_{h_{inf,i}}^{h_{sup,i}} \hat{\theta}(\mathbf{b}, h) dh \quad (71),$$

donde $L = 5$ cm es la altura de la columna de la muestra y $h_{sup,i}$ y $h_{inf,i}$ son las tensiones registradas en las fronteras superior e inferior para cada punto evaluado de la tensión por el método de Schindler simplificado, considerando condiciones de equilibrio en cada medición, donde $h_{sup,i} = \bar{h} + \frac{L}{2}$ y $h_{inf,i} = \bar{h} - \frac{L}{2}$, con \bar{h} el valor de la tensión en el centro de la altura de la columna. Para tener en cuenta las diferentes frecuencias de medición, los pesos individuales, $w_{\theta,i}$ y $w_{K,j}$ se eligen de modo que los datos combinados dentro de cada incremento de $\log_{10}(h [cm]) = pF$ tengan el mismo peso, es decir, el peso para un determinado punto es proporcional a su distancia al punto vecino en la escala pF .

Una vez realizado el proceso de optimización, donde se obtiene el mínimo global de $\Phi(\mathbf{b})$, la bondad del ajuste se presenta por medio de la raíz del error cuadrático medio,

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{r} \sum_{i=1}^r [y_i - \hat{y}_i]^2} \quad (72),$$

donde y_i e \hat{y}_i son las cantidades medidas y ajustadas por el modelo. Este parámetro estadístico se calcula para las funciones de retención ($RMSE_h$) y del logaritmo de la conductividad ($RMSE_{\log K}$), correspondientes al esquema considerado (Peters y Durner, 2008). Un valor absoluto menor de $RMSE$ es un indicativo de un mejor ajuste. Los valores que se consideran adecuados de acuerdo a la precisión del software evaluador para la función de retención y la del logaritmo de la conductividad son, $RMSE_h \leq 0.0100$ y $RMSE_{\log K} \leq 0.2500$, respectivamente (Peters, 2013).

Es importante notar que los modelos con un mayor número de parámetros de ajuste son más flexibles y por tanto los $RMSE$ resultan menores, sin embargo puede ocurrir mayor correlación de los parámetros en la optimización general, a la vez que se presentan mayores incertidumbres para cada uno de ellos. Para ponderar de mejor manera los ajustes obtenidos, se incluye el criterio de información de Akaike modificado,

$$AICc = r \ln \left(\frac{\Phi(\mathbf{b})_{min}}{r} \right) + 2k + \frac{2k(k+1)}{r-k-1} \quad (73),$$

donde r es el número de datos medidos y k el de parámetros ajustables. Nótese que $AICc < 0$ y cuanto más negativo sea su valor, mejor resultará el ajuste (Akaike, 1974, Hurvich y Tsai, 1989).

El software evaluador arroja el resultado de cada ajuste en una hoja de cálculo que incluye las series de datos del modelo usado para las funciones de retención y de conductividad, los parámetros del ajuste, los valores de $RMSE_h$, $RMSE_{\log K}$ y $AICc$, y la matriz de correlación entre todos los parámetros, para evaluar la bondad del del ajuste.

4.6.2 Valores considerados para los parámetros de ajuste.

Con el fin de garantizar la obtención de resultados para los esquemas de retención-conductividad que fueran físicamente consistentes, se tomaron en cuenta los siguientes intervalos de valores:

- Para la variable de humedad residual θ_r , valores entre 0 y 40 %vol, y
- Para el parámetro de conectividad entre poros τ , valores entre 0.5 y 5.

Esto se justifica tomando en cuenta las siguientes consideraciones: Para θ_r , el hecho de que los esquemas PDI para suelos con gran desarrollo de microporosidad pueden iniciar el régimen de agua adsorbida a partir de valores elevados de humedad, y por otro lado, se desconocen los valores de la CRH para $pF > 3$, salvo en el punto estimado por el software evaluador para el ingreso de aire al tensiómetro superior, por lo que no se puede definir la forma de la CRH a partir de esta región y lo más sensato, desde un punto de vista físico, es considerar que su gráfica debe estar conformada por una curva suave de pendiente continua o con una disminución gradual que genere el perfil sigmoidal de la CRH teórica (ver figura 9) (Seki, 2007; Peters, 2013; Pertassek et al., 2015). Por su parte, para el parámetro τ se tomaron los valores más comúnmente reportados en la literatura y que tuvieran consistencia física con respecto a la tortuosidad del medio poroso (ec. 37), siendo los valores elegidos los más representativos para cálculos de ajustes numéricos previamente reportados en la literatura (van Genuchten, 1980; Peters, 2011).

5 Resultados y discusión.

A continuación, se presentan los resultados más importantes obtenidos en el estudio de las muestras de suelo analizadas, agregando las discusiones y los análisis correspondientes para cada elemento o conjunto de elementos considerados en cada sección. El orden de presentación de los resultados es el que se obtiene cronológicamente para cada etapa de análisis: 1° Mediciones experimentales. 2° Evaluación de las propiedades estructurales de los suelos. 3° Evaluación y ajustes de los esquemas de retención-conductividad. 4° Estimación de valores de contenidos de humedad retenida y ADP. 5° Gráficas de las distribuciones de tamaño de poro (DTP). 6° Ajustes de esquemas de retención-conductividad y estimación de contenidos de humedad retenida y ADP para distintos tipos de horizontes de Santiago Tezontlale (ST) y Tlahuelilpan (Tla).

5.1 Mediciones experimentales. Comportamiento de masa y tensión matricial de las muestras.

Las mediciones de la masa durante la primera parte del experimento, mostraron una disminución aproximadamente lineal con el paso del tiempo. Posteriormente, durante la etapa de cavitación, que ocurre cuando se alcanza el contenido de humedad a capacidad de campo θ_{CC} , la tasa $\frac{\Delta m}{\Delta t}$ disminuyó progresivamente conforme quedaban vacíos los poros más pequeños. En todos los procesos registrados $\frac{\Delta m}{\Delta t} < 0$, y en algunas mediciones ésta presentó oscilaciones ligeras, atribuidas a las variaciones diarias de la temperatura y la humedad ambiental dentro del laboratorio.

Las mediciones de la tensión matricial mostraron cinco etapas: 1) Una fase de aumento ralentizado para $h < 50$ hPa, con caídas repentinas en el valor de la tensión debidas al acceso discontinuo de aire al suelo a través de los capilares más grandes (UMS, 2018). 2) Un aumento monótono y creciente de tipo exponencial hasta alcanzar un valor máximo de la pendiente $\frac{\Delta h}{\Delta t}$. 3) Una disminución de $\frac{\Delta h}{\Delta t}$, debido a la presión de vapor en la interfaz suelo-tensiómetro que se produce por la formación de burbujas dentro de éste (en los casos donde el tensiómetro se logró desgasificar mejor, esta fase 3 se sustituye por una caída repentina de los valores de h , hasta estabilizarse en el valor de cavitación, que da lugar a la siguiente fase). 4) Una disminución lenta de los valores de h que se prolonga durante varios días, debido a la cavitación dentro de los tensiómetros. 5) Y finalmente, una disminución abrupta hasta valores de tensión cercanos a cero, que equivale a la presión atmosférica, la cual se alcanza por ingreso de aire a los tensiómetros y su consecuente pérdida de succión. Los gráficos de las mediciones de la masa y las tensiones matriciales, obtenidas para cada columna se muestran en el Anexo 1.

5.2 Evaluación de las propiedades estructurales de los suelos analizados.

A continuación, se muestran los resultados de la evaluación de los datos para las 16 columnas estudiadas. Se obtuvieron los valores de la masa del suelo seco de cada muestra m_s , a través del método gravimétrico y en combinación con los resultados de la densidad de sólidos ρ_s , obtenidos por (Pérez-

Vargas y Castor, 2021) se calcularon los valores de contenido volumétrico de agua a saturación experimental θ_s^{exp} (considerando el valor máximo para la masa al inicio de cada medición), la densidad aparente ρ_b y la porosidad ϕ de cada muestra (tabla 4). Nótese que algunos valores de ρ_s no se calcularon directamente, en particular para los horizontes estructurados (E), y para las muestras VG-1(A) y Ula-1(A) de horizontes arados (A), por lo que, considerando que se tenían suelos de la misma unidad (piedemonte) y con características texturales semejantes, se optó por sacar un promedio para las densidades de sólidos para suelos bajo riego de temporal y de agua residual (A.R.) por 90 años, cuyos valores fueron 2.276 y 2.252 g/cm³, respectivamente. Adicionalmente, se presenta la masa de agua evaporada Δw_{evap} [g], durante cada proceso de medición de las muestras estudiadas (tabla 5).

Tabla 4. Resultados de la evaluación de las propiedades estructurales del suelo llevados a cabo con el equipo HYPROP-FIT: m_s masa del suelo seco para el VER de 250 cm³ (obtenida por el método gravimétrico), ρ_s densidad de sólidos (valores promedio), θ_s^{exp} contenido volumétrico de agua a saturación experimental (calculado con la masa registrada al inicio de cada experimento), ρ_b densidad aparente y ϕ porosidad del suelo.*

Clave columna	m_s [g]	ρ_s [g/cm ³]	θ_s^{exp} [cm ³ /cm ³]	ρ_b [g/cm ³]	ϕ [-]
ST-1(A)	307.63	2.342	0.556	1.24	0.47
ST-1(E)	278.19	2.276*	0.522	1.12	0.51
ST-2(A)	251.26	2.265	0.561	1.01	0.55
ST-2(E)	296.57	2.276*	0.491	1.19	0.48
ST-3(A)	325.01	2.220	0.521	1.31	0.41
ST-3(E)	325.15	2.276*	0.485	1.31	0.42
VG-1(A)	247.09	2.276*	0.544	0.99	0.57
VG-1(E)	278.02	2.276*	0.532	1.12	0.51
Tla-1(A)	223.91	2.193	0.596	0.90	0.59
Tla-1(E)	264.21	2.252*	0.659	1.06	0.53
Tla-2(A)	263.73	2.309	0.560	1.06	0.54
Tla-2(E)	263.16	2.252*	0.524	1.06	0.53
Tla-3(A)	239.85	2.255	0.597	0.96	0.57
Tla-3(E)	317.83	2.252*	0.459	1.28	0.43
Ula-1(A)	216.03	2.252*	0.602	0.87	0.61
Ula-1(E)	218.59	2.252*	0.619	0.88	0.61

Tabla 5. Masa de agua evaporada Δw_{evap} para cada proceso de medición realizado.

Clave columna	Δw_{evap} [g]	Clave columna	Δw_{evap} [g]
ST-1(A)	95.33	Tla-1(A)	113.61
ST-1(E)	95.91	Tla-1(E)	86.86
ST-2(A)	112.08	Tla-2(A)	94.44
ST-2(E)	83.60	Tla-2(E)	75.28
ST-3(A)	84.56	Tla-3(A)	109.98
ST-3(E)	85.44	Tla-3(E)	56.05
VG-1(A)	95.68	Ula-1(A)	99.54
VG-1(E)	93.27	Ula-1(E)	87.99

Analizando los resultados obtenidos para la densidad aparente ρ_b (tabla 4), se observaron valores promedio más altos para ambos horizontes en los perfiles bajo riego de temporal, con respecto a los regados con agua residual (A.R.) por 90 años, mientras que los horizontes arados (A) presentaron valores promedio menores con respecto a los horizontes estructurados (E) correspondientes, para cada tipo de riego. Estos valores promedio por tipo de riego y de horizonte fueron:

- Riego de temporal: horizontes arados y estructurados, 1.14 y 1.19 g cm⁻³, respectivamente.
- Riego con A.R. por 90 años: horizontes arados y estructurados, 0.95 y 1.07 g cm⁻³, respectivamente.

Esta tendencia se mantuvo, salvo en el perfil ST-1, donde los horizontes arado y estructurado presentan valores de ρ_b de 1.24 y 1.12 g cm⁻³, respectivamente; mientras que en los perfiles ST-3 y Tla-2 se tuvo el mismo valor de ρ_b para ambos horizontes, 1.31 y 1.06 g cm⁻³, respectivamente.

En cuanto al contenido de carbono orgánico C_{org} (tabla 3), los valores promedio por tipo de riego y de horizonte fueron:

- Riego de temporal: horizontes arados y estructurados, 1.67 y 1.03 %, respectivamente.
- Riego con A.R. por 90 años: horizontes arados y estructurados, 2.49 y 1.76 %, respectivamente.

Con base en estos resultados, se observó que el C_{org} aumenta en suelos regados con A.R., y es mayor en los horizontes arados, excepto para las muestras ST-1(A) y ST-3(A), mientras que los valores para los horizontes arado y estructurado del perfil de Vicente Guerrero (VG) fueron mayores, comparados con los horizontes correspondientes de Santiago Tezontlale (ST); por su parte, el valor de Ula-1(A) fue semejante a los valores obtenidos para los horizontes arados provenientes de Tlahuelilpan (Tla), y el valor de Ula-1(E) fue mayor al de los horizontes estructurados correspondientes, provenientes de Tla.

Como dato complementario a las hipótesis de este trabajo, se observó una tendencia en el aumento del porcentaje de C_{org} con la disminución de ρ_b , lo cual se muestra en la figura 15.

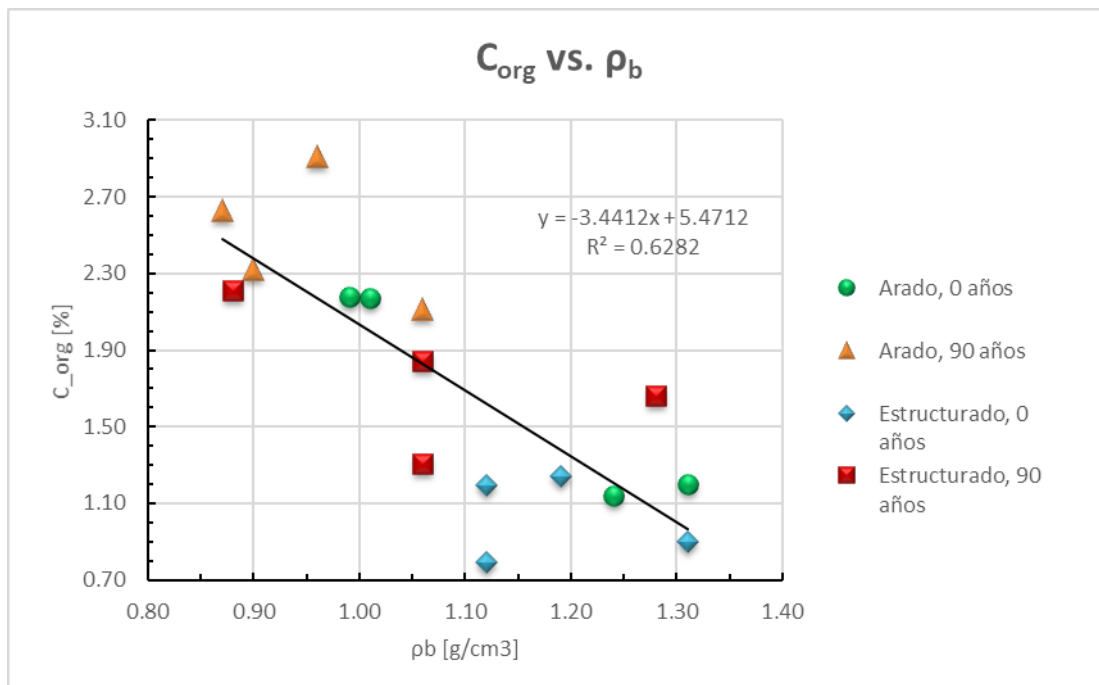


Figura 15. Contenido de carbono orgánico C_{org} con respecto a la densidad aparente ρ_b , por tipo de horizonte y de riego. Se muestra la tendencia lineal para todos los datos.

Lo anterior tiene relación con el hecho de que la materia orgánica es un agente cementante y también incrementa la actividad de los organismos, por lo que su presencia influye en la formación de agregados y en el mejoramiento de la estructura, permitiendo que la macro y mesoporosidad se incrementen, lo que disminuye la ρ_b del suelo.

Para la porosidad ϕ de las muestras analizadas, se obtuvieron los siguientes valores promedio por tipo de riego y de horizonte:

- Riego de temporal: horizontes arados y estructurados, 50 y 48 %, respectivamente.
- Riego con A.R. por 90 años: horizontes arados y estructurados, 55 y 56 %, respectivamente.

La porosidad está determinada por la textura y la estructura, esta última afectada por el contenido de C_{org} . Lo anterior se ve reflejado en los suelos bajo riego con A.R., donde la porosidad aumenta en promedio 5% para los horizontes arados y en 8% para los estructurados. En cuanto a los valores correspondientes a los horizontes de cada perfil, en caso de los suelos con riego de temporal, para ST-1 y ST-2 los horizontes arados son más porosos, mientras que en ST-3 y VG-1 los horizontes estructurados lo fueron; el mismo comportamiento se observó en los suelos bajo riego con A.R., para los perfiles Tla-

1 y Tla-2 los horizontes arados resultaron ser más porosos, mientras que para los perfiles Tla-3 y Ula-1 lo fueron los horizontes estructurados.

En relación con la ρ_b , se observó una dispersión de los valores de porosidad ϕ , donde los correspondientes a las muestras bajo riego de temporal presentaron menor ϕ para mayor ρ_b , salvo para los horizontes de ST-3, mientras que las muestras bajo riego con A.R. arrojaron mayor ϕ para menor ρ_b , salvo en los horizontes Tla-2(E) y Tla-3(E).

5.3 Evaluación y ajustes de los esquemas de retención-conductividad.

5.3.1 Datos evaluados por el método de Schindler simplificado.

En la tabla 6 se muestran los resultados para la dimensión de los conjuntos de datos de la CRH $\bar{\theta}(\bar{h})$, y de la conductividad hidráulica $\bar{K}(\bar{\theta})$, obtenidos por el método de evaporación de Schindler simplificado, tomando en cuenta el punto de ingreso de aire al tensiómetro superior de cada columna (ver Anexo 2). Nótese que $\bar{K}(\bar{h})$ es una relación que también se obtiene de la evaluación y que cuenta con el mismo número de parejas de datos que $\bar{K}(\bar{\theta})$ (UMS, 2018), pero no se muestra en el resto de este trabajo para evitar redundancia.

Tabla 6. Dimensiones de los conjuntos de datos para las funciones evaluadas de retención $\bar{\theta}(\bar{h})$ y conductividad $\bar{K}(\bar{\theta})$, para cada proceso de medición de columnas de suelo realizado.

Clave columna	Dim $\bar{\theta}(\bar{h})$ [-]	Dim $\bar{K}(\bar{\theta})$ [-]	Clave columna	Dim $\bar{\theta}(\bar{h})$ [-]	Dim $\bar{K}(\bar{\theta})$ [-]
ST-1(A)	98	98	Tla-1(A)	94	17
ST-1(E)	98	20	Tla-1(E)	78	32
ST-2(A)	94	49	Tla-2(A)	85	39
ST-2(E)	94	29	Tla-2(E)	100	92
ST-3(A)	84	64	Tla-3(A)	100	33
ST-3(E)	100	26	Tla-3(E)	100	92
VG-1(A)	86	22	Ula-1(A)	100	23
VG-1(E)	97	17	Ula-1(E)	100	27

A continuación, se muestran las gráficas de las series de datos evaluadas por el método de evaporación de Schindler simplificado para las CRH y $K(\theta)$, agrupadas por tipo de riego y de horizonte (figuras 16 a 19).

- Horizontes arados, riego de temporal.

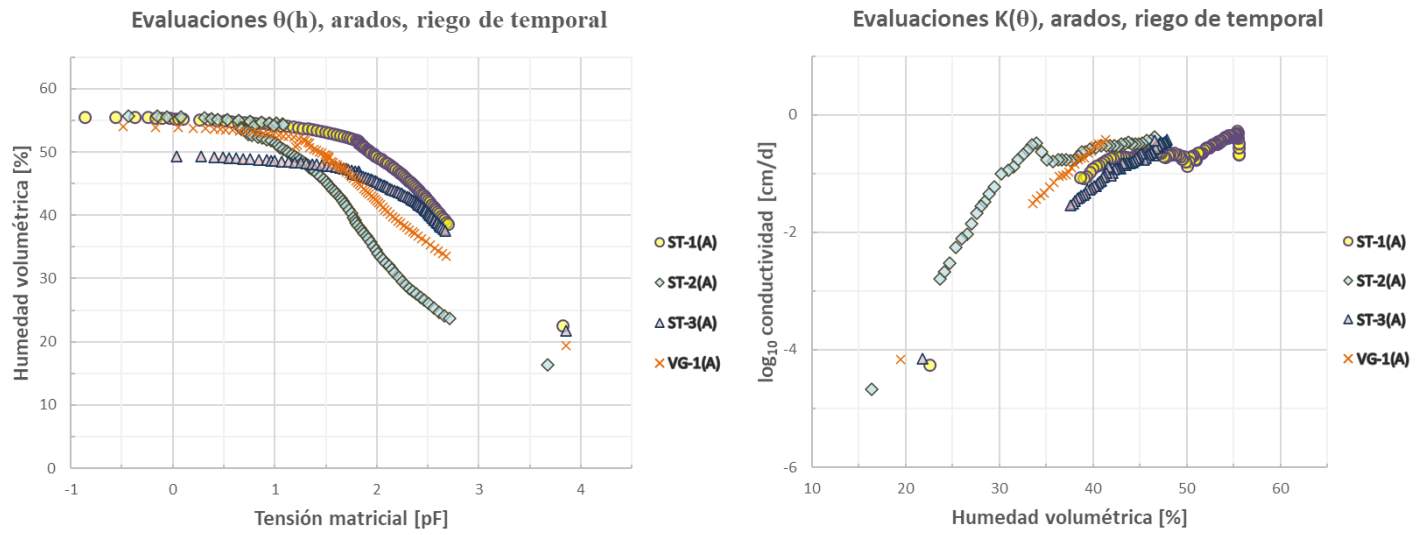


Figura 16. Evaluaciones para las relaciones de $\theta(h)$ y $K(\theta)$ en horizontes arados bajo riego de temporal.

- Horizontes estructurados, riego de temporal.

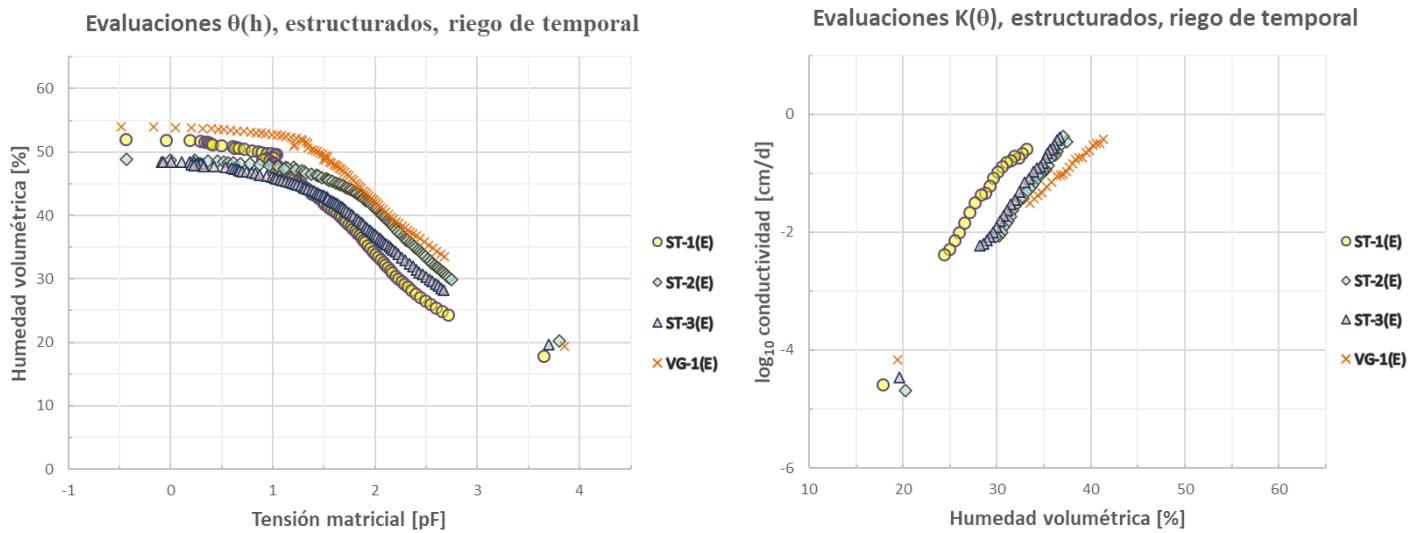


Figura 17. Evaluaciones para las relaciones de $\theta(h)$ y $K(\theta)$ en horizontes estructurados bajo riego de temporal.

- Horizontes arados, riego con A.R. por 90 años.

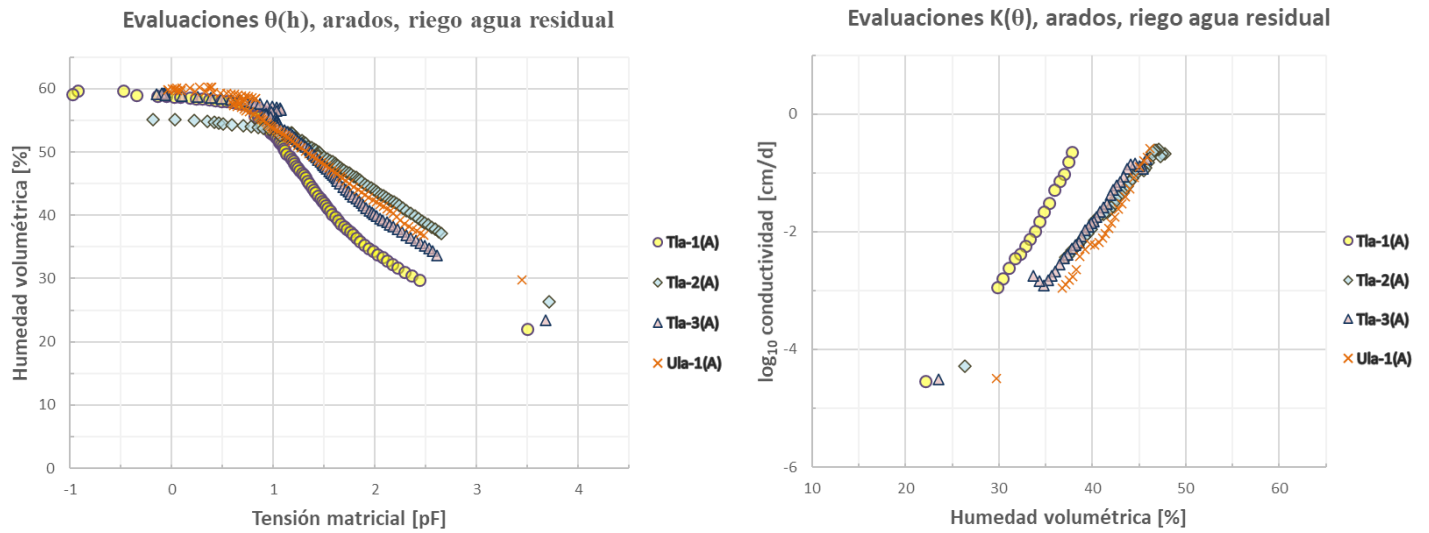


Figura 18. Evaluaciones para las relaciones de $\theta(h)$ y $K(\theta)$ en horizontes arados bajo riego con A.R. por 90 años.

- Horizontes estructurados, riego con A.R. por 90 años.

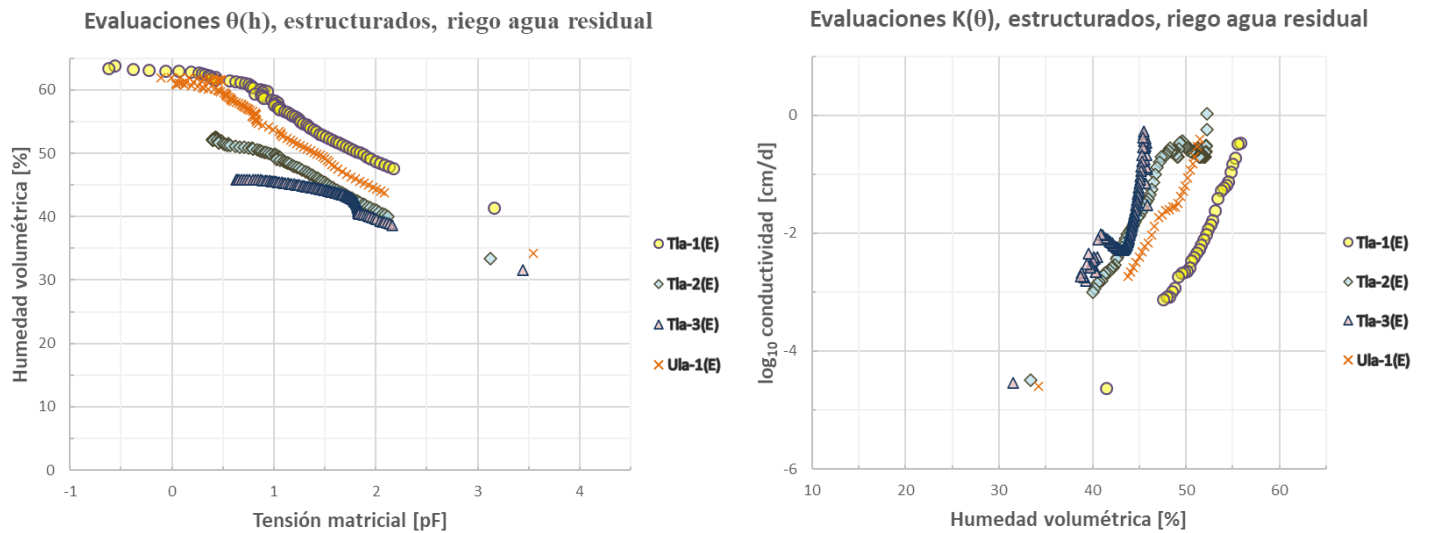


Figura 19. Evaluaciones para las relaciones de $\theta(h)$ y $K(\theta)$ en horizontes estructurados bajo riego con A.R. por 90 años.

Las gráficas presentadas en las figuras 16 a 19 muestran los siguientes comportamientos:

Para suelos bajo riego de temporal, el contenido de humedad en función de la tensión matricial, fue mayor en los horizontes arados. Para suelos regados con A.R., los contenidos de humedad están más dispersos entre ambos horizontes, siendo menores en los horizontes estructurados de las parcelas Tla-2 y Tla-3, mientras que para Tla-1(E) este parámetro resultó mayor con respecto a todas las demás muestras. Adicionalmente, para los suelos regados con A.R., se observó un mayor contenido de humedad en macroporos (correspondientes a tensiones de $pF < 0.78$ o radios equivalentes de poro $r > 250 \mu m$, ver ecuación 74), así como valores mayores de θ_s , con respecto a las muestras bajo riego de temporal, salvo para la muestra de Tla-2(E).

En todas las muestras excepto ST-1(A) y Tla-3(A), se observaron una o varias pérdidas ligeras de tensión matricial para contenidos elevados de humedad, lo cual se refleja en las gráficas de las CRH como un comportamiento en ‘zigzag’ en el cual el contenido de humedad se mantiene constante o disminuye muy poco. Esto se atribuye al acceso discontinuo de aire y a esfuerzos de deformación presentes en las arcillas al perder humedad, que afectan el contacto de los tensiómetros con el suelo. Por otro lado, la expansión-contracción en el proceso de secado de las arcillas se nota en bajos contenidos de humedad con la formación de grietas que pueden provocar una pérdida de contacto con los tensiómetros (UMS, 2018; van Passen et al., 2018), a pesar de que este fenómeno se presentó en varias muestras, su efecto no se observó en las mediciones obtenidas.

Por su parte, en las gráficas de la conductividad hidráulica $K(\theta)$, se observaron los siguientes comportamientos:

Para las muestras bajo riego de temporal, en los horizontes arados se presentaron valores entre 0.52 y 7.76×10^{-3} cm/d para la región de mesoporos (con θ que van de 56.0 a 26.0 %_{vol}), y valores entre 0.19 y 2.13×10^{-5} cm/d para la región de microporos que conforman el almacenamiento del ADP (con θ entre 42.0 y 16.4 %_{vol}, comparar con los resultados de la sección propiedades de retención de humedad de los suelos, para los contenidos de humedad retenida, figuras 28 y 29). En general, el comportamiento de estas gráficas mostró la presencia de máximos y mínimos locales (comportamiento en ‘zigzag’ de la $K(\theta)$) conforme la humedad volumétrica disminuyó hasta valores de 10^{-1} cm/d, en donde ocurre una disminución continua. En la región de mesoporos la disminución de la conductividad fue menor a un orden de magnitud, salvo para la muestra ST-2(A), en donde fue de 2 órdenes, mientras que en la región de ADP la disminución fue, en promedio, de 3 órdenes de magnitud. Por su parte, en los horizontes estructurados se observaron valores entre 0.43 y 1.23×10^{-2} cm/d para la región de mesoporos (con θ entre 53 y 26.5 %_{vol}), y valores entre 3.80×10^{-2} y 2.09×10^{-5} cm/d para la región de ADP (con θ entre 33 y 17.9 %_{vol}). Para estas muestras, los valores obtenidos para la conductividad hidráulica decaen de manera continua y destaca el hecho de que los valores de ST-2(E) y ST-3(E) decaen con una pendiente similar para θ entre 28 y 37 %_{vol}. La disminución total de $K(\theta)$ registrada abarcó 4 órdenes de magnitud para estas muestras.

Para las muestras bajo riego con A.R., en los horizontes arados $K(\theta)$ presentó valores entre 0.26 y 1.02×10^{-3} cm/d para la región de mesoporos (con θ entre 58 y 29.5 %_{vol}), y valores entre 5.89×10^{-3} y 2.88×10^{-5} cm/d para la región de ADP (con θ entre 38.5 y 17.2 %_{vol}). Las cuatro series de datos presentaron una disminución continua, aproximadamente con la misma pendiente, excepto en la parte inicial de Tla-2(A) y Tla-3(A), donde ocurrió un aumento en la conductividad hidráulica con la disminución de θ , así como en la parte final de los datos para Tla-3(A), donde volvió a presentarse un comportamiento similar. Mientras que en los horizontes estructurados se presentaron valores entre 1.07 y 7.59×10^{-4} cm/d para la región de mesoporos (con θ entre 61.0 y 36.8 %_{vol}), y valores entre 1.82×10^{-3} y 2.40×10^{-5} cm/d para la región de ADP (con θ entre 29.5 y 23.0 %_{vol}). Las series de datos para Tla-1(A) y Ula-1(A) presentan una disminución continua, mientras que la muestra Tla-2(E), inició con una disminución en $K(\theta)$, para luego presentar máximos y mínimos locales entre θ de 52.2 y 47.9 %_{vol}, posterior a esto ocurrió una disminución continua. Por su parte, la muestra Tla-3(A) inició con un aumento en $K(\theta)$ entre θ de 45.8 y 45.5 %_{vol}, para luego disminuir hasta θ de 43.6 %_{vol}, luego aumentar hasta 40.9 %_{vol} y volver a disminuir con presencia de máximos y mínimos locales a partir de este valor de humedad. Este comportamiento puede deberse a que, para esta muestra se presentó pérdida en la obtención de algunos datos por fallas en la implementación del experimento (cortes de energía eléctrica y descompostura temporal del equipo de cómputo que recolectó los datos), por lo que es muy probable que esta gráfica sea espuria. Finalmente, se observa que la conductividad hidráulica en ambos tipos de horizontes tuvo una disminución total de cuatro órdenes de magnitud.

Considerando las $K(\theta)$ de todas las muestras, se observa que las correspondientes a los horizontes arados bajo riego de temporal, presentan valores altos para contenidos de humedad propios de su mesoporosidad que luego decaen de manera continua, hasta ser similares a los valores para contenidos de humedad bajos en las demás muestras para distintos horizontes y tipos de riego. Este comportamiento podría deberse al área superficial textural de estos suelos que impide que el agua residual se mueva a velocidades fuera del orden de 10^{-5} cm/d.

Por otro lado, la mayor tasa de disminución, en promedio para la $K(\theta)$, se presentó en los horizontes estructurados bajo riego con A.R., seguida de la observada en los horizontes estructurados bajo riego de temporal, le siguió la de los horizontes arados bajo riego con A.R. y finalmente la menor tasa corresponde a los arados bajo riego de temporal. Esto podría indicar que el riego con agua residual promueve una menor conductividad hidráulica no saturada del suelo, lo que provocaría un mayor tiempo de contacto entre el agua que se infiltra y la matriz del suelo, dando como resultado una mayor remoción de contaminantes que pudieran ser transportados en el flujo, lo cual se suma a un efecto análogo en los horizontes estructurados, que en suma implicarían una mejora en la calidad del agua que percola a los mantos freáticos. Por otra parte, el arado de los suelos genera caminos preferenciales verticales para el flujo de agua en este tipo de horizontes (Ap), al promover la macro y mesoporosidad, ralentizando la disminución de la conductividad hidráulica con la pérdida de humedad del suelo, $\frac{\Delta K(\theta)}{\Delta \theta}$.

5.3.2 Consideraciones para la implementación los ajustes de retención-conductividad.

En cuanto a los ajustes de los esquemas de retención-conductividad incluidos en HYPROP-FIT, los criterios seguidos para su selección, acorde a los datos evaluados, fueron los siguientes:

1. Que los esquemas ajustaran gráficamente a la mayor cantidad de los valores evaluados, incluyendo el dato asociado al punto de pérdida de succión del tensiómetro superior.
2. Que, a partir de ese punto, la gráfica de la CRH disminuyera de forma físicamente consistente (sin curvaturas pronunciadas) hasta valores de humedad residual cercanos a 0 % en $pF = 6.8$.

Si algún ajuste no satisfacía dichas condiciones, se descartaba su utilización, lo que ocurrió en el caso de los esquemas Kosugi-Mualem simple (Kos) y su tipo bimodal (Kos-BIM) para la mayoría de las muestras analizadas, ya que los contenidos de humedad residual resultaron demasiado elevados (θ entre 18 y 40 %_{vol} con valor promedio de 25 %_{vol}, para pF de 6.8).

3. Que los valores de los $RMSE$ para las funciones de retención y de conductividad evaluadas fueran de $RMSE_h \leq 0.0100$ y $RMSE_{\log K} \leq 0.3300$, respectivamente.

Nótese que, debido a la ponderación realizada sobre las series de datos, se prioriza al conjunto de valores de la CRH, por lo que $RMSE_h$ es el parámetro estadístico que indica la bondad del ajuste y $RMSE_{\log K}$ se toma como indicativo cualitativo del ajuste entre las funciones de conductividad de cada esquema utilizado.

4. Obtener un valor absoluto del criterio $AICc$ lo más grande posible, considerando la media de los valores del resto de los ajustes llevados a cabo.
5. En caso de obtener ajustes ‘buenos’ sobre una misma muestra con valores muy cercanos para los tres criterios de los puntos 3 y 4, revisar la matriz de correlación entre parámetros individuales para descartar un posible sobreajuste computacional, el cual se infiere por la existencia de valores de correlación mayores a 0.95 entre varios de los parámetros.

Con base en lo anterior, se realizaron 256 ajustes, 16 para cada muestra analizada, iniciando por los esquemas de retención-conductividad básicos: Brooks y Corey-Burdine (BC), Kosugi-Mualem (Kos), van Genuchten-Mualem con restricción para m , (vGr), y sin restricción para m (vGm) y Fredlund y Xing (FX), para después continuar con las versiones más complejas: Peters-Durner-Iden (PDI), bimodales (BIM) y su combinación PDI-BIM, disponibles en el software evaluador. Es importante notar que cada uno de los ajustes tiene un comportamiento diferente y una versión PDI, BIM o PDI BIM basada en el mismo esquema básico puede arrojar ajustes muy diferentes, por lo que se debió realizar cada uno de ellos para investigar el comportamiento de las muestras estudiadas.

Es importante destacar que, una vez realizados todos los ajustes, se decidió no tomar en cuenta los resultados para Brooks y Corey-Burdine (BC), ya que este esquema arroja curvas discontinuas en el punto de ingreso de aire al suelo para las CRH y $K(\theta)$, lo cual impide obtener las DTP de las muestras analizadas; sin embargo, este esquema sigue siendo válido siempre y cuando no se requiera satisfacer la continuidad de los datos en el punto de ingreso de aire, lo cual queda a criterio del investigador que realice los ajustes en equipos experimentales como HYPROP-FIT (Pertassek et al., 2015) o programas modeladores como SWRC fit (Seki, 2007) o HYDRUS-1D (Rassam et al., 2018).

5.3.3 Resultados de ajustes y parámetros estadísticos.

A continuación, se muestran los tres mejores ajustes obtenidos para las muestras analizadas, junto con sus valores de $RMSE_h$, $RMSE_{\log K}$ y $AICc$ para cada uno de ellos. Adicionalmente, se incluye el valor promedio del criterio de Akaike, \overline{AICc} considerando el resto de los ajustes para cada caso. La tabla 7 agrupa los valores anteriormente citados para las muestras bajo riego de temporal, mientras que la tabla 8 los correspondientes a las muestras bajo riego con A.R. por 90 años.

- **Suelos bajo riego de temporal.**

Tabla 7. Mejores ajustes para las muestras de suelos de riego de temporal y sus parámetros estadísticos. Tipos de ajustes básicos: Kosugi-Mualem (Kos), van Genuchten-Mualem (con restricción para m , vGr), van Genuchten sin restricción para m (vGm) y Fredlund y Xing (FX), ajustes complejos: Peters-Durner-Iden (PDI), de estructura bimodal (BIM) y su combinación (PDI BIM). Parámetros estadísticos: $RMSE_h$ y $RMSE_{\log K}$ son los errores cuadráticos medios de la CRH y de los logaritmos de la conductividad, $AICc$ criterio corregido de Akaike y \overline{AICc} valor promedio de los criterios corregidos de Akaike para cada muestra.

Clave columna	Ajuste	$RMSE_h$	$RMSE_{\log K}$	$AICc$	\overline{AICc}
ST-1(A)	1°- vGm -PDI	0.0019	0.1993	-2087	-2005
	2°- FX-PDI	0.0021	0.2029	-2079	
	3°- vGr -PDI	0.0031	0.3258	-1898	
ST-1(E)	1°- vGm -BIM	0.0033	0.0817	-1352	-1310
	2°- vGr -PDI BIM	0.0036	0.1089	-1329	
	3°- vGm -PDI BIM	0.0035	0.0797	-1342	
ST-2(A)	1°- vGm -PDI	0.0075	0.3284	-1343	-1313
	2°- vGm -PDI BIM	0.0074	0.3058	-1345	
	3°- Kos-PDI BIM	0.0074	0.3137	-1346	
ST-2(E)	1°- vGr -PDI BIM	0.0010	0.0399	-1745	-1618
	2°- FX-PDI BIM	0.0010	0.0394	-1733	
	3°- Kos-PDI BIM	0.0011	0.0370	-1737	
ST-3(A)	1°- vGr -PDI	0.0021	0.1391	-1675	-1609
	2°- vGr -PDI BIM	0.0021	0.1217	-1698	
	3°- FX-PDI	0.0021	0.1397	-1675	
ST-3(E)	1°- vGm -PDI BIM	0.0010	0.0246	-1714	-1572
	2°- vGr -PDI BIM	0.0013	0.0254	-1668	
	3°- FX-PDI BIM	0.0010	0.0228	-1732	
VG-1(A)	1°- vGr -BIM	0.0023	0.0888	-1285	-1264
	2°- FX-PDI BIM	0.0022	0.0370	-1310	
	3°- Kos-PDI BIM	0.0022	0.0782	-1293	
VG-1(E)	1°- vGr -PDI BIM	0.0015	0.0494	-1502	-1428
	2°- FX-PDI BIM	0.0014	0.0596	-1496	
	3°- Kos-BIM	0.0019	0.0471	-1454	

- Suelos bajo riego con A.R. por 90 años.

Tabla 8. Mejores ajustes para las muestras de suelos con riego de A.R. por 90 años y sus parámetros estadísticos. Las abreviaturas de los tipos de ajuste y de los parámetros se explican en la tabla 7.

Clave columna	Ajuste	$RMSE_h$	$RMSE_{\log K}$	$AICc$	\overline{AICc}
Tla-1(A)	1°- vGr-PDI BIM	0.0046	0.0330	-1256	-1219
	2°- vGm-PDI	0.0048	0.0323	-1251	
	3°- vGr-PDI	0.0049	0.0328	-1247	
Tla-1(E)	1°- vGr-PDI BIM	0.0030	0.0799	-1268	-1214
	2°- FX-PDI BIM	0.0029	0.0889	-1260	
	3°- vGm-PDI BIM	0.0028	0.0734	-1273	
Tla-2(A)	1°- vGr-PDI	0.0027	0.1080	-1432	-1441
	2°- FX	0.0021	0.1582	-1401	
	3°- vGr-PDI BIM	0.0021	0.1056	-1456	
Tla-2(E)	1°- vGr-PDI BIM	0.0051	0.2155	-1946	-1921
	2°- FX	0.0058	0.2134	-1933	
	3°- vGm-PDI BIM	0.0049	0.2159	-1945	
Tla-3(A)	1°- vGr-PDI	0.0067	0.0773	-1351	-1360
	2°- FX	0.0055	0.1944	-1360	
	3°- vGm-PDI	0.0064	0.0892	-1358	
Tla-3(E)	1°- vGr	0.0058	0.2780	-1873	-1858
	2°- vGm	0.0054	0.2824	-1875	
	3°- vGr-BIM	0.0058	0.2780	-1866	
Ula-1(A)	1°- vGm	0.0057	0.1879	-1275	-1264
	2°- vGr-BIM	0.0054	0.2024	-1277	
	3°- FX	0.0060	0.1914	-1264	
Ula-1(E)	1°- vGr-PDI BIM	0.0057	0.0470	-1318	-1278
	2°- vGm	0.0055	0.2912	-1264	
	3°- vGr	0.0069	0.2993	-1299	

Los ajustes resumidos en las tablas 7 y 8 van ordenados para permitir su rápida identificación en el resto de este trabajo, por ejemplo el ajuste 3° de Tla-1(A) es de tipo van Genuchten-Mualem con restricción para el parámetro m , con esquema PDI, es decir, vGr-PDI.

5.3.4 Relaciones funcionales y parámetros de los modelos ajustados para cada muestra.

En esta sección se presentan las gráficas para los resultados de las CRH, $\theta(h)$, y las relaciones $K(\theta)$ para cada muestra (figuras 20 a 27), así como las tablas de valores para los parámetros de ajuste (tablas 9 a 12). Primero se muestran las gráficas de los ajustes correspondientes a las columnas provenientes de las localidades bajo riego de temporal: Santiago Tezontlale (ST) y Vicente Guerrero

(VG), y en segundo lugar las gráficas de los ajustes que corresponden a las columnas provenientes de las localidades bajo riego con A.R. por 90 años: Tlahuelilpan (Tla) y Ulapa (Ula).

5.3.4.1 Resultados gráficos de los ajustes para la CRH y la relación $K(\theta)$.

- Gráficas de ajustes para suelos bajo riego de temporal.

Santiago Tezontlale, horizontes del perfil 1.

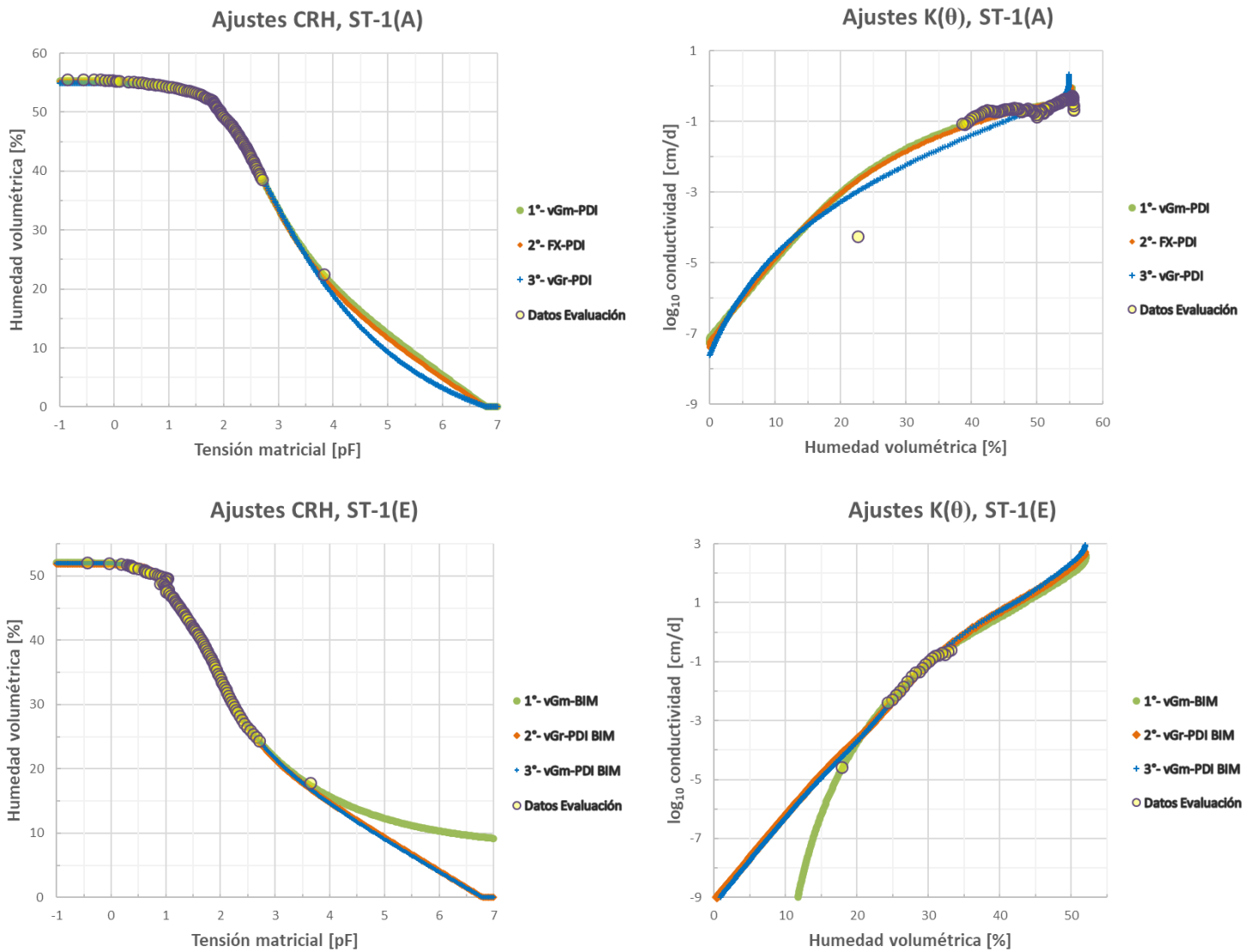


Figura 20. Ajustes para la CRH (lado izquierdo) y la relación $K(\theta)$ (lado derecho) para los dos horizontes muestreados en la parcela 1 de Santiago Tezontlale. Arriba: Horizonte arado (0-10 cm de profundidad). Abajo: Horizonte estructurado (profundidad 30-40 cm).

Santiago Tezontlale, horizontes del perfil 2.

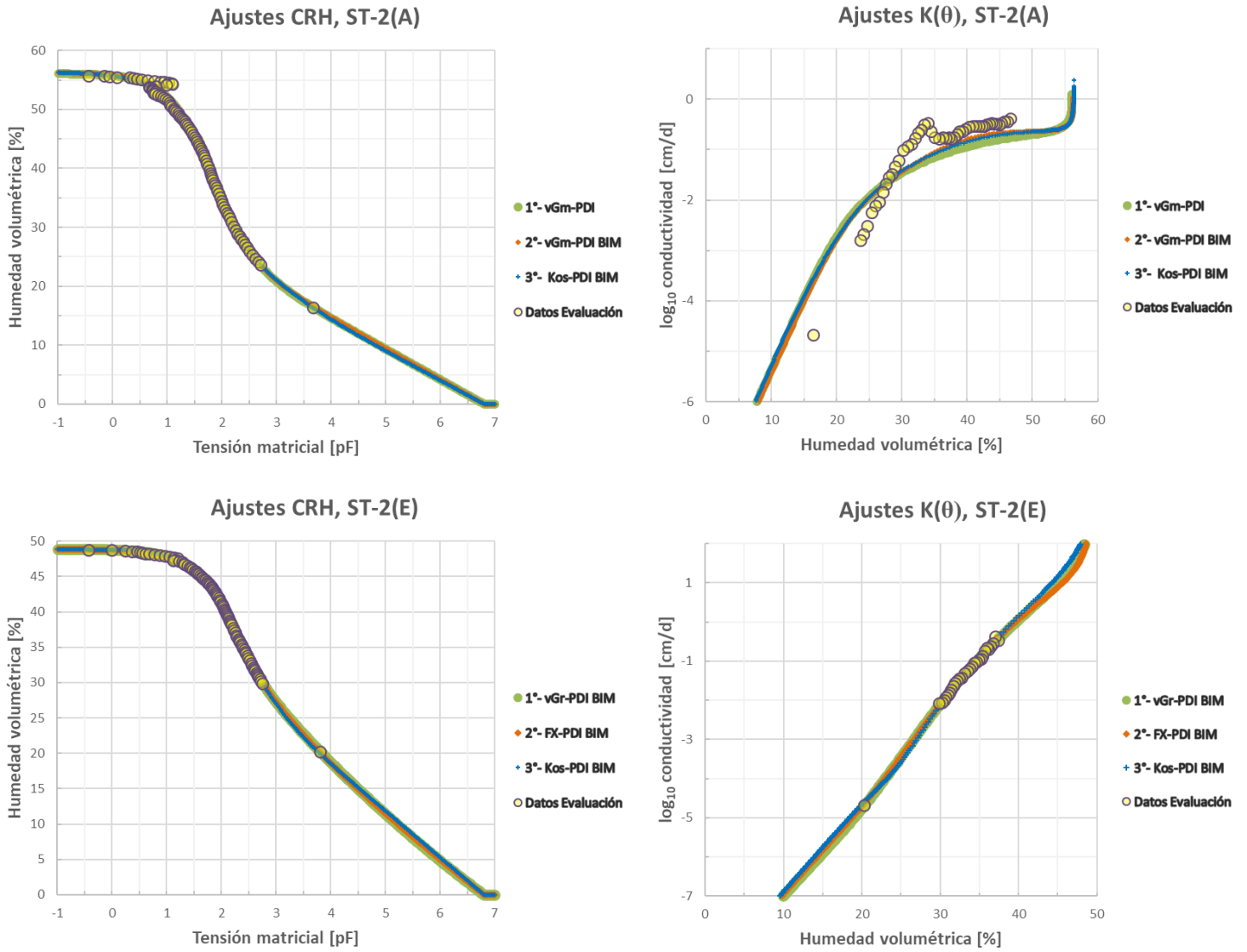


Figura 21. Ajustes para la CRH (lado izq.) y la relación $K(\theta)$ (lado der.) para los dos horizontes muestreados en la parcela 2 de Santiago Tezontlale. Arriba: horizonte arado. Abajo: horizonte estructurado.

Santiago Tezontlale, horizontes del perfil 3.

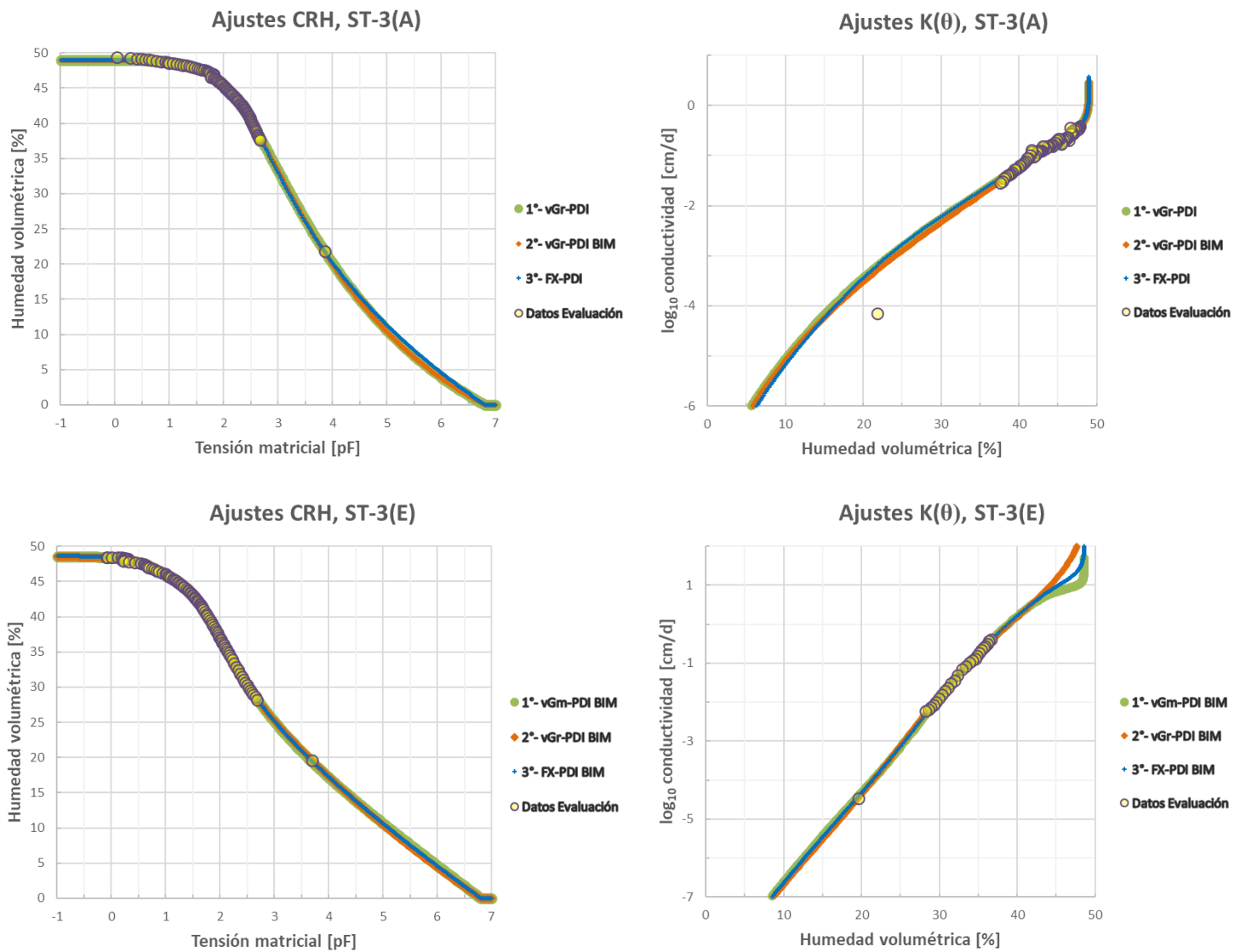


Figura 22. Ajustes para la CRH (lado izq.) y la relación $K(\theta)$ (lado der.) para los dos horizontes muestreados en la parcela 3 de Santiago Tezontlale. Arriba: horizonte arado. Abajo: horizonte estructurado.

Vicente Guerrero, horizontes del perfil 1.

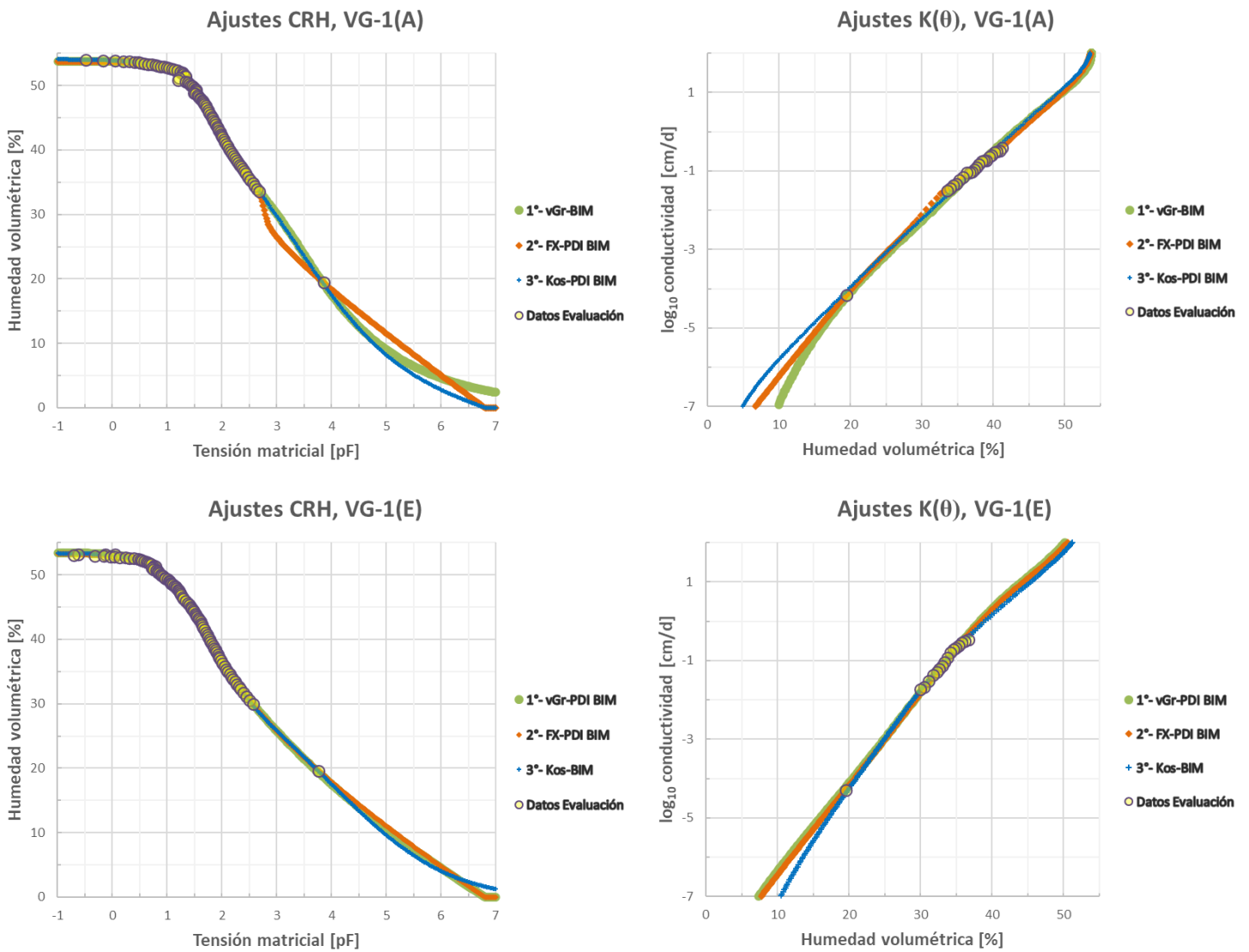


Figura 23. Ajustes para la CRH (lado izq.) y la relación $K(\theta)$ (lado der.) para los dos horizontes muestreados en la parcela 1 de Vicente Guerrero. Arriba: horizonte arado. Abajo: horizonte estructurado.

- Gráficas de ajustes para suelos bajo riego con A.R. por 90 años.

Tlahuelilpan, horizontes del perfil 1.

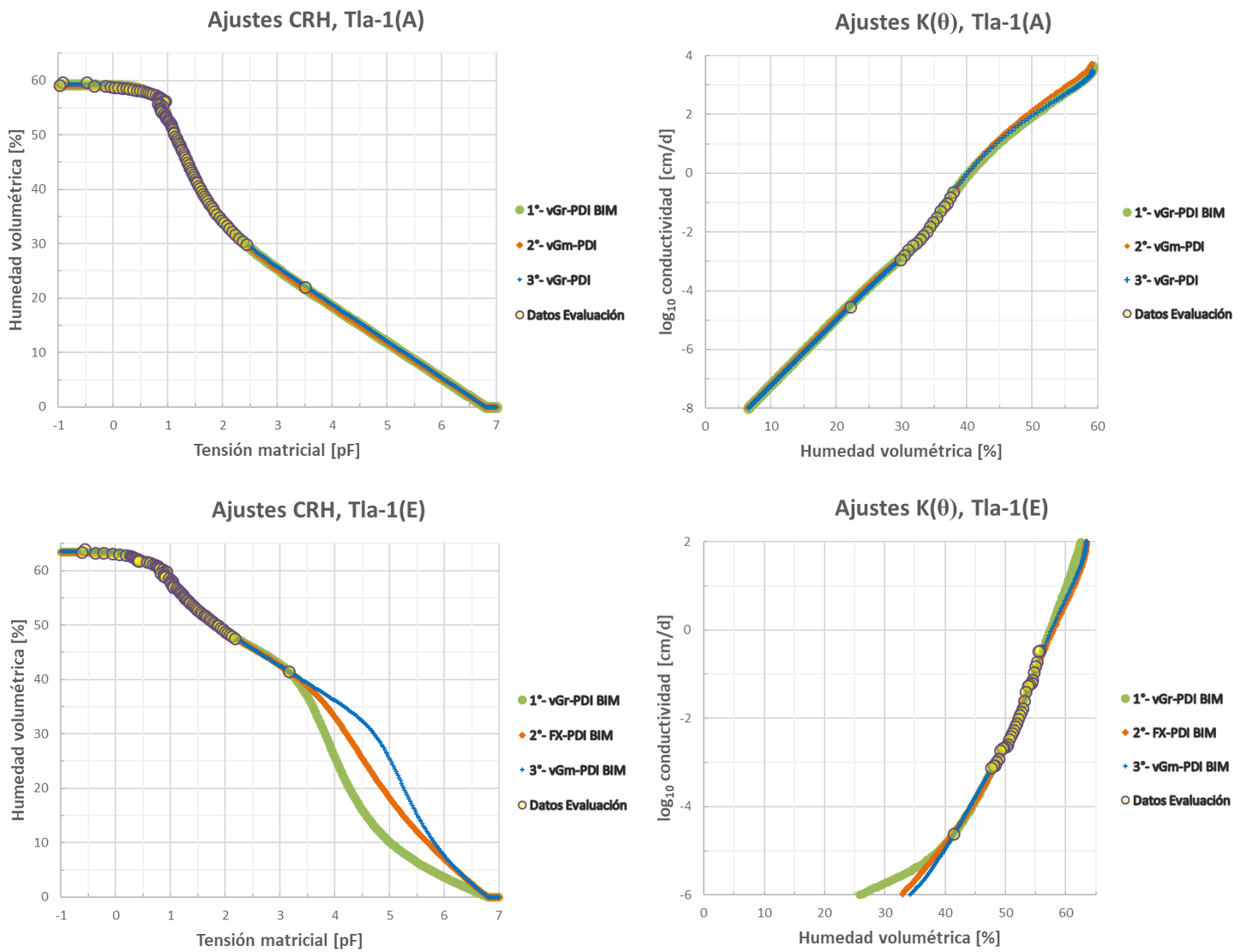


Figura 24. Ajustes para la CRH (lado izq.) y la relación $K(\theta)$ (lado der.) para los dos horizontes muestreados en la parcela 1 de Tlahuelilpan. Arriba: horizonte arado. Abajo: horizonte estructurado.

Tlahuelilpan, horizontes del perfil 2.

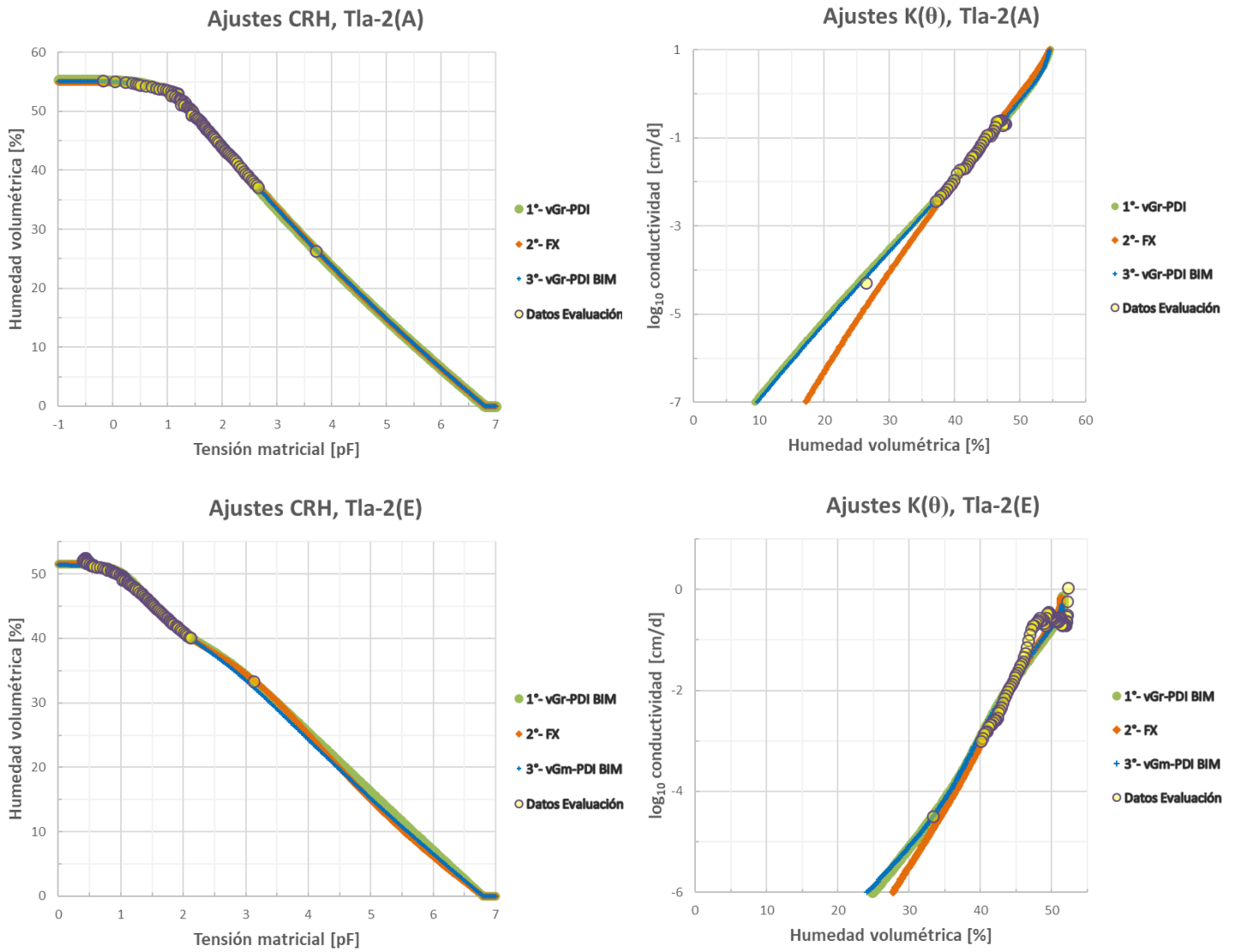


Figura 25. Ajustes para la CRH (lado izq.) y la relación $K(\theta)$ (lado der.) para los dos horizontes muestreados en la parcela 2 de Tlahuelilpan. Arriba: horizonte arado. Abajo: horizonte estructurado.

Tlahuelilpan, horizontes del perfil 3.

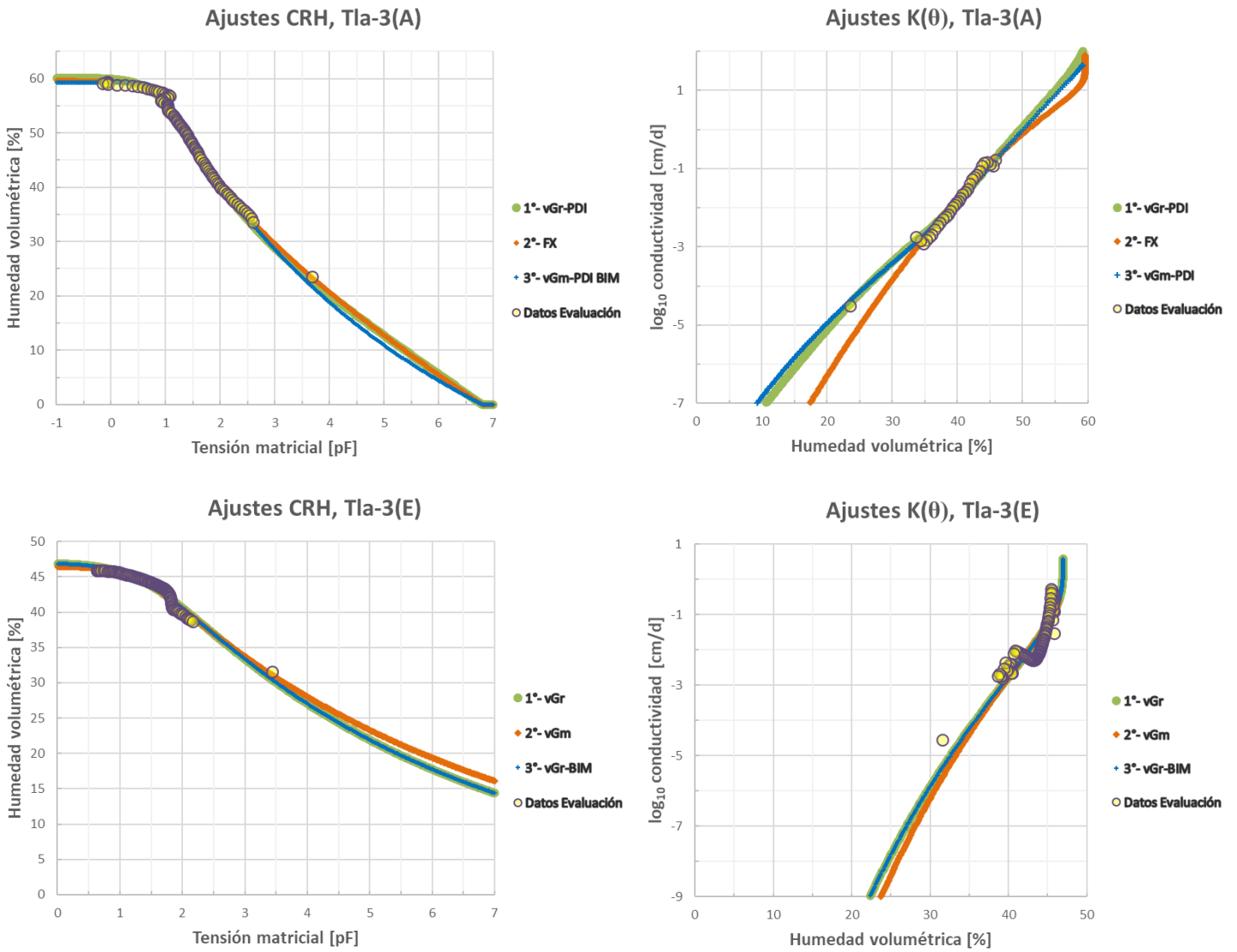


Figura 26. Ajustes para la CRH (lado izq.) y la relación $K(\theta)$ (lado der.) para los dos horizontes muestreados en la parcela 3 de Tlahuelilpan. Arriba: horizonte arado. Abajo: horizonte estructurado.

Ulapa, horizontes del perfil 1.

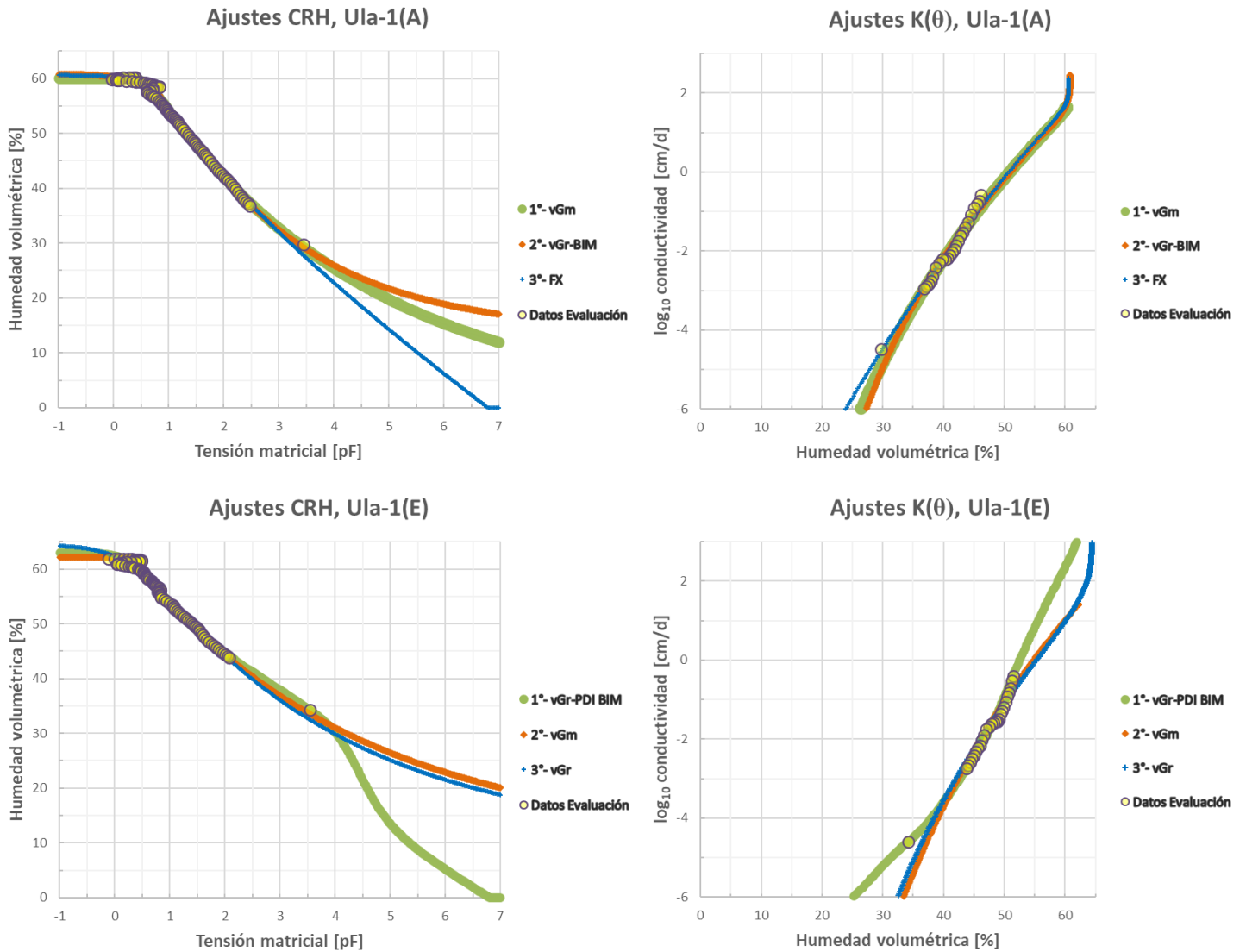


Figura 27. Ajustes para la CRH (lado izq.) y la relación $K(\theta)$ (lado der.) para los dos horizontes muestreados en la parcela 1 de Ulapa. Arriba: horizonte arado. Abajo: horizonte estructurado.

5.3.4.2 Parámetros de los ajustes de retención y conductividad.

A continuación, se enlistan los valores obtenidos para los parámetros de cada uno de los tres mejores ajustes de retención-conductividad, resultado de la evaluación de las muestras estudiadas (ver tablas 7 y 8). Se presentan 4 tablas (9 a 12), correspondientes a las muestras de horizontes arados y estructurados bajo riego de temporal y con A.R. Los parámetros mostrados corresponden a los listados en la tabla 1. Nótese que cuando se presentan ajustes que involucran al modelo de Fredlund y Xing simple (FX), el parámetro de tensión matricial residual h_r [cm], se enlistan en la columna correspondiente a la humedad residual θ_r , aplicable para el resto de los modelos; esto se llevó a cabo para evitar incluir una columna extra que dificultara la lectura de datos.

Tabla 9. Parámetros de ajuste para los esquemas de retención-conductividad seleccionados para caracterizar cada muestra correspondiente a horizontes arados (prof. 0-10 cm) bajo riego de temporal (ST y VG).

Clave columna	Ajuste	θ_S [%vol]	θ_r [%vol]	α [cm ⁻¹]	n [-]	m [-]	h_m [cm]	σ [-]	α_2 [cm ⁻¹]	n_2 [-]	m_2 [-]	h_{m2} [cm]	σ_2 [-]	w_2 [-]	K_S [cm/d]	τ [-]	ω [-]
ST-1(A)	vGm-PDI	55.3	29.5	0.00412	1.013	0.679	-	-	-	-	-	-	-	-	3.19	0.5	0.1
	FX-PDI	55.2	23.8	0.00518	1.01	1.0	-	-	-	-	-	-	-	-	3.49	0.718	9.99E-2
	vGr-PDI	54.9	0.0	0.00744	1.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.49	0.5	0.1
ST-2(A)	vGm-PDI	56.1	26.2	0.0182	1.117	1	-	-	-	-	-	-	-	-	2.15	5	0.1
	vGm-PDI BIM	56.2	26.7	0.0198	1.09	1	-	-	0.0198	14.956	0.326	-	-	0.026	2.26	4.998	9.98E-2
	Kos-PDI BIM	56.4	25.4	-	-	-	51	2.637	-	-	-	51	1.084	0.575	2.33	5	0.1
ST-3(A)	vGr-PDI	49.0	3.4	0.00622	1.169	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.65	0.5	5.07E-2
	vGr-PDI BIM	49.0	0.0	0.00613	15	-	-	-	0.00597	1.162	-	-	-	1	3.99	0.5	3.54E-2
	FX-PDI	49.0	8.5	0.00685	1.092	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	7.08	0.5	3.07E-2
VG-1(A)	vGr-BIM	53.7	0.0	0.0252	1.633	-	-	-	0.00074	1.286	-	-	-	0.565	99.5	0.5	-
	FX-PDI BIM	53.8	31.6	0.0289	1.454	0.879	-	-	0.00185	14.74	1	-	-	0.195	200.6	0.5	1.01E-3
	Kos-PDI BIM	54.1	14.2	-	-	-	2146	3.031	-	-	-	55	0.799	0.199	1182.8	0.5	4.27E-5

Tabla 10. Parámetros de ajuste para los esquemas de retención-conductividad seleccionados para caracterizar cada muestra correspondiente a horizontes estructurados (prof. 30-40 cm) bajo riego de temporal (ST y VG).

Clave columna	Ajuste	θ_s [%vol]	θ_r [%vol]	α [cm ⁻¹]	n [-]	m [-]	h_m [cm]	σ [-]	α_2 [cm ⁻¹]	n_2 [-]	m_2 [-]	h_{m2} [cm]	σ_2 [-]	w_2 [-]	K_S [cm/d]	τ [-]	ω [-]
ST-1(E)	vGm-BIM	52.0	7.6	0.018	7.475	0.032	-	-	0.0693	1.79	0.558	-	-	0.384	369.6	0.5	-
	vGr-PDI BIM	51.8	30.3	0.1143	2.802	-	-	-	0.0174	1.765	-	-	-	0.744	513.3	0.5	9.2E-4
	vGm-PDI BIM	52.0	27.9	0.0185	5.997	0.087	-	-	0.0746	1.95	0.81	-	-	0.435	900.2	0.5	2.03E-4
ST-2(E)	vGr-PDI BIM	48.9	0.0	0.0313	1.042	-	-	-	0.00806	2.238	-	-	-	0.08	10000	4.028	3.78E-6
	FX-PDI BIM	48.9	28.7	0.0217	1.01	1	-	-	0.0102	3.331	0.16	-	-	0.645	8032.5	0.714	3.07E-6
	Kos-PDI BIM	48.8	31.2	-	-	-	115	0.386	-	-	-	143	1.704	0.89	450.4	0.5	1.94E-5
ST-3(E)	vGm-PDI BIM	48.6	34.5	0.0196	2.879	0.159	-	-	0.2338	1.01	0.028	-	-	0.2	220.2	0.534	5.79E-3
	vGr-PDI BIM	48.6	4.7	0.0111	2.345	-	-	-	0.0799	1.062	-	-	-	0.925	10000	2.351	1.8E-5
	FX-PDI BIM	48.6	27.4	0.0209	2.178	0.033	-	-	0.2641	1.011	0.041	-	-	0.098	2903.7	1.084	4.79E-4
VG-1(E)	vGr-PDI BIM	53.4	27.4	0.1161	1.202	-	-	-	0.0175	4.116	-	-	-	0.086	6042.5	0.5	1.24E-4
	FX-PDI BIM	53.5	25.9	0.1429	1.313	0.018	-	-	0.0245	5.082	0.01	-	-	0.278	2048.7	0.5	5.01E-4
	Kos-BIM	53.4	0.0	-	-	-	48	1.473	-	-	-	10000	3.835	0.675	8117.3	0.5	-

Tabla 11. Parámetros de ajuste para los esquemas de retención-conductividad seleccionados para caracterizar cada muestra correspondiente a horizontes arados (prof. 0-10 cm) bajo riego con A.R. por 90 años (Tla y Ula). * Tensión matricial correspondiente al contenido de humedad residual para el modelo FX.

Clave columna	Ajuste	θ_s [%vol]	θ_r [%vol]	α [cm ⁻¹]	n [-]	m [-]	α_2 [cm ⁻¹]	n_2 [-]	w_2 [-]	K_s [cm/d]	τ [-]	ω [-]
Tla-1(A)	vGr-PDI BIM	59.2	38.4	0.089	1.952	-	0.104	15	0.067	4159.3	1.453	4.5E-5
	vGm-PDI	59.2	38.4	0.1142	2.512	0.333	-	-	-	5172.6	1.825	4.14E-5
	vGr-PDI	59.3	38.8	0.0924	2.089	-	-	-	-	3145.2	0.987	4.97E-5
Tla-2(A)	vGr-PDI	55.4	40.0	0.0787	1.155	-	-	-	-	269.9	0.5	2.32E-3
	FX	55.0	127.835 [cm]*	0.073	1.863	0.128	-	-	-	106.1	0.5	-
	vGr-PDI BIM	55.1	36.4	0.0855	15	-	0.0855	1.106	1	559.6	0.5	1.11E-3
Tla-3(A)	vGr-PDI	60.1	40.0	0.0994	1.439	-	-	-	-	485.2	1.982	5.44E-4
	FX	59.6	26.567 [cm]*	0.1016	2.643	0.14	-	-	-	395.8	0.5	-
	vGm-PDI	59.2	10.0	0.1588	5.609	0.02	-	-	-	43.6	5	1.03E-2
Ula-1(A)	vGm	60.1	0.0	0.2616	3.997	0.027	-	-	-	44.5	0.739	-
	vGr-BIM	60.8	13.5	0.1151	1.182	-	0.1255	15	0.048	419.6	0.5	-
	FX	60.6	19.295 [cm]*	0.2029	2.615	0.1	-	-	-	1188.4	1.537	-

Tabla 12. Parámetros de ajuste para los esquemas de retención-conductividad seleccionados para caracterizar cada muestra correspondiente a horizontes estructurados (prof. 30-40 cm) bajo riego con A.R. por 90 años (T1a y U1a). *Tensión matricial correspondiente al contenido de humedad residual para el modelo FX.

Clave columna	Ajuste	θ_s [%vol]	θ_r [%vol]	α [cm ⁻¹]	n [-]	m [-]	α_2 [cm ⁻¹]	n_2 [-]	m_2 [-]	w_2 [-]	K_s [cm/d]	τ [-]	ω [-]
T1a-1(E)	vGr-PDI-BIM	63.3	36.3	0.00002	4.282	-	0.1731	2.009	-	0.277	158.2	5	5.07E-4
	FX-PDI-BIM	63.4	29.4	0.0013	1.201	0.21	0.162	1.748	1	0.14	96.5	5	4.93E-4
	vGm-PDI-BIM	63.5	36.6	0.1137	1.609	1	0.00001	1.983	0.376	0.704	145.2	0.5	3.32E-4
T1a-2(E)	vGr-PDI-BIM	51.6	0.0	0.0529	2.294	-	0.00415	1.01	-	0.976	6.69	0.5	2.13E-3
	FX	51.4	468.916 [cm]*	0.0763	2.663	0.123	-	-	-	-	1.1	0.5	-
	vGm-PDI-BIM	51.5	0.0	0.0791	2.748	0.196	0.00077	1.015	0.074	0.834	0.572	5	4.81E-2
T1a-3(E)	vGr	47	0.0	0.0415	1.092	-	-	-	-	-	10.3	0.5	-
	vGm	46.4	0.0	0.0536	1.718	0.047	-	-	-	-	0.362	0.5	-
	vGr-BIM	47.0	0.0	0.0415	1.092	-	0.0415	1.092	-	0.61	10.3	0.5	-
U1a-1(E)	vGr-PDI-BIM	63.0	40.0	0.00005	2.161	-	0.3404	1.791	-	0.399	5185.8	5	9.07E-5
	vGm	62.1	10.0	0.5	10.662	0.01	-	-	-	-	25.9	0.5	-
	vGr	64.6	10.0	0.5	1.118	-	-	-	-	-	2567.5	0.5	-

Los principales resultados para los ajustes de los modelos de retención–conductividad sobre las muestras analizadas (tablas 9 a 12), dan preferencia a los esquemas derivados del modelo de van Genuchten, siendo el ajuste sin restricción sobre m (vGm) el elegido en 4 de los 6 perfiles provenientes de Santiago Tezontlale y en el horizonte arado de Ulapa. Mientras que, el esquema de van Genuchten-Mualem (vGr) fue el elegido para los suelos de Tlahuelilpan y Vicente Guerrero, así como para las muestras ST-2(E), ST-3(A) y Ula-1(E). La mayoría de los modelos seleccionados son del tipo bimodal con corrección PDI, que se eligieron para una muestra de horizonte arado (Tla-1(A)) y 6 estructurados (ST-2(E), ST-3(E), VG-1(E), Tla-1(E), Tla-2(E) y Ula-1(E)). Cinco modelos son de tipo PDI y corresponden a horizontes arados (ST-1(A), ST-2(A), ST-3(A), Tla-2(A) y Tla-3(A)). Dos modelos son bimodales (ST-1(E) y VG-1(A)) y dos modelos son sencillos (Tla-3(E) y Ula-1(A)).

5.3.4.3 Análisis de resultados para los ajustes de retención–conductividad.

A continuación se presenta el análisis de los resultados principales de los ajustes de retención–conductividad para cada conjunto de datos mostrados en las tablas 9 a 12.

- Para los horizontes arados bajo riego de temporal (tabla 9), se observa que las tres muestras de ST quedan mejor descritos por esquemas tipo van Genuchten PDI y para VG-1(A) por un esquema de van Genuchten bimodal. En el caso de ST-1(A) los valores del mejor ajuste (vGm-PDI) para α , n y m indican una CRH amplia con una caída inicial media en la zona de mesoporos. En cuanto a su θ_r , el valor máximo estimado resultó de 29.5 %_{vol}, que representaría hasta un $\omega = 10$ % de la conductividad hidráulica total, asociada al flujo en películas delgadas. La conectividad de poros es $\tau = 0.5$, lo que representa un contenido importante de agua en porosidad aislada o que se mueve a $K(\theta)$ baja, mientras que la $K(\theta)$ en mesoporos es alta ($\sim 10^{-1}$ cm/d) y luego decae cuatro órdenes de magnitud para la humedad de microporos con ADP.

Para ST-2(A), el 1er mejor ajuste (vGm-PDI) arroja valores de α , n y m que indican una CRH amplia pero con caída pronunciada en la región de mesoporos; el 3er mejor ajuste indica una tendencia a una DTP bimodal lognormal, con dos regiones, una de agua en capilares gruesos y otra distribuida entre capilares finos y adsorbida a las partículas de suelo, que se infiere por el contenido promedio de $\theta_r = 26.1$ %_{vol}, donde el 42.5 % de la humedad volumétrica total correspondería a la región de macro y mesoporos capilares y el resto a los microporos y al agua adsorbida. $\omega = 10$ % de la $K(\theta)$ total, cuyo valor es elevado para la zona de mesoporos ($\sim 10^{-0.5}$ cm/d), mientras que $\tau = 5.0$, lo que indica una conectividad entre poros capilares muy alta. Es importante notar que la región de humedad a saturación en las CRH es más extensa en los horizontes arados con respecto a los estructurados, salvo para la pareja de muestras provenientes del perfil ST-2.

En el caso de ST-3(A) los valores de α , n y m para los tres mejores ajustes son del mismo orden de los obtenidos para ST-1(A), por lo que se observa un comportamiento análogo en su CRH. El 2º mejor ajuste, a pesar de ser bimodal no indica una separación clara entre las porosidades, asignando un valor de $w_2 \sim 1.0$. $\theta_r < 9.0$ %_{vol}, asociado a una conductividad de películas delgadas de $\omega < 5.07$ % de la $K(\theta)$

total. De nueva cuenta la conectividad entre poros es baja, pues $\tau = 0.5$, lo que es idéntico al suelo de ST-1(A).

Para VG-1(A) hay una tendencia a una DTP bimodal, donde el 1er mejor ajuste (vGr-BIM) indica una porosidad gruesa conteniendo el 43.5 % de la humedad total y una porosidad fina con el 56.5 % restante. Se observa una CRH amplia con caída continua en meso y microporosidad asociada al ADP, de acuerdo a los valores de n y n_2 ; hay una tendencia a DTP individuales lognormales de acuerdo al 3er mejor ajuste. El contenido de θ_r no está bien determinado, y probablemente el valor de 31.6 %_{vol} para el 2° mejor ajuste esté sobreestimado, por lo que se puede esperar que $\theta_r < 14.2$ %_{vol}. La componente de flujo de agua en película delgada es tal que $\omega < 0.101$ %, $\tau = 0.5$ y como consecuencia $K(\theta)$ es menor a la observada en los suelos arados de Santiago Tezontlale.

- Para los horizontes estructurados bajo riego de temporal (tabla 10), en el caso de ST-1(E) los valores del mejor ajuste (vGm-BIM) para α , n y m indican una CRH amplia con una caída inicial pronunciada en la zona de mesoporos, que luego se suaviza hacia la zona de humedad residual. La DTP resulta bimodal, donde en promedio 47.9 % de la humedad total corresponde a la porosidad gruesa y 52.1 % a la fina. Los 2° (vGr-PDI BIM) y 3er (vGm-PDI BIM) mejores ajustes estiman que θ_r está entre 27.9 y 30.3 %_{vol}, valor elevado que indicaría un alto contenido de agua adsorbida, que en contraste representaría hasta un $\omega = 9.2E-2$ % de la conductividad hidráulica total asociada al flujo en películas delgadas. Adicionalmente, la conectividad de poros para los 3 mejores ajustes es $\tau = 0.5$, lo que representa un contenido importante de agua en porosidad aislada o que se mueve a $K(\theta)$ baja, mientras que la $K(\theta)$ en mesoporos es media (de 10^2 a 10^{-1} cm/d) y luego decae cuatro órdenes de magnitud para la humedad de microporos con ADP.

Para ST-2(E), el 1er mejor ajuste (vGr-PDI BIM) arroja valores de α , n y m que indican una CRH amplia pero con caída pronunciada en la región de mesoporos, para seguir con un decaimiento continuo casi lineal hasta $pF = 6.8$. Aunque los 3 mejores ajustes son de tipo PDI-BIM, no se obtuvieron intervalos concluyentes para el contenido absoluto de humedad en macroporos (w_1) y en microporos (w_2), y el valor de θ_r varía entre 28.7 y 31.2 %_{vol} para el 2° (FX-PDI BIM) y 3er (Kos-PDI BIM) mejores ajustes, lo que indica la existencia agua adsorbida sobre las paredes de los poros. $\omega = 1.94E-3$ % de la $K(\theta)$ total, y $\tau = 4.028$ para el 1er mejor ajuste, de 0.714 para el 2° mejor ajuste y de 0.5 para el 3°. Aunado a lo anterior, $K(\theta)$ decae 7 órdenes de magnitud en las regiones de meso y microporos hasta θ_{PMP} , de manera continua, lo que indica una conductividad baja y la existencia de capilares aislados que retienen humedad residual que podría moverse a velocidades muy bajas.

En el caso de ST-3(E) los valores de α y n para los tres mejores ajustes son del mismo orden de magnitud, los cuales muestran una CRH amplia con caída pronunciada en la región de mesoporos y que después se suaviza hasta la región de agua residual. Aunque los 3 mejores ajustes son de tipo PDI-BIM, no se obtuvieron intervalos concluyentes para el contenido absoluto de humedad en macroporos (w_1) y en microporos (w_2). El valor de θ_r varía entre 27.4 y 34.5 %_{vol}, para el 3er (FX-PDI BIM) y 1er (vGm-PDI BIM) mejores ajustes. La conductividad de películas delgadas es $\omega < 0.579$ % de la $K(\theta)$ total. El

promedio de la conectividad entre poros es de $\tau = 1.323$, valor medio-bajo. Se observa que $K(\theta)$ es similar a la de la muestra ST-2(E), por lo que se concluye que $K(\theta)$ es baja.

Para VG-1(E) hay una tendencia a una DTP bimodal, donde el 1er mejor ajuste (vGr-PDI BIM) indica una porosidad gruesa conteniendo el 91.4 % de la humedad total y una porosidad fina con el 8.6 % restante, mientras que para el 2º mejor ajuste (FX-PDI BIM) estos porcentajes varían a 72.2 y 27.8 %, respectivamente. Se observa una CRH amplia con caída pronunciada en mesoporosidad, y en microporosidad asociada al ADP, la caída continúa de manera cada vez menos pronunciada, de acuerdo a los valores de α, n y α_2, n_2 obtenidos por el 1º y 2º mejores ajustes. Es notorio que el 3er mejor ajuste (Kos-BIM) invierte los porcentajes de humedad para las porosidades gruesa (32.5 %) y fina (67.5 %). θ_r se encuentra entre 25.9 y 27.4 %_{vol}, lo que indica un contenido medio de agua adsorbida a las partículas del suelo. $\omega < 1.24E-2$ % y $\tau = 0.5$ por lo que $K(\theta)$ es baja, como ocurre en las muestras ST-2(E) y ST-3(E).

- Para los horizontes arados bajo riego con A.R. por 90 años (tabla 11), se observa que las tres muestras de Tla quedan mejor descritos por esquemas tipo vGr-PDI y Ula-1(A) por un ajuste vGm sencillo. En el caso de Tla-1(A) los valores del mejor ajuste para α, n, α_2 y n_2 , y de α y n para el 2º (vGm-PDI) y 3er (vGr-PDI) mejores ajustes, indican una CRH con región de saturación amplia y una caída inicial pronunciada en la zona de mesoporos. El valor promedio de $\theta_r = 38.5$ %_{vol}, resulta muy alto, y como $\omega < 4.97E-3$ % de la conductividad hidráulica total y la conectividad de poros en promedio es de $\tau = 1.422$, se puede deducir que la humedad residual estaría en poros aislados. La $K(\theta)$ decae hasta 8 órdenes de magnitud desde la región de mesoporos hasta microporos antes de θ_{PMP} lo que indica una conductividad alta en la zona de macroporos, pero baja en microporos.

Para Tla-2(A), el 1er (vGr-PDI) y el 2º (FX) mejores ajustes arrojan valores de α, n y m que indican una CRH amplia pero con caída suave y pendiente casi constante en toda su extensión; el 3er mejor ajuste a pesar de ser bimodal, no determina los contenidos de humedad para regiones de poros gruesos y finos, pues asigna de $w_2 \sim 1.0$, y por tanto es el caso límite para el 1er mejor ajuste, de esta forma, no aporta información nueva. θ_r está en el orden de valores entre 36.4 a 40 %_{vol}, y $\omega < 0.232$ % de la $K(\theta)$ total, mientras que $\tau = 0.5$, lo anterior permite inferir que la humedad residual se encuentra dentro de microporos aislados y adsorbida a las partículas del suelo. $K(\theta)$ resulta menor en la región de macroporos, con respecto a la muestra Tla-1(A), y decae alrededor de 5 órdenes de magnitud hasta θ_{PMP} .

En el caso de Tla-3(A) los valores de α, n y m para los tres mejores ajustes son del mismo orden que los obtenidos para Tla-1(A), salvo para m que resulta ligeramente menor, así se observa el mismo comportamiento para la región de saturación, pero la CRH es menos pronunciada en la región de mesoporos y decae de forma más suave hacia θ_{PMP} . $\theta_r < 40.0$ %_{vol}, y $\omega < 1.03$ % de la $K(\theta)$ total, por lo que se puede inferir que la humedad residual es alta, o que faltan datos para definir su comportamiento en la región de microporos, ya que hay mayor dispersión entre los valores obtenidos por los 3 mejores ajustes, para estos parámetro y para τ . Para el 1er mejor ajuste $\tau = 1.982$, lo que es semejante al valor obtenido para el suelo de Tla-1(A) y se puede considerar como el valor más representativo para la

conectividad de poros en analogía a la muestra antes mencionada. $K(\theta)$ es muy similar a la obtenida para Tla-2(A).

Para Ula-1(A) los valores de α , n y m para los tres mejores ajustes son del mismo orden entre ellos, describiendo una CRH amplia pero con caída suave y pendiente casi constante en toda su extensión, muy similar a lo observado para la CRH de Tla-2(A); el 2° mejor ajuste (vGr-BIM) no determina de manera concluyente una distribución bimodal, al arrojar un contenido de humedad para la porosidad gruesa de 95.2%_{vol} de la humedad total. θ_r no está bien determinada, y probablemente el valor de 13.5 %_{vol} para el 2° mejor ajuste esté subestimado, comparando con los resultados de los perfiles arados de Tla. La componente de flujo de agua en película delgada tampoco se pudo determinar. $\tau = 0.925$ en promedio y $K(\theta)$ decae más rápido con respecto a las conductividades observadas en las muestras Tla-2(A) y Tla-3(A), y es por tanto, más elevada en la región de mesoporos, hasta alcanzar casi 10^2 cm/d en saturación.

- Para los horizontes estructurados bajo riego con A.R. por 90 años (tabla 12), las muestras de Tla-1(E), Tla-2(E) y Ula-1(E) quedan mejor ajustados por esquemas tipo vGr-PDI BIM y Tla-3(E) por un ajuste vGr sencillo. En el caso de Tla-1(E) los valores del mejor ajuste para α , n , m , α_2 , n_2 y m_2 varían en comparación con los de los 2° (FX-PDI BIM) y 3er (vGm-PDI BIM) mejores ajustes; estos esquemas para la CRH indican una caída inicial suave en la zona de mesoporos con un punto de inflexión antes de alcanzar una $\theta = 40$ %_{vol}, punto a partir del que se dispersan las gráficas de los diversos ajustes hasta $pF = 6.8$. El 1er mejor ajuste indica que los porcentajes de la humedad total en las porosidades gruesa y fina es de 72.3 y 27.7 %, respectivamente. El valor promedio de $\theta_r = 34.1$ %_{vol}, para los 3 mejores ajustes, $\omega < 5.07E-2$ % de la conductividad hidráulica total y la conectividad de poros τ fue de 5.0 para el 1er y 2° mejores ajustes; con estos parámetros se puede deducir que la humedad residual estaría principalmente adsorbida a las partículas del suelo, pues la conectividad entre poros es muy alta. La $K(\theta)$ decae casi 5 órdenes de magnitud en la región de mesoporos, lo que indica una conductividad alta en la zona de macroporos, pero muy baja en microporos.

Para Tla-2(E), el 1er (vGr-PDI BIM) y 3er (vGm-PDI BIM) mejores ajustes arrojan valores de α , n , m , α_2 , n_2 y m_2 que indican una CRH con caída progresiva en los mesoporos, en donde la pendiente alcanza un máximo y vuelve a disminuir hacia la segunda distribución de poros finos, en donde ésta se vuelve casi constante hasta $pF = 6.8$, mientras que en el 2° (FX) mejor ajuste α , n y m presenta valores del mismo orden que los ajustes anteriores, y la región para microporos decae igual que en los otros ajustes. Los porcentajes de humedad en las porosidades gruesa y fina son de 2.4 y 97.6 % respectivamente, según el 1er mejor ajuste, y de 16.6 y 83.44 % según el 3°. θ_r no está bien determinado pero se infiere que es alto y que abarcaría desde la región de microporos de ADP. $\omega < 4.81$ % de la $K(\theta)$ total, mientras que $\tau = 0.5$, según los primeros 2 mejores ajustes. Lo anterior permite inferir que la humedad residual se encuentra dentro de microporos aislados y se mueve de manera considerable en películas de agua adsorbida. $K(\theta)$ es del orden de 1 cm/d en los macroporos, va de 10^{-1} a 10^{-4} cm/d en la región de mesoporos y decae a 10^{-5} cm/d en θ_{PMP} .

En el caso de Tla-3(E) los valores de α , n y m para los tres mejores ajustes son del mismo orden y similares a los de Tla-2(E); el comportamiento de la CRH para la región de macro y mesoporos es similar al de Tla-1(E), luego decae de forma pronunciada hasta $\theta = 40.0 \text{ \%vol}$, valor desde el cual este se vuelve suave y continuo. θ_r no se pudo estimar, al igual que ω . No se pudo establecer una DTP bimodal con certeza, pero se puede inferir que existe cierto contenido de humedad adsorbida por las partículas de suelo, mientras que $\tau = 0.5$. $K(\theta)$ decae rápidamente en la región de mesoporos, desde 1 a 10^{-2} cm/d y de acuerdo a los ajustes, sería muy baja en la región de microporos ($< 10^{-5} \text{ cm/d}$).

Para Ula-1(E) los valores de α , n , m , α_2 , n_2 y m_2 para el 1er mejor ajuste (vGr-PDI BIM) indica una CRH con caída abrupta en macroporos y suave hasta el punto de ingreso de aire, en la región de microporos, desde donde ocurre una segunda caída que representa una DTP bimodal; los 2° (vGm) y 3er (vGr) mejores ajustes describen la primera parte de la CRH (la cual es muy similar a lo observado para la de Ula-1(A)), pero aquí no consideran que θ debe disminuir a 0 \%vol en la región de agua adsorbida. Con base en los resultados del 1er mejor ajuste, los contenidos de humedad para la porosidad gruesa y la fina son de 60.1 y 39.9 %. $\theta_r = 40 \text{ \%vol}$, valor muy elevado que probablemente no está bien determinado, $\omega = 9.07\text{E-}3 \text{ \%}$ de la $K(\theta)$ total. $\tau = 5.0$ y $K(\theta)$ decae 5 órdenes de magnitud en la mesoporosidad, desde 10^2 cm/d , por lo cual resulta ser baja en general.

En resumen, los mejores ajustes para los horizontes arados indican un mayor valor de pF ($\alpha \ll 1$) para el ingreso de aire con respecto a los horizontes estructurados, las DTP resultaron amplias en todos los casos, siendo ligeramente mayores (valores de n más altos) en los horizontes estructurados, los cuales también presentaron mayor tendencia a DTP bimodales. Para los suelos bajo riego de temporal, los horizontes arados se ajustaron mejor con esquemas tipo PDI al existir un alto contenido de agua adsorbida que se mueve en películas delgadas, mientras que los horizontes estructurados se ajustaron mejor con esquemas PDI BIM al existir más desarrollo de mesoporos que implican más agua capilar. Para los suelos bajo riego con A.R., los horizontes arados se ajustaron mejor por esquemas PDI, al observarse una mayor presencia de agua en mesoporos que impide el desarrollo de DTP bimodales y disminuye el contenido de agua adsorbida, mientras que los horizontes estructurados se ajustaron mejor con esquemas PDI BIM con distribuciones de pendiente pronunciada ($n > 1$), lo que indica una DTP bimodal bien desarrollada con un pico en la región de mesoporos y otro en la región de θ_{PMP} , lo que disminuye el agua adsorbida que se mueve en películas delgadas.

La prevalencia de los ajustes de tipo van Genuchten se explican por la plasticidad de este tipo de modelos, al tener las opciones de restringir o calcular el parámetro m , utilizando el esquema de Mualem o una aproximación numérica para la conductividad hidráulica, respectivamente. Los ajustes tipo Fredlund y Xing tienen la desventaja de ser un ajuste muy lineal en la región de agua residual, lo que tiende a provocar estimaciones en los parámetros que no ajustan tan bien a los valores analizados en esta región, mientras que los ajustes de tipo Kosugi tiene que satisfacer la condición de DTP lognormal, lo que no se cumplió para estos suelos. Los esquemas tipo Brooks y Corey son un tipo de esquemas muy versátiles para ajustar distintos tipos de suelos de DTP amplia, pero requieren del conocimiento de los valores de humedad residual mayores al PMP para ajustar adecuadamente esta región y no sobreestimar los parámetros correspondientes, lo cual no se pudo obtener para esta investigación.

Cabe aclarar que en muchos ajustes, el cálculo la conductividad hidráulica saturada $K_S(\theta)$, tienden a sobrestimar su valor, como se observa en las tablas 9 a 12 (Pertassek et al., 2015), por lo cual los resultados presentados se consideran ilustrativos para las propiedades hidráulicas de cada muestra, pero necesitan ser validados a través de otros métodos de medición, como son las columnas de laboratorio con cargas hidráulicas constantes o el equipo KSAT de METER (UMS, 2018).

5.4 Estimación de valores para distintos contenidos de humedad y agua disponible para las plantas (ADP).

En la tabla 13 se presentan los resultados obtenidos para los valores de humedad a saturación θ_S , a capacidad de campo θ_{CC} y en el punto de marchitez permanente θ_{PMP} , junto con el contenido de agua disponible para las plantas ADP (todos en porcentaje volumétrico). Estas estimaciones se obtuvieron promediando los valores calculados por el software HYPROP-FIT para cada una de las variables citadas, utilizando los tres mejores ajustes de cada muestra, los cuales no presentaron diferencias en el contenido de humedad mayores a 4.9 %_{vol} entre ellos, y en el caso de la ADP las diferencias no rebasaron un 5.1 %_{vol} entre valores para la misma muestra. Tomando en cuenta lo anterior, se considera que los valores listados conforman una aproximación aceptable a los contenidos de humedad esperados en campo para los horizontes estudiados.

Tabla 13. Valores para la humedad a saturación θ_S , a capacidad de campo θ_{CC} , en el punto de marchitez permanente θ_{PMP} y de agua disponible para las plantas ADP . Estimaciones obtenidas a partir de los promedios de los resultados para los ajustes de retención-conductividad considerados en las tablas 7 a 12.

Clave columna	θ_S [%vol]	θ_{CC} [%vol]	θ_{PMP} [%vol]	ADP [%vol]
ST-1(A)	55.1	42.1	17.9	24.2
ST-1(E)	51.9	26.4	14.0	12.4
ST-2(A)	56.2	25.7	13.5	12.2
ST-2(E)	48.9	33.0	17.2	15.8
ST-3(A)	49.0	40.0	18.0	22.0
ST-3(E)	48.6	30.1	15.8	14.3
VG-1(A)	53.9	35.4	15.9	19.5
VG-1(E)	53.4	30.4	16.1	14.3
Tla-1(A)	59.2	29.2	17.3	11.9
Tla-1(E)	63.4	45.5	28.8	16.7
Tla-2(A)	55.2	38.5	21.9	16.6
Tla-2(E)	51.5	37.5	23.0	14.5
Tla-3(A)	59.6	34.1	18.3	15.8
Tla-3(E)	46.8	36.8	26.3	10.5
Ula-1(A)	60.5	36.8	23.4	13.4
Ula-1(E)	63.2	40.4	28.7	11.7

5.4.1 Propiedades de retención de humedad de los suelos.

Para apreciar mejor los datos anteriormente descritos, a continuación se muestra el resumen gráfico de los valores obtenidos para θ_{CC} , θ_{PMP} y ADP listados en la tabla 13. La figura 28 resume a los horizontes arados y la figura 29 a los estructurados. Cada barra representa el porcentaje volumétrico de ADP , la cual está acotada por el contenido de θ_{CC} del lado derecho y por el de θ_{PMP} del lado izquierdo, de acuerdo a la relación entre estos valores, donde $ADP = \theta_{CC} - \theta_{PMP}$.

Para los horizontes arados:

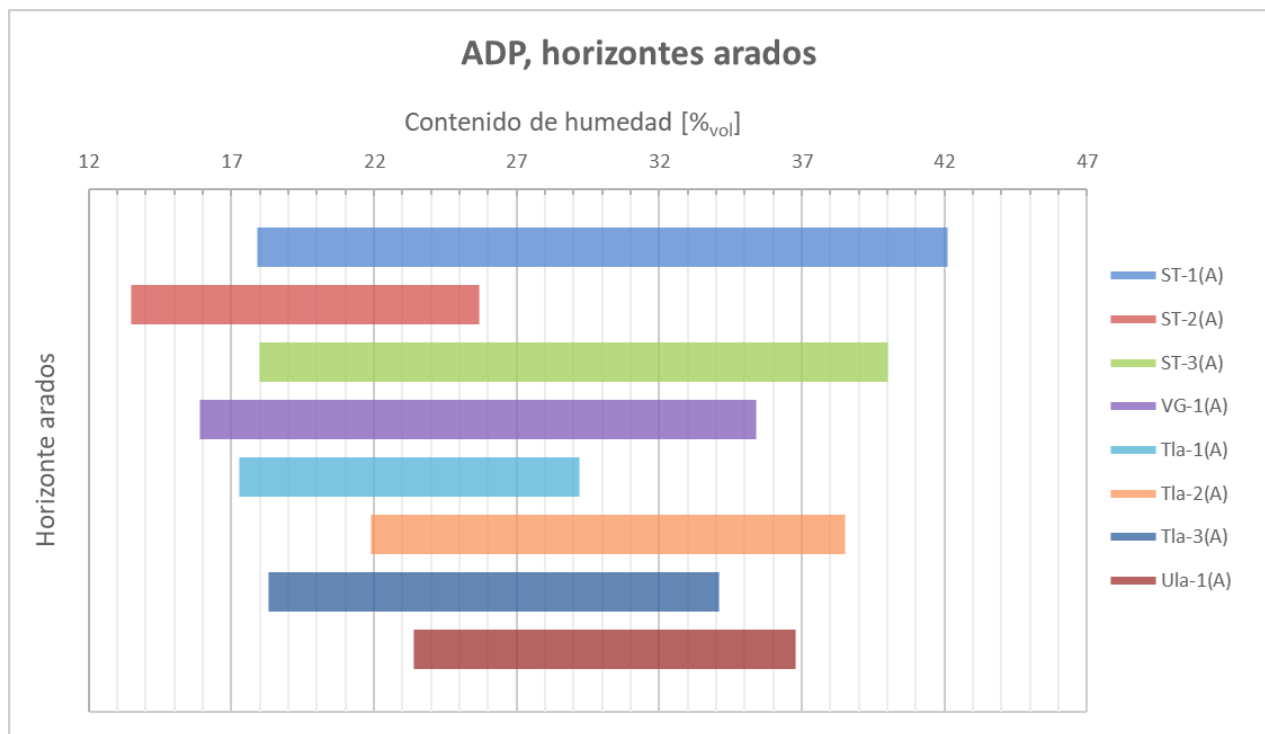


Figura 28. Valores de retención de humedad, obtenidos de la evaluación de cada horizonte arado para ambos tipos de riego. Los resultados corresponden a θ_{CC} , θ_{PMP} y al contenido de ADP, representados por el límite derecho, el izquierdo y la longitud de las barras, respectivamente.

A partir del análisis de estos resultados, se observó que la cantidad de ADP fue mayor en los horizontes bajo riego de temporal (valor promedio para todas las muestras de 19.5 % vol, para los suelos de ST el valor promedio fue el mismo), excepto para ST-2(A), el cual también presentó los valores más bajos de θ_{CC} y θ_{PMP} , lo que indica un suelo con mucha pérdida de humedad para valores de $\theta > \theta_{CC}$. Por su parte, las muestras regadas con A.R. tuvieron contenidos menores de ADP (promedio para todas las muestras 14.4 % vol, para los suelos de Tla, 14.8 % vol), así como los efectos de mayor pérdida de humedad para $\theta > \theta_{CC}$, mientras que, en promedio, el volumen de humedad retenida a tensiones mayores a θ_{PMP} ($pF = 4.2$), fue mayor al obtenido para los horizontes bajo riego de temporal.

Para los horizontes estructurados:

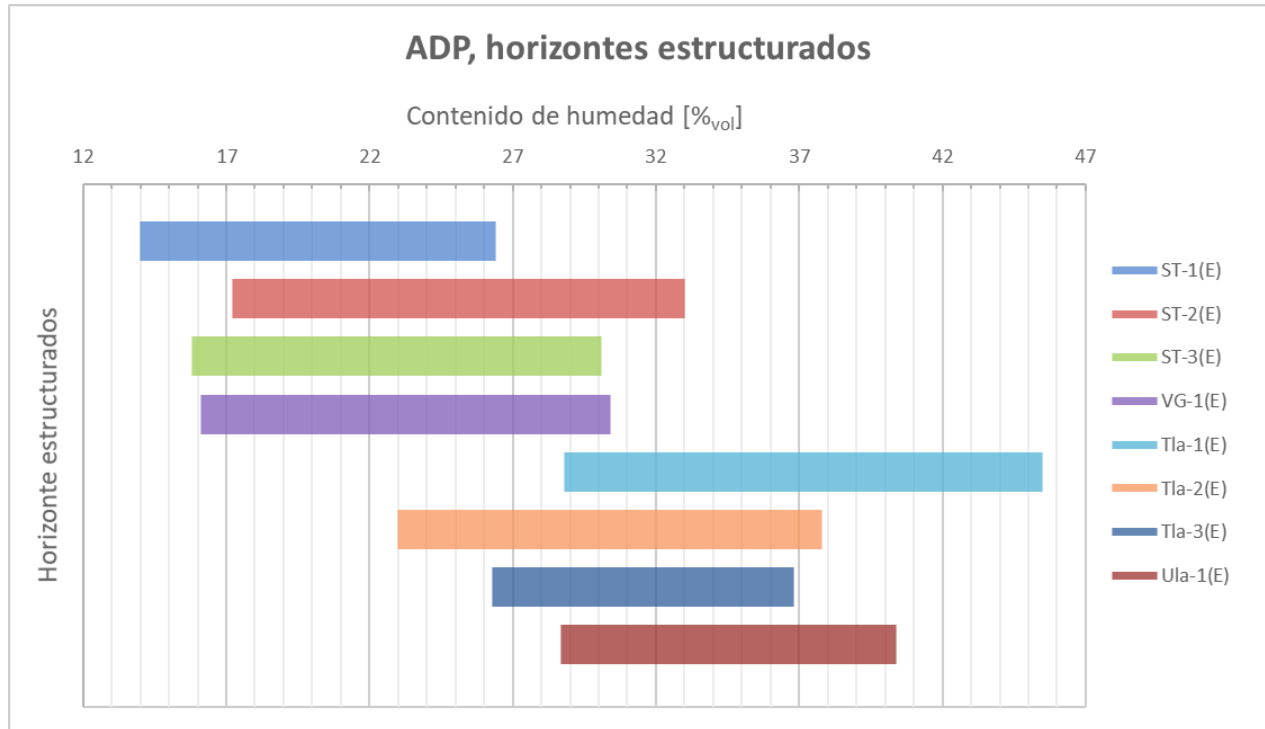


Figura 29. Valores de retención de humedad, obtenidos de la evaluación de cada horizonte estructurado para ambos tipos de riego. Los resultados corresponden a θ_{CC} , θ_{PMP} y al contenido de ADP, representados por el límite derecho, el izquierdo y la longitud de las barras, respectivamente.

Del análisis de los resultados anteriores, se observó que el ADP resultó ligeramente mayor en los horizontes con riego de temporal (promedio para todas las muestras 14.2 %vol, para los suelos de ST, el valor promedio fue el mismo), estos también presentaron los valores promedio más bajos de θ_{CC} y θ_{PMP} , lo que indica suelos con elevada pérdida de humedad para valores de $\theta > \theta_{CC}$ y poca retención de agua por microporos. Por su parte, las muestras regadas con A.R. presentaron contenidos menores de ADP (promedio para todas las muestras 13.4 %vol, para los suelos de Tla, 13.9 %vol) y valores promedio más altos de θ_{CC} y θ_{PMP} , así como los efectos de una pérdida de humedad menor cuando $\theta > \theta_{CC}$. Esto implica que, el ADP se ubique entre valores de humedad volumétrica más elevados, a la vez que mucha humedad se encuentra retenida en microporos.

Comparando los resultados, mostrados gráficamente en las figuras 28 y 29, se observa que:

- El ADP disminuye desde un valor promedio para todos los horizontes bajo riego de temporal de 16.9 %vol hasta un valor promedio para todos los horizontes bajo riego con A.R. de 13.9%vol.
- En los horizontes estructurados, existe una diferenciación entre los valores de θ_{CC} y θ_{PMP} , debido al arreglo espacial de las porosidades bajo distinto tipo de riego; estos valores de humedad se

vuelven menores en suelos con riego de temporal, y mayores en las muestras bajo riego con agua residual.

Esto último podría indicar que el riego con agua residual promueve la formación de microporosidad, que fomenta la retención de un mayor contenido de agua inaccesible para las plantas, mientras menos perturbado por técnicas de arado se encuentre el suelo.

5.4.2 Resumen de propiedades estructurales y de retención de humedad por tipo de riego y de horizonte.

Con la finalidad de resumir algunos resultados de las secciones precedentes dedicadas a las propiedades estructurales y de retención de humedad de los suelos estudiados, se presenta la tabla 14, que incluye los valores promedio, por tipo de riego y de horizonte, para las variables densidad aparente ρ_b , porosidad ϕ , contenido de carbono orgánico C_{org} , contenido volumétrico de agua a saturación θ_S y agua disponible para las plantas ADP . En esta tabla, los grupos de suelos por tipo de riego y horizonte se conforman por los conjuntos de muestras tal y como se presentan en las tablas 9 a 12; por ejemplo, los suelos de temporal arados (Temporal-(A)) incluyen a las muestras ST-1(A), ST-2(A), ST-3(A) y VG-1(A). Este resumen de datos resulta de utilidad para abordar el análisis de las secciones posteriores, que se enfocan en las DTP para las muestras estudiadas y en las caracterizaciones de los suelos, por horizonte y tipo de riego, de las muestras procedentes de ST y Tla.

Tabla 14. Resultados promedio, por tipo de riego y de horizonte, para las variables indicadoras de las propiedades estructurales y de retención de humedad: ρ_b densidad aparente, C_{org} contenido de carbono orgánico, ϕ porosidad, θ_S contenido volumétrico de agua a saturación (obtenido al promediar los valores de los primeros mejores ajustes para cada muestra) y ADP agua disponible para las plantas.

Riego-Horizonte	ρ_b [g/cm ³]	C_{org} [%]	ϕ [-]	θ_S [%vol]	ADP [%vol]
Temporal-(A)	1.14	1.67	0.50	53.5	19.5
Temporal-(E)	1.19	1.03	0.48	50.7	14.2
A.R.-(A)	0.95	2.49	0.55	58.7	14.4
A.R.-(E)	1.07	1.76	0.56	56.2	13.4

De este resumen se destaca la relación inversa entre ρ_b y θ_S (equivalente a la relación directa entre C_{org} y θ_S), el hecho de que el ADP disminuye en horizontes estructurados y con el riego con A.R., y que la ϕ aumenta en suelos bajo riego con A.R. Estas relaciones serán descritas con más detalle en las secciones siguientes.

5.5 Gráficas de las distribuciones de tamaño de poros (DTP) de los suelos.

En esta sección se presentan las DTP para cada muestra analizada, las cuales fueron calculadas utilizando los mejores ajustes de retención-conductividad de cada una (excepto para Tla-1(A) donde se utilizó el segundo mejor ajuste, que fue vGm-PDI, debido a una inconsistencia en los valores obtenidos para el ajuste de la CRH que afectó la continuidad de la DTP, ver tablas 7 y 8). Los datos estimados se obtuvieron a partir de los conjuntos de valores para las CRH en el intervalo de tensión matricial entre pF de -0.8 y 4.18. Esta elección de valores se fundamenta en que, i) para $pF > 4.18$, se desconoce la verdadera forma de la CRH, la cual puede afectar de manera significativa la DTP estimada en la fracción de humedad residual y ii) para la fracción de agua adsorbida, los modelos para la CRH de tipo PDI y PDI BIM consideran que a partir del valor de humedad residual θ_r , la continuidad de la fase líquida en el suelo desaparece conforme aumenta la tensión matricial, consecuentemente, el agua empieza a fluir en estado gaseoso y no se puede estimar con certeza la DTP para tensiones $h(\theta \geq \theta_r)$, a partir de estos modelos (Vanapalli et al., 1998; Haghverdi et al., 2020). Gráficamente, una consecuencia de las consideraciones hechas por los ajustes de tipo PDI es que, en el régimen de agua adsorbida, la CRH decae de manera lineal con el aumento de la tensión matricial y por tanto el valor de la pendiente $\left| \frac{\Delta\theta}{\Delta pF} \right|$, que aproxima a la capacidad de retención específica C_w (ec. 24), es cero.

Para obtener una representación más clara de los datos para las DTP, se realizó una transformación de las unidades en que fueron presentadas las CRH, θ en %_{vol} y h en pF . Para la tensión matricial, se pasó de unidades logarítmicas pF a unidades de radio equivalente de poro r (ec. 28), expresadas en micrómetros [μm], por medio de la expresión:

$$r = \left(\frac{0.15 [cm^2]}{10^{pF} [cm]} \right) * \left(\frac{10^4 [\mu m]}{1 [cm]} \right) = 1500 * 10^{-pF} [\mu m] \quad (74).$$

Por su parte, para uniformizar los valores de humedad se pasó de unidades volumétricas θ [%_{vol}] a unidades de saturación relativa S_{rel} [-], por medio de la transformación de escalamiento:

$$S_{rel}(r) = \frac{\theta(r)}{\theta_S(r)} \quad (75),$$

en esta ecuación se utilizaron los valores de θ_S obtenidos para cada ajuste seleccionado, y enlistados en las tablas (9 a 12). Nótese que la saturación relativa no está relacionada con la saturación específica, (ec. 33). Finalmente, se obtuvieron los valores absolutos para la pendiente de la curva $S_{rel}(r)$, que describe a la DTP, es decir, $\left| \frac{\Delta S_{rel}(r)}{\Delta r} \right|$, en unidades de μm^{-1} , los cuales se graficaron en una escala semilog para los radios equivalentes de poro r (en μm).

A continuación, se muestran las gráficas de las DTP obtenidas: en la figura 30 se presentan las DTP para cada muestra analizada bajo riego de temporal y en la figura 31 se muestran las correspondientes a las muestras analizadas bajo riego con A.R. En ambas figuras se agrupan del lado

izquierdo a las muestras correspondientes a los horizontes arados, y del lado derecho a las correspondientes a los horizontes estructurados.

- **Horizontes bajo riego de temporal.**

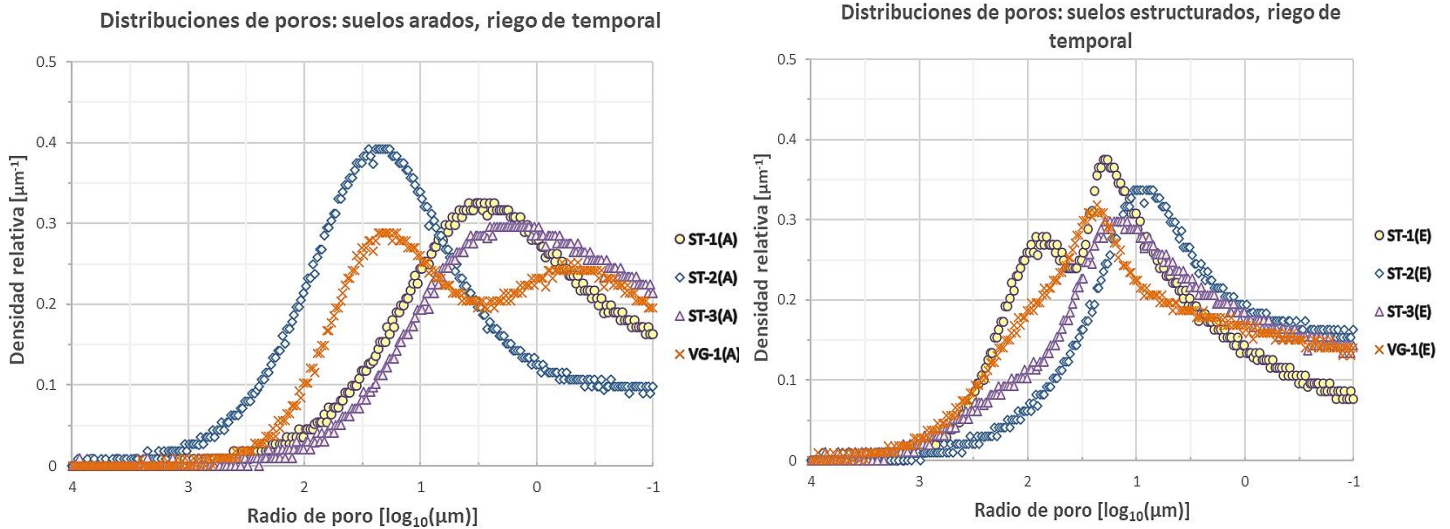


Figura 30. DTP para horizontes individuales, arados y estructurados, bajo riego de temporal, provenientes de Santiago Tezontlale (ST-1(A), ST-2(A) y ST-3(A)) y de Vicente Guerrero (VG-1(A)).

- **Horizontes bajo riego con A.R. por 90 años.**

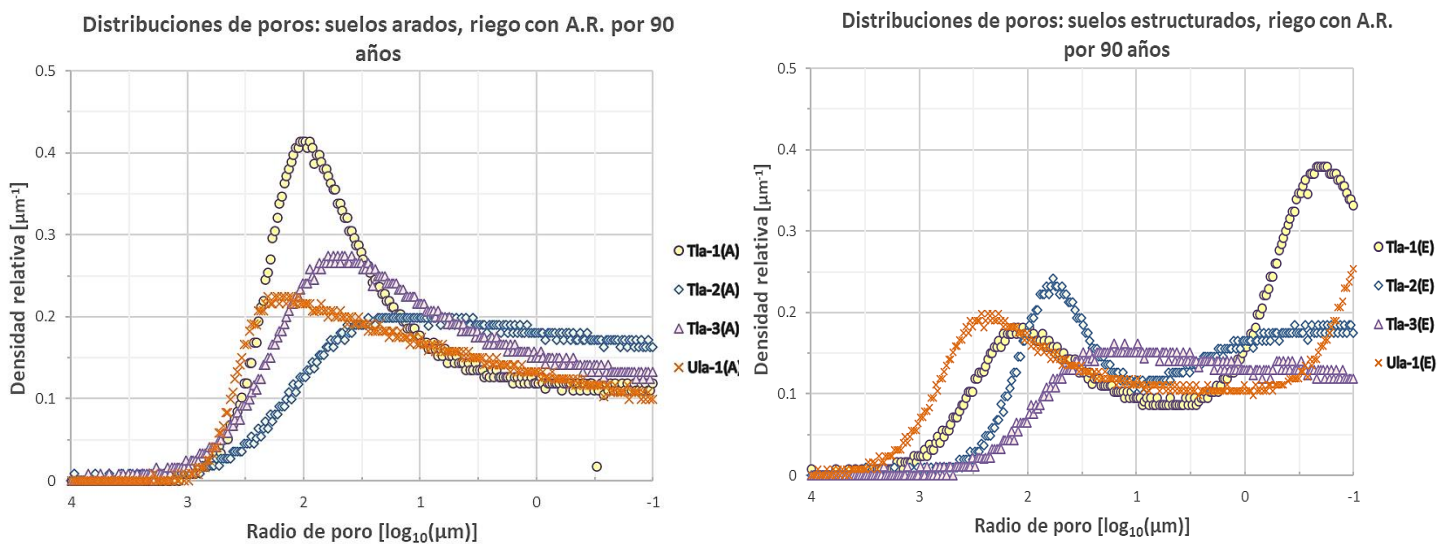


Figura 31. DTP para horizontes individuales, arados y estructurados, bajo riego con A.R. por 90 años, provenientes de Tlahuelilpan (Tla-1(A), Tla-2(A) y Tla-3(A)) y de Ulapa (Ula-1(A)).

Para poder analizar con mayor facilidad estas gráficas, en la tabla 15 se incluyen los valores dados por las conversiones entre las unidades pF de tensión matricial, radio equivalente de poro r (en μm) y su logaritmo $\log_{10} r$, para los intervalos propuestos de mesoporos y microporos que contienen el ADP, utilizados en este trabajo de investigación.

Tabla 15. Intervalos de valores para los mesoporos y los microporos que contienen el ADP en unidades de pF [-], de radio equivalente de poro r [μm] y de su logaritmo $\log_{10} r$ [-], utilizados en este trabajo de investigación.

Tipo de porosidad	pF [-]	r [μm]	$\log_{10} r$ [-]
Mesoporos	0.78 – 2.48	250.0 – 5.0	2.40 – 0.70
Microporos con ADP	2.5 – 4.2	4.7 – 9.5E-2	0.68 – -1.02

Las gráficas de DTP dan mucha información, en combinación con las CRH y las gráficas de $K(\theta)$. En primer lugar se observan las densidades de poro (área bajo la curva) para los intervalos de los mesoporos y los microporos en la región de ADP. Otras conclusiones que se pueden obtener se presentan a continuación, dividiendo las gráficas y sus análisis por el tipo de riego aplicado a las muestras:

Para suelos bajo riego de temporal, en los horizontes arados las DTP resultaron semejantes en su forma, excepto para la muestra proveniente de Vicente Guerrero (VG-1(A)), que tiene un claro comportamiento bimodal. Las DTP ordenadas de mayor a menor mesoporosidad son ST-2(A), VG-1(A), ST-1(A) y ST-3(A), mientras que en orden de mayor a menor microporosidad se tiene a ST-1(A), ST-3(A), VG-1(A) y ST-2(A). Estas distribuciones presentaron máximos en valores de radios de poro del orden de $10^{0.2} \mu\text{m}$ para ST-3(A), $10^{0.5} \mu\text{m}$ para ST-1(A), $10^{1.4} \mu\text{m}$ para ST-2(A) y de $10^{1.3}$ y $10^{-0.3} \mu\text{m}$ para los dos máximos de VG-1(A). Así mismo, hay una mayor cantidad de microporos ($< 10^1 \mu\text{m}$), para todas la muestras excepto en ST-2(A).

Por su parte, en los horizontes estructurados las formas de las distribuciones varían, siendo las de ST-2(E) y ST-3(E) similares y la de ST-1(E) de tipo bimodal. Para estas distribuciones dominan los poros de radios entre $10^{0.5}$ y $10^2 \mu\text{m}$; las DTP ordenadas de mayor a menor mesoporosidad son ST-1(E), VG-1(E), ST-2(E) y ST-3(E), mientras que de mayor a menor microporosidad se tiene a ST-2(E), ST-3(E), VG-1(E) y ST-1(E). Los máximos valores de radios de poros ocurrieron en el orden de $10^{0.9} \mu\text{m}$ para ST-2(E), $10^{1.2} \mu\text{m}$ para ST-3(E), $10^{1.4} \mu\text{m}$ para VG-1(E) y de $10^{1.3}$ y $10^{1.9} \mu\text{m}$ para ST-1(E).

Lo anterior indica que el arado y los consecuentes procesos de movilización de partículas por traslocación modifican la estructura del suelo, eliminando los poros entre 10^2 y $10^3 \mu\text{m}$ y aumentando la cantidad de microporos entre 10^{-1} y $10^0 \mu\text{m}$. Adicionalmente, se observa que algunas muestras presentaron distribuciones bimodales sin ser un rasgo dominante para los suelos bajo riego de temporal; los horizontes estructurados tienen cierta semejanza en sus DTP hacia la zona de microporos, a pesar de provenir de localidades distintas, mientras que los horizontes arados sí presentan diferencias para sus distribuciones entre las localidades de origen.

Para suelos bajo riego con A.R., en los horizontes arados se observaron DTP semejantes en forma y sesgo, aumentando sus densidades de mesoporos. Las DTP ordenadas de mayor a menor mesoporosidad son Tla-1(A), Tla-3(A), Ula-1(A) y Tla-2(A), mientras que en orden de mayor a menor microporosidad se tiene a Tla-2(A), Tla-3(A), Ula-1(A) y Tla-1(A). Los máximos en valores de radios de poro fueron del orden de $10^{1.2}$ μm para Tla-2(A), $10^{1.7}$ μm para Tla-3(A), $10^{2.0}$ μm para Tla-1(A) y de $10^{2.2}$ μm para Ula-1(A); además, para todas las distribuciones se observa la presencia de agua adsorbida en poros menores a $10^{0.7}$ μm (o pF de 2.48), lo que, de acuerdo a los modelos utilizados para aproximar la retención de humedad, indica que la continuidad de la fase líquida empieza a disminuir desde estos valores de tensión matricial.

Por su parte, en los horizontes estructurados, se observaron mayores diferencias entre las formas de las DTP, incluyendo varias muestras con distribuciones bimodales que presentan máximos en la región de poros con radios menores a $10^{-0.7}$ μm , así como la presencia de macroporos con radios mayores a 10^3 μm . Las DTP ordenadas de mayor a menor mesoporosidad son Tla-2(E), Tla-3(E), Ula-1(E) y Tla-1(E), mientras que de mayor a menor microporosidad se tiene a Tla-1(E), Tla-2(E), Ula-1(E) y Tla-3(E); por su parte, los valores máximos obtenidos para las densidades de radio de poro se ubican en el orden de $10^{-0.7}$ y $10^{1.9}$ μm para Tla-1(E), $10^{1.0}$ μm para Tla-3(E), $10^{1.8}$ μm para Tla-2(E) y de $10^{2.3}$ μm para Ula-1(E). Nótese que estas muestras, excepto Tla-3(E), presentan DTP con dos máximos, pero los valores del segundo máximo no se encuentran dentro de los intervalos de tamaño de poro analizados, salvo para la muestra Tla-1(E).

A partir de lo anterior, se concluye que en los horizontes arados dominan los mesoporos (entre $10^{2.7}$ y 10^1 μm), y la cantidad de microporos disminuye, además de que estos contienen un porcentaje de agua adsorbida (es decir, poros no conectados por agua en su fase capilar). Así mismo, para los horizontes estructurados se observa una tendencia al desarrollo de DTP amplias, las cuales tienen características bimodales con densidades de mesoporos media y de microporos muy alta. Estas observaciones podrían sugerir que la concentración de C_{org} en los horizontes arados (promedio de 2.49 % contra un promedio de 1.76 % para los estructurados, tabla 14) propicia la formación de los mesoporos, lo cual no aumenta el contenido de ADP más que un 1.0 % en promedio, con respecto a los horizontes estructurados, que cuentan con mayor cantidad de microporos, pero también se encuentran más compactados, con una ρ_b de 0.12 g/cm^3 más alta, en promedio para estos horizontes.

Comparando las gráficas de DTP para los conjuntos de muestras bajo riego de temporal (Santiago Tezontlale) y con A.R. por 90 años (Tlahuelilpan), se observa mayor homogeneidad en ambos horizontes bajo riego de temporal, donde destaca el desplazamiento de la máxima densidad de radios de poro de valores en el orden de $10^{0.2}$ μm para ST-(A) a $10^{1.2}$ μm para ST-(E); por su parte, los horizontes bajo riego con A.R. tienen una mayor heterogeneidad, presentando valores máximos de densidades de radio de poro en el orden de $10^{2.1}$ μm para Tla-(A), y de $10^{-0.7}$ y $10^{2.3}$ para Tla-(E), conjunto con dos máximos. Adicionalmente, se puede deducir de las gráficas que el agua adsorbida está presente en las microporosidades de ST-(A) y ST-(E), así como su predominancia para el caso de Tla-(A).

El análisis de las CRH y sus DTP asociadas mostraron que las densidades de tamaño de poro para los horizontes arados y estructurados bajo los dos tipos de riego, están en concordancia con los resultados obtenidos para el análisis de los valores de θ_{CC} , θ_{PMP} y ADP presentados en la tabla 13 y las figuras 30 y 31, esto implica que una CRH unimodal con pendiente elevada (como ocurre para la muestra Tla-1(A)), que llega a su punto de inflexión en valores pequeños de pF, arroja una DTP con un máximo en la región de la mesoporosidad, y por tanto, concentra el ADP en valores pequeños de θ .

5.6 Gráficas y parámetros de ajustes seleccionados para caracterizar a los suelos de Santiago Tezontlale y Tlahuelilpan.

Para inferir las propiedades generales de retención y conductividad de los suelos del Valle del Mezquital, se decidió evaluar en conjunto a todos los horizontes arados (A) y estructurados (E) de las parcelas de Santiago Tezontlale (ST) bajo riego de temporal y Tlahuelilpan (Tla), bajo riego con agua residual, al contar con tres muestras de cada horizonte para estas localidades. De esta forma, se analizaron cuatro conjuntos de datos; las muestras provenientes de Santiago Tezontlale se denominaron ST-(A) y ST-(E), mientras que las de Tlahuelilpan Tla-(A) y Tla-(E), de acuerdo con el tipo de horizonte al que pertenecían. A continuación, se presentan los resultados para los ajustes de los esquemas de retención-conductividad de cada horizonte, con base en su tipo de riego.

El procedimiento seguido para la obtención de los ajustes consistió en juntar todos los valores evaluados por el método de Schindler simplificado para las muestras correspondientes a cada horizonte, utilizando el software HYPROP-FIT, el cual tiene la capacidad de realizar ajustes sobre varios conjuntos de valores que fueron obtenidos en diferentes mediciones experimentales del equipo HYPROP. Los resultados para los parámetros estadísticos, indicadores de la bondad de cada ajuste, se resumen en el Anexo 3.

- **Horizontes bajo riego de temporal, Santiago Tezontlale.**

A continuación, se presentan las gráficas para los resultados de las CRH, $\theta(h)$, y las relaciones $K(\theta)$, para cada conjunto de muestras correspondientes a los horizontes arados (figura 32) y estructurados (figura 33). Los valores para los parámetros de ajuste se muestran en la tabla 16.

Santiago Tezontlale, horizontes arados.

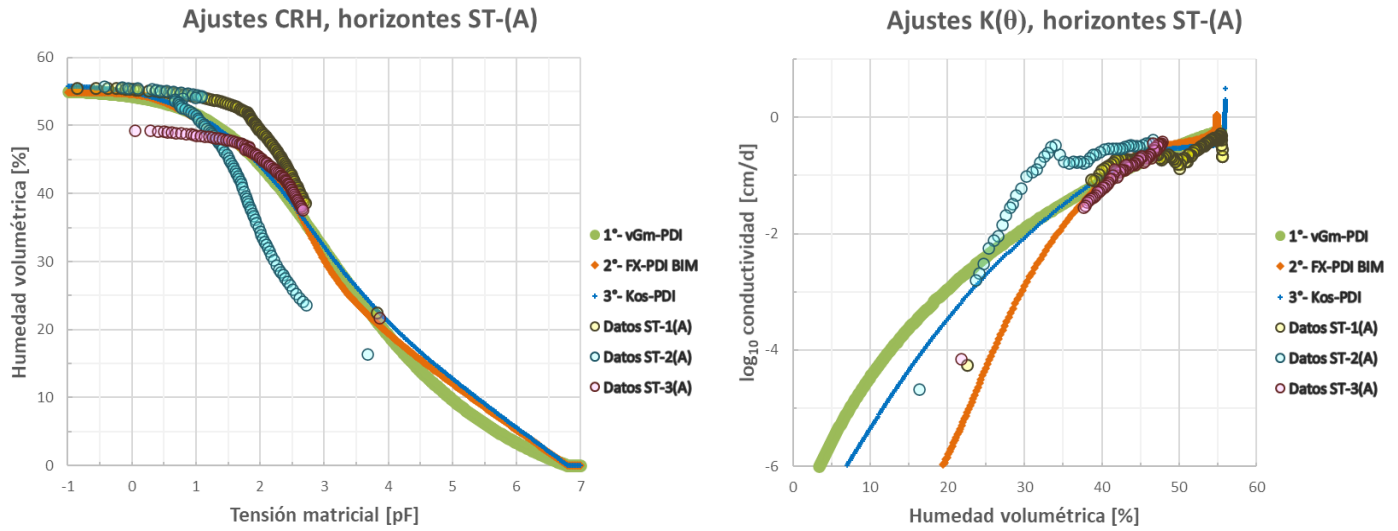


Figura 32. Ajustes para la CRH (lado izquierdo) y la relación $K(\theta)$ (lado derecho) sobre los datos evaluados en los tres horizontes arados provenientes de Santiago Tezontlale.

Santiago Tezontlale, horizontes estructurados.

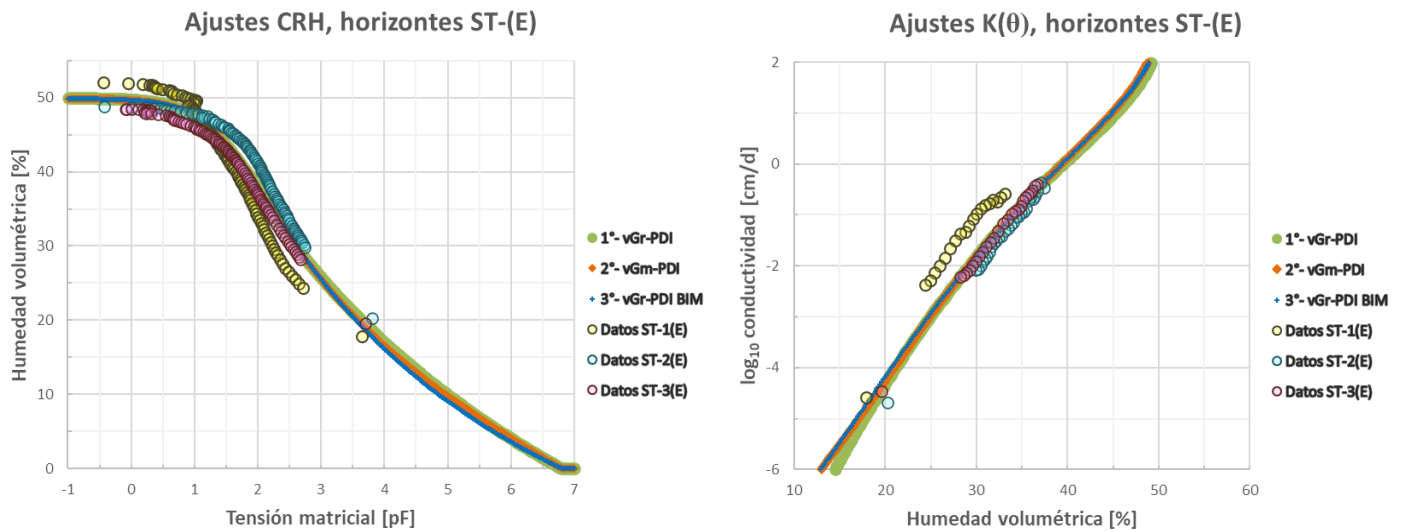


Figura 33. Ajustes para la CRH (lado izquierdo) y la relación $K(\theta)$ (lado derecho) sobre los datos evaluados en los tres horizontes estructurados provenientes de Santiago Tezontlale.

- **Horizontes bajo riego con A.R. por 90 años, Tlahuelilpan.**

A continuación, se presentan las gráficas para los resultados de las CRH y las relaciones $K(\theta)$, para cada conjunto de muestras correspondientes a los horizontes arados (figura 34) y estructurados (figura 35) de Tla, y los correspondientes valores para los parámetros de ajuste (tabla 15).

Tlahuelilpan, horizontes arados.

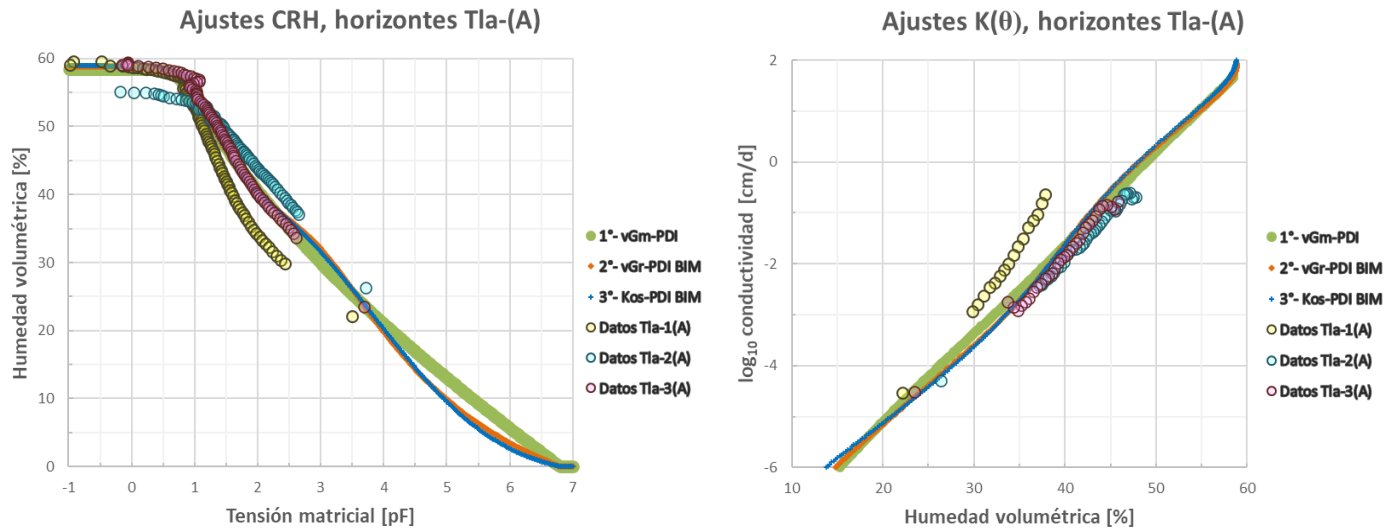


Figura 34. Ajustes para la CRH (lado izquierdo) y la relación $K(\theta)$ (lado derecho) sobre los datos evaluados en los tres horizontes arados provenientes de Tlahuelilpan.

Tlahuelilpan, horizontes estructurados.

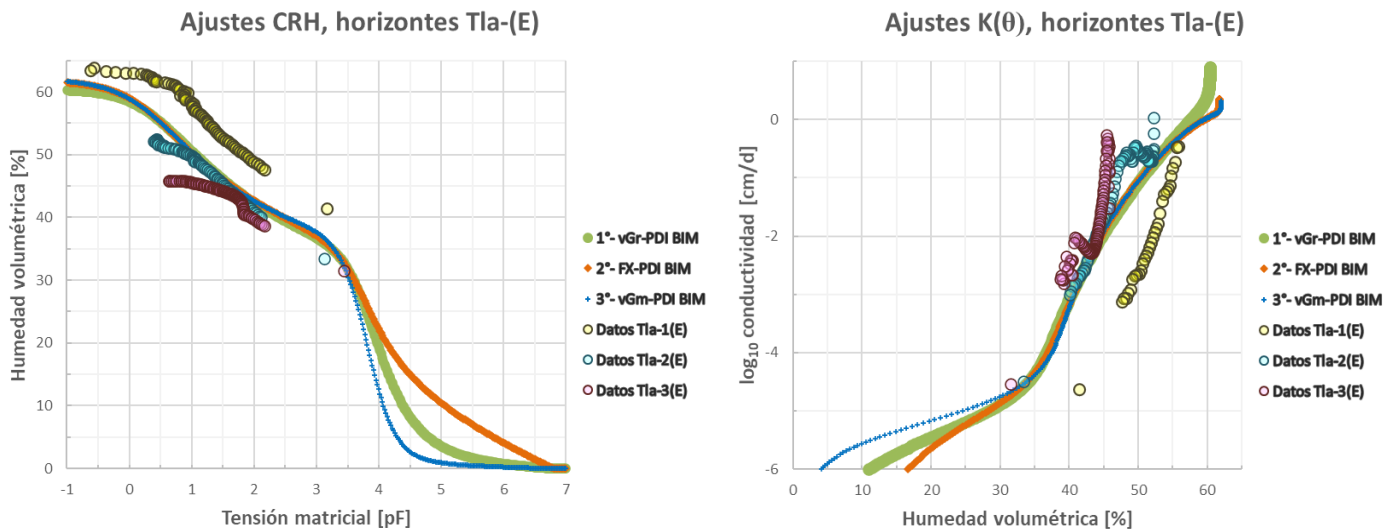


Figura 35. Ajustes para la CRH (lado izquierdo) y la relación $K(\theta)$ (lado derecho) sobre los datos evaluados en los tres horizontes estructurados provenientes de Tlahuelilpan.

Tabla 16. Parámetros de ajuste para los esquemas de retención-conductividad seleccionados para caracterizar a los conjuntos de muestras correspondientes a los horizontes arados (prof. 0-10 cm) y estructurados (prof. 30-40 cm), provenientes de Santiago Tezontlale (ST-(A) y ST-(E)) y Tlahuelilpan (Tla-(A) y Tla-(E)).

Clave columna	Ajuste	θ_s [%vol]	θ_r [%vol]	α [cm ⁻¹]	n [-]	m [-]	h_m [cm]	σ [-]	α_2 [cm ⁻¹]	n_2 [-]	m_2 [-]	h_{m2} [cm]	σ_2 [-]	w_2 [-]	K_S [cm/d]	τ [-]	ω [-]
ST-(A)	vGm-PDI	55.3	0.0	0.00690	0.596	0.328	-	-	-	-	-	-	-	-	9259.6	2.707	6.24E-5
	FX-PDI BIM	54.9	40.0	0.4043	1.09	0.069	-	-	0.00278	2.139	0.814	-	-	0.982	1.63	0.5	0.1
	Kos-PDI	56.0	32.2	-	-	-	139	2.946	-	-	-	-	-	-	3.13	2.716	0.1
ST-(E)	vGr-PDI	49.8	11.2	0.0481	1.165	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1649.3	1.318	2.02E-5
	vGm-PDI	49.9	24.0	0.0377	1.048	0.275	-	-	-	-	-	-	-	-	10000	0.5	3.72E-6
	vGr-PDI BIM	50.0	15.5	0.00785	3.332	-	-	-	0.0653	1.141	-	-	-	0.955	2193.9	0.5	1.0E-9
Tla-(A)	vGm-PDI	58.4	40.0	0.1884	4.669	0.05	-	-	-	-	-	-	-	-	46.7	0.625	2.10E-2
	vGr-PDI BIM	58.8	4.3	0.00090	1.218	-	-	-	0.0825	1.741	-	-	-	0.367	86.6	0.5	1.11E-3
	Kos-PDI BIM	59.0	0.0	-	-	-	20	0.941	-	-	-	7239	3.638	0.773	1029.8	1.874	7.85E-5
Tla-(E)	vGr-PDI BIM	60.4	0.0	0.00017	2.000	-	-	-	0.5000	1.217	-	-	-	0.490	11.3	0.5	0.1
	FX-PDI BIM	61.8	23.5	0.5000	1.01	1.000	-	-	0.00028	2.000	0.575	-	-	0.619	14.5	5.0	8.40E-2
	vGm-PDI BIM	62.0	0.0	0.00015	2.000	1.000	-	-	0.5000	0.010	0.299	-	-	0.448	12.2	0.5	0.1

5.6.1 Análisis de resultados para los ajustes de retención-conductividad.

Para los principales resultados de los ajustes realizados sobre las muestras agrupadas por horizontes (tabla 16), dominan los esquemas de tipo van Genuchten, siendo el ajuste sin restricción sobre m (vGm) el elegido en los conjuntos de datos para los horizontes arados ST-(A) y Tla-(A), donde ambos fueron del tipo vGm-PDI. Mientras que el esquema de van Genuchten-Mualem (con restricción sobre m , vGr) fue el elegido para los horizontes estructurados, siendo de tipo vGr-PDI para el conjunto ST-(E) y de tipo vGr-PDI BIM para el conjunto Tla-(E).

En cuanto a los valores de los parámetros para los ajustes de retención-conductividad, obtenidos para caracterizar cada horizonte, se observa lo siguiente:

- Para ST-(A) el ajuste vGm-PDI arroja valores para α, n y m de 0.00690, 0.596 y 0.328 respectivamente, los cuales indican una DTP amplia, mientras que los resultados para el ajuste FX-PDI BIM sugieren una mínima distribución dual de porosidades, en donde el 1.8 % de la humedad total correspondería a los poros gruesos y 98.2 % a los demás poros, por lo que dicha DTP bimodal no es representativa de este horizonte. El contenido de $\theta_r = 0 \text{ \%vol}$, lo que indica poca humedad adsorbida en las partículas del suelo, esto está en concordancia con el valor para conductividad en películas delgadas $\omega = 6.24\text{E-}5$; si esto se compara con el 2° (FX-PDI BIM) y 3er (Kos-PDI) mejores ajustes, se observa que θ_r arroja valores de 40.0 y 32.2 0 %vol respectivamente, y de $\omega = 0.1$ para ambos, esto indica que sí existe humedad adsorbida, pero es muy baja en términos generales, presentando un máximo del 10 % de la conductividad no saturada total. Por su parte, el parámetro $\tau = 2.707$, valor que indica alta conectividad de poros, lo que se ve reflejado en la elevada $K(\theta)$ para la región de mesoporos.
- Para ST-(E) el 1er mejor ajuste (vGr-PDI) da valores de $\alpha = 0.0481$ y $n = 1.165$, de donde se tiene que $m = 0.1416$, mientras que el 2° mejor ajuste (vGm-PDI) arroja valores de $\alpha = 0.0377, n = 1.048$ y $m = 0.275$, ambos en el mismo orden de magnitud, característicos de una DTP amplia con cierta presencia de macroporos. El 3er mejor ajuste (vGr-PDI BIM) indica una DTP bimodal muy escasa, en donde 4.5 % y 95.5 % de los poros corresponderían a las porosidades gruesa y fina, respectivamente, por lo que no resulta representativa para este horizonte. θ_r varía entre 11.2 y 24.0 %vol para los 3 ajustes, representando una cantidad muy pequeña de agua móvil en películas de máximo un $\omega = 2.02\text{E-}3 \text{ \%}$ de la conductividad hidráulica total, esto aunado a un valor de τ entre 0.5 y 1.318 sugiere poca conectividad entre poros, lo que puede implicar humedad presente en porosidad aislada. Se observa que $K(\theta)$ es alta en la región de mesoporos pero decae hacia la región de microporos.
- Para Tla-(A) el ajuste (vGm-PDI) arroja valores para α, n y m de 0.1884, 4.669 y 0.05 respectivamente, lo que indica una caída pronunciada para la DTP en la zona de mesoporos y una cantidad considerable de θ_r , que se infiere de 40.0 %, valor elevado pero posible, debido a la presencia de microporosidad desde $\theta = 36 \text{ \%vol}$. Los 2° (vGr-PDI BIM) y 3er (Kos-PDI BIM) mejores ajustes indican DTP bimodales, pero la tendencia de las series de datos evaluadas por el método de Schindler muestra comportamientos divergentes en las pendientes de las CRH, por lo

que no se pudo establecer con certeza los intervalos para los porcentajes de porosidades gruesa y fina. La fracción máxima de la $K(\theta)$ en película delgada fue de $2.1E-2$, por lo que la humedad residual debe encontrarse dentro de poros aislados, lo cual es concordante con los valores de τ estimados entre 0.5 y 1.874, es decir, la conectividad de poros es baja a baja-media. Por su parte, la $K(\theta)$ en el rango de mesoporosidad es menor a la estimada para el horizonte ST-(A) y decae más rápido que en este horizonte, llegando a valores mínimos del mismo orden (10^{-5} cm/d) en la humedad residual.

- Para Tla-(E) los 3 mejores ajustes son de tipo PDI BIM, siendo en promedio 48.1 % la humedad correspondiente a la porosidad gruesa y de 51.9 % a la fina. vGr-PDI BIM y vGm- PDI BIM arrojan valores de α , n y m de los mismos órdenes de magnitud para la porosidad gruesa: $\alpha = 0.00017$ y 0.00015 , $m = 0.5$ y 1.0 en cada caso y $n = 2.0$ para ambos, lo que indica una DTP amplia, mientras que para la porosidad fina $\alpha = 0.5$ en ambos y n varía entre 0.01 y 1.217 para vGm- PDI BIM y vGr-PDI BIM respectivamente; por su parte FX-PDI BIM arroja valores de $\alpha = 0.5$, $n = 1.01$ y $m = 1.0$ para la porosidad gruesa y $\alpha = 0.00028$, $n = 2.0$ y $m = 0.575$ para la fina, siendo similar la DTP de la componente gruesa y más amplia la de la fina. Las DTP para la componente fina en los ajustes vGr-PDI BIM y vGm- PDI BIM fueron menos amplias cada vez con respecto a la obtenida por el ajuste FX-PDI BIM, por lo que no se pudo establecer con precisión la forma de la CRH para la microporosidad. La fracción $\omega = 10$ % del total de la $K(\theta)$, por lo que se puede inferir un valor considerable de humedad adsorbida, la $K(\theta)$ decae de forma elevada en la región de mesoporos en 3 órdenes de magnitud, siendo la disminución más pronunciada para todos los horizontes analizados.

5.6.2 Estimación de valores para distintos contenidos de humedad retenida y ADP para los horizontes de ST y Tla.

Tomando en cuenta los resultados anteriores, en la tabla 17 se presentan estimaciones para los contenidos de humedad a saturación θ_S , a capacidad de campo θ_{CC} y en el punto de marchitez permanente θ_{PMP} , junto con el contenido de agua disponible para las plantas ADP (todas en porcentaje volumétrico), para los conjuntos de datos analizados. Estas estimaciones se obtuvieron promediando los valores obtenidos en los tres mejores ajustes de las CRH (ver tabla 16) para cada una de las variables mencionadas.

Tabla 17. Valores para la humedad a saturación θ_S , a capacidad de campo θ_{CC} , en el punto de marchitez permanente θ_{PMP} y de agua disponible para las plantas ADP. Estimaciones para los conjuntos de muestras correspondientes a los horizontes ST-(A), ST-(E), Tla-(A) y Tla-(E). Los valores se obtuvieron a partir de los promedios de los resultados para los ajustes de retención-conductividad considerados en la tabla 16.

Clave columna	θ_S [%vol]	θ_{CC} [%vol]	θ_{PMP} [%vol]	ADP [%vol]
ST-(A)	55.4	38.4	18.1	20.3
ST-(E)	49.9	31.0	15.1	15.9
Tla-(A)	58.7	35.7	18.3	17.4
Tla-(E)	61.4	38.9	15.9	23.1

5.6.3 Gráficas de las DTP para los horizontes de ST y Tla.

La figura 36 muestra el resultado de las DTP para cada conjunto de horizontes arados y estructurados de Santiago Tezontlale (ST-(A) y ST-(E)) y Tlahuelilpan (Tla-(A) y Tla-(E)), utilizando los resultados para los mejores ajustes de retención-conductividad enlistados en la tabla 16. Nótese que en las estimaciones para los horizontes ST-(A) y Tla-(E), existe una sobre estimación para las densidades de poro entre 10^4 y $10^3 \mu\text{m}$ de radio equivalente.

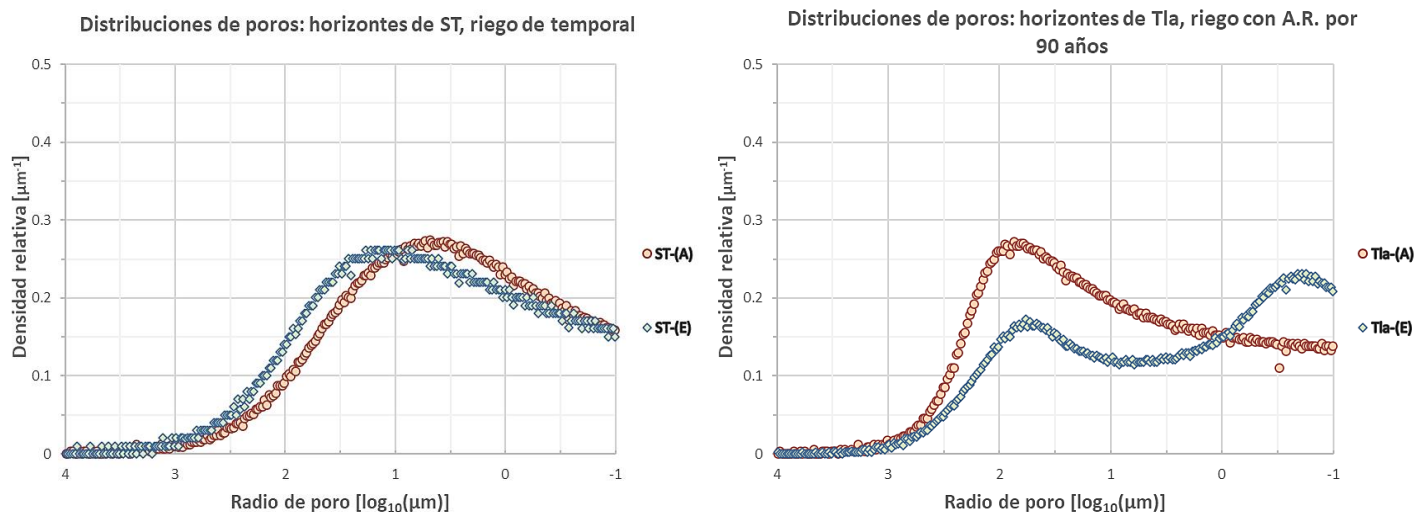


Figura 36. DTP para conjuntos de horizontes, arados y estructurados, provenientes de Santiago Tezontlale (ST-(A) y ST-(E), riego de temporal) y de Tlahuelilpan (Tla-(A) y Tla-(E), riego con A.R. por 90 años).

5.7 Resultados concluyentes.

En un suelo arado, el mayor contenido de C_{org} produce mayor mesoporosidad y por tanto se relaciona con una menor ρ_b , además, una mayor mesoporosidad implica menor cantidad de microporos que almacenen ADP. Por otra parte, un mayor porcentaje de arcilla implica un volumen mayor de agua retenida por adsorción, debido al aumento de la superficie específica del suelo, lo que implica también un menor contenido de ADP.

En los horizontes arados bajo riego de temporal, se observó un contenido moderado de mesoporos y alto contenido de microporos donde se almacena el ADP, excepto para la muestra ST-2(A), la cual tiene un alto contenido de mesoporos y un bajo contenido de microporos capilares. Esta última muestra fue la única que presentó un contenido de agua adsorbida en su microporosidad, de acuerdo a la gráfica de su DTP (figura 30). Adicionalmente, se observa que el arado de los suelos bajo riego de temporal incrementa la macroporosidad de los horizontes.

En los horizontes arados bajo riego con A.R. el contenido de mesoporos aumentó y el de microporos donde se almacena el ADP disminuyó, con respecto a los horizontes análogos bajo riego de temporal. Una posible razón de este cambio en las DTP es el aumento en el contenido de C_{org} que favorece la agregación estructural del suelo.

En cuanto a los horizontes estructurados, hay menor contenido de ADP, debido a una mayor presencia de mesoporos, tanto en suelos bajo riego de temporal, como bajo riego con A.R., siendo más notable este efecto en los suelos bajo este último tipo de riego.

Analizando de manera global los resultados para las localidades de ST y Tla, se observa que los ajustes para cada muestra individual generaron información más detallada sobre las particularidades de los suelos estudiados, mientras que los análisis por horizontes arrojaron información que caracteriza de manera más puntual, pero con menor detalle a cada tipo de horizonte (arado y estructurado).

6 Conclusiones.

Los suelos estudiados del Valle del Mezquital, Hidalgo, provienen de piedemontes y se clasifican como Phaeozems háplicos y vérticos. Los tipos de riegos analizados son de temporal y con agua residual (A.R.) procedente del Valle de México por un periodo 90 años, a través de láminas de inundación sobre cultivos de maíz, alfalfa, avena forrajera y cereales, principalmente.

Las 16 muestras analizadas provienen de 8 perfiles ubicados en cuatro localidades, dos bajo riego de temporal: Santiago Tezontlale (ST, 6 muestras) y Vicente Guerrero (VG, 2 muestras), y dos bajo riego con A.R.: Tlahuelilpan (Tla, 6 muestras) y Ulapa (Ula, 2 muestras). Se estudiaron dos profundidades correspondientes a horizontes arados (A; 0 – 10 cm) y estructurados (E; 30–40 cm).

Los contenidos de arcilla para las muestras variaron entre 38.5 y 52.0 %, y el porcentaje de carbono orgánico (C_{org}), fue de 0.79 a 2.91 %, siendo menor en los horizontes estructurados bajo riego de temporal y mayor en los horizontes arados bajo riego con A.R. La densidad aparente de las muestras ρ_b , fue de 0.88 a 1.31 g/cm³, y esta se correlacionó de manera inversa al contenido de C_{org} de las muestras analizadas. La porosidad ϕ estuvo entre 0.41 y 0.61 y aumenta en promedio 5% para los horizontes arados y en 8% para los estructurados bajo riego con A.R.

Los esquemas de retención de humedad utilizados para los mejores ajustes, se basan en el modelo de van Genuchten, con 4 (vGr) y 5 (vGm) parámetros libres, según se ajustó mejor el esquema de conductividad de Mualem o la solución por aproximaciones numéricas, respectivamente. El esquema vGr se usó para ajustar la muestra Tla-3(E) y el esquema vGm para la muestra Ula-1(A). Los esquemas complejos seleccionados son: a) Tipo bimodal con corrección PDI, utilizados en las muestras Tla-1(A), ST-2(E), ST-3(E), VG-1(E), Tla-1(E), Tla-2(E) y Ula-1(E). b) Tipo PDI, correspondientes a las muestras ST-1(A), ST-2(A), ST-3(A), Tla-2(A) y Tla-3(A). c) Tipo bimodal para las muestras ST-1(E) y VG-1(A).

Las parametrizaciones realizadas sobre los suelos estudiados mostraron lo siguiente: Los valores promedio de humedad a saturación por horizontes, en orden de mayor a menor, corresponden a horizontes arado y estructurado bajo riego con A.R., seguidos de los horizontes arado y estructurado bajo riego de temporal.

Los mejores ajustes para los horizontes arados indican un ingreso de aire para mayor valor de pF con respecto a los horizontes estructurados, las DTP resultaron amplias en todos los casos, siendo ligeramente mayores en los horizontes estructurados, que presentaron mayor tendencia a DTP bimodales. Para los suelos bajo riego de temporal, los horizontes arados presentaron un alto contenido de agua adsorbida que se mueve en películas delgadas, mientras que los horizontes estructurados presentaron más desarrollo de mesoporos que implican más agua capilar. Para los suelos bajo riego con A.R., en los horizontes arados se observó una alta presencia de mesoporos, mientras que los horizontes estructurados se presentaron DTP bimodales bien desarrollada con un pico en la región de mesoporos y otro en la región de θ_{PMP} .

Para los suelos bajo riego de temporal, los 3 mejores ajustes para los esquemas de retención-conductividad de cada muestra, arrojan resultados similares, a pesar de tratarse de ajustes de diferente tipo (van Genuchten con y sin restricción para m , Fredlund y Xing y Kosugi) y con distinta complejidad (simples, PDI, BIM y PDI BIM), por lo que sus resultados sirven para obtener información adicional sobre el comportamiento de los parámetros que caracterizan a los suelos estudiados. En el caso de los suelos bajo riego con A.R., los 3 mejores ajustes para los horizontes arados (van Genuchten con y sin restricción para m y Fredlund y Xing, de tipos simple, PDI, BIM y PDI BIM) presentan una similitud alta entre sus resultados, excepto para Ula-1(A), mientras que para los horizontes estructurados, los parámetros de los ajustes utilizados (van Genuchten con y sin restricción para m y Fredlund y Xing, de tipos simple, BIM y PDI BIM) no resultan similares en la zona de microporos y agua adsorbida, salvo para las muestras Tla-2(E) y Tla-3(E), por lo que se puede inferir que los resultados obtenidos por medio de los experimentos en columnas de HYPROP no son suficientes para caracterizar los modelos de retención y conductividad en todo el rango de humedades para estos suelos.

Nótese que estos ajustes son suficientes para realizar una caracterización de los parámetros de estos suelos, pero no garantiza la verosimilitud de todos los datos obtenidos para toda la extensión de los suelos de las localidades estudiadas, lo cual se satisfaría o bien aumentando el tamaño del número de muestras, lo cual puede resultar muy costoso en tiempo y ser impráctico, o aumentando el número de datos obtenidos a lo largo de toda la extensión de la CRH y la función de $K(\theta)$, con equipos y/o técnicas que midan tensión matricial en valores de humedad residual y adsorbida, y conductividad hidráulica a saturación K_s , por ejemplo.

La conductividad hidráulica insaturada $K(\theta)$, se comportó de manera diferente para cada tipo de riego y de horizonte; tomando en cuenta los intervalos de θ para la región de mesoporos, los valores estimados para $K(\theta)$, ordenados de mayor a menor, se presentaron en los horizontes estructurados bajo riego de temporal, arados bajo riego de temporal, arados bajo riego con A.R. y estructurados bajo riego con A.R. Los valores de $K(\theta)$ para el contenido de humedad en el punto de ingreso de aire al tensiómetro superior fueron todos del orden de 10^{-5} cm/d.

En cuanto al agua disponible para las plantas ADP, ésta resultó mayor en los horizontes arados, con valores promedio de 19.5 %_{vol} para riego de temporal y 14.4 %_{vol} para riego con A.R., mientras que en los horizontes estructurados los valores promedio fueron de 14.2 y 13.4 %_{vol} para los riegos de temporal y de A.R., respectivamente. En el caso de los horizontes estructurados bajo riego de temporal, el ADP se encontró en intervalos de humedad volumétrica acotados por los menores valores de humedad a capacidad de campo θ_{CC} , lo que indica que estos horizontes tienen la pérdida más alta de agua capilar posterior al riego. En contraste, los horizontes estructurados bajo riego con A.R. presentaron los contenidos de ADP acotados por contenidos de humedad en el punto de marchitez permanente (θ_{PMP}) más altos, lo que indica que estos horizontes presentan la mayor retención de humedad no disponible para las plantas.

Contrastando los resultados anteriores con las hipótesis planteadas en este trabajo de investigación, se tiene lo siguiente:

- La primera hipótesis se confirmó, pues el riego de temporal promueve una menor estructuración del suelo y como consecuencia mayor contenido de ADP, en promedio, si se comparan los horizontes arados y estructurados bajo este tipo de riego con los regados con A.R. Esto se debe a que, bajo el riego de temporal, existe menor capacidad de retención de humedad por agua adsorbida (figuras 28 y 29 y tabla 13) así como el desarrollo de DTP con menos presencia de microporos donde domina este estado del agua dentro de ellos (figuras 30 y 31).
- La segunda hipótesis también se confirmó, pues las muestras bajo riego con A.R. presentaron mayor retención de agua adsorbida en el caso de ambos horizontes analizados, comparando con las muestras correspondientes bajo riego de temporal, siendo este comportamiento mayor en los horizontes estructurados (figuras 28 y 29 y tabla 13). Lo anterior confirmó la disminución del ADP en los suelos bajo este tipo de riego, para ambos tipos de horizontes.
- La tercera hipótesis no se pudo validar, pues bajo riego de temporal, los horizontes arados no parecen tener mayor porosidad interestructural que los estructurados (figura 30), mientras que bajo riego con A.R., los arados presentan menor porosidad interestructural que los estructurados (figura 31). En cuanto a la conductividad hidráulica $K(\theta)$ en condiciones de humedad de campo, bajo riego de temporal los horizontes arados presentan valores ligeramente menores (del mismo orden de magnitud) en comparación con los estructurados, mientras que bajo riego con A.R., los arados presentan valores mayores (hasta por dos órdenes de magnitud) en comparación con los estructurados. Esto podría deberse a la presencia de materia orgánica en los suelos bajo riego con A.R. que promueve la formación de microporos, los que podrían ser destruidos por el arado, generando el aumento en la $K(\theta)$, mientras que bajo el riego de temporal, el arado pudiera destruir alguna cantidad relativamente baja de mesoporos, convirtiéndolos en microporos, lo que disminuiría la $K(\theta)$.
- La cuarta hipótesis se pudo confirmar parcialmente, de acuerdo a lo siguiente: Para los horizontes estructurados bajo riego de temporal las porosidades intra e inter-agregados resultaron similares a la de los arados, mientras que bajo riego con A.R., la porosidad intra-agregados es mayor y la inter-agregados menor, en comparación con los arados. Por otro lado, el porcentaje de humedad retenida en condiciones del punto de marchitez permanente resulta ser: menor a la de los horizontes arados bajo riego de temporal y mayor a la de estos horizontes bajo riego con A.R. Finalmente, se observa que se cumple la parte de la hipótesis para el contenido de ADP, siendo esta menor en los estructurados, probablemente debido a que la estructuración promueve, por un lado mayor movimiento de agua por mesoporos y por otro lado mayor agua adsorbida en microporos.

El análisis de las últimas dos comparaciones a las hipótesis de este trabajo, muestra que falta más investigación sobre la parametrización de las propiedades de retención de humedad y de conductividad hidráulica, para poder corroborar, descartar y de ser necesario, replantear estas hipótesis, en particular a través de la obtención de las conductividades hidráulicas a mayores valores de humedad volumétrica,

incluyendo a saturación, y de la obtención de valores de la curva de retención de humedad (CRH) en condiciones de humedad residual y adsorbida, para cada tipo de horizonte y de riego.

Dicho lo anterior, se puede asegurar que los resultados obtenidos en este trabajo representan un gran avance en la comprensión y parametrización de las características de las funciones de retención de humedad y de conductividad hidráulica de los suelos estudiados del Valle del Mezquital, lo que permite conocer de manera cuantitativa el comportamiento y las diferencias entre los horizontes superficiales bajo riegos de temporal y con agua residual por 90 años, así como obtener un conjunto representativo de parámetros para realizar modelos de flujo de agua y de transporte de solutos de estos suelos, en una primera aproximación, lo cual será un trabajo por desarrollar en futuras investigaciones.

Referencias.

- Akaike, H. (1974). A new look at the statistical model identification. *IEEE transactions on automatic control*, 19(6), 716-723.
- Baker, R., & Frydman, S. (2009). Unsaturated soil mechanics: Critical review of physical foundations. *Engineering Geology*, 106(1), 26–39.
- Batu, V. (1998). *Acquifer hydraulics: A comprehensive guide to hydrogeologic data analysis*. Wiley.
- Bear, J. (1988). *Dynamics of fluids in porous media*. Corrected Edition. Dover.
- British Geological Survey (BGS).; Comisión Nacional del Agua (CNA).; London School of hygiene and Tropical Medicine (LSHTM).; University of Birmingham (UB). (1998). Impact of wastewater reuse on groundwater in the Mezquital Valley, Hidalgo state, México, Department for International Development Final report. pp. 155.
- Brooks, R. H., & Corey, A. T. (1964). Hydraulic properties of porous media. *Hydrology papers (Colorado State University)*; no. 3.
- Burdine, N. (1953). Relative permeability calculations from pore size distribution data. *Journal of Petroleum Technology*, 5(03), 71-78.
- Campbell, G. S., & Shiozawa, S. (1992). Prediction of hydraulic properties of soils using particle-size distribution and bulk density data. En van Genuchten, M. Th., Leij, FJ and Lund, LJ (eds.) *Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*, 317-328.
- Castillo, A. M., Bobadilla, D., Acosta, A., Giménez, M., Hudler, C., López, E., Márquez, R., Menta, A., & Santiago, L. (2020). Curso Monitoreo Ambiental, Edición 2020 (p. 170) [Informe Final]. Instituto de Geología, UNAM.
- Chorover, J., Kretzschmar, R., Garcia-Pichel, F., & Sparks, D. L. (2007). Soil biogeochemical processes within the critical zone. *Elements*, 3(5), 321-326.
- Contreras, J. D., Trangucci, R., Felix-Arellano, E. E., Rodríguez-Dozal, S., Siebe, C., Riojas-Rodríguez, H., ... & Eisenberg, J. N. (2020). Modeling Spatial Risk of Diarrheal Disease Associated with Household Proximity to Untreated Wastewater Used for Irrigation in the Mezquital Valley, Mexico. *Environmental health perspectives*, 128(7), 077002.
- de Marsily, G. (2004). *Cours d'Hydrogéologie*. Université Paris IV.

- Dixon, D. A., Graham, J., & Gray, M. N. (2011). Hydraulic conductivity of clays in confined tests under low hydraulic gradients. *Canadian Geotechnical Journal*, 36(5), 815-825.
- Downs, T. J., Cifuentes-Garcia, E., & Suffet, I. M. (1999). Risk screening for exposure to groundwater pollution in a wastewater irrigation district of the Mexico City region. *Environmental Health Perspectives*, 107(7), 9.
- Durán-Álvarez, J. C., Prado-Pano, B., & Jiménez-Cisneros, B. (2012). Sorption and desorption of carbamazepine, naproxen and triclosan in a soil irrigated with raw wastewater: Estimation of the sorption parameters by considering the initial mass of the compounds in the soil. *Chemosphere*, 88(1), 84-90.
- Durán-Álvarez, J. C., Prado, B., Ferroud, A., Juayerk, N., & Jiménez-Cisneros, B. (2014). Sorption, desorption and displacement of ibuprofen, estrone, and 17 β estradiol in wastewater irrigated and rainfed agricultural soils. *Science of the Total Environment*, 473, 189-198.
- Durán-Álvarez, J. C., Prado, B., González, D., Sánchez, Y., & Jiménez-Cisneros, B. (2015). Environmental fate of naproxen, carbamazepine and triclosan in wastewater, surface water and wastewater irrigated soil—results of laboratory scale experiments. *Science of the Total Environment*, 538, 350-362.
- Durner, W. (1994). Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water resources research*, 30(2), 211-223.
- Durner, W., Iden, S. C., & von Unold, G. (2017). The integral suspension pressure method (ISP) for precise particle-size analysis by gravitational sedimentation. *Water Resources Research*, 53(1), 33-48.
- Drzal, M. S., Keith Cassel, D., & Fonteno, W. C. (1999). Pore fraction analysis: A new tool for substrate testing. *Acta Horticulturae*, 481, 43–54.
- Fredlund, D. G., & Xing, A. (1994). Equations for the soil-water characteristic curve. *Canadian geotechnical journal*, 31(4), 521-532.
- Frydman, S., & Baker, R. (2009). Theoretical soil-water characteristic curves based on adsorption, cavitation, and a double porosity model. *International journal of geomechanics*, 9(6), 250-257.
- Giordano, M. (2009). Global Groundwater? Issues and Solutions. *Annual Review of Environment and Resources*, 34(1), 153–178.

- Guédron, S., Duwig, C., Prado, B. L., Point, D., Flores, M. G., & Siebe, C. (2014). (Methyl) Mercury, Arsenic, and Lead Contamination of the World's Largest Wastewater Irrigation System: the Mezquital Valley (Hidalgo State—Mexico). *Water, Air, & Soil Pollution*, 225(8), 2045.
- Haghverdi, A., Najarchi, M., Öztürk, H. S., & Durner, W. (2020). Studying Unimodal, Bimodal, PDI and Bimodal-PDI Variants of Multiple Soil Water Retention Models: I. Direct Model Fit Using the Extended Evaporation and Dewpoint Methods. *Water*, 12(3), 900.
- Hernández-Martínez, J. L., Prado, B., Durán-Álvarez, J. C., Bischoff, W. A., & Siebe, C. (2014). Movement of Water and Solutes in a Wastewater Irrigated Piedmont. *Procedia Earth and Planetary Science*, 10, 365–369.
- Hettiarachchi, H., & Ardakanian, R. (Eds.). (2016). Safe use of wastewater in agriculture: Good practice examples. United Nations University, Institute for Integrated Management of Material Fluxes and of Resources (UNU-FLORES).
- Hillel, D. (1998). *Environmental soil physics: Fundamentals, applications, and environmental considerations*. Elsevier.
- Hurvich, C. M., & Tsai, C. L. (1989). Regression and time series model selection in small samples. *Biometrika*, 76(2), 297-307.
- Iden, S. C., & Durner, W. (2014). Comment on “Simple consistent models for water retention and hydraulic conductivity in the complete moisture range” by A. Peters. *Water Resources Research*, 50(9), 7530-7534.
- Jensen, D. K., Tuller, M., de Jonge, L. W., Arthur, E., & Moldrup, P. (2015). A new two-stage approach to predicting the soil water characteristic from saturation to oven-dryness. *Journal of Hydrology*, 521, 498-507.
- Jimenez, B., & Chávez, A. (2004). Quality assessment of an aquifer recharged with wastewater for its potential use as drinking source: “El Mezquital Valley” case. *Water Science and Technology*, 50(2), 269–276.
- Juayerk-Herrera, N. (2012). *Caracterización del movimiento del agua en suelos arcillosos del Valle del Mezquital, Hidalgo, México*. [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México].
- Jury, W. A. (1982). Simulation of solute transport using a transfer function model. *Water Resources Research*, 18(2), 363-368.
- Jury, W. A., Gardner, W. R., & Gardner, W. H. (1991). *Soil Physics* (Fifth edition). John Wiley & Sons Inc. New York.

- Kodešová, R. (2009). Soil micromorphology use for modeling of a non-equilibrium water and solute movement. *Plant, Soil and Environment*, 55(10), 424-428.
- Kodešova, R., Kozák, J., & Šimůnek, J. (2006). Numerical study of macropore impact on ponded infiltration in clay soils. *Soil and Water Research*, 1(1), 16-22.
- Konyai, S., Sriboonlue, V., & Trelo-Ges, V. (2009). The effect of air entry values on hysteresis of water retention curve in saline soil. *American Journal of Environmental Sciences*, 5(3), 341–345.
- Kosugi, K. (1994). Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. *Water Resources Research*, 30(4), 891–901.
- Kosugi, K. I. (1996). Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 32(9), 2697-2703.
- Kutílek, M. (1972). Non-Darcian Flow of Water in Soils — Laminar Region: A Review. En Iahr (Ed.), *Developments in Soil Science* (Vol. 2, pp. 327–340). Elsevier.
- Lal, R., & Shukla, M. (2004). *Principles of soil physics*. M. Dekker. New York.
- Lafolie, F., Cousin, I., Pot, V., Marron, P. A. y Mollier, A. (2017). Virtual soil project - Evaluation 2018. [Texto]. Recuperado el 21 de enero de 2021, de <https://www6.inrae.fr/vsoil/Project-life/Documents/Evaluation-2018>
- Lignon, S., Laouafa, F., Prunier, F., Khoa, H. D. V., & Darve, F. (2009). Hydro-mechanical modelling of landslides with a material instability criterion. *Geotechnique*, 59(6), 513-524.
- Lu, N. (2016). Generalized soil water retention equation for adsorption and capillarity. *Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering*, 142(10), 04016051
- Lüneberg, K., Prado, B., Broszat, M., Dalkmann, P., Díaz, D., Huebner, Amelung, W., López-Vidal, Y., Siemens, J., Grohmann, E. & Siebe, C. (2018). Water flow paths are hotspots for the dissemination of antibiotic resistance in soil. *Chemosphere*, 193, 1198-1206.
- Luxmoore, R. J. (1981). Micro-, Meso-, and Macroporosity of Soil. *Soil Science Society of America Journal*, 45(3), 671–672.
- METER. (2018). AUTOMATED PARTICLE SIZE ANALYSIS. METER Environment [en línea]. Disponible en: <https://www.metergroup.com/environment/products/pario/>

- Miller, E. E., & Miller, R. D. (1956). Physical theory for capillary flow phenomena. *Journal of Applied Physics*, 27(4), 324-332.
- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3), 513–522.
- NRCS. (2001, January). *Soil Quality*. U.S. Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service.
https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/national/technical/nra/rca/?cid=nrcs143_014198
- Neupauer, R. M., & Dennis, N. D. (2010). Classroom Activities to Illustrate Concepts of Darcy’s Law and Hydraulic Conductivity. *Journal of Professional Issues in Engineering Education and Practice*, 136(1), 17–23.
- Oades, J. M., & Waters, A. G. (1991). Aggregate hierarchy in soils. *Soil Research*, 29(6), 815-828.
- Pérez-Vargas y Castor, C. (2021). Evaluación de la estructura de suelos con diferente historial de riego con agua residual [Tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México]. Manuscrito en preparación.
- Pertassek, T., Peters, A., & Durner, W. (2015). *HYPROP -FIT Software User Manual V.3.0*. UMS GmbH.
- Peters, A. (2013). Simple consistent models for water retention and hydraulic conductivity in the complete moisture range. *Water Resources Research*, 49(10), 6765-6780.
- Peters, A., & Durner, W. (2008). Simplified evaporation method for determining soil hydraulic properties. *Journal of Hydrology*, 356(1-2), 147-162.
- Peters, A., & Durner, W. (2008b). A simple model for describing hydraulic conductivity in unsaturated porous media accounting for film and capillary flow. *Water Resources Research*, 44(11).
- Peters, A., Durner, W., & Wessolek, G. (2011). Consistent parameter constraints for soil hydraulic functions. *Advances in Water Resources*, 34(10), 1352-1365.
- Peters, A. y Durner, W. (2015). SHYPPFIT 2.0 User’s Manual. Research Report. Institut für Ökologie, Technische Universität Berlin, Germany.

- Prado, B., Duwig, C., Marquez, J., Delmas, P., Morales, P., James, J., & Etchevers, J. (2009). Image processing-based study of soil porosity and its effect on water movement through Andosol intact columns. *Agricultural Water Management*, 96(10), 1377-1386.
- Prado-Pano, B. L. (2006). *Etude du mouvement de l'eau et du transfert réactif du nitrate dans les sols volcaniques du bassin versant élémentaire de la Loma, Mexique* [Tesis de Doctorado, Universidad Joseph Fourier].
- Raschid-Sally, L., & Jayakody, P. (2009). *Drivers and characteristics of wastewater agriculture in developing countries: Results from a global assessment* (Vol. 127). IWMI.
- Rassam, D., Šimůnek, J., Mallants, D. y van Genuchten, M. (2018). *The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media: Tutorial*. version 1.00, CSIRO Land and Water, Australia, pp. 183.
- Richards, L. A. (1931). Capillary Conduction of Liquids Through Porous Mediums. *Physics*, 1, 318–333.
- Salazar-Ledesma, M., Prado, B., Zamora, O., & Siebe, C. (2018). Mobility of atrazine in soils of a wastewater irrigated maize field. *Agriculture, ecosystems & environment*, 255, 73-83.
- Seki, K. (2007) SWRC fit - a nonlinear fitting program with a water retention curve for soils having unimodal and bimodal pore structure. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 4: 407-437.
- Schindler, U., Durner, W., von Unold, G., & Müller, L. (2010). Evaporation method for measuring unsaturated hydraulic properties of soils: Extending the measurement range. *Soil Science Society of America Journal*, 74(4), 1071-1083.
- Schindler, U., & Müller, L. (2006). Simplifying the evaporation method for quantifying soil hydraulic properties. *Journal of plant nutrition and soil science*, 169(5), 623-629.
- Siebe, C., Chapela-Lara, M., Cayetano-Salazar, M., Prado, B., & Siemens, J. (2016). Effects of More Than 100 Years of Irrigation with Mexico City's Wastewater in the Mezquital Valley (Mexico). En H. Hettiarachchi & R. Ardakanian (Eds.), *Safe use of wastewater in agriculture: Good practice examples* (p. 164). UNU-FLORES.
- Šimůnek, J., Jarvis, N. J., Van Genuchten, M. T., & Gärdenäs, A. (2003). Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. *Journal of hydrology*, 272(1-4), 14-35.
- Šimůnek, J., & van Genuchten, M. T. (2008). Modeling nonequilibrium flow and transport processes using HYDRUS. *Vadose Zone Journal*, 7(2), 782-797.

- Soil Science Division Staff. (2017). Soil survey manual. *USDA handbook 18*, 120-131.
- Sophocleous, M., Townsend, M. A., Vocasek, F., Ma, L., & Ashok, K. C. (2010). Treated wastewater and nitrate transport beneath irrigated fields near Dodge City, Kansas. *Midcontinent Geoscience*, 1-31.
- Stasch, D., & Stahr, K. (1993). The soil potential concept-A method for the fundamental evaluation of soils and their protection. In *Integrated Soil and Sediment Research: A Basis for Proper Protection* (pp. 107-109). Springer, Dordrecht.
- Strudley, M. W., Green, T. R., & Ascough II, J. C. (2008). Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil and Tillage Research*, 99(1), 4-48.
- Totsche, K. U., Amelung, W., Gerzabek, M. H., Guggenberger, G., Klumpp, E., Knief, C., ... & Ray, N. (2018). Microaggregates in soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 181(1), 104-136.
- UMS. (2018). *HYPROP User Manual Version 2018/3*. METER GmbH.
- Van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*, 44(5), 892-898.
- van Paassen, L. A., Tollenaar, R. N., Jommi, C., Steins, A., & von Unold, G. (2018). Investigating some irregularities observed during suction measurements using the Hyprop device. In *7th International Conference on Unsaturated Soil Mechanics, Hong Kong University of Science and Technology, Hong Kong*.
- Vanapalli, S. K., Sillers, W. S., & Fredlund, M. D. (1998). The meaning and relevance of residual state to unsaturated soils. In *51st Canadian Geotechnical Conference* (pp. 4-7). Edmonton.
- Vauclin, M. (1994). Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 7(1), 81-102.
- Vrugt, J. A., Bouten, W., Gupta, H. V., & Hopmans, J. W. (2003). Toward improved identifiability of soil hydraulic parameters: On the selection of a suitable parametric model. *Vadose Zone Journal*, 2(1), 98-113.
- Weil, R. R., & Brady, N. C. (2017). *The nature and properties of soils* (Fifteenth edition). Pearson Prentice Hall.
- Weisstein, E. W. (2002). *Erfc* [Texto]. Wolfram Research, Inc. Recuperado el 5 de enero de 2021, de <https://mathworld.wolfram.com/Erfc.html>

Weisstein, E. W. (2003). *Inverse Erfc* [Texto]. Wolfram Research, Inc. Recuperado el 5 de enero de 2021, de <https://mathworld.wolfram.com/InverseErfc.html>

WRB, I. W. G. (2014). World Reference Base for soil resources 2014: international soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Report, 106.

Zheng, Q., Durben, D. J., Wolf, G. H., & Angell, C. A. (1991). Liquids at large negative pressures: water at the homogeneous nucleation limit. *Science*, 254(5033), 829-832.

Anexos.

Anexo 1. Resultados de las mediciones del equipo HYPROP para la masa y la tensión matricial durante los procesos de evaporación.

En las siguientes figuras se muestran las mediciones obtenidas para la masa y la tensión matricial en función del tiempo, para las 16 columnas analizadas. Los valores de la masa fueron registrados con la balanza del equipo HYPROP, mientras que las tensiones fueron obtenidas por los tensiómetros instalados dentro de las columnas de suelo a dos diferentes profundidades, 1.25 (Tensión bottom) y 3.75 cm (Tensión top). En primer lugar, se muestran los resultados para las muestras de suelos bajo riego de temporal y posteriormente para las de riego con agua residual (A.R.) por 90 años.

Santiago Tezontlale.

- Perfil ST-1

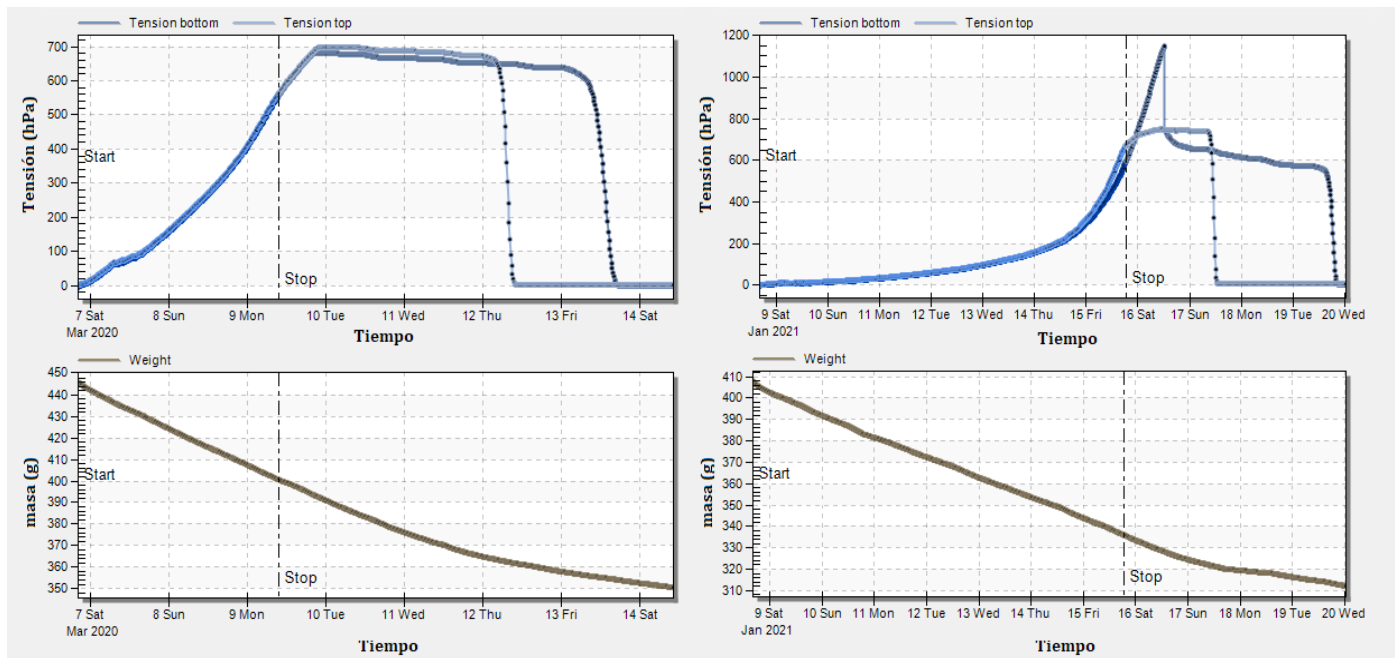


Figura A 1. Mediciones obtenidas para las tensiones y las masas de las columnas correspondientes a las muestras ST-1(A) (izquierda) y ST-1(E) (derecha).

- Perfil ST-2

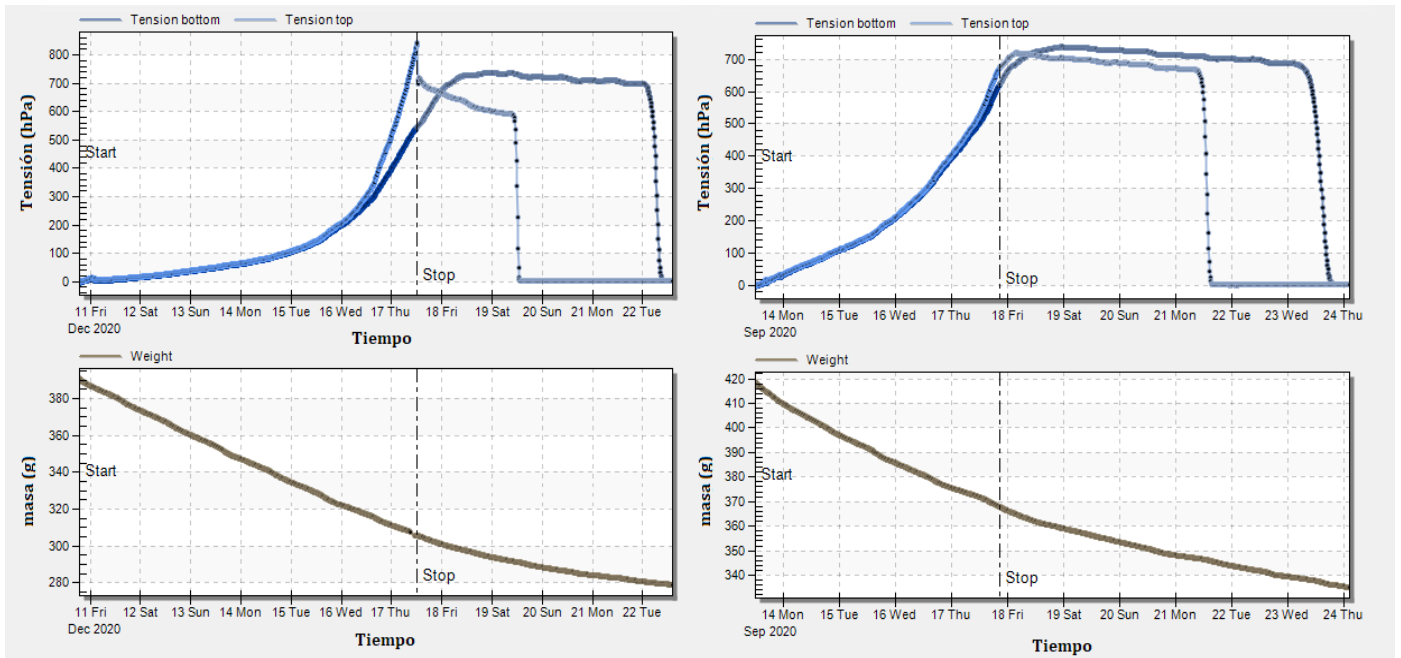


Figura A 2. Mediciones obtenidas para las tensiones y las masas de las columnas correspondientes a las muestras ST-2(A) (izquierda) y ST-2(E) (derecha).

- Perfil ST-3

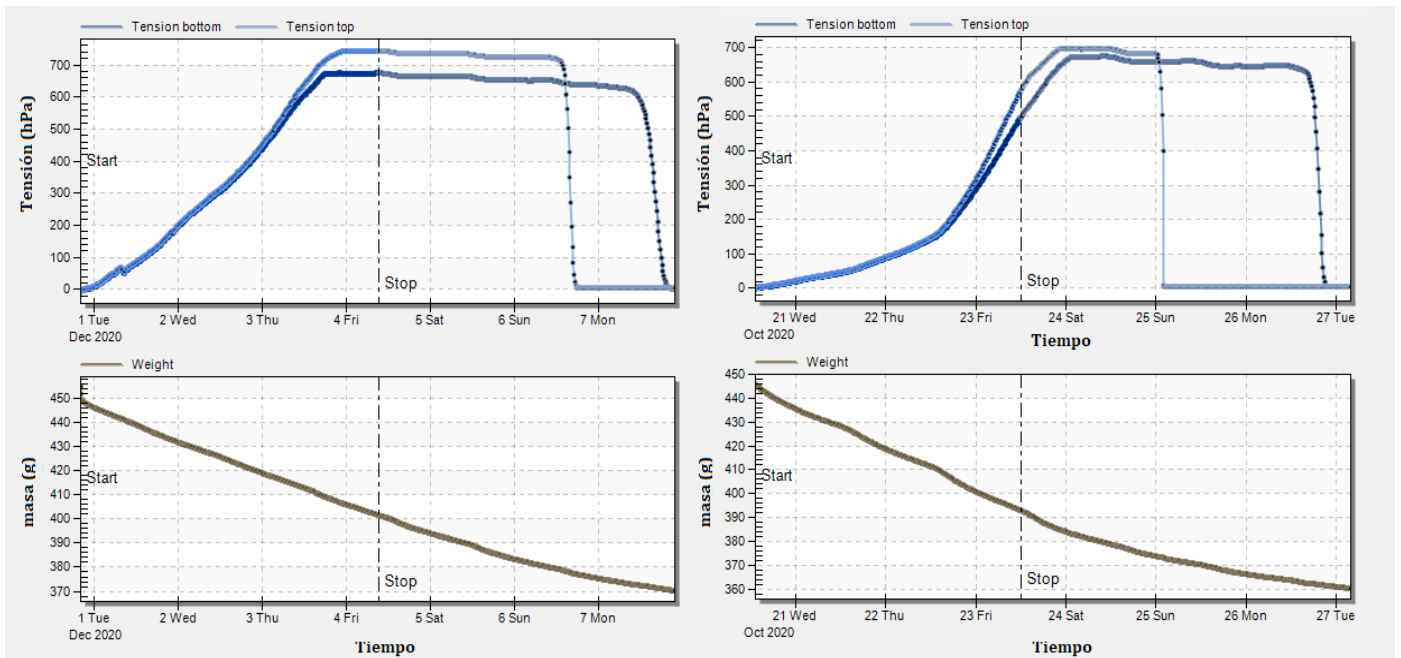


Figura A 3. Mediciones obtenidas para las tensiones y las masas de las columnas correspondientes a las muestras ST-3(A) (izquierda) y ST-3(E) (derecha).

Vicente Guerrero.

- Perfil VG-1

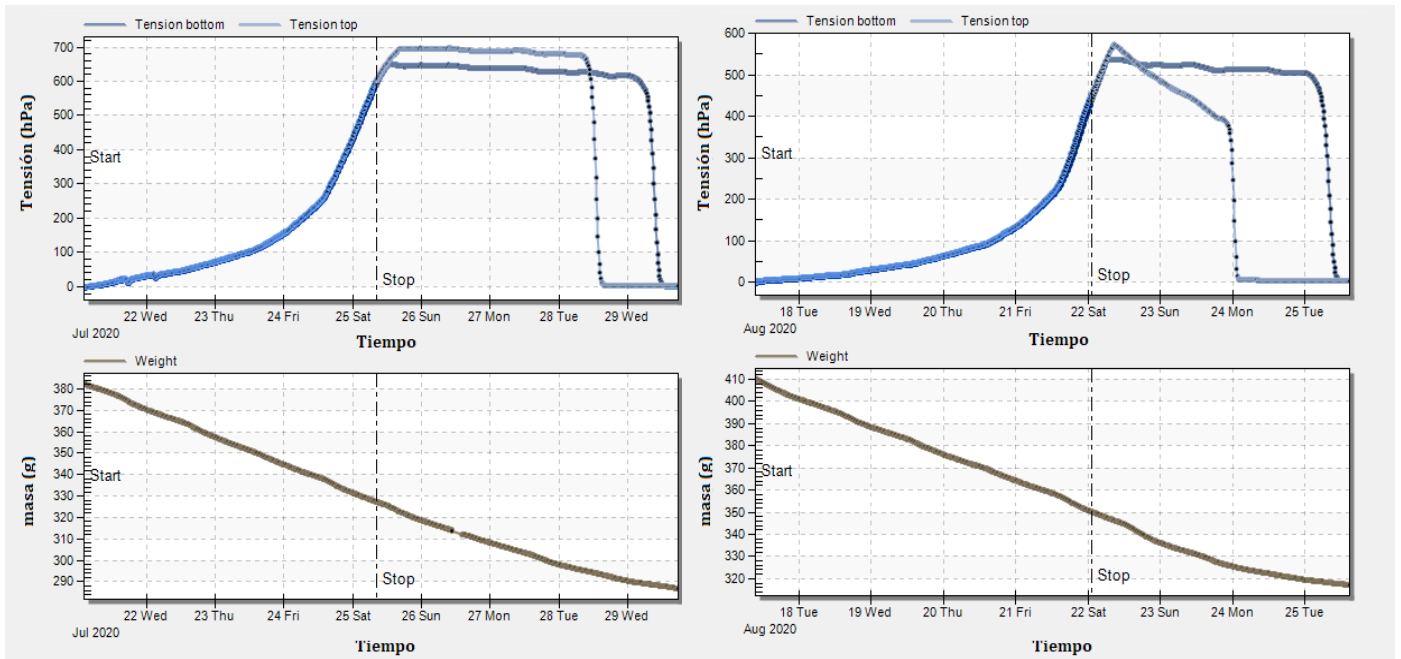


Figura A 4. Mediciones obtenidas para las tensiones y las masas de las columnas correspondientes a las muestras VG-1(A) (izquierda) y VG-1(E) (derecha).

Tlahuelilpan.

- Perfil Tla-1

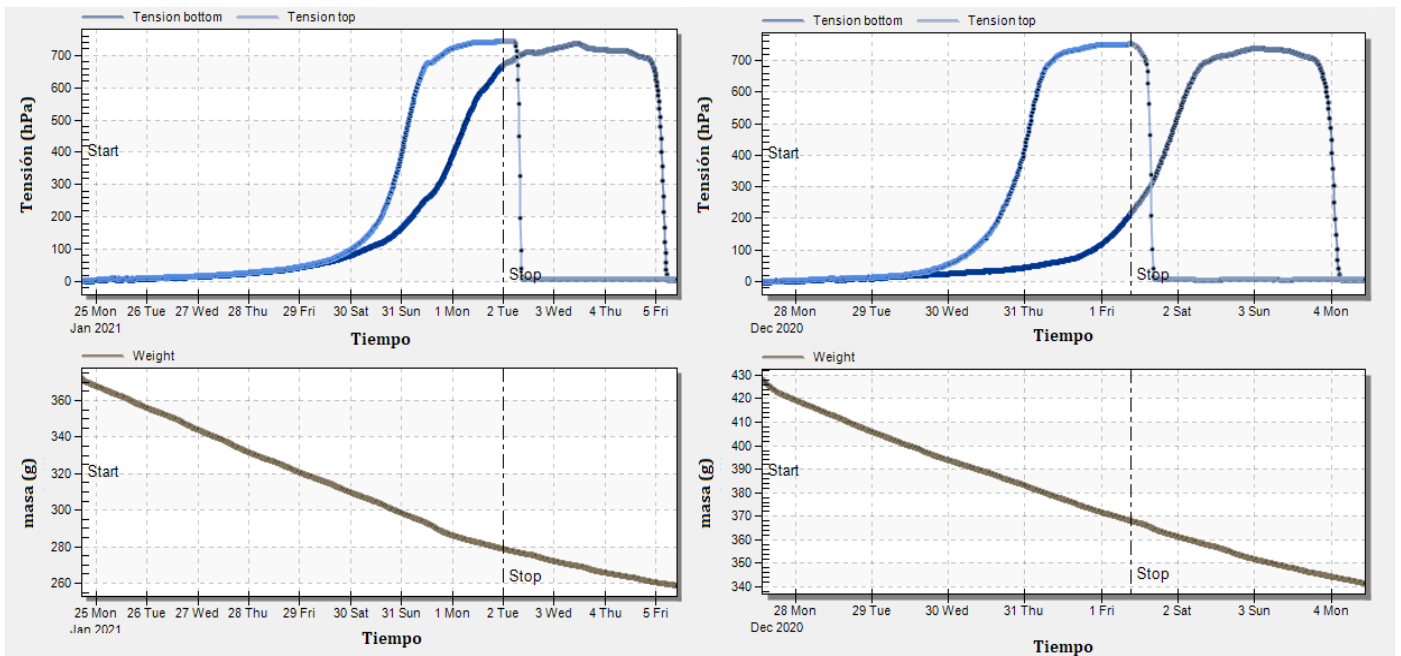


Figura A 5. Mediciones obtenidas para las tensiones y las masas de las columnas correspondientes a las muestras Tla-1(A) (izquierda) y Tla-1(E) (derecha).

- Perfil Tla-2

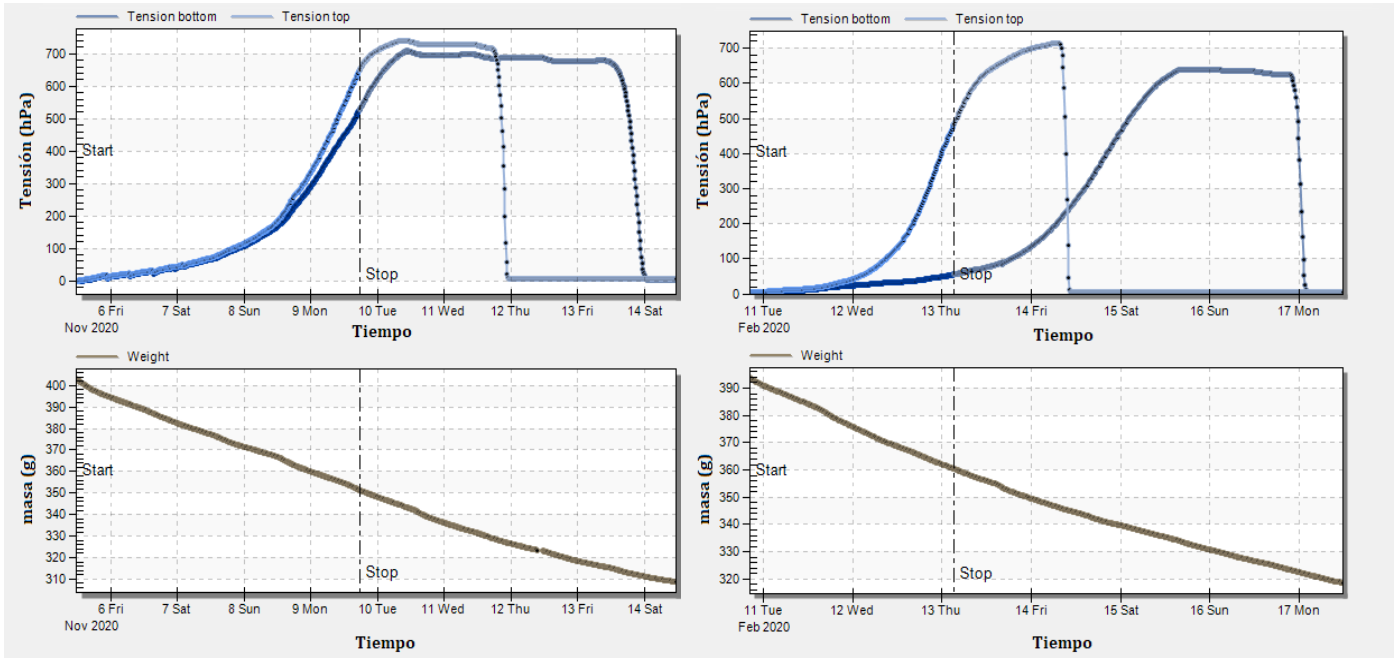


Figura A 6. Mediciones obtenidas para las tensiones y las masas de las columnas correspondientes a las muestras Tla-2(A) (izquierda) y Tla-2(E) (derecha).

- Perfil Tla-3

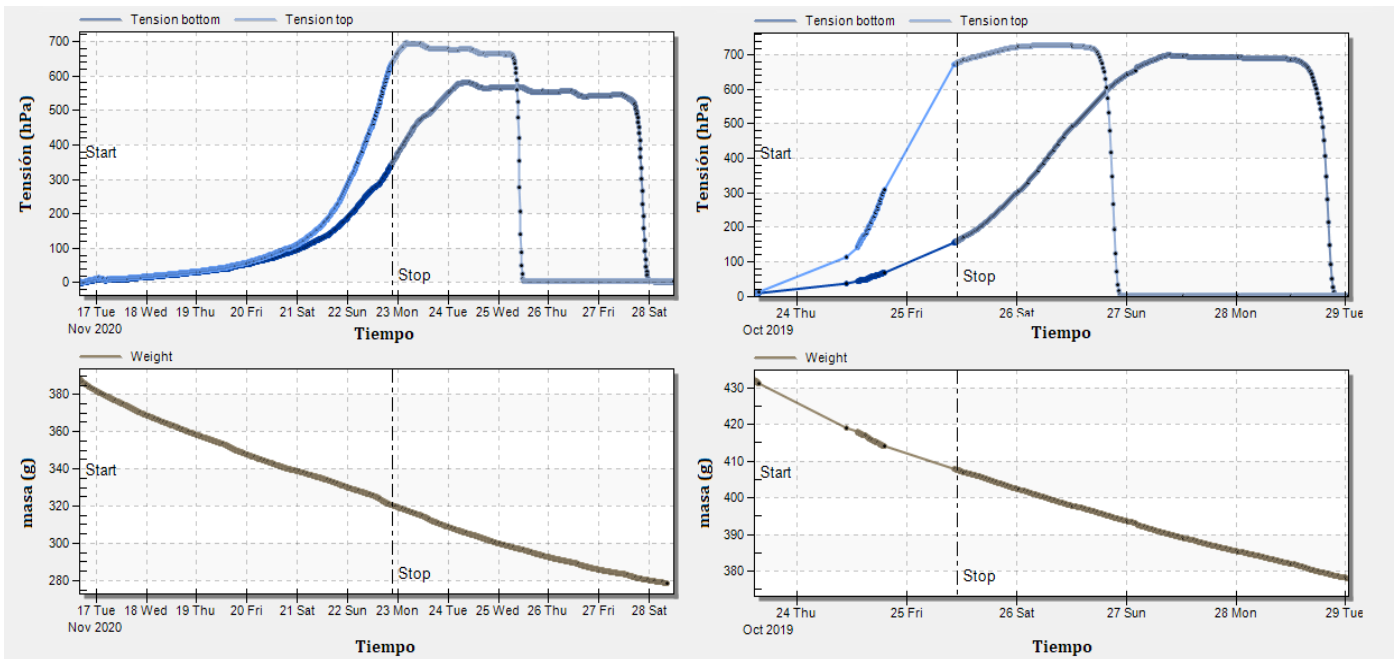


Figura A 7. Mediciones obtenidas para las tensiones y las masas de las columnas correspondientes a las muestras Tla-3(A) (izquierda) y Tla-3(E) (derecha).

Ulapa.

- Perfil Ula-1

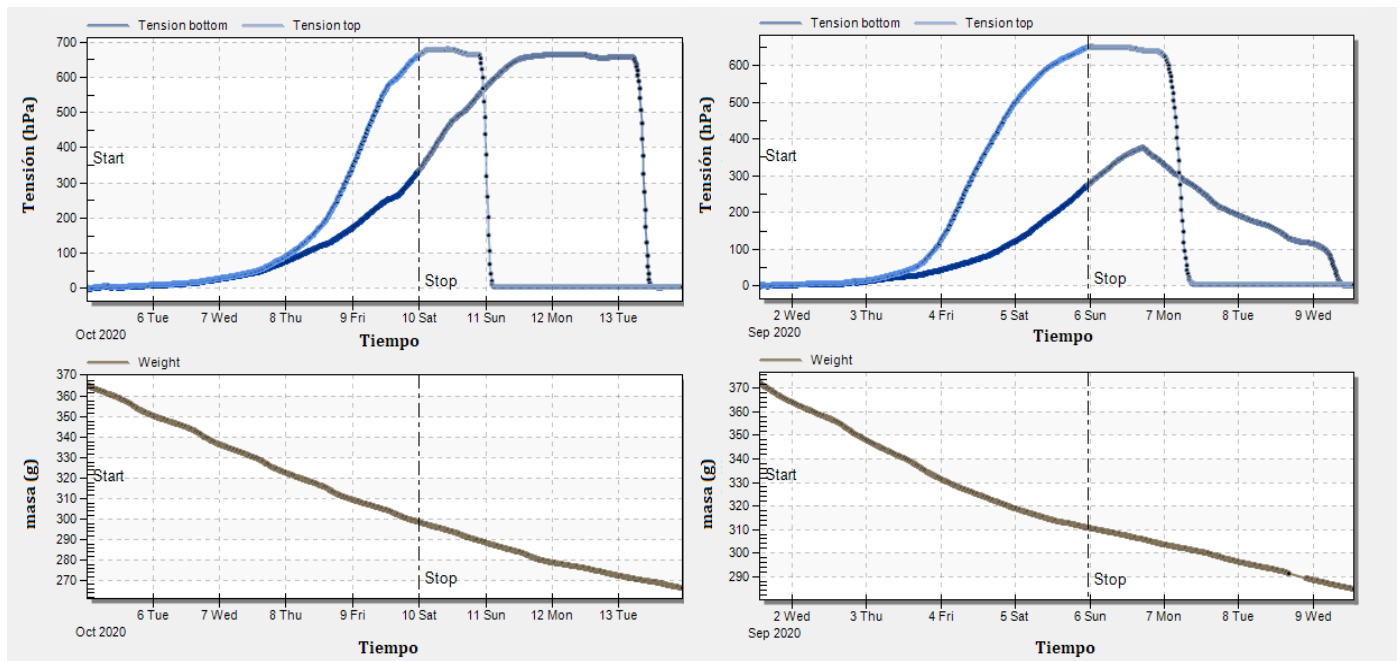


Figura A 8. Mediciones obtenidas para las tensiones y las masas de las columnas correspondientes a las muestras Ula-1(A) (izquierda) y Ula -1(E) (derecha).

Anexo 2. Resultados para la evaluación de los datos hasta el ingreso del aire al tensiómetro superior, utilizando el software HYPROP-FIT.

En las siguientes figuras se muestran las estimaciones realizadas por el equipo HYPROP-FIT para los datos de la tensión h , antes de la pérdida de succión, debida al ingreso de aire a los tensiómetros superiores. Estas estimaciones permiten evaluar un rango adicional de valores para las series de retención y conductividad hidráulica de cada muestra analizada.

Los valores estimados, denotados por círculos grises sobre las gráficas de datos, son ajustados por interpolaciones Hermitianas de splines, hasta el punto de pérdida de succión del tensiómetro superior. De estos datos, se toman 100 valores para h promedio entre 0 hPa y el inicio de la fase de cavitación interna de los tensiómetros, marcada por las líneas verticales punteadas y rotuladas como “Stop top/bottom”, más el dato correspondiente al promedio entre la tensión para la pérdida de succión del tensiómetro superior y el valor estimado en este punto sobre la gráfica del tensiómetro inferior.

A continuación, se muestran los resultados gráficos para ambos horizontes de cada perfil analizado, primero para las muestras de suelos bajo riego de temporal y a continuación, para las de riego con agua residual (A.R.) por 90 años.

Santiago Tezontle.

- Perfil ST-1

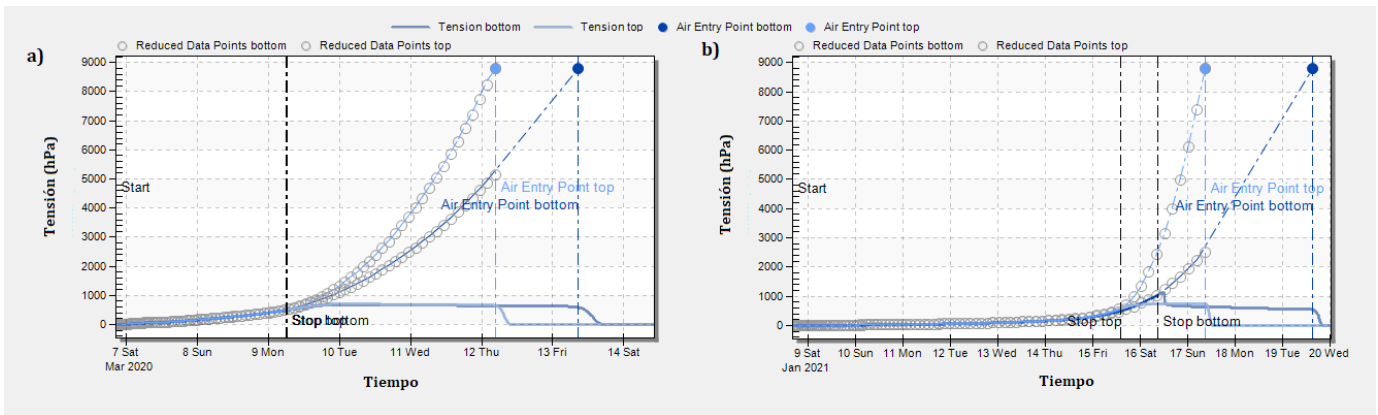


Figura A 9. Valores considerados para realizar las estimaciones de las tensiones medias por el software HYPROP-FIT correspondientes a las muestras a) ST-1(A) y b) ST-1(E).

- Perfil ST-2

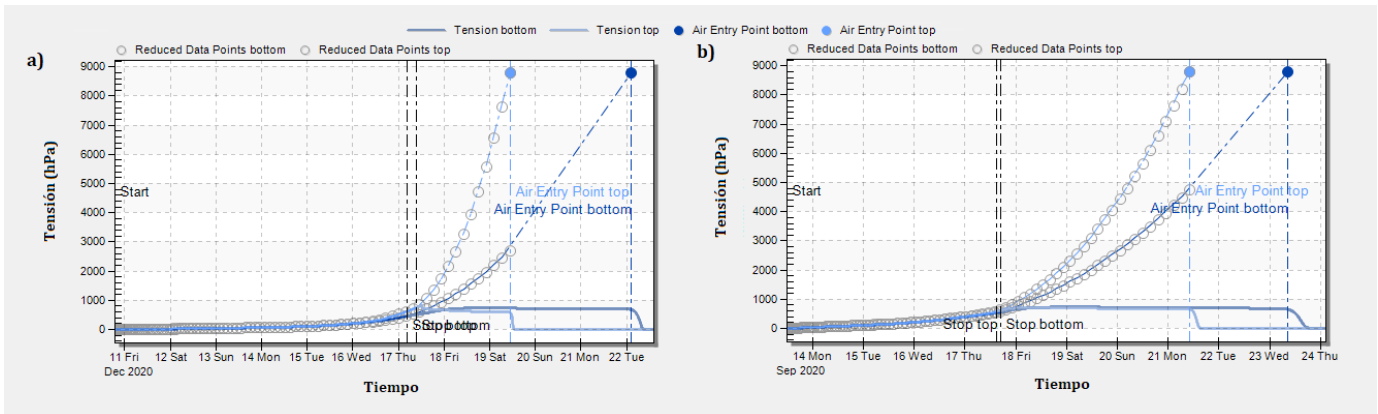


Figura A 10. Valores considerados para realizar las estimaciones de las tensiones medias por el software HYPROP-FIT correspondientes a las muestras a) ST-2(A) y b) ST-2(E).

- Perfil ST-3

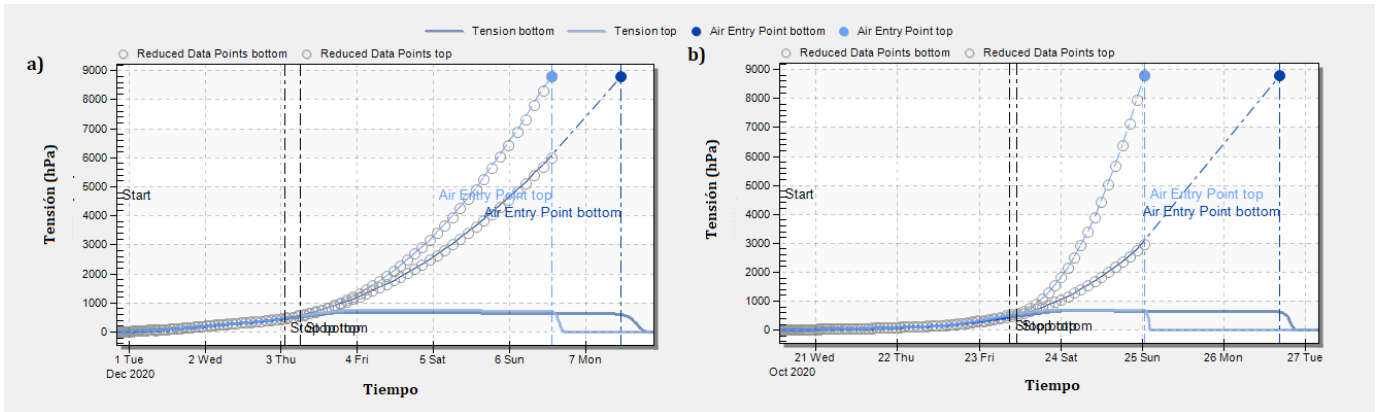


Figura A 11. Valores considerados para realizar las estimaciones de las tensiones medias por el software HYPROP-FIT correspondientes a las muestras a) ST-3(A) y b) ST-3(E).

Vicente Guerrero.

- Perfil VG-1

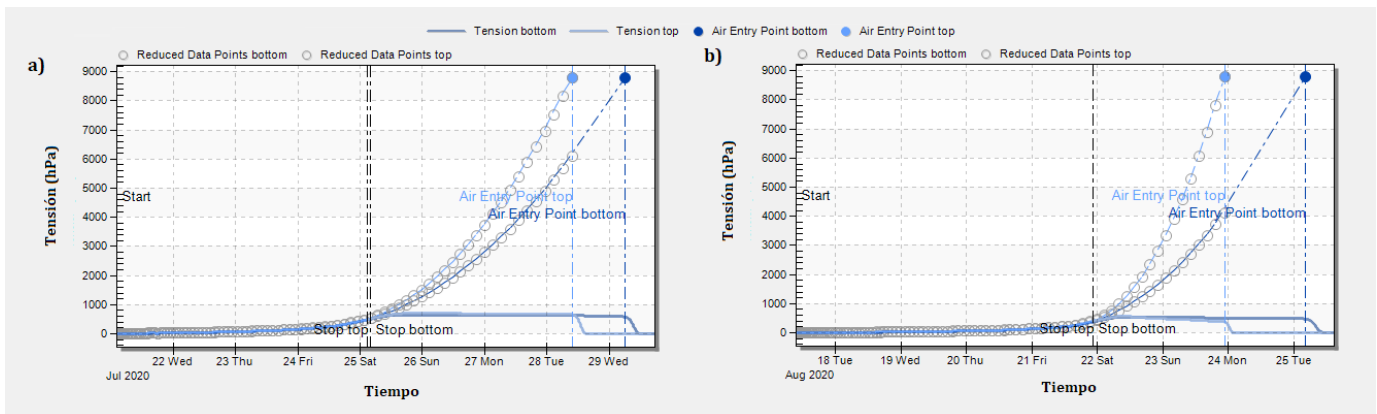


Figura A 12. Valores considerados para realizar las estimaciones de las tensiones medias por el software HYPROP-FIT correspondientes a las muestras a) VG-1(A) y b) VG-1(E).

Tlahuelilpan.

- Perfil Tla-1

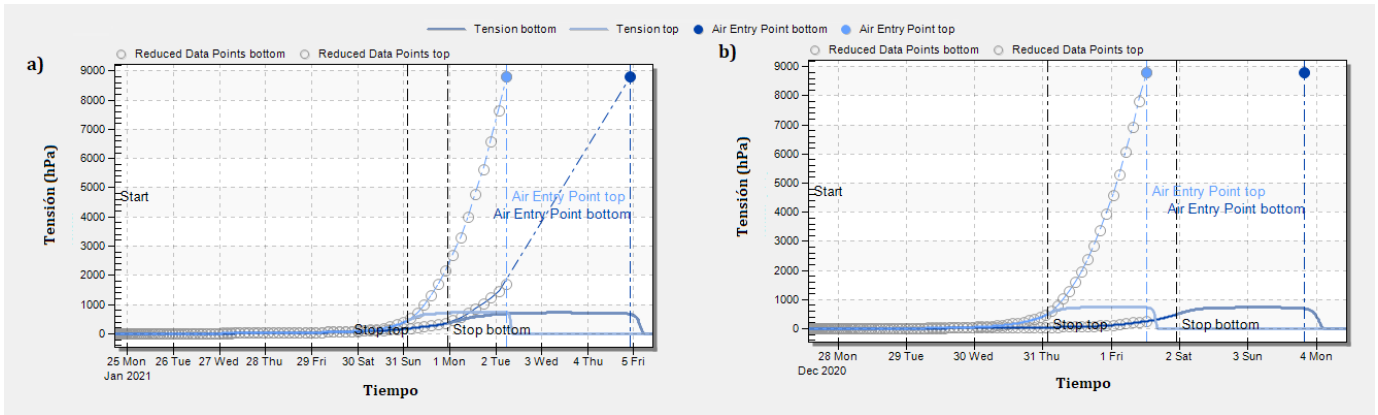


Figura A 13. Valores considerados para realizar las estimaciones de las tensiones medias por el software HYPROP-FIT correspondientes a las muestras a) Tla-1(A) y b) Tla-1(E).

- Perfil Tla-2

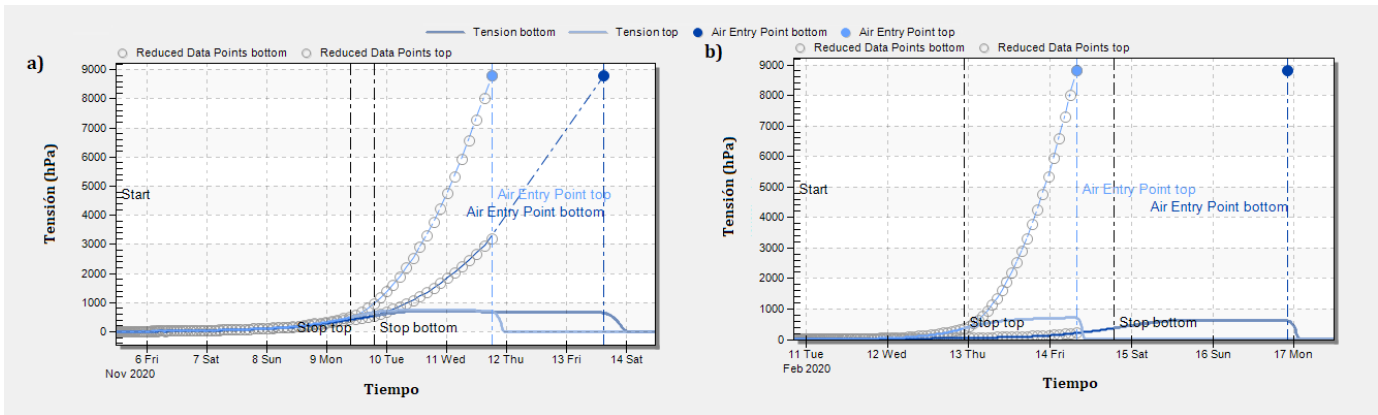


Figura A 14. Valores considerados para realizar las estimaciones de las tensiones medias por el software HYPROP-FIT correspondientes a las muestras a) Tla-2(A) y b) Tla-2(E).

- Perfil Tla-3

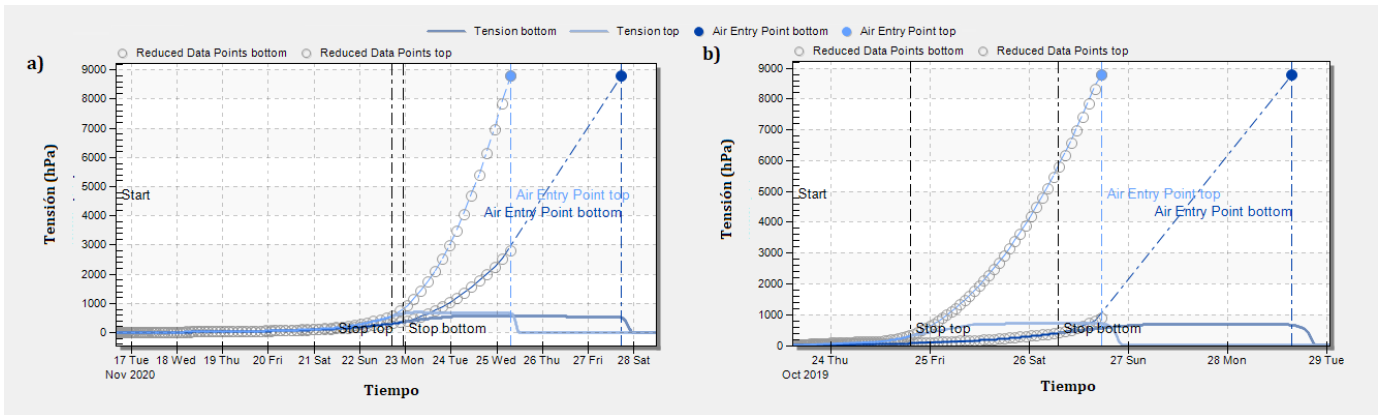


Figura A 15. Valores considerados para realizar las estimaciones de las tensiones medias por el software HYPROP-FIT correspondientes a las muestras a) Tla-3(A) y b) Tla-3(E).

Ulapa.

- Perfil Ula-1

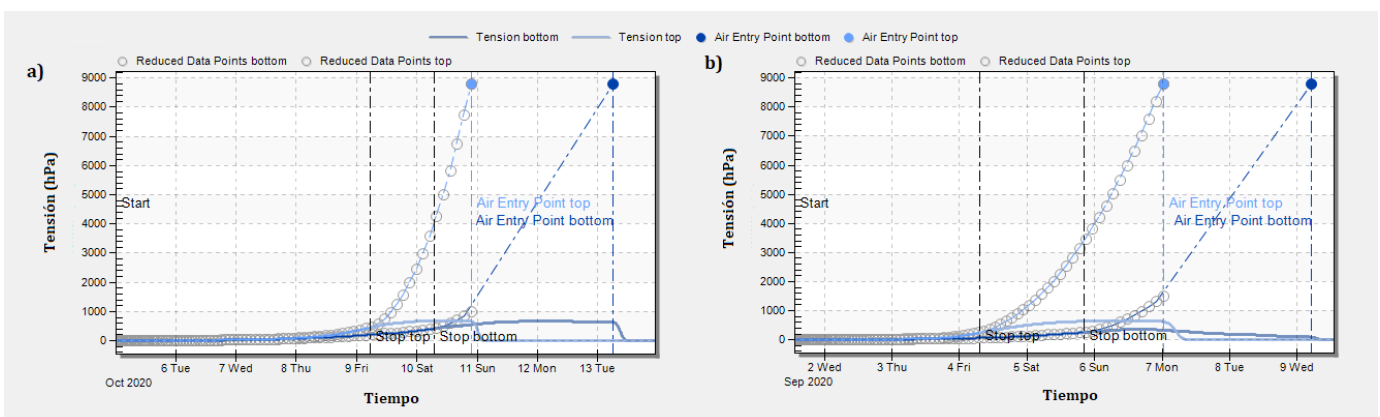


Figura A 16. Valores considerados para realizar las estimaciones de las tensiones medias por el software HYPROP-FIT correspondientes a las muestras a) Ula-1(A) y b) Ula-1E).

Anexo 3. Resultados de ajustes y parámetros estadísticos para caracterizar a los suelos de Santiago Tezontlale y Tlahuelilpan.

A continuación, se muestran los tres mejores ajustes obtenidos para los conjuntos de muestras correspondientes a los horizontes arados y estructurados de Santiago Tezontlale (ST) y Tlahuelilpan (Tla), junto con sus valores de $RMSE_h$, $RMSE_{\log K}$ y $AICC$ para cada uno de ellos. El procedimiento seguido para la obtención de los ajustes consistió en juntar todos los valores evaluados por el método de Schindler simplificado, para las muestras correspondientes a cada horizonte y tipo de riego, utilizando el software HYPROP-FIT, el cual tiene la capacidad de realizar ajustes sobre varios conjuntos de valores que fueron obtenidos durante distintas mediciones experimentales.

Tabla A 1. Mejores ajustes para los conjuntos de muestras de ST y Tla por horizonte y sus parámetros estadísticos.

Datos	Ajuste	$RMSE_h$	$RMSE_{\log K}$	$AICc$
ST-(A)	1°- vGm-PDI	0.0468	0.3558	-3221
	2°- FX-PDI BIM	0.0468	0.3126	-3217
	3°- Kos-PDI	0.0468	0.3242	-3226
ST-(E)	1°- vGr-PDI	0.0217	0.2454	-2932
	2°- vGm-PDI	0.0216	0.2454	-2930
	3°- vGr-PDI BIM	0.0216	0.2492	-2927
Tla-(A)	1°- vGm-PDI	0.0268	0.3116	-2778
	2°- vGr-PDI BIM	0.0264	0.3121	-2785
	3°- Kos-PDI BIM	0.0264	0.3142	-2784
Tla-(E)	1°- vGr-PDI BIM	0.0437	0.3272	-3336
	2°- FX-PDI BIM	0.0435	0.3253	-3335
	3°- vGm-PDI BIM	0.0434	0.3253	-3338