



Universidad Autónoma de Querétaro
Facultad de Ingeniería
Maestría en Ciencias (Hidrología Ambiental)

ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS DE INFILTRACIÓN MEDIANTE FUNCIONES
DE PEDOTRANSFERENCIA Y ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO.

TESIS

Que como parte de los requisitos para obtener el Grado de:

Maestro en Ciencias
(Hidrología Ambiental)

Presenta:

Ing. Edgar Omar Ruiz Del Angel.

Dirigido por:

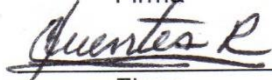
Dr. Carlos Alberto Chávez García.

SINODALES

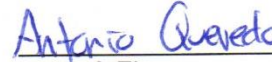
Dr. Carlos Alberto Chávez García
Presidente


Firma

Dr. Carlos Fuentes Ruiz
Secretario


Firma

Dr. José Antonio Quevedo Tiznado
Vocal


Firma


Dr. Enrique González Sosa
Suplente


Firma

Dr. Eusebio Jr. Ventura Ramos
Suplente


Firma


Dr. Manuel Toledano Ayala.
Director de la Facultad


Dra. Ma. Guadalupe Flavia Loarca Piña
Director de Investigación y Posgrado

RESUMEN

El riego por gravedad es una práctica de gran importancia en la agricultura a nivel nacional ya que una buena parte de la superficie dedicada a esta actividad utiliza esta forma de riego para suministrar el volumen de agua necesario para el desarrollo de los cultivos. Esta forma de riego usualmente se hace de manera empírica y muchas veces no se tiene un control preciso del volumen de agua que se utiliza, generándose así grandes pérdidas de agua. Para disminuir o erradicar dichas pérdidas se ha optado por la búsqueda de un buen diseño del riego, esta búsqueda tiene como finalidad encontrar el gasto óptimo que necesita entrar a una parcela para que al concluir el proceso de riego se haya logrado una buena eficiencia y por consiguiente no se desperdicie un volumen de agua considerable. En el diseño del riego por gravedad los parámetros más difíciles de obtener son los que corresponden a la infiltración, principalmente debido a la variación que pueden presentar los suelos incluso en unos cuantos metros, siendo la conductividad hidráulica a saturación (K_s) y el frente de succión (h_f) los más tardados en su determinación. En la presente investigación se trabajó con dos bases de datos, la primera correspondiente a muestras de suelo analizadas mediante pruebas de laboratorio y la segunda base de datos corresponde a pruebas de riego. Todas las pruebas se realizaron en parcelas del Distrito de Riego (DR) 023 San Juan del Río, Querétaro, México. A partir de los resultados de las muestras se buscó encontrar K_s y h_f mediante funciones de pedotransferencia (FPT) y métodos geoestadísticos aplicando interpolaciones IDW y Kriging Ordinario.

Palabras clave: Riego por gravedad, conductividad hidráulica a saturación, frente de succión

SUMMARY

Gravity irrigation is a practice of great importance in agriculture at the national level since a good part of the area dedicated to this activity uses this form of irrigation to supply the volume of water necessary for the development of crops. This form of irrigation is usually done empirically and often does not have an accurate control of the volume of water used, thus generating large losses of water. In order to reduce or eradicate these losses, the search for a good irrigation design has been chosen, this search is aimed at finding the optimum expense that needs to enter a plot so that at the end of the irrigation process a good efficiency has been achieved and consequently, a considerable volume of water is not wasted. In the design of gravity irrigation the most difficult parameters to obtain are those that correspond to the infiltration of water in the soil, this mainly due to the variation that the soils can present even in a few meters, within these parameters those corresponding to the hydraulic conductivity to saturation (K_s) and the suction front (h_f) are the slowest in their determination. In this research we worked with two databases, the first corresponding to soil samples analyzed by laboratory tests and the second database corresponds to irrigation tests. All the tests were carried out in plots of the Irrigation District (DR) 023 San Juan del Río, Queretaro, Mexico. From the results of the samples, it was sought to find K_s and h_f by means of pedotransfer functions (PTF) and geostatistical methods applying IDW interpolations and Ordinary Kriging.

Key words: Irrigation by gravity, hydraulic conductivity to saturation, suction front.

DEDICATORIAS

A mi padres Leandro y Minerva que siempre me han apoyado en todos mis proyectos de vida. A mi hermano Raymundo Alberto que ha estado ahí cada vez que lo he necesitado.

A mis abuelos Alberto y Graciana que aunque ya no están conmigo siempre los tengo presentes .A toda mi familia que nunca dejó de darme ánimos.

AGRADECIMIENTOS.

Al Dr. Carlos Alberto Chávez García, por su dirección, por darme la oportunidad de trabajar con él y brindarme los elementos y conocimientos necesarios para el desarrollo de esta tesis. Sin su ayuda y orientación esto no habría sido posible.

Al Dr. José Antonio Quevedo Tiznado (Toño), por sus enseñanzas, por sus clases de programación que me fueron de gran ayuda y por su siempre disposición a aclarar dudas no importando la cantidad o la obviedad de las mismas.

Al Dr. Carlos Fuentes Ruiz, por aceptar ser mi sinodal y por su disposición a formar parte de esta investigación.

Al Dr. Enrique González Sosa, por sus compartir sus conocimientos a lo largo de la maestría, por impulsarnos a expandir nuestros horizontes y por aceptar ser uno de mis sinodales.

Al Dr. Eusebio Jr. Ventura Ramos por aceptar ser parte de mi sínodo, por sus recomendaciones sobre mi trabajo, también por sus enseñanzas como profesor y por su siempre disposición a ayudar.

A los profesores que contribuyeron en mi formación como maestro y profesional: M. C. Patricia Espindola, Dr. Erick Leonardo Huerta Manzanilla, Dr. Miguel Domínguez Cortázar y Dra. Mónica Cervantes.

A mis compañeros de maestría Cesar, Elvick, Paulina, Jaime, Raúl, Silbana, Samuel y Robert, por los buenos y divertidos momentos que compartimos juntos.

A la Dra. Dora María Esther González Turrubiates, Dr. Gerardo Sánchez Torres Esqueda, Dr. Gabriel Arcos Espinosa y Dra. Rocio Del Carmen Vargas Castilleja que me incentivaron a estudiar un posgrado.

A la Ing. Gicel G. Villeda Oliveros, por todo el apoyo, por siempre motivarme y darme los ánimos necesarios, por ayudarme a pensar con claridad tanto en el ámbito profesional como en el personal. Sabes que te estimo mucho.

A mi familia y amigos: Maritza, Dulce, Carlos, Rosa, Daniela, Lenin, Jorge, Salvador y Juan que siempre me dieron ánimos.

A la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Querétaro y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), por brindarme la oportunidad de superarme.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN.....	i
SUMMARY.....	ii
DEDICATORIAS.....	iii
AGRADECIMIENTOS.....	iv
ÍNDICE DE TABLAS.....	x
ÍNDICE DE FIGURAS.....	xi
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVOS.....	4
2.1 OBJETIVO GENERAL:	4
2.2 OBJETIVOS PARTICULARES:.....	4
3. HIPOTESIS.....	4
4. REVISIÓN DE LITERATURA.....	5
4.1 RIEGO POR GRAVEDAD.	5
4.2 LEY DE DARCY.	6
4.3 CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA.	7
4.4 CURVA DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA.	8
4.5 INFILTRACIÓN.	9
4.6 FRENTE DE SUCCIÓN (h_f)	10
4.7 SOLUCIÓN DE INFILTRACIÓN DE GREEN Y AMPT.	10
4.8 POTENCIAL DE PRESIÓN DE AGUA EN EL SUELO.....	11
4.9 CURVA CARACTERÍSTICA DE HUMEDAD EN EL SUELO.....	12
4.10 CAPACIDAD DE CAMPO.	13
4.11 PUNTO DE MARCHITAMIENTO PERMANENTE (PMP).	13
4.12 PROPIEDADES DE LOS MEDIOS POROSOS.....	14
4.12.1 Densidad aparente (ρ_t)	14

4.12.2	Densidad de las partículas (ρ_0)	14
4.12.3	Porosidad volumétrica (ϕ)	14
4.12.4	Textura del suelo.	15
4.12.5	Granulometría de los suelos.	16
4.13	GEOESTADÍSTICA.	16
4.13.1	Variable regionalizada.	16
4.13.2	Función aleatoria.	17
4.13.3	Momentos de una variable Regionalizada.	17
4.13.4	Estacionareidad.	18
4.13.5	Interacción entre momentos.	19
4.13.6	Variograma.	19
4.13.7	Variograma teórico.	21
4.13.8	Modelos de variogramas teóricos.	22
4.14	MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN ESPACIAL.	24
4.14.1	Interpolación mediante distancia inversa.	24
4.14.2	Interpolación mediante Kriging Ordinario (KO).	25
4.15	FUNCIÓN DE PEDOTRANSFERENCIA.	26
4.16	MODELO DE REGRESIÓN LINEAL.	27
4.16.1	Bondad de ajuste del modelo de regresión.	28
5.	METODOLOGÍA.	30
5.1	ÁREA DE ESTUDIO.	30
5.2	RECOLECCIÓN DE INFORMACIÓN.	32
5.3	CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DEL SUELO.	32
5.4	PRUEBAS DE RIEGO.	33
5.5	ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LAS MUESTRAS.	35
5.5.1	Correlación.	35
5.6	FUNCIONES DE PEDOTRANSFERENCIA.	35
5.7	INTERPOLACIÓN.	36
5.7.1	Distancia inversa (IDW).	36
5.7.2	Kriging Ordinario (KO).	36

5.7.3	Validación.....	36
5.8	INFILTRACIÓN.....	37
5.9	RSTUDIO.....	37
5.10	ARCGIS.....	37
5.11	ESQUEMA DE METODOLOGÍA.....	38
6.	RESULTADOS.....	39
6.1	ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LAS MUESTRAS.....	39
6.1.1	Textura.....	39
6.1.2	Densidad aparente (ρ_t).....	41
6.1.3	CC, PMP, y contenido de humedad a saturación (θ_s).....	41
6.1.4	Conductividad hidráulica a saturación (K_s).....	42
6.1.5	Frente de succión (h_f).....	42
6.2	CORRELACIONES.....	46
6.2.1	Muestras analizadas en el laboratorio.....	46
6.2.2	Pruebas de riego.....	47
6.3	FUNCIONES DE PEDOTRANSFERENCIA (FPT).....	50
6.3.1	Búsqueda de las FPT.....	50
6.3.2	Comprobación de las FPT.....	52
6.4	INTERPOLACIONES.....	60
6.4.1	Variogramas.....	60
6.4.2	Kriging Ordinario e IDW.....	62
6.4.3	Validación de las interpolaciones.....	66
6.5	MAPAS ISO K_s E ISO HF.....	73
6.5.1	Kriging Ordinario (KO).....	74
6.5.2	Inverso de la Distancia (IDW).....	77
6.6	TIEMPOS MÁXIMOS DE SATURACIÓN (TMS).....	81
6.6.1	Tiempos para $h_{sup} = 12$ cm.....	81
6.6.2	Tiempos para $h_{sup} = 15$ cm.....	83

6.6.3	Tiempos para $h_{\text{sup}} = 20$ cm.....	85
7.	CONCLUSIONES.....	87
8.	LITERATURA CITADA.....	93
9.	ANEXOS.....	99

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 6-1. Clasificación de muestras de acuerdo a texturas del suelo.	40
Tabla 6-2. Coeficientes de correlación de Pearson muestras de suelo.	46
Tabla 6-3. Propiedades del suelo con correlación alta.	47
Tabla 6-4. Coeficientes de correlación de Pearson para las pruebas de riego.	47
Tabla 6-5. Modelos de regresión lineal para FPT.....	51
Tabla 6-6. Coeficientes de correlación para las FPT.....	53
Tabla 6-7. Coeficientes de Correlación para FPT encontradas en la literatura.	54
Tabla 6-8. Componentes de los variogramas ajustados para K_s y h_f	62
Tabla 6-9. Coeficientes de correlación para los valores de las interpolaciones. ...	66

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 4-1. Funciones típicas de conductividad hidráulica no saturada y potencial mátrico para un suelo arenoso y para un suelo limoso (Jury & Horton, 2004).....	9
Figura 4-2. Presión superatmosférica y subatmosférica abajo y arriba de la superficie libre del agua (Fuentes, Brambila, et al., 2012).....	12
Figura 4-3. Curva característica de humedad para tres clases de textura USDA (Olalla et al., 2005).....	13
Figura 4-4. Triángulo de texturas (C. Chávez, 2010).....	15
Figura 4-5. Comportamiento típico de un semivariograma elaborado con una representación de parámetros básicos (Giraldo, 2017).....	20
Figura 4-6. Variograma pepítico (Emery, 2013).....	22
Figura 4-7. Modelos teóricos esférico, exponencial y gaussiano (Giraldo, 2017) ..	24
Figura 5-1. Distrito de Riego 023 San Juan Del Río (Fuente: Elaboración propia)	31
Figura 5-2. Módulos del DR 023 (Fuente: Elaboración propia).....	31
Figura 5-3. Localización de las muestras de suelo para análisis físico (fuente: Elaboración propia)	32
Figura 5-4. Pruebas de riego (C. A. Chávez et al., 2015).	33
Figura 5-5. Localización de las pruebas de riego (Fuente: Elaboración propia) ...	34
Figura 5-6. Diagrama de la metodología.	38
Figura 6-1. Densidad aparente de acuerdo a la textura del suelo.	41

Figura 6-2. a) Contenido de humedad a saturación, b) Capacidad de Campo, c) Punto de Marchitamiento Permanente.	44
Figura 6-3. Conductividad hidráulica a saturación de acuerdo a la textura del suelo.	45
Figura 6-4. Frente de succión de acuerdo a la textura del suelo.	45
Figura 6-5. Correlaciones de las muestras de suelo.....	48
Figura 6-6. Correlaciones correspondientes a las pruebas de riego.....	49
Figura 6-7. Correlaciones de los modelos de regresión lineal con los valores obtenidos in situ.	55
Figura 6-8. Error de los MRL por número de muestra.	56
Figura 6-9. Distribución de errores para los MRL.	57
Figura 6-10. Correlogramas de Funciones de Pedotransferencia (FPT) MRL 11.	58
Figura 6-11. Correlograma de Funciones de Pedotransferencia (FPT) MRL 12. ...	59
Figura 6-12. Variogramas ajustados para K_s	61
Figura 6-13. Variogramas ajustados para h_f	61
Figura 6-14. Interpolación mediante KO para K_s	63
Figura 6-15. Interpolación mediante IDW para K_s	64
Figura 6-16. Interpolación mediante KO para h_f	64
Figura 6-17. Interpolación mediante IDW para h_f	65
Figura 6-18. Raster de interpolación mediante KO para K_s	65

Figura 6-19. Correlogramas para los métodos de interpolación.	68
Figura 6-20. Errores de acuerdo al número de muestra.	69
Figura 6-21. Distribución de los errores para Ks y hf.	70
Figura 6-22. Errores de Ks por tipo de textura: a) Método KO; b) Método IDW.	71
Figura 6-23. Errores de hf por tipo de textura: a) Método KO; b) Método IDW.	72
Figura 6-24. Regiones para el análisis de resultados de las interpolaciones.	73
Figura 6-25. Isolneas de Ks para la región 1 con el método KO.	74
Figura 6-26. Isolneas de hf para la región 1 con el método KO.	75
Figura 6-27. Isolneas de Ks para la región 2 con el método de KO.	76
Figura 6-28. Isolneas de hf para la región 2 con KO.	76
Figura 6-29. Isolneas de Ks para la región 1 con el método IDW.	78
Figura 6-30. Isolneas de hf para la región 1 con el método IDW.	78
Figura 6-31. Isolneas de Ks para la región 2 con el método IDW.	79
Figura 6-32. Isolneas de hf para la región 2 con el método IDW.	80
Figura 6-33. Tiempos máximos de saturación para los datos medidos con un hsup de 12 cm.	82
Figura 6-34. Tiempos máximos de saturación para los datos KO con un hsup de 12 cm.	82
Figura 6-35. Tiempos máximos de saturación para los datos IDW con un hsup de 12 cm.	83

Figura 6-36. Tiempos máximos de saturación para los datos medidos con un hsup de 15 cm.	84
Figura 6-37. Tiempos máximos de saturación para los datos KO con un hsup de 15 cm.	84
Figura 6-38. Tiempos máximos de saturación para los datos IDW con un hsup de 15 cm.	85
Figura 6-39. Tiempos máximos de saturación para los datos medidos con un hsup de 20 cm.	86
Figura 6-40. Tiempos máximos de saturación para los datos KO con un hsup de 20 cm.	86
Figura 6-41. Tiempos máximos de saturación para los datos IDW con un hsup de 20 cm.	87

1. INTRODUCCIÓN.

La producción de alimentos es de vital importancia para la subsistencia de cualquier población, y hablar de ello es referirse a la agricultura, actividad que permitió al hombre volverse sedentario y que desde hace siglos ha sido el pilar para el desarrollo de muchas civilizaciones.

La mayor o menor producción de alimentos depende mucho del terreno y de las condiciones en las que éste se encuentre, no todos los terrenos tienen los elementos requeridos para la agricultura, ya sea por el tipo de suelo o por la disponibilidad del agua, es este último factor el que juega un papel de vital importancia en la agricultura. Convencionalmente existen 2 clasificaciones de los terrenos de acuerdo a la manera en la que obtienen el agua necesaria para que los cultivos crezcan, la primera se refiere a los terrenos con agricultura de temporal, donde el agua es obtenida solamente mediante precipitaciones y no existe otra forma de regar los cultivos. La segunda se refiere a los terrenos que se pueden regar una o más veces en el año mediante canales artificiales u otros medios.

En la República Mexicana se cuenta con una superficie regable de 6.5 millones de hectáreas, de los cuales 3.3 millones corresponden a los 86 Distritos de Riego (DR), la superficie restante está distribuida en 40 mil Unidades de Riego. Los DR tienen su inicio en un proyecto de Irrigación del Gobierno Federal en 1926, incluye diversa infraestructura, como represas, estaciones de bombeo, ductos (CONAGUA, 2017).

Los DR se vuelven relevantes debido a que en estas superficies se cultivan la mayoría de los productos que satisfacen la demanda del país, también es importante recalcar que una parte de estos productos agrícolas son exportados a otros países. Como se mencionó anteriormente el recurso hídrico toma un papel de suma importancia para la producción de cualquier cultivo, el tener o no tener agua puede ser la diferencia entre obtener o no buenos resultados en la cosecha,

por lo tanto el volumen de agua destinado para el riego de los cultivos y su correcto uso se convierten en prioridad.

Desde hace algunas décadas se ha venido estudiando las propiedades del suelo y las relaciones que guardan entre ellas, tales como la densidad aparente, los contenidos de humedad inicial y a saturación, la textura o la capacidad de campo. En muchas investigaciones se ha buscado encontrar la conductividad hidráulica K_s usando como insumo la textura del suelo, aunque no se han obtenido los resultados esperados se ha logrado demostrar que la clasificación textural es una determinante principal (Rawls, Brakensiek, & Saxton, 1982).

Los suelos varían de una región a otra, esta variación dificulta la obtención de K_s , una descripción detallada se lograría tomando muestras en cada estrato y lugar de interés, dando como resultado las características específicas de ese sitio (Shouse, Sisson, Ellsworth, & Jobes, 1992).

El obtener ecuaciones o herramientas computacionales que faciliten la obtención de las características del suelo sin que sea necesario llevar a cabo pruebas físicas, es de gran ayuda para la determinación de la lámina adecuada para que se lleve a cabo la irrigación, pero la variación natural en el espacio de los suelos hace difícil su caracterización. En el riego por gravedad los parámetros de diseño relacionados con la infiltración del agua en el suelo son los que presentan mayor dificultad para su determinación (Zataráin, Fuentes, & Vauclin, 2012).

Los métodos inversos aplicados con pruebas de avance en surcos o melgas comparados con los métodos tradicionales de caracterización de la infiltración realizados puntualmente, forman parte de una alternativa para obtener las características hidrodinámicas aportando una solución aparente a la variabilidad espacial de los suelos. El método consiste en la simulación de una prueba de riego en un surco o melga, asumiendo que los parámetros son representativos de éstos (Zataráin et al., 2012).

El tránsito del agua en el suelo es regido por una ecuación general que es resultado de la combinación de la ecuación de cantidad de movimiento y una de continuidad, la primera es una ley empírica descubierta por Darcy (1856) y la segunda es el resultado del principio de conservación de masa (Fuentes, León-Mojarro, & Hernández-Saucedo, 2012).

La caracterización hidrodinámica del suelo lleva implícita la determinación de cinco parámetros, tres parámetros de escala y dos parámetros de forma. De los cuales los parámetros de forma dependen de la textura del suelo y los de escala dependen de la estructura. Por lo anterior resulta evidente que se espera mayor variabilidad de los parámetros de escala que en los de forma (Zataráin et al., 2012).

Otro de los métodos con el que se ha buscado obtener las propiedades hidrodinámicas del suelo ha sido la geoestadística. Las propiedades obtenidas mediante este método varían de un punto a otro, lo cual tiene mucho que ver con el manejo que se le da al suelo y las características propias del mismo, algunos de estos estudios se utilizaron para el diseño de canales de drenaje (Giovanni, Enrique, Guatibonza, Álvarez-herrera, & Sanabria, 2009), siendo la conductividad hidráulica a saturación (K_s) uno de los parámetros que se ha buscado.

La alta variabilidad espacial que presenta (K_s) está asociada con la heterogeneidad de las características físicas del suelo (Melo Filho & Libardi, 2005). Moreno, Cabrera, Fernandez, & I.Giron, (2001) obtuvieron valores para los coeficientes de variación superiores al 70% para K_s de suelos con dos texturas diferentes (arcilloso y franco), lo anterior refleja que la variabilidad de la conductividad tiene una alta relación con el grupo textural al que pertenecen los suelos. La conductividad hidráulica componente principal para calcular la infiltración que es uno de los factores más importantes en el proceso de riego superficial (Zataráin, Fuentes, & Rendón, 2017).

Otro componente para determinar la infiltración es el frente de succión o potencial mátrico en el frente de humedecimiento (h_f), donde para el modelo de Green y Ampt (1911) una de las hipótesis es que h_f es siempre constante a lo largo del pistón, independientemente de la posición y del tiempo (Weber & Apestegui, 2013).

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo General:

Determinar los parámetros de infiltración (K_s, h_f) en 5,000 hectáreas, de zona agrícola de San Juan del Río, Querétaro, (DR 023) haciendo uso de información obtenida mediante pruebas de riego y análisis físicos de suelo.

2.2 Objetivos Particulares:

- Conocer las características físicas de los suelos (textura, porosidad y curva granulométrica).
- Obtener las características hidrodinámicas del suelo a partir de las pruebas de riego.
- Generar un mapa de texturas en la zona de estudio.
- Generar un mapa de velocidad de infiltración en la zona de estudio.

3. HIPOTESIS.

A partir de las características hidrodinámicas del suelo (curvas, de retención de humedad y de conductividad hidráulica) extrapoladas mediante geoestadística y algoritmos computacionales se obtienen los parámetros de infiltración (K_s, h_f) en parcelas de la zona agrícola del DR 023 donde no se han realizado pruebas de riego.

4. REVISIÓN DE LITERATURA.

En este capítulo se hace una revisión de los conceptos principales y principios fundamentales para el entendimiento del trabajo desarrollado. Comenzando por las leyes de la hidráulica que rigen el proceso de la infiltración. Se explican las curvas de retención de humedad y de conductividad hidráulica, se hace mención de las principales propiedades del medio poroso, la capacidad de campo, el punto de marchitamiento permanente, se describe la solución de infiltración que se utilizó y se explican las características hidrodinámicas K_s y h_f .

Definidos los conceptos referentes a las propiedades del suelo y la infiltración, el siguiente tópico a considerar es la geoestadística, por lo tanto se describe la geoestadística como tal, los tipos de funciones y variables, los momentos de una variable regionalizada, se describe el variograma y los tipos de variograma más comunes, así como sus características. Posteriormente se explican los métodos de interpolación usados en este trabajo, finalizando con la descripción de las funciones de pedotransferencia (FPT) y el modelo de regresión lineal (MRL), método que se empleó para la obtención de las funciones.

4.1 Riego por gravedad.

La finalidad de esta práctica es proveer al suelo de una manera artificial el volumen de agua que permita el correcto desarrollo de los cultivos (evapotranspiración) satisfaciendo el déficit de evaporación, en los casos que no pueda ser aportada de manera oportuna y en la proporción adecuada por la precipitación (Valverde, 2007). El riego por gravedad consta de conducir cierta cantidad de agua a través de canales distribuidos en la parcela, como pequeños surcos aprovechando la fuerza de gravedad, permitiendo proporcionar el volumen de agua requerido para el desarrollo de los cultivos (Fuentes, León-Mojarro, et al., 2012).

4.2 Ley de Darcy.

El paso del agua a través medios porosos está regido por el descubrimiento que realizó Henri Darcy en 1856 que después se transformaría en ley. Darcy realizó investigaciones sobre las características del flujo de agua al pasar a través de diferentes filtros formados con materiales de diversas granulometrías (Levi, 1996). Con sus experimentos Darcy mostró experimentalmente que el flujo en un medio poroso es proporcional al gradiente hidráulico, dejando establecida la ley que describe la ecuación (4.1).

$$Q = -K\nabla H \quad (4.1)$$

Originalmente el coeficiente de proporcionalidad (K) fue llamado coeficiente de permeabilidad o simplemente permeabilidad, finalmente tomó el nombre de conductividad hidráulica. La conductividad hidráulica como ya se mencionó varía conforme la forma del material en el medio poroso cambia con la dirección, provocando valores diferentes en la conductividad, ecuación (4.2).

Tomando como base que el caudal (Q) que atraviesa un área unitaria de suelo transversal a la dirección del movimiento es llamado caudal unitario. En coordenadas cartesianas se escribe como se muestra en la ecuación (4.3).

$$K = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \quad (4.2)$$

$$Q = (Q_x, Q_y, Q_z) \quad (4.3)$$

Como mencionan Fuentes, León-Mojarro, *et al.*, (2012) a partir de las ecuaciones (4.1), (4.2) y (4.3) las funciones que definen las componentes de flujo en un medio con anisotropía son las siguientes:

$$Q_x = -K_{xx} \frac{\partial H}{\partial x} - K_{xy} \frac{\partial H}{\partial y} - K_{xz} \frac{\partial H}{\partial z} \quad (4.4)$$

$$Q_y = -K_{yx} \frac{\partial H}{\partial x} - K_{yy} \frac{\partial H}{\partial y} - K_{yz} \frac{\partial H}{\partial z} \quad (4.5)$$

$$Q_z = -K_{zx} \frac{\partial H}{\partial x} - K_{zy} \frac{\partial H}{\partial y} - K_{zz} \frac{\partial H}{\partial z} \quad (4.6)$$

4.3 Conductividad Hidráulica.

Una definición general y simple de la conductividad hidráulica es como la capacidad del suelo saturado de permitir el flujo del agua. Las unidades en que se puede manejar esta característica del suelo son: *cm/seg*, *cm/hora* o *m/día* (Forsythe, 1985). Es un parámetro hidrodinámico muy importante para el análisis del flujo de agua, las variaciones que este flujo presenta están directamente relacionadas con las propiedades del medio poroso e influyen directamente en el correcto crecimiento de los cultivos (Forero, 2000). La conductividad hidráulica saturada es un parámetro que permite determinar la infiltración, por ejemplo, mediante la solución de la ecuación de Green y Ampt.

La conductividad hidráulica es una propiedad muy importante, tanto en los suelos como en los acuíferos, de esta característica depende principalmente el rendimiento de las captaciones y la velocidad de circulación del agua subterránea. Conocer esta característica permite conocer los caudales de flujo subterráneo así como también conocer que tan rápido se propaga un contaminante (Fuentes, León-Mojarro, *et al.*, 2012). Mientras tanto la conductividad hidráulica en un medio poroso formado de esferas idénticas es igual en todas las direcciones asumiendo isotropía. Por el contrario la anisotropía se da cuando la forma del material en el medio poroso cambia de acuerdo a la dirección, lo cual hace variar los valores de la conductividad hidráulica, la mayor parte de los sedimentos son colocados sobre su lado plano o sobre el eje más largo, lo que hace diferentes a la conductividad hidráulica horizontal y vertical, siendo generalmente mayor la primera.

La conductividad hidráulica es una de las propiedades hidráulicas cuya importancia radica en la capacidad máxima de saturación del suelo y el flujo del agua dentro del mismo, también es importante para el diseño de canales de

drenaje ya que siendo mayor la conductividad en condiciones de saturación por consiguiente también lo será el caudal de drenaje (Smedema & Rycroft, 1983) .

La conductividad hidráulica se puede medir o estimar con métodos directos ya sea en campo o en laboratorio, métodos indirectos como es el caso de las funciones de pedotransferencia, con métodos inversos mediante condiciones iniciales y de frontera y utilizando la geoestadística. El realizar un análisis geoestadístico permite determinar si existe una distribución espacial de los parámetros que se encuentran bajo estudio convirtiéndose en una herramienta para analizar la variación espacial de las características del suelo, esto a partir de las coordenadas geográficas de los puntos muestreados (Vendrusculo, 2001).

4.4 Curva de la conductividad hidráulica.

La conductividad hidráulica cuando no está a saturación es una función no lineal del contenido de humedad o potencial mátrico, Figura 4-1 en ella se observa la curva típica $K(h)$ para una arena con textura gruesa y una textura fina correspondiente a un suelo limoso. Cuando llegan a la saturación la textura gruesa presenta una conductividad grande comparada con la de la textura fina, esto debido al tamaño de los poros. Eventualmente las curvas se cruzan y el suelo arenoso tiene una conductividad hidráulica menor a la que presenta el suelo limoso con el mismo potencial mátrico (Jury & Horton, 2004).

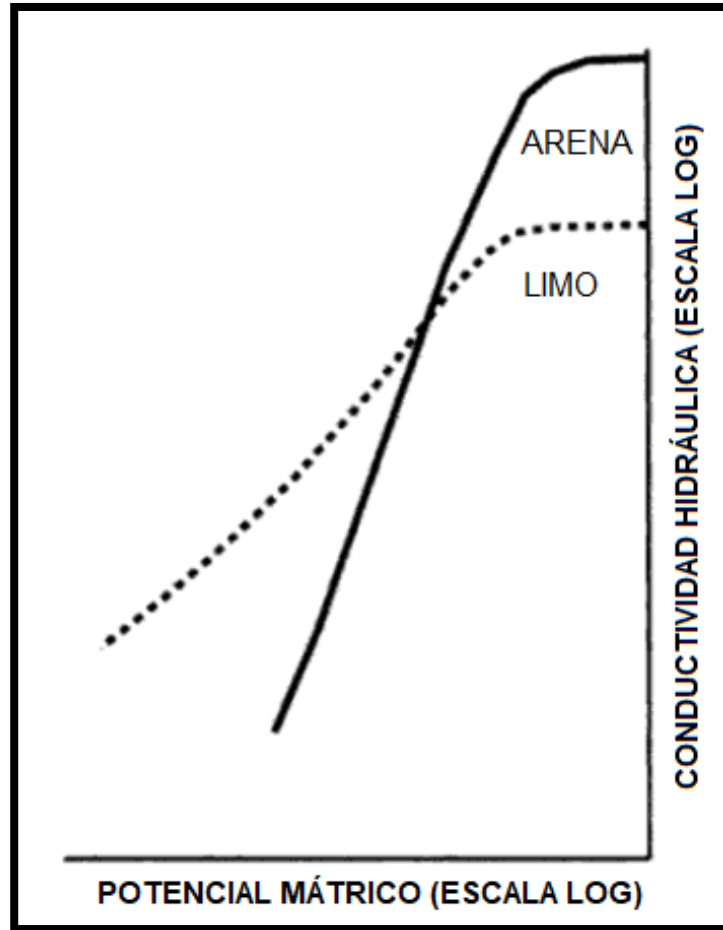


Figura 4-1. Funciones típicas de conductividad hidráulica no saturada y potencial mátrico para un suelo arenoso y para un suelo limoso (Jury & Horton, 2004).

4.5 Infiltración.

La infiltración es el proceso que ocurre cuando el agua de la superficie se mueve hacia el interior del suelo, este movimiento es de suma importancia en el ciclo hidrológico y sucede cuando el agua hace contacto con el suelo y se abre camino entre sus poros (Hayek, 2016). Recientemente la infiltración en el medio no saturado ha comenzado a tener mayor interés, uno de los principales motivos son los problemas ambientales que puede llegar a presentar el suelo (Huang & Wu, 2012). Este proceso es muy importante para el desarrollo de proyectos de irrigación (Sayah, Gil-Rodríguez, & Juana, 2016).

4.6 Frente de succión (h_f) .

El potencial de presión se considera positivo cuando el agua en el suelo se encuentra a una presión mayor que la atmosférica, en caso contrario cuando el agua se encuentra a una presión menor que la atmosférica, el potencial de presión se considera negativo, es una sub-presión comúnmente conocida como tensión o succión. Este potencial de presión negativo también se llama potencial mátrico o potencial capilar y cuando se le toma en valor absoluto se le llama succión mátrica (Fuentes, Brambila, & Haverkamp, 2012).

La característica hidrodinámica h_f se refiere al potencial mátrico en el frente de humedecimiento. En la teoría de infiltración de Green y Ampt donde se considera un pistón semi-infinito, se asume que hay presiones negativas y éstas se encuentran en la parte inferior. A las presiones que se dan en la parte inferior se le pueden llamar frente de succión (Fuentes, Brambila, et al., 2012), h_f se mide en unidades de longitud.

4.7 Solución de infiltración de Green y Ampt.

La ecuación de Green y Ampt se establece con las siguientes hipótesis:

- a) El contenido de humedad inicial (θ_0) es constante a lo largo de la columna de suelo, $\theta = \theta_s$ en $0 \leq Z$.
- b) Durante la infiltración se forman dos zonas de humedecimiento, una totalmente saturada, es decir $\theta = \theta_s$ en $0 \leq Z \leq Z_f$, donde θ_s es el contenido de humedad a saturación $Z_f(t)$ es la posición del frente saturado, y otra seca con el contenido de humedad inicial, siendo $\theta = \theta_0$ en $Z_f = Z$. La primera zona alude a un pistón.

La distribución de las presiones es hidrostática en la zona saturada, siendo $\psi = h_{sup}$ en $Z=0$, donde $h_{sup} \geq 0$ es la presión impuesta en la superficie del

suelo, y $\psi = \psi_f$ en $Z = Z_f$, donde $\psi_f = -h_f \leq 0$ es una presión negativa efectiva en el frente de saturación y $0 \leq h_f$ es la succión correspondiente.

Para establecer la ecuación de Green y Ampt (1911) se considera una columna vertical semi-infinita de suelo con una humedad inicial constante (θ_0), una presión positiva, que puede ser función del tiempo ($\psi = h_{sup} \geq 0$), y humedad constante (θ_1) en la superficie (Fuentes, Parlange, & Palacios-Vélez, 2012). Cuando se desprecia la cantidad de agua que fluye en el infinito, la lámina infiltrada como lo suponen Green y Ampt es igual al volumen por unidad de área almacenado en el pistón $I(t) = \Delta\theta Z_f(t)$ con $\Delta\theta = \theta_s - \theta_0$; en el caso general $I(t) - K_0 t = \Delta\theta Z_f(t)$. A partir de la integración de la ecuación (4.7) que requiere el conocimiento de la función $h_{sup}(t)$. Para el caso en que esta función es constante el resultado es la ecuación clásica de Green y Ampt $K_0 \neq 0$ que se muestra en la ecuación (4.8).

$$q_s(t) = \frac{dI}{dt} = K_1 \left\{ 1 + \frac{[h_{sup}(t) + h_f] \Delta\theta}{I(t) - K_0 t} \right\} \quad (4.7)$$

$$I = K_s t + \lambda \ln\left(1 + \frac{I - K_0 t}{\lambda}\right) \quad (4.8)$$

$$\lambda = (h_f + h_{sup}) \Delta\theta \quad (4.9)$$

Simplificando la ecuación (4.8) se tiene:

$$I = K_s t + \lambda \ln\left(1 + \frac{I}{\lambda}\right) \quad (4.10)$$

4.8 Potencial de presión de agua en el suelo.

El potencial de presión es importante en los suelos con presencia de manto freático y en lo que se refiere a una zona por debajo de esta capa (zona saturada):

$$\psi_p = \frac{P}{\rho_w} \quad (4.11)$$

donde P es la presión en altura de agua desde el nivel freático hasta la profundidad a la que se quiere determinar el potencial del agua (Olalla, Fuster, & Belmonte, 2005). Como se muestra en la Figura 4-2 cuando el agua del suelo está a una presión mayor que la atmosférica el potencial de presión se considera positivo y cuando está a una presión menor que la atmosférica el potencial de presión se considera negativo (Fuentes, Brambila, et al., 2012). El potencial de presión negativo también se llama potencial mátrico o potencial capilar.

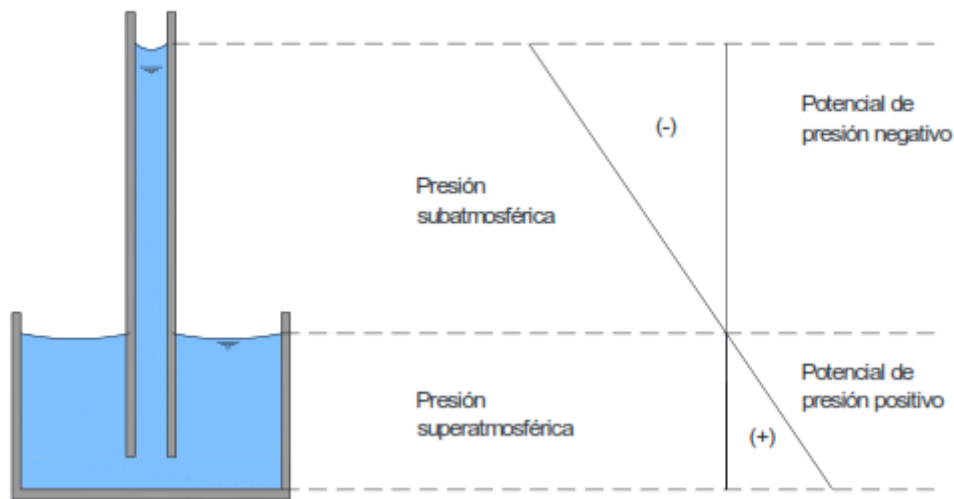


Figura 4-2. Presión superatmosférica y subatmosférica abajo y arriba de la superficie libre del agua (Fuentes, Brambila, et al., 2012).

4.9 Curva característica de humedad en el suelo.

La curva característica de humedad es la relación entre el contenido de agua en el suelo (expresado sobre la base de la masa o el volumen) y el potencial mátrico; también se denomina curva de retención del agua, curva de liberación de agua y es diferente para cada tipo de suelo (Olalla *et al.*, 2005) como se observa en la Figura 4-3.

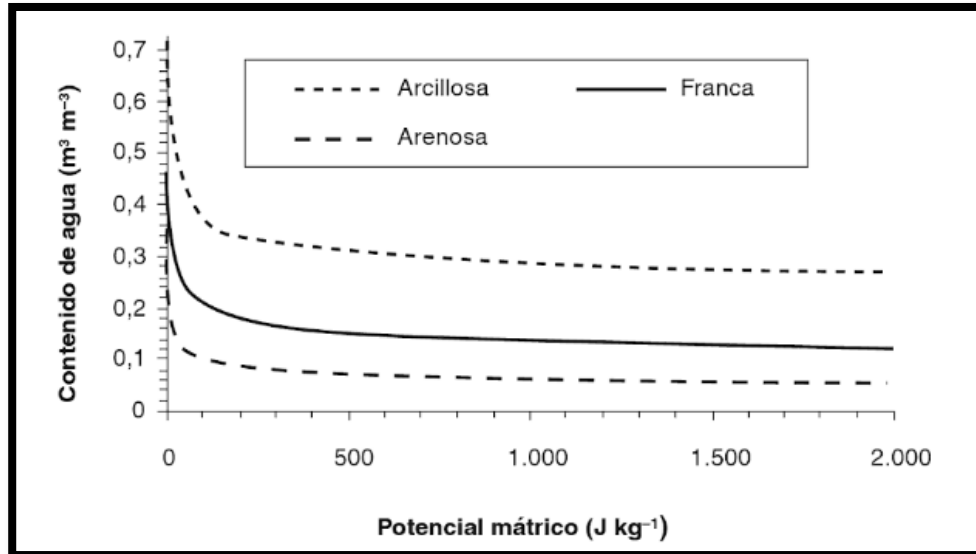


Figura 4-3. Curva característica de humedad para tres clases de textura USDA (Olalla et al., 2005).

En un medio no saturado el potencial de presión (ψ) varía con respecto al contenido de humedad (θ); a medida que la presión aumenta el contenido de humedad disminuye. La curva formada se le ha llamado invariablemente curva de retención de humedad del suelo o la característica de humedad del suelo (Fuentes, Brambila, et al., 2012).

4.10 Capacidad de campo.

Es la cantidad de agua o contenido de humedad que queda después que el suelo ha sido saturado y que el proceso de drenaje ha terminado (Lambers, Chapin, & Pons, 2008), se mide en ($\text{cm}^3 / \text{cm}^3$).

4.11 Punto de marchitamiento permanente (*PMP*).

Una de las primeras señales que presenta una planta cuando no tiene suficiente agua disponible es el marchitamiento. El contenido de humedad que permanece en el suelo una vez que la planta está marchita de manera permanente se le conoce como punto de marchitamiento permanente (Müller, 1964) y se mide en ($\text{cm}^3 / \text{cm}^3$).

4.12 Propiedades de los medios porosos.

4.12.1 Densidad aparente (ρ_t) .

Es la relación de la masa correspondiente al medio poroso (m_t) con respecto al volumen que esta ocupa en el espacio (V_t), ecuación (4.12). Se le puede llamar también densidad del medio poroso o densidad total del medio seco

$$\rho_t = \frac{m_t}{V_t} \quad (4.12)$$

4.12.2 Densidad de las partículas (ρ_0) .

Esta propiedad es la relación de la masa total (m_t) con respecto al volumen que ocupa el medio sólido (V_s), ecuación (4.13).

$$\rho_0 = \frac{m_t}{V_s} \quad (4.13)$$

4.12.3 Porosidad volumétrica (ϕ) .

Es la relación entre el volumen de vacíos (V_v) y el volumen total (V_t), ecuación (4.14). (Fuentes, León-Mojarro, et al., 2012). Una forma simplificada de la porosidad puede ser obtenida mediante las ecuaciones. (4.12) y (4.13), con esta propiedad también es posible obtener el contenido de humedad a saturación ya que para que un suelo se encuentre totalmente saturado todos los poros deben de estar ocupados por agua, y al obtener la porosidad se obtiene el total de los poros que conforman el suelo.

$$\phi = \frac{V_v}{V_t} \quad (4.14)$$

$$\phi = 1 - \frac{\rho_t}{\rho_0} \quad (4.15)$$

4.12.4 Textura del suelo.

Las propiedades físicas del suelo son determinadas por la abundancia de las partículas de un determinado tamaño de la porción mineral del suelo, la relación que guarda el contenido y la proporción de partículas de tamaños variados se conoce como textura o composición mecánica (Hernandez et al., 2006). Se puede también concebir a la textura como la proporción relativa de arena, limo y arcilla contenida en una muestra de suelo, con esta característica es posible estimar otras propiedades generales como la conductividad hidráulica saturada, porosidad total, capacidad de campo, entre otras (C. Chávez, 2010). La textura se determina haciendo uso del triángulo de texturas (Figura 4-4).

La textura de un suelo está determinada por la cantidad de arena, limo y arcilla, y de acuerdo a los resultados se pueden tener suelos con textura franco, franco arcillo arenoso (FAcA), franco arcillo limoso (FArcL), arcillo limoso (ArcL), franco arenoso (FAre), franco limoso (FL) entre otras que se pueden observar en el triángulo de texturas.

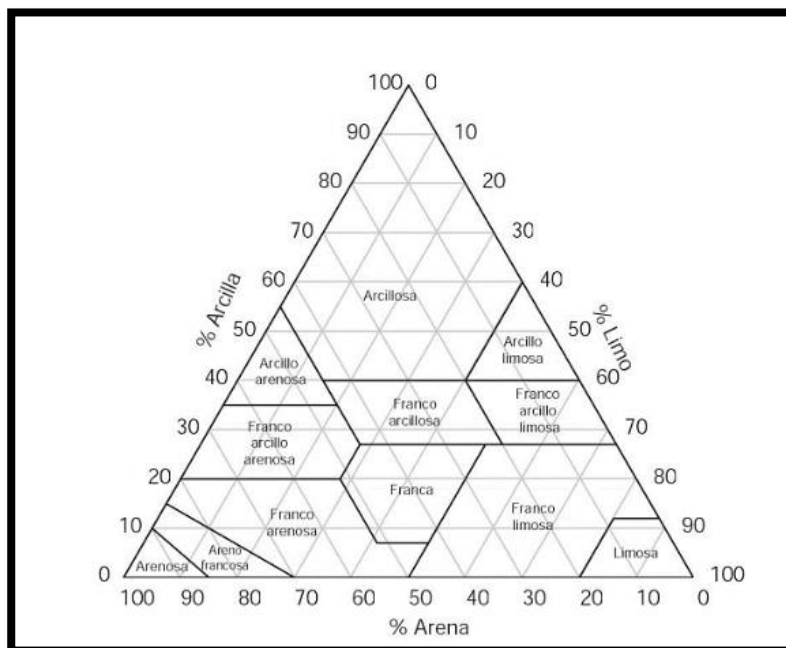


Figura 4-4. Triángulo de texturas (C. Chávez, 2010).

4.12.5 Granulometría de los suelos.

Se denomina distribución granulométrica de un suelo a la división del mismo en diferentes fracciones, seleccionadas por el tamaño de sus partículas componentes; las partículas de cada fracción se caracterizan porque su tamaño se encuentra comprendido entre un valor máximo y un valor mínimo, en forma correlativa para las distintas fracciones, de tal modo que el máximo de una fracción es el mínimo, en forma correlativa para las distintas fracciones de tal modo que el máximo de una fracción es el mínimo de la siguiente correlativamente (Rico, 2005).

4.13 Geoestadística.

Es un apartado de la estadística que trata fenómenos en el espacio, encargándose de describir la continuidad espacial, rasgo que presentan muchos fenómenos naturales (Giraldo, 2017). También se puede definir como el estudio de variables regionalizadas, éstas se extienden en el espacio presentando cierta continuidad, cuando se habla de espacio, se hace referencia al espacio geográfico (Emery, 2013).

Para la estadística clásica los datos son considerados de manera independiente y se busca estimar parámetros como la esperanza y la varianza, pero cuando los datos se encuentran distribuidos en un espacio geográfico, las hipótesis de la estadística clásica son raramente aceptables.

Se tienen dos etapas para obtener una predicción mediante geoestadística, la primera corresponde al análisis de la estructura de los datos, buscando describir correlaciones entre los mismos, mientras que la segunda parte se realizan las predicciones en sitios donde no se han realizado muestras, esto se hace mediante la técnica de Kriging.

4.13.1 Variable regionalizada.

Es una variable que se encuentra en el espacio y al ser medida presenta cierta correlación. Se puede describir de una manera más técnica como el proceso

estocástico, con dominio contenido en un espacio euclidiano dimensional R^d , $\{Z(x) : x \in D \subset R^d\}$. De una manera más práctica $Z(x)$ puede verse como la medición de una variable aleatoria por ejemplo la concentración de un contaminante en un punto x del espacio (Giraldo, 2017).

Según Matheron (1962), una variable regionalizada proporciona la caracterización de un fenómeno espacial o temporal el cual presenta una cierta estructura. El considerar las propiedades hidrodinámicas de los suelos y más en particular de la conductividad hidráulica como variables regionalizadas se ha utilizado ampliamente por diversos autores. Una variable regionalizada es considerada como la realización particular de una función aleatoria (Zataráin et al., 2012).

4.13.2 Función aleatoria.

Los modelos geoestadísticos consideran el valor $Z(x)$ de la variable regionalizada en un sitio x del campo D como una realización de una variable aleatoria $Z(x)$. Cuando x recorre D , se obtiene un conjunto de variables aleatorias $Z = \{Z(x), x \in D\}$ que forman una función aleatoria (Emery, 2013).

4.13.3 Momentos de una variable Regionalizada.

Según Giraldo (2017) sea $Z(x) : x \in D \subset D^d$ el proceso estocástico que define la variable regionalizada. Para cualquier n puntos X_1, X_2, \dots, X_n , el vector aleatorio $Z(x) = [Z(x_1), Z(x_2), \dots, Z(x_n)]^T$ está definido por la función de distribución conjunta $F[z_1, z_2, \dots, z_n] = P[Z(X_1) \leq z_1, Z(X_2) \leq z_2, \dots, Z(X_n) \leq z_n]$.

Conocidas las densidades marginales univariadas y bivariadas se pueden establecer los siguientes valores esperados (momentos univariados y bivariados):

$$E(Z(x_i)) = m(x_i) \tag{4.16}$$

La ecuación (4.16) se refiere a la *esperanza o momento de primer orden* también se conoce como valor esperado, donde para cada sitio x_i , $m(x_i)$ representa la media, en torno a esta se localizan distribuidos los valores de la función aleatoria.

$$V(Z(x_i)) = E[Z(x_i) - m(x_i)]^2 = \sigma_i^2 \quad (4.17)$$

La ecuación (4.17) se refiere a la *varianza* la cual es una cantidad positiva. La raíz cuadrada de la varianza recibe el nombre de *desviación estándar* y ambas son medidas de dispersión de $Z(x_i)$ alrededor de $m(x_i)$ y dan idea del carácter “aleatorio”.

$$C(Z(x_i), Z(x_j)) = E[Z(x_i) - m(x_i)][Z(x_j) - m(x_j)] \quad (4.18)$$

La ecuación (4.18) denota la covarianza y da un panorama elemental de la interacción que hay entre $Z(x_i)$ y $Z(x_j)$. El *semi-variograma* se describe en la ecuación (4.19), convencionalmente se omite el prefijo “semi” y se le llama solamente *variograma*, esta función se describe mas adelante.

$$\gamma(Z(x_i), Z(x_j)) = \frac{1}{2} E[Z(x_i) - Z(x_j)]^2 \quad (4.19)$$

La ecuación (4.20) denota la función del correlograma que se refiere al coeficiente de correlación lineal entre dos variables aleatorias $Z(x_i)$ y $Z(x_j)$. A diferencia de la covarianza, el correlograma es adimensional y los valores que toma están en el intervalo $[-1,1]$. Cuando el coeficiente ρ es cero, las variables $Z(x_i)$ y $Z(x_j)$ no tienen correlación alguna, por lo tanto son independientes, en cambio si el valor del coeficiente es de 1 o -1 indica que son proporcionales.

$$\rho(Z(x_i), Z(x_j)) = \frac{C[Z(x_i), Z(x_j)]}{\sqrt{V[Z(x_i)]V[Z(x_j)]}} \quad (4.20)$$

4.13.4 Estacionariedad.

La variable regionalizada es estacionaria si su función de distribución conjunta es invariante respecto a cualquier translación del vector h , o lo que es lo mismo, la función de distribución del vector aleatorio $\vec{Z}(x) = [Z(x_1), Z(x_2), \dots, Z(x_n)]^T$ es idéntica a la del vector $\vec{Z}(x) = [Z(x_1 + h), Z(x_2 + h), \dots, Z(x_n + h)]^T$ para cualquier h

(Giraldo, 2017). Para la estacionareidad es necesario aceptar ciertas hipótesis sobre los procesos estocásticos estudiados, que reciben el nombre de Hipótesis de la Geoestadística las cuales son Estacionareidad Estricta, Estacionareidad de Segundo Orden, Hipótesis Intrínseca y Procesos Cuasi estacionarios (Portillo, 2013).

4.13.5 Interacción entre momentos.

Según Emery (2013) tomando el supuesto de estacionaridad, se presentan las siguientes relaciones:

- ✓ $\sigma^2 = C(0)$; La covarianza para el vector $h = 0$ es equivalente a la varianza.
- ✓ $\rho(h) = C(h) / C(0)$; El cociente de la covarianza y la varianza es igual al correlograma.
- ✓ $\gamma(h) = C(0) - C(h)$; La varianza menos la covarianza es igual al variograma.

Finalmente cuando el intervalo del vector de separación h tiende al infinito, la covarianza tiende a 0 y el variograma se vuelve igual a la varianza $\gamma(\infty) = C(0) = \sigma^2$.

4.13.6 Variograma.

Los momentos de orden 2 (covarianza, correlograma y variograma) en muchos problemas descriptivos de distribuciones espaciales, se definen mediante la ayuda de dos sitios. Son estos momentos los que entregan una descripción elemental y operatoria de la continuidad espacial de la variable regionalizada (Emery, 2013).

La función básica que describe la variabilidad espacial o temporal de un fenómeno de interés se conoce como semivariograma. Esta herramienta fue desarrollada para estudios de variables regionalizadas por Matheron (1962) y ha sido aplicada posteriormente al estudio de la evolución de variables en el tiempo, o series de tiempo (Portillo, 2013). El variograma se define de la manera siguiente:

$$2\gamma(h) = V(Z(x+h) - Z(x)) \quad (4.21)$$

La mitad del variograma $\gamma(h)$, se conoce como la función de semivarianza y caracteriza las propiedades de dependencia espacial del proceso. La función de la semivarianza es estimada por el método de momentos como sigue:

$$\bar{\gamma}(h) = \frac{\sum (Z(x+h) - Z(x))^2}{2n} \quad (4.22)$$

donde $Z(x)$ es el valor de la variable en un sitio x , $Z(x+h)$ es el valor de otra muestra que se encuentra separada de la muestra anterior mediante una distancia h y n es el número de parejas que se encuentran separadas por dicha distancia. El parámetro definido mediante la fórmula anterior se denomina variograma experimental, tratándose de una serie de valores y no de una función como tal. Para la interpretación del semivariograma experimental se parte del criterio de que entre mayor sea la distancia entre las muestras mayor correlación espacial hay entre las observaciones (Emery, 2013).

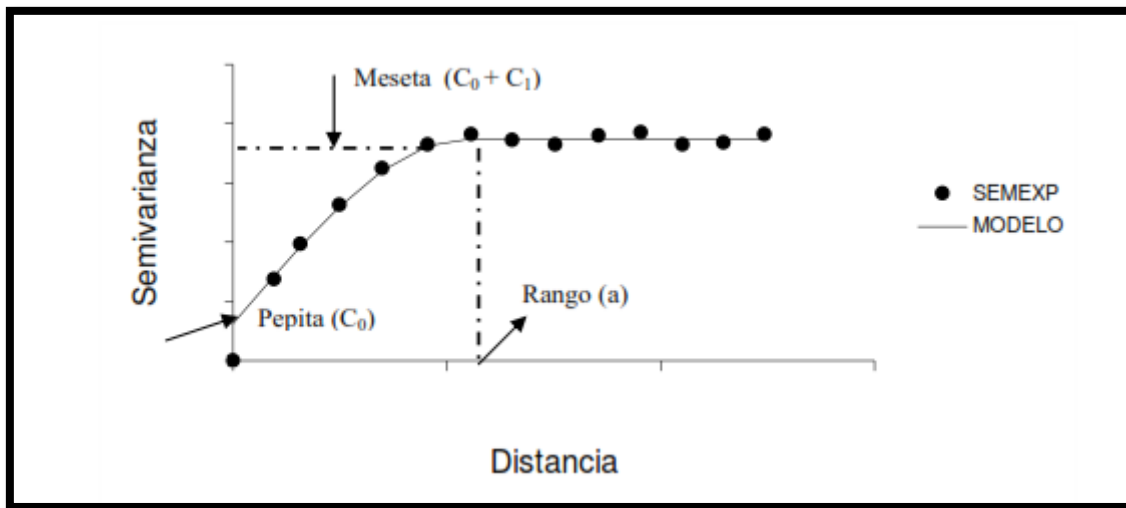


Figura 4-5. Comportamiento típico de un semivariograma elaborado con una representación de parámetros básicos (Giraldo, 2017).

Meseta.

La meseta es la parte superior del semivariograma (Figura 4-5). Se puede tomar como el valor del semivariograma cuando la distancia h tiende al infinito, esta

característica puede o no ser infinita, los que presentan una meseta finita atienden a la hipótesis de estacionariedad fuerte, pero si ocurre lo contrario el semivariograma cumple solo con la hipótesis intrínseca.

Rango.

También llamado alcance, corresponde a la distancia a partir de la cual dos muestras son independientes. En algunos modelos de semivariograma no existe una distancia finita para la cual dos observaciones presenten independencia, por lo anterior se llama rango efectivo a la distancia en donde el semivariograma alcanza el 95% de la meseta. Mientras más pequeño sea el rango el modelo está más cerca de la independencia espacial.

4.13.7 Variograma teórico.

Como lo menciona Emery (2013) uno de los problemas principales del variograma experimental es que solo es calculado para ciertas distancias y direcciones, por lo anterior se hace necesario el uso de modelos que tomen lo obtenido en el variograma experimental y lo generalicen a cualquier distancia, estos modelos reciben el nombre variogramas teóricos y algunas de sus propiedades son las siguientes:

Paridad: $\gamma(h) = \gamma(-h)$.

Nulidad en el origen: $\gamma(0) = 0$.

Positividad: $\gamma(h) \geq 0$.

Comportamiento al infinito: $\lim_{|h| \rightarrow +\infty} \gamma(h) / |h|^2 = 0$.

Mientras en el origen las distancias sean cercanas a cero, más regular es la variable en el espacio, se pueden presentar tres casos de comportamiento de la variable en el origen del variograma. El primero es de tipo parabólico y corresponde a una variable muy regular en el espacio, el segundo es de tipo lineal y corresponde a una variable regionalizada continua, pero a su vez no tan regular, y finalmente, el tipo discontinuo que corresponde a una variable errática, lo que

quiere decir que sus valores varían en su distribución espacial, este fenómeno recibe el nombre de efecto pepita.

En lo que se refiere al comportamiento direccional del variograma se tiene que cuando este es igual en cualquier dirección del espacio es isótropo y no depende de la orientación del vector h sino de su módulo $|h|$. De lo contrario se presenta la anisotropía y el variograma cambia en función de la dirección.

4.13.8 Modelos de variogramas teóricos.

Los modelos de variogramas teóricos más comunes o que se presentan con mayor frecuencia son: efecto pepita, esférico, exponencial y gaussiano.

Efecto pepita.

En este tipo de variograma la meseta se alcanza inmediatamente (Figura 4-6) por lo que la correlación espacial es cero. La ocurrencia de este fenómeno puede tener como origen una medición errónea de la variable o puede también tener algo que ver con la escala de la misma, también se puede observar en la Figura 4-5 como C_0 .

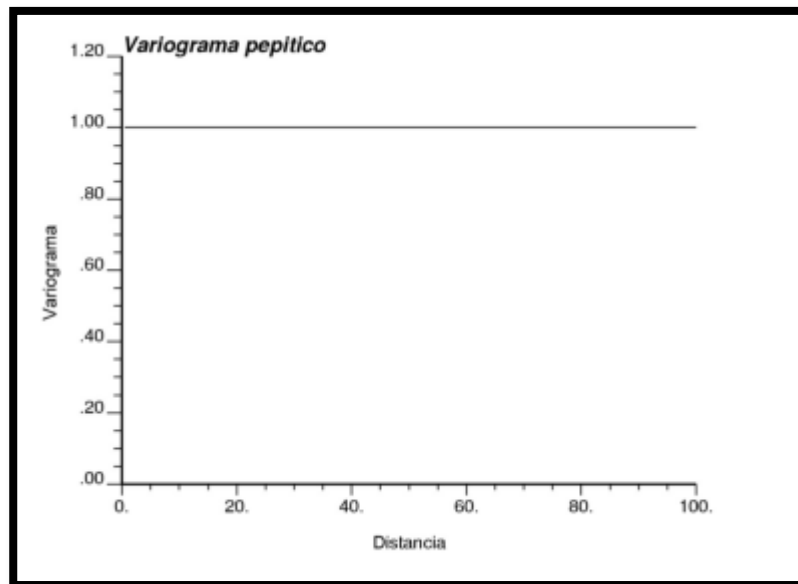


Figura 4-6. Variograma pepítico (Emery, 2013)

Modelo esférico.

Este tipo de variograma tiene un crecimiento rápido cerca del origen y a medida que los incrementos marginales van disminuyendo y que las distancias se incrementan, siendo así que cuando estas distancias superan el rango los incrementos son nulos, matemáticamente se expresa de la siguiente manera:

$$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 + C_1 \left(\frac{3}{2} \left(\frac{h}{a} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right) & h \leq a \\ C_0 + C_1 & h > a \end{cases} \quad (4.23)$$

donde C_1 corresponde a la meseta, a al rango y h a la distancia (Figura 4-7).

Modelo exponencial.

Este modelo solo alcanza su meseta asintóticamente, se aplica cuando la dependencia espacial tiene un crecimiento exponencial con respecto a la distancia de la variable regionalizada, para este variograma el rango se toma aproximadamente como un 95% de la meseta (Figura 4-7) y matemáticamente se describe de la siguiente manera:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left(1 - \exp\left(\frac{-3h}{a}\right) \right) \quad (4.24)$$

Modelo Gaussiano.

Este modelo es parecido al exponencial ya que la dependencia espacial se desvanece solo cuando la distancia tiende al infinito, esta función se distingue por su forma parabólica cerca del origen (Figura 4-7) y matemáticamente se describe de la siguiente manera:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left(1 - \exp\left(\frac{-h^2}{a^2}\right) \right) \quad (4.25)$$

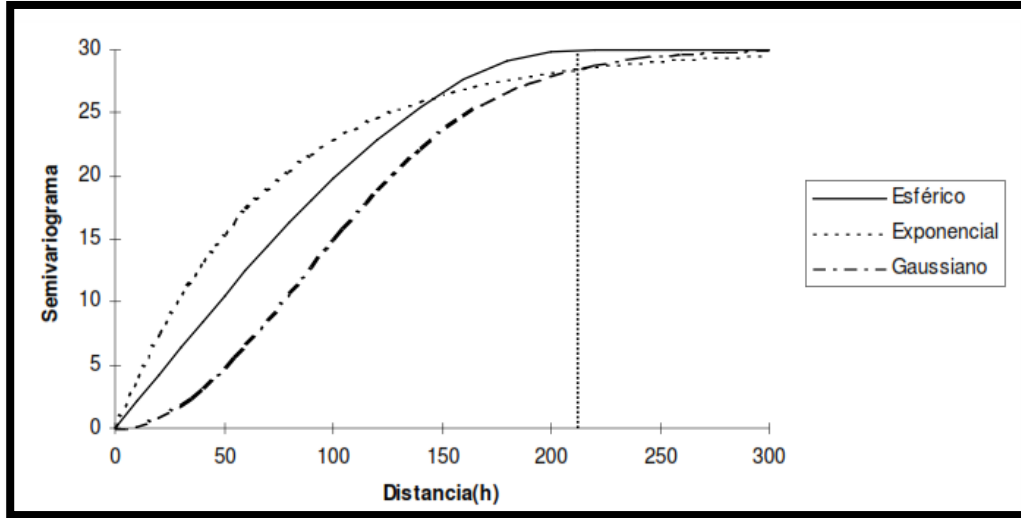


Figura 4-7. Modelos teóricos esférico, exponencial y gaussiano (Giraldo, 2017)

4.14 Métodos de Interpolación espacial.

La interpolación consiste en estimar o predecir un valor de una variable regionalizada dentro de un intervalo en el cual se conocen los valores de los extremos, a continuación se describen algunos métodos de interpolación espacial.

4.14.1 Interpolación mediante distancia inversa.

Está basado en el concepto de la primera ley de Tobler de la geografía, que dice que todo está relacionado con el resto de las cosas, las cercanas se relacionan más que las lejanas, por lo que existe la suposición de que el valor en un punto no muestreado puede ser aproximado como un promedio ponderado de valores en puntos dentro de una cierta distancia, o de un número dado de m puntos cercanos (Vera, 2012). Se describe mediante las siguientes ecuaciones.

$$R_p = \sum_{i=1}^N w_i R_i \quad (4.26)$$

$$w_i = \frac{d_i^{-\alpha}}{\sum_i^N d_i^{-\alpha}} \quad (4.27)$$

donde \hat{R}_p representa el dato desconocido; R_i la cantidad de puntos medidos, w_i el peso de cada estación, d_i la distancia de cada punto medido al punto deseado, α es la potencia, un parámetro de control normalmente tomado como igual a dos.

4.14.2 Interpolación mediante Kriging Ordinario (KO).

Es definido como “un método de interpolación por medias ponderadas donde el conjunto de los pesos asignados a los puntos de muestreo minimiza la varianza de estimación, que es calculada en función de un modelo de variograma y de los emplazamientos relativos de los puntos, unos con respecto a otros, así como con relación al punto de estimación” (Vera, 2012). Kriging presupone que la distancia o la dirección entre los puntos de muestra reflejan una correlación espacial que puede utilizarse para explicar la variación en la superficie. Esta herramienta ajusta una función matemática a una cantidad específica de puntos o a todos los puntos dentro de un radio específico para determinar el valor de salida para cada ubicación; es un proceso que tiene varios pasos, entre los que se incluyen, el análisis estadístico exploratorio de los datos, el modelado de variogramas, la creación de la superficie y (opcionalmente) la exploración de la superficie de varianza; es similar al de IDW en que pondera los valores medidos circundantes para calcular una predicción de una ubicación sin mediciones, la formula general para ambas interpolaciones se forma como una suma ponderada de los datos (ProArcGIS, 2017).

$$\hat{Z}(S_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(s_i) \quad (4.28)$$

donde $Z(s_i)$ es el valor medido en la ubicación i ; λ_i es una ponderación desconocida para el valor medido en la ubicación i ; s_0 es la ubicación de la predicción y finalmente N es la cantidad de valores medidos.

4.15 Función de pedotransferencia.

Uno de los métodos que se ha desarrollado para la obtención de las propiedades hidrodinámicas del suelo es el de las funciones de pedotransferencia (FPT) como ya se había mencionado anteriormente. Estas funciones son ecuaciones empíricas, que se obtienen con técnicas de regresión utilizando como insumos parámetros físicos del suelo que son más fácil de obtener y con la finalidad de buscar una relación con las propiedades hidráulicas del mismo (Martínez-Pérez, 2008).

Según Zimmermann & Basile (2011) existen dos grupos de Funciones de Pedotransferencia, el primero se basa en hacer una clasificación de los suelos de acuerdo a su composición textural y asignación de parámetros iguales suponiendo que suelos iguales tienen características hidrodinámicas similares. El segundo grupo se basa en modelos de regresión, dando como resultado características hidrodinámicas que varían de forma continua a través del triángulo de clasificación textural del USDA. Por su parte Obiero, Gumbe, Omuto, Hassan, & Agullo (2013) mencionan tres categorías de funciones, la primera corresponde a la predicción de retención de humedad a partir de propiedades básicas del suelo, la segunda categoría corresponde a extrapolación de puntos de la curva de retención de humedad y la tercera categoría involucra la predicción de parámetros a partir de modelos de regresión.

Se han desarrollado funciones de pedotransferencia (FPT) para determinar K_s , Zimmermann & Basile (2011) hacen una recopilación de algunas FPT que determinan esta característica hidrodinámica. Las ecuaciones (4.29), (4.30), (4.31), (4.32), (4.33), (4.34) y (4.35) corresponden a Jabro (1992); Jaynes & Tyler (1984); Puckett, Dane, & Hajek, (1985); Campbell & Shiozawa (1994); Saxton, Rawls, Romberg, & Papendick (1986) y C.Gulser & Candemir (2008) respectivamente,

$$K_s = 10^{[9.6-0.81\log(L)-1.09\log(\text{Arc})-4.64\rho_t]} \quad (4.29)$$

$$K_s = \frac{1}{24.10^{-(0.044\text{Are}-0.61\rho_t)}} \quad (4.30)$$

$$K_s = 1570.e^{-0.1975\text{Arc}} \quad (4.31)$$

$$K_s = 0.54.e^{(-0.007\text{Are}-0.167\text{Arc})} \quad (4.32)$$

$$K_s = e^{[12.012-0.0755.\text{Are}+(-3.895+0.03671.\text{Are}-0.1103.\text{Arc}+0.00087546.\text{Arc}^2)/\theta_s]} \quad (4.33)$$

$$K_s = e^{[-8.96847+19.52348.\theta_s-0.028212.\text{Arc}+0.00018107.\text{Arc}^2-0.0094125.\text{Arc}^2-8.395215.\theta_s^2+0.077718.\text{Are}.\theta_s-0.00298.\text{Are}^2.\theta_s^2-0.019492.\text{Arc}^2.\theta_s^2+0.0000173.\text{Are}^2.\text{Arc}+0.02733.\text{Arc}^2.\theta_s+0.001434.\text{Are}^2.\theta_s-0.0000035.\text{Arc}^2.\text{Are}]} \quad (4.34)$$

$$K_s = 8.29 - 0.0782.\text{Arc} + 0.085.L - 4.73\rho_t \quad (4.35)$$

donde L es el contenido de limo en (%); Arc es el contenido de arcilla en (%); Are es el contenido de arena en (%); ρ_t es la densidad aparente en (gr / cm^3); θ_s es el contenido de humedad a saturación en ($\text{cm}^3 / \text{cm}^3$) y K_s la conductividad hidráulica a saturación en (cm / hr) .

4.16 Modelo de regresión lineal.

La regresión lineal se refiere la variación que presenta una variable dependiente con respecto a la variación de una variable independiente. Está muy ligada a la correlación, ya que mientras la regresión estudia la naturaleza de la relación entre dos variables dependientes, la correlación estudia que dependientes son esas variables una de la otra (Pedroza & Dicovskyi, 2007).

Matemáticamente el modelo de regresión simple se puede describir de la siguiente manera:

$$Y = B_0 + B_1X_1 + e_1 \quad (4.36)$$

donde Y es la variable dependiente; B_0 es la ordenada al origen; B_1 es la pendiente de la recta de regresión y e_1 es el término del error, dicho de otra manera es la diferencia entre los valores predichos por la regresión y los valores reales.

4.16.1 Bondad de ajuste del modelo de regresión.

Una vez que se encuentra un modelo de regresión lineal que cumpla con la dependencia entre las variables se debe corroborar que dicho modelo proporciona un buen ajuste cuando de predecir la variable respuesta se trata. La bondad de ajuste cuantifica el porcentaje de variación que explica el modelo sobre la variable respuesta. Se cuentan con diversas medidas que cuantifican la variabilidad en distintos modos (Aparicio & Asunci, 2018), las principales son las siguientes:

Error residual estimado $s = \sigma$.

Esta medida de bondad del ajuste que tiene que ver con la escala de medida que se esté utilizando, s^2 se refiere a la estimación de la varianza σ^2 , entre menor sea el error residual estimado, el modelo es más preferible.

Análisis de la varianza (ANOVA).

Entre más pequeña sea la diferencia entre los valores predichos por la regresión y los valores reales, el modelo se considera mejor. El análisis de la varianza o (ANOVA) por sus siglas en inglés, consiste en descomponer la variabilidad de los datos en dos partes, la primera correspondiente a los datos que si logra explicar el modelo es decir aquellos que se ajustan a la función y la segunda atiende a los datos que presentan dispersión, aquellos que no se ajustan a la función y que el modelo no logra explicar. Una vez realizada la descomposición antes mencionada, el siguiente paso es hacer una comparación y una valoración estadística para determinar si el modelo logra explicar el comportamiento de los datos, matemáticamente se expresa en la ecuación (4.37).

$$\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 + \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2 \quad (4.37)$$

Simplificando tenemos que:

$$SCT = SCE + SCR \quad (4.38)$$

donde SCT es la suma de cuadrados total; SCE suma de cuadrados debida al error y SCR la suma de cuadrados debida a la regresión. El estadístico de bondad de ajuste se basa en la comparación de la variabilidad explicada con la que se queda sin explicar, que se traduce en el cociente de las sumas medias de cuadrados CME y CMR que son los cuadrados medios del error y de la regresión respectivamente, que resulta tener una distribución F con 1 y n-2 grados de libertad cuando es un buen modelo, que se observa en la ecuación (4.39).

$$F = \frac{\frac{SCR / \sigma^2}{SCE / \sigma^2}}{n-2} = \frac{CMR}{CME} \sim F_{1,n-2} \quad (4.39)$$

El coeficiente de determinación R^2 .

El coeficiente de determinación es otro estadístico útil para verificar la bondad del ajuste de la recta de regresión y se define como la proporción de la varianza que es explicada por la recta de regresión:

$$R^2 = \frac{SCR}{SCT} = \frac{S_{xy}^2}{S_{xx} S_{yy}} \quad (4.40)$$

El coeficiente de determinación varía entre 0 y 1, donde valores entre 0.6 y 1 implican que la recta de regresión explica buena parte de la varianza, mientras que $R^2 \approx 0$ significa que la recta no explica la variabilidad de los datos.

5. METODOLOGÍA.

En este capítulo se hace la descripción de los materiales y métodos que se utilizaron en este trabajo para la obtención de resultados. Partiendo de la localización y extensión superficial de la zona de estudio, posteriormente se da a conocer como se realizó la recolección de la información para integrar las bases de datos. Se describe como se llevaron a cabo las pruebas de riego y como se analizaron las propiedades del suelo en el laboratorio.

Una vez explicada la recolección de las muestras y la integración de las bases de datos, se da una descripción de los procedimientos estadísticos a los que se sometieron las muestras y como estos análisis sirvieron para integrar las FPT. Finalizando con el desarrollo de los métodos de interpolación y como se ejecutaron, también se hace una descripción de los lenguajes de programación que se usaron para la interpolación y para la obtención de los valores de infiltración.

5.1 Área de estudio.

El DR 023 San Juan del Río está localizado entre los municipios de San Juan del Río y Pedro Escobedo del Estado de Querétaro, México, como se muestra en la Figura 5-1. Está dividido en tres módulos conformados por los mismos usuarios (Figura 5-2).

Para fines de este estudio sólo se trabajará con los módulos 2 y 3, módulos de los cuales se recolectaron las muestras de suelo para su análisis en laboratorio y se llevan a cabo las pruebas de riego. El muestreo en el módulo 2 cubrió aproximadamente 4,400 hectáreas, las 600 restantes corresponden al módulo 3, teniendo como suma total 5,000 hectáreas.

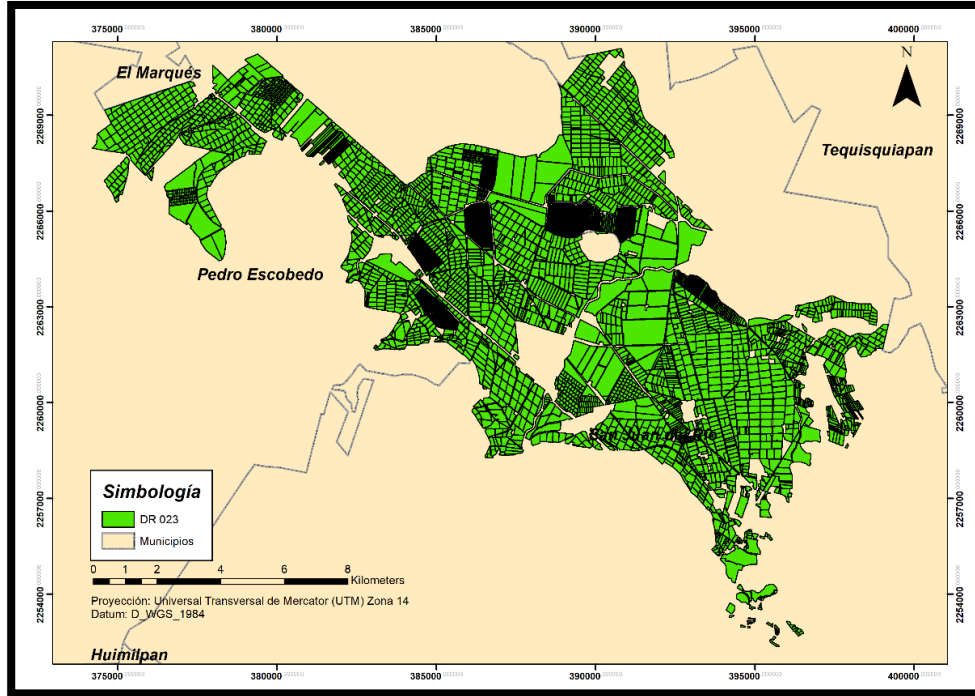


Figura 5-1. Distrito de Riego 023 San Juan Del Río (Fuente: Elaboración propia)

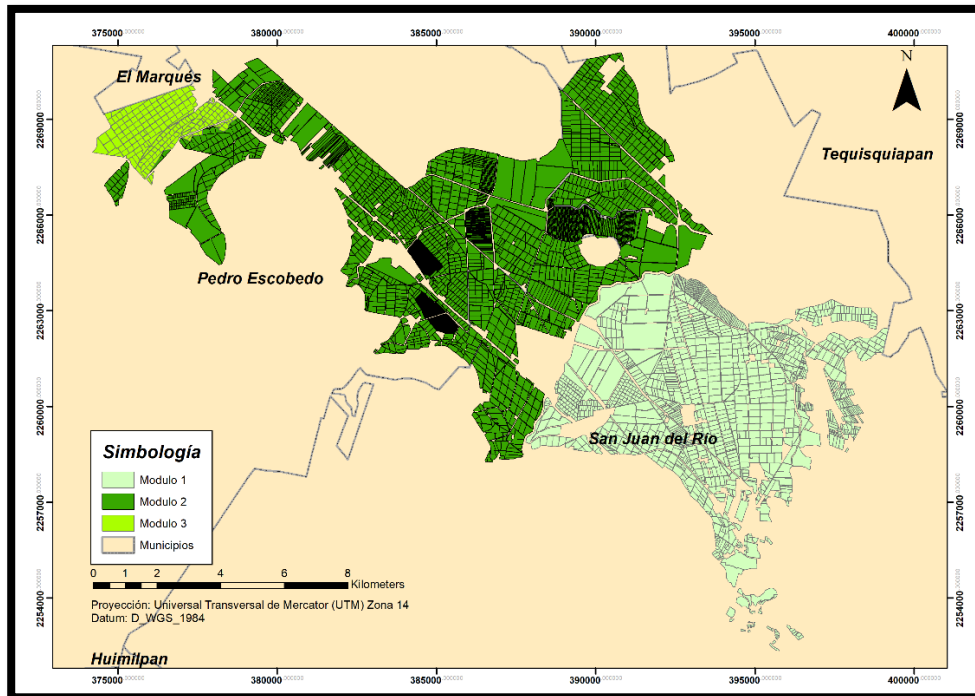


Figura 5-2. Módulos del DR 023 (Fuente: Elaboración propia).

5.2 Recolección de Información.

La recolección de las muestras está constituida en dos partes, una que corresponde a las propiedades físicas del suelo como la textura, la densidad aparente, los contenidos de humedad inicial y a saturación, la granulometría y la segunda concerniente a las pruebas de riego, mediante éstas se obtiene K_s y h_f . Las muestras para obtener las propiedades antes mencionadas se efectuaron *in situ*. La recolección de todas y cada una de las muestras se realizó en cada parcela.

5.3 Características físicas del suelo.

Se obtuvieron un total de 951 muestras para el análisis físico del suelo mismas que se observan en la Figura 5-3.

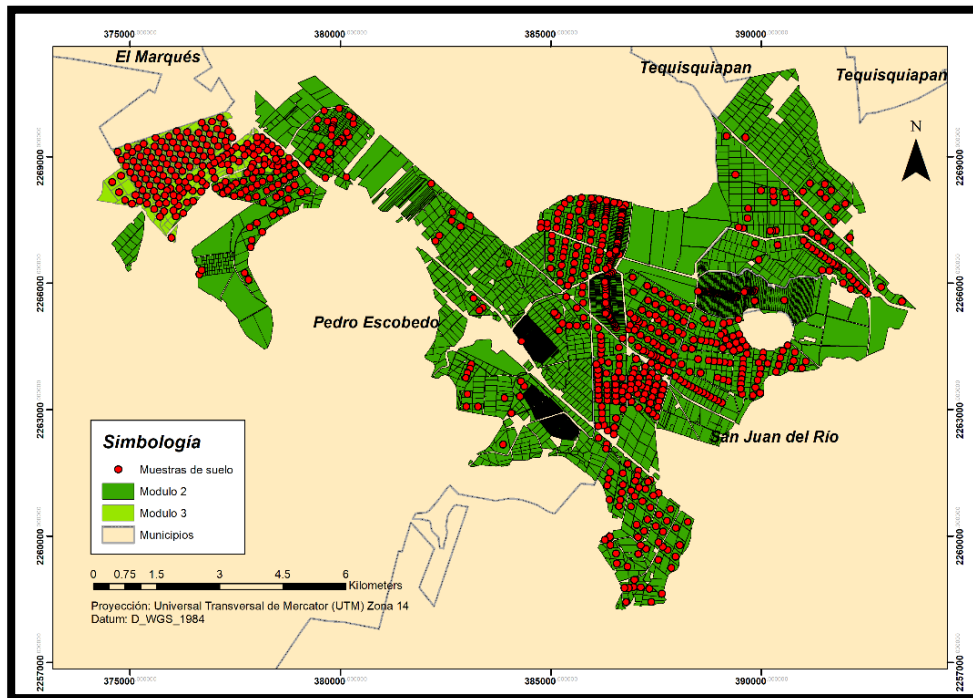


Figura 5-3. Localización de las muestras de suelo para análisis físico (fuente: Elaboración propia)

Para obtener las propiedades físicas del suelo se utilizó principalmente el método AS – 09 que está en la NOM-021-RECNAT-2000. Este método también conocido como de Bouyoucos (SEMARNAT, 2002) inicia con la muestra obtenida, después se dividen los agregados para pasar a erradicar el contenido orgánico. Posteriormente se da lugar a la separación de las partículas, más concretamente la arena (0.05) limo y arcilla mayores a 0.002. Los porcentajes de contenido de arena, limo y arcilla proporcionan la información necesaria para encontrar el grupo textural haciendo uso del triángulo de texturas.

5.4 Pruebas de riego.

Para las pruebas de riego se deja fluir un volumen de agua a través de los surcos, midiendo el gasto en la entrada de los mismos. Posteriormente se presentan 3 fases: la primera correspondiente al avance donde el agua fluye desde la cabecera hasta que llega a una distancia previamente establecida, una vez concluida llega la fase de almacenamiento, que empieza desde que el agua llega al final de la distancia establecida hasta que la entrada de agua se suspende el suministro y finalmente la fase de recesión. Las distancias establecidas para la primera fase fueron de 15, 20 o 30 metros (C. A. Chávez, Muñoz, Magaña, Fuentes, & Rendón, 2015) como se muestra en la Figura 5-4.



Figura 5-4. Pruebas de riego (C. A. Chávez et al., 2015).

La tercera fase consta en el tiempo que tarda en infiltrarse el agua una vez que el volumen de entrada se ha cortado. Una vez obtenidos los datos de avance y recesión y contando con las propiedades físicas del suelo, se realiza un reajuste de la prueba esto mediante el software MATRi que utiliza el método inverso Levenberg marquardt, (1963) dando como resultado los valores característicos de la prueba (K_s, h_f). Para este estudio se analizaron 177 pruebas de riego las cuales se pueden observar en la Figura 5-5.

El gasto entrante en la regadera se mide con un sensor ultrasónico de efecto Doppler. Para realizar las pruebas de riego se deben de conocer las características de las parcelas tales como la longitud, pendiente, textura, densidad aparente y contenidos de humedad.

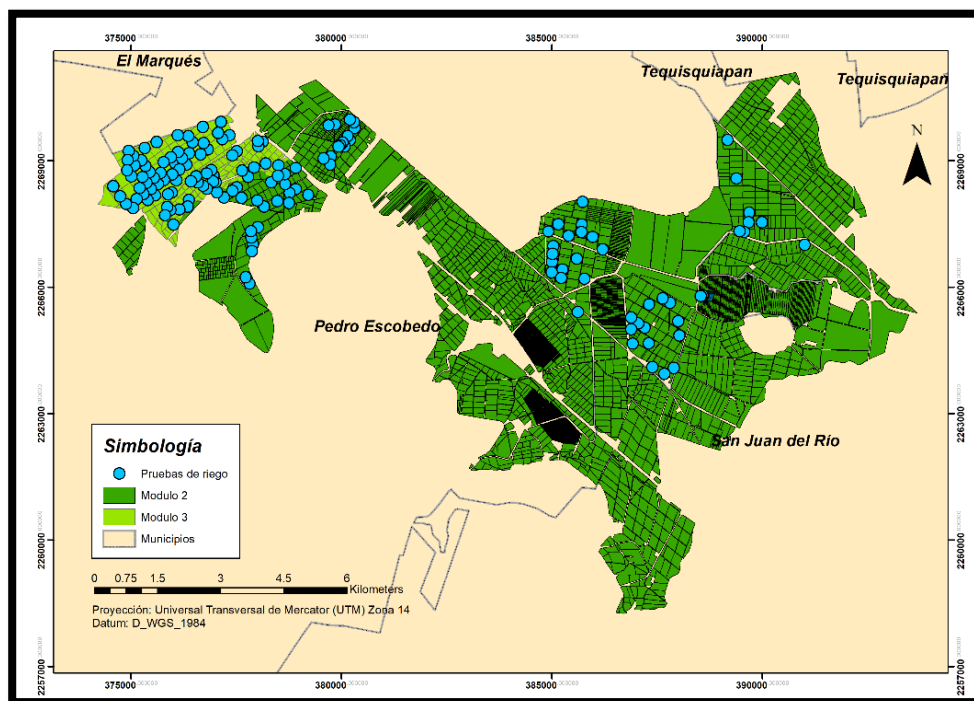


Figura 5-5. Localización de las pruebas de riego (Fuente: Elaboración propia)

5.5 Análisis estadístico de las muestras.

5.5.1 Correlación.

Como se mencionó en el capítulo anterior el realizar este análisis permite encontrar el nivel de asociación lineal entre las variables dependientes y las independientes. Para buscar la relación entre una variable dependiente y una independiente se utiliza el coeficiente de correlación simple denotada en la ecuación (4.20), para los casos donde existan más de una variable explicativa se hará uso del coeficiente de correlación parcial.

El coeficiente de Pearson varía entre -1 y 1. Cuando el coeficiente es positivo, la relación entre las variables es directamente proporcional mientras que cuando es negativo la relación es inversa, si el coeficiente tiene valor de -1 o 1 la correlación es perfecta mientras que si toma el valor de 0, no existe asociación entre las variables (Aparicio, Martínez, & Morales, 2017).

5.6 Funciones de pedotransferencia.

Para las funciones de pedotransferencia se usaron las dos bases de datos, la obtenida en laboratorio correspondiente a las 951 muestras de suelo y la proveniente de las pruebas de riego. Para cada una primero se hizo la búsqueda de las correlaciones que existían entre las diferentes variables que las integraban.

Una vez obtenidos diferentes coeficientes de correlación, se buscaron y se seleccionaron aquellos que tenían mayor correlación con K_s y h_f . Cuando se encontraron las variables que podrían tener cierta dependencia con las propiedades hidráulicas del suelo el siguiente paso fue empezar a realizar modelos de regresión lineal quitando y poniendo variables “dependientes” a fin de encontrar aquellos modelos que predijeran mejor las variables independientes en este caso K_s y h_f .

5.7 Interpolación.

Una de las principales finalidades de la geoestadística es la predicción de valores a partir de una variable regionalizada, para ello se tienen diferentes métodos de interpolación que permiten la obtención de valores locales, para este estudio se utilizaron 2 tipos de interpolación, la primera por el método del inverso de la distancia (IDW) por sus siglas en inglés y el segundo correspondiente al método de kriging ordinario.

5.7.1 Distancia inversa (IDW).

Como se menciona en el capítulo anterior, este método de interpolación utiliza principalmente las distancias entre las muestras, partiendo de estas medidas determina el peso que le da a la predicción. Para llevar a cabo esta interpolación sólo se requiere la base de datos y la variable o variables a interpolar, el código para esta interpolación se puede ver en el Anexo 1.

5.7.2 Kriging Ordinario (KO).

El método de kriging se menciona en el apartado 4.14.2, para llevarlo a cabo primero se deben de obtener los variogramas experimentales de K_s y h_f tanto en las muestras del análisis físico como en la base de datos de las pruebas de riego, una vez obtenidos los variogramas se deben de ajustar a un variograma teórico, para finalmente proceder a la interpolación usando el método de kriging. Los variogramas permiten dar cuenta si existe o no relación espacial entre las variables que se pretende interpolar, por ello es importante que el variograma resulte y que se pueda ajustar a alguno de los modelos teóricos, en caso de no hacerlo, no se podría realizar la interpolación usando este método o por lo menos no sería confiable, el código para esta interpolación se puede ver en el Anexo 1.

5.7.3 Validación.

Para validar los datos obtenidos mediante las interpolaciones se volvió a extraer con ayuda del software SIG los valores de los pixeles resultado de la interpolación a los puntos correspondientes de las muestras, de esta manera se tenía el valor original de la muestra y el valor resultado de la interpolación, permitiendo obtener la correlación entre los dos valores y el grado de error obtenido.

5.8 Infiltración.

Para obtener la infiltración se usó el método de Green y Ampt descrito en el apartado 4.7, se obtuvieron la infiltración máxima y el tiempo máximo de infiltración o de saturación para cada una de las parcelas muestreadas. Se obtuvieron 3 tipos de resultados, el primero usando directamente los valores obtenidos a partir del muestreo ya sea de laboratorio o de las pruebas de riego, el segundo usando los valores propios de la interpolación del método de Kriging Ordinario (KO) y el tercero usando los valores del método de IDW.

Después de obtener los tiempos máximos de saturación se realizaron graficas de caja para presentarlos, se obtuvieron tiempos para láminas de riego de 12, 15 y 20 cm, y se realizó para los valores reales de las muestras y los que se obtuvieron de las interpolaciones. El código para la obtención de los resultados de este apartado se muestra en el Anexo 2.

5.9 RStudio.

R presenta un lenguaje de programación propio, se basa en el lenguaje S, que a su vez contiene muchos elementos del lenguaje C, siendo su semántica muy distinta a este último, ya que R permite comandos de compilación y ejecución en un mismo paso. Su entorno está especialmente diseñado para el tratamiento de datos, cálculo y desarrollo gráfico, se presenta como un software libre donde esto se refiere a la libertad de los usuarios para ejecutar, copiar, distribuir, estudiar, cambiar y realizarle cambios al software (Bande, Galeano, & Miguel, 2008). Con este software se generaron las interpolaciones, las correlaciones, los modelos de regresión y las gráficas.

5.10 ArcGIS.

Para el desarrollo de los mapas que se presentan en este documento se utilizó el software ArcGIS-ArcMap, aparte de la generación de los mapas se usó para la validación de las interpolaciones y obtener las isolineas correspondientes a K_s y h_f . Este software es una herramienta enfocada al uso, organización,

administración y generación de información geográfica, es uno de los softwares líderes en Sistemas de Información Geográfica (Resources, 2018).

5.11 Esquema de metodología.

Con la finalidad de sintetizar un poco, en la Figura 5-6 se presenta un pequeño diagrama de la metodología que anteriormente se describió, de esta manera se busca dejar más claro el procedimiento que se siguió para la obtención de resultados, los cuales se presentan en el capítulo siguiente.

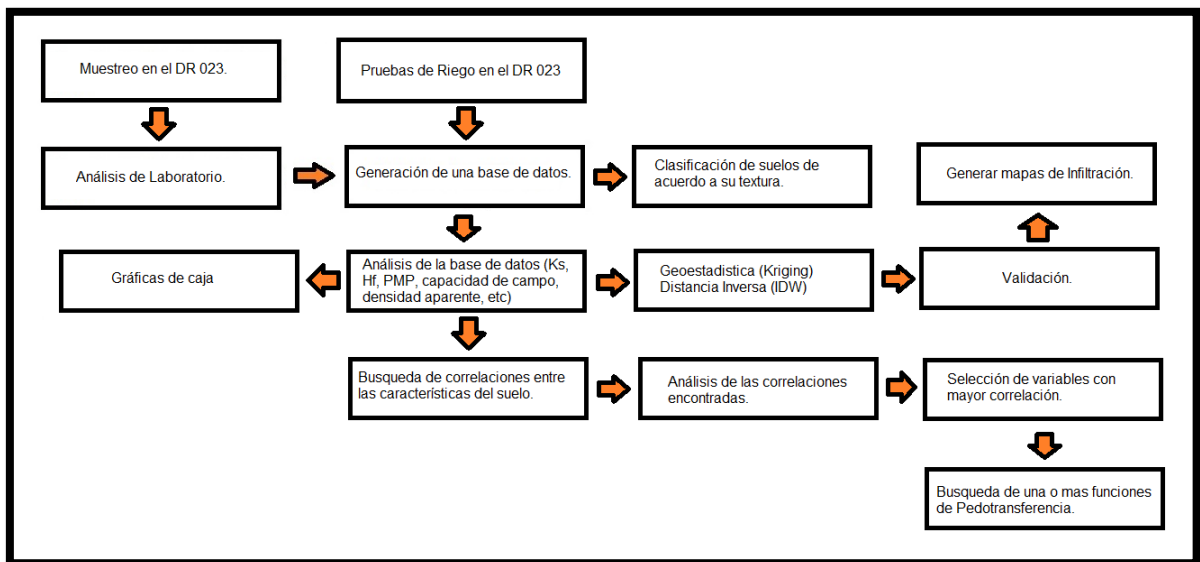


Figura 5-6. Diagrama de la metodología.

6. RESULTADOS.

En este capítulo se muestran los resultados obtenidos una vez aplicada la metodología. En primer lugar se tiene el producto del análisis en el laboratorio de las 951 muestras de suelo recolectadas por parcela, mostrando la distribución textural de las muestras, el comportamiento de la densidad aparente, la conductividad hidráulica a saturación, el frente de succión, la capacidad de campo, los contenidos de humedad, etc. Posteriormente se muestran los resultados obtenidos en los análisis de correlación efectuados, en ellos se analizaron tanto la base de datos de las pruebas de riego como la proveniente de las 951 muestras de suelo analizadas en el laboratorio. Se encontró que variables tenían mayor asociación con K_s y h_f para posteriormente proceder a la búsqueda de las FPT. Se mencionan las FPT encontradas así como el total de MRL necesarios para encontrarlas y sus características. Finalmente se muestran los resultados para los métodos de interpolación IDW y KO, su validación y la obtención de los tiempos máximos de saturación (TMS) con los valores medidos, y los resultados de las interpolaciones.

6.1 Análisis estadístico de las muestras.

6.1.1 Textura.

El análisis de las texturas se puede observar en la Tabla 6-1, donde el mayor número de parcelas registraron texturas franco arcillo limosas y franco limosas ambas con 18% del total de las muestras, mientras que los porcentajes más bajos fueron para parcelas con textura arcillosa y arcillo limosa con 2% cada una, también se encuentran con muy bajo porcentaje, parcelas con textura arcillo arenosa (1%) y arena franca con 0.2%.

Los porcentajes antes mencionados se logran visualizar más claramente en la Figura 6-2 donde se muestra la ubicación de cada una de las muestras en el triángulo de texturas, en ella se puede distinguir mayor densidad de puntos en ciertos grupos texturales. Se tienen porcentajes intermedios en parcelas con textura franco arcillo arenosa (15%), limosa (14%) y franca con 10%. Las características que presentan cada una de las texturas se verán más adelante.

En lo que respecta a las muestras omitidas esto se debió a que fue difícil encontrar su ubicación en el DR y como en porcentaje es algo no significativo dado el tamaño de la base de datos se decidió omitirlas, quedando así un total de 946 muestras de suelo útiles que se usaron para la obtención de todos los demás resultados. Las texturas de las muestras omitidas pertenecen a los grupos texturales que presentaron mayor porcentaje dentro de este análisis por ese motivo su omisión tampoco fue significativa.

Tabla 6-1. Clasificación de muestras de acuerdo a texturas del suelo.

Textura	No. de muestras	(%)
Arcilla (<i>Arc</i>)	22	2
Arcilla Limosa (<i>ArcL</i>)	18	2
Arcilla Arenosa (<i>ArcA</i>)	11	1
Limo (<i>L</i>)	136	14
Franco Arcilloso (<i>FArc</i>)	64	7
Franco Arcillo Limoso (<i>FArcL</i>)	169	18
Franco Arcillo Arenoso (<i>FAcA</i>)	138	15
Franco Limoso (<i>FL</i>)	169	18
Franco (<i>F</i>)	96	10
Franco Arenoso (<i>FAre</i>)	121	13
Arena Franca (<i>AreF</i>)	2	0.2
Omitidas	5	0.8
Total	951	100

6.1.2 Densidad aparente (ρ_t) .

El análisis de esta propiedad de acuerdo a las texturas de las muestras obtenidas se presenta mediante la gráfica de la Figura 6-1 y se tiene que los valores más bajos de la densidad aparente fueron para suelos con textura arcillosa (*Arc*) y arcillo limosa (*ArcL*) con valores de 1.18 a 1.30 gr/cm^3 ; mientras que los valores más altos fueron para suelos con texturas franco limosa (*FL*), franco arenoso (*FAre*) y arena franco (*AreF*) y el rango de las densidades de estas texturas fue de 1.40 a 1.70 gr/cm^3 . El rango general de todas las muestras para la densidad aparente estuvo entre 1.18 y 1.70 gr/cm^3 .

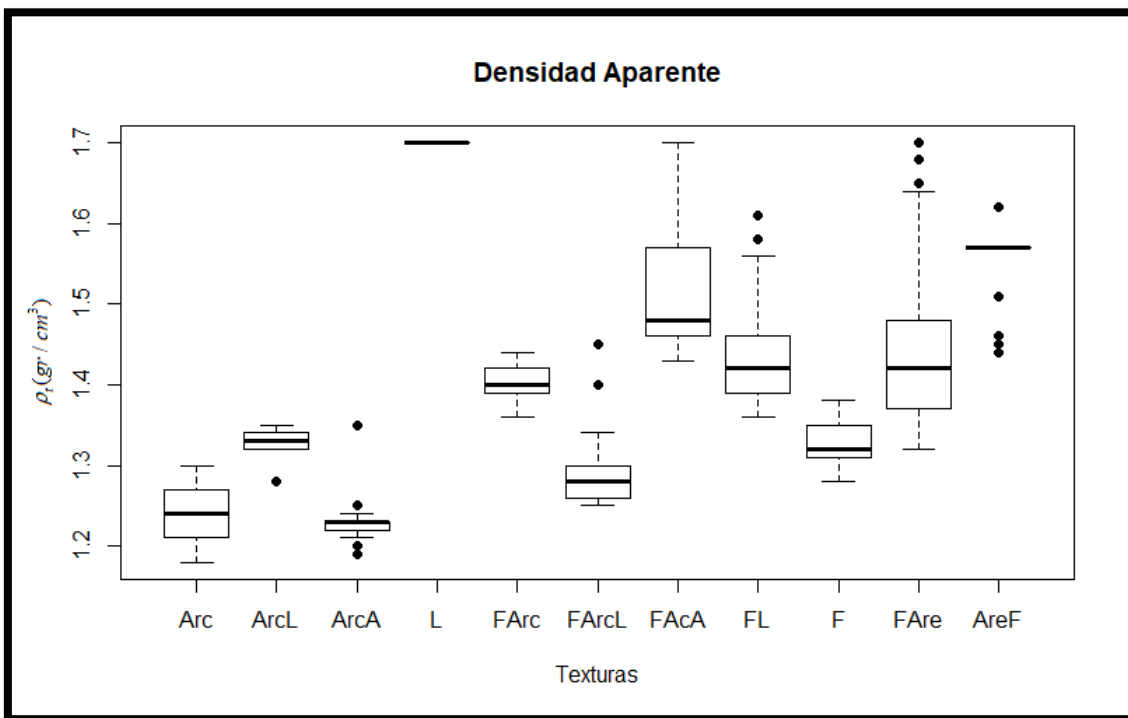


Figura 6-1. Densidad aparente de acuerdo a la textura del suelo.

6.1.3 CC, PMP, y contenido de humedad a saturación (θ_s) .

Para estas cuatro propiedades del suelo los valores de cada textura se comportan de manera similar, siguiendo una tendencia clara, como se puede observar en la Figura 6-3. Esto se debe a que las cuatro propiedades se refieren a contenidos de humedad en el suelo, teniendo primero a θ_s que es cuando el suelo se encuentra

totalmente saturado, después sigue CC que como ya se menciono es el contenido de humedad una vez terminados los procesos de escurrimiento y drenaje y para finalizar se tiene el PMP que es el valor más bajo de contenido de humedad, por definición es cuando las plantas ya no pueden succionar agua.

6.1.4 Conductividad hidráulica a saturación (K_s)

Para la conductividad hidráulica a saturación los valores más bajos fueron para los suelos con textura arcillosa (*Arc*) y arcillo limosa (*ArcL*) con valores que van desde los 0.05 a los 0.1 cm/h como se puede observar en la Figura 6-4. Los suelos con K_s más altos fueron aquellos con textura franco arenosa (*FAre*) y areno franco (*AreF*) con valores por arriba de los 3.5 cm/h. En general el rango de valores para todas las muestras fue de 0.05 a 5.15 cm/h.

Con base en estos resultados se tiene que los suelos con mayor contenido de arcilla se tomarán más tiempo en llegar a la saturación como es de esperarse, en cambio los suelos con textura limosa (*L*), franca (*F*) y arenosa (*Are*) se llevarán menos tiempo en alcanzarla, ésto se verá más adelante cuando se determinen los tiempos máximos de saturación. Los suelos con textura franco limosa (*FL*), franca (*F*) y franco arenosa (*FAre*) presentan un mayor rango de variación en los valores de la conductividad, la causa de ésto puede ser debido al manejo que cada parcela recibe.

6.1.5 Frente de succión (h_f).

Como se observa en la Figura 6-5, éste es un atributo que no muestra un comportamiento claro de acuerdo a la textura del suelo, se tiene que los valores más bajos fueron para los suelos con textura arcillo arenosos (*ArcA*), areno franco (*AreF*), franco arcillo arenoso (*FAcA*) y franco arenoso (*FAre*), mientras que los valores más altos fueron para los suelos con textura arcillosa (*Arc*).El rango de todas las muestras fue de 5 a 147.5 cm.

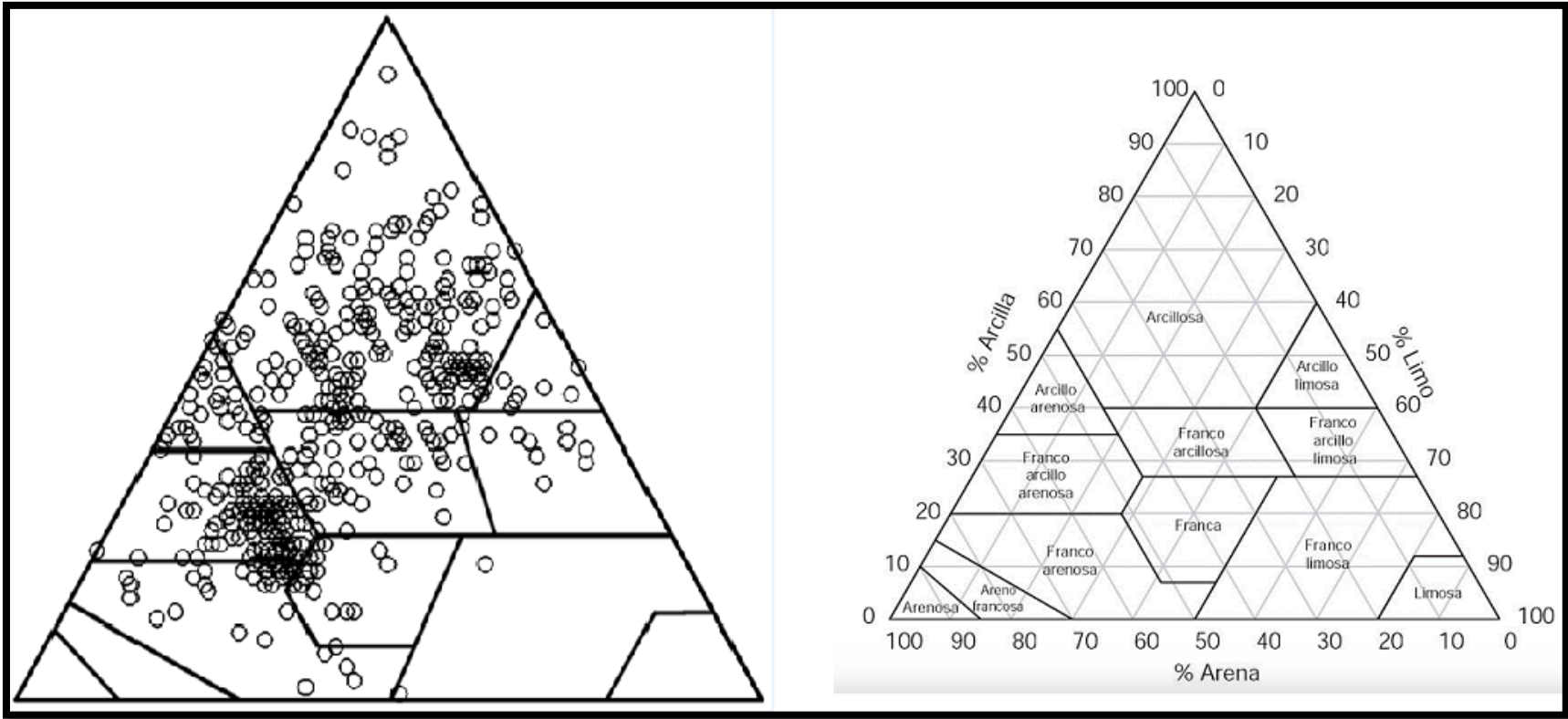
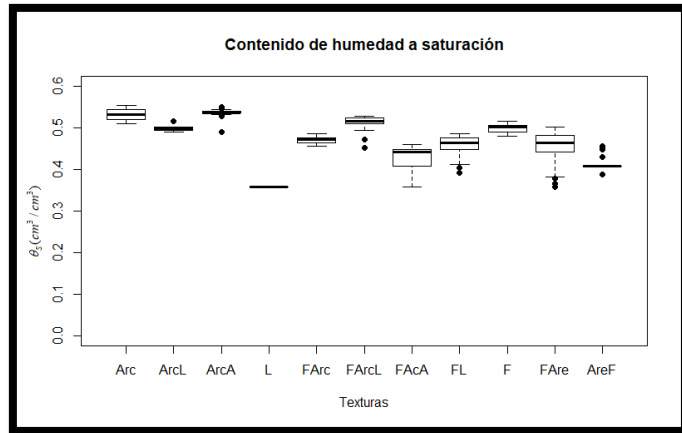
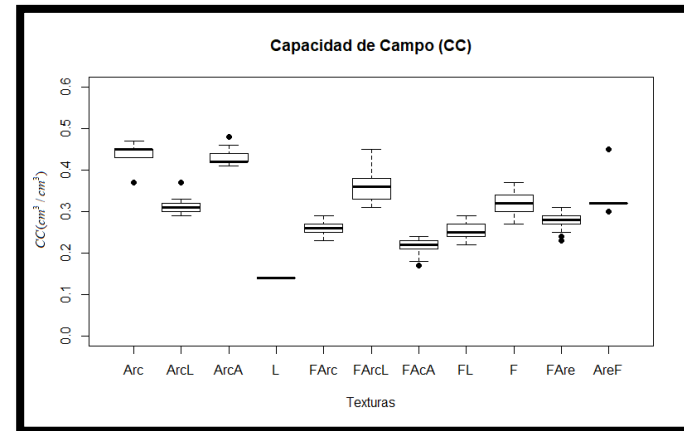


Figura 6-2. Distribución de las texturas correspondientes a las 951 muestras recolectadas.

a)



b)



c)

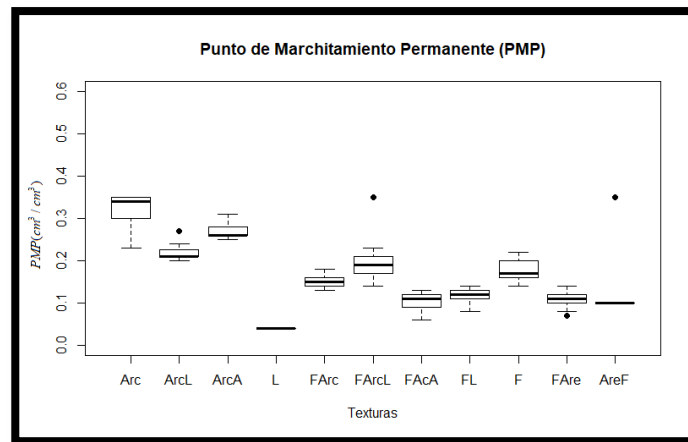


Figura 6-3. a) Contenido de humedad a saturación, b) Capacidad de Campo, c) Punto de Marchitamiento Permanente.

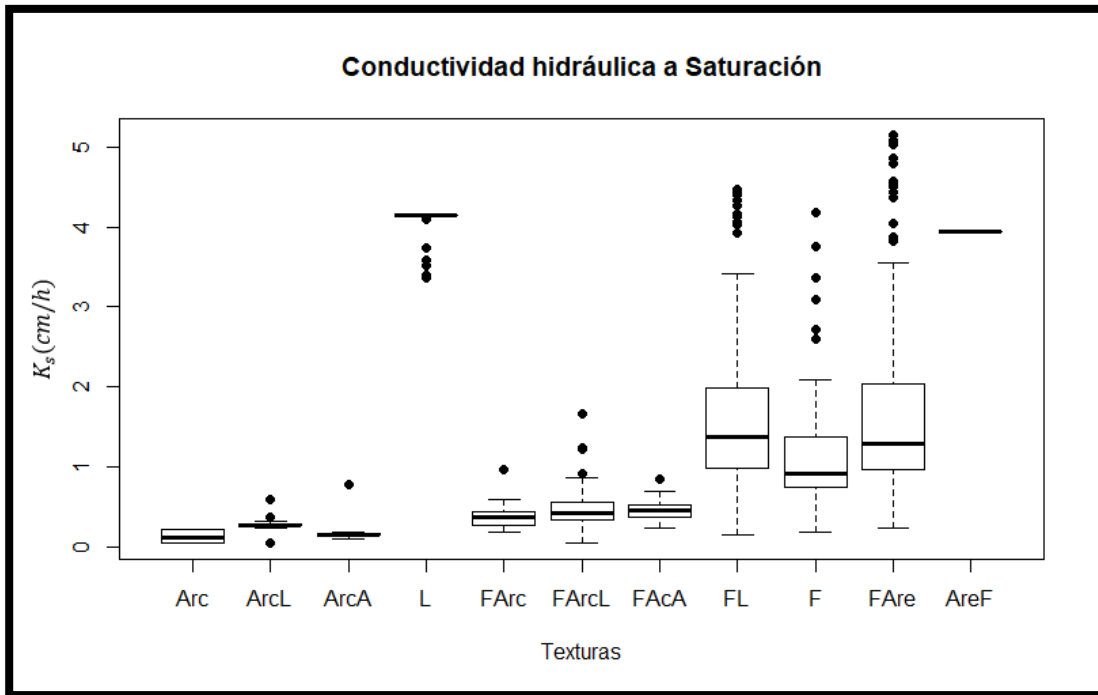


Figura 6-4. Conductividad hidráulica a saturación de acuerdo a la textura del suelo.

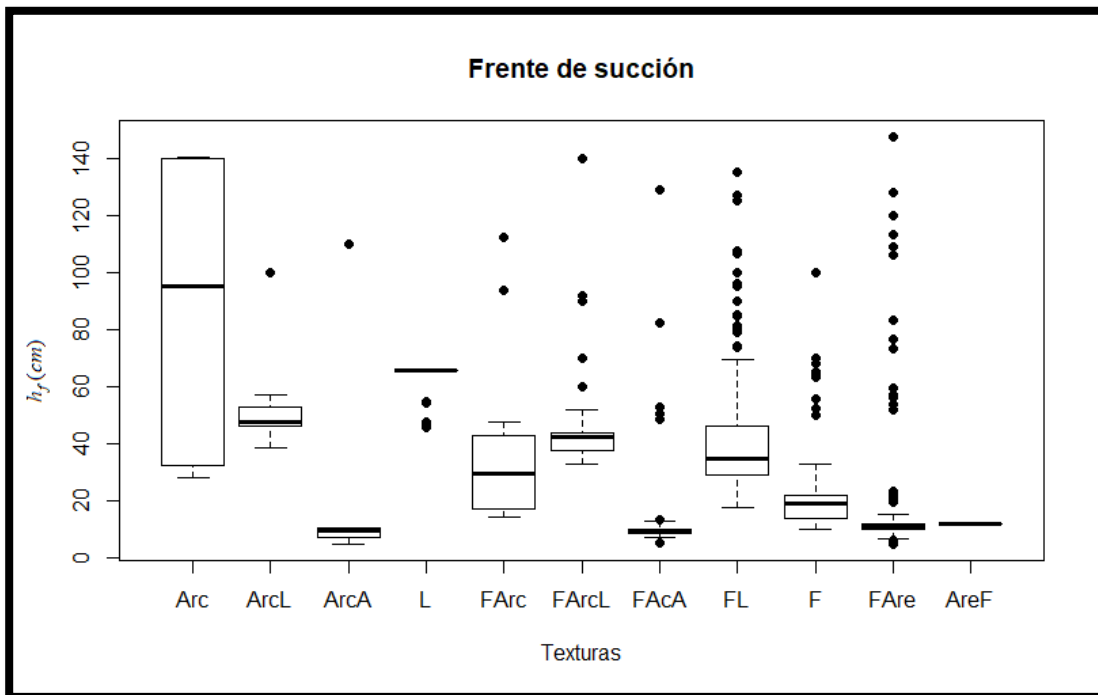


Figura 6-5. Frente de succión de acuerdo a la textura del suelo.

6.2 Correlaciones.

6.2.1 Muestras analizadas en el laboratorio.

Para esta base de datos primero se graficaron todas las variables como se puede observar en la Figura 6-6, posteriormente se obtuvieron los coeficientes de correlación de Pearson con los cuales se encontraron aquellas variables con mayor asociación lineal y también aquellas con poca correlación, esta matriz se puede observar en la Tabla 6-2.

Tabla 6-2. Coeficientes de correlación de Pearson muestras de suelo.

	Arcilla	Limo	ρ_t	θ_s	PMP	K_s	h_f
Arcilla	1	-0.48	-0.933	0.933	0.889	-0.82	-0.08
Limo	-0.48	1	0.309	-0.309	-0.279	0.684	0.57
ρ_t	-0.933	0.309	1	-1	-0.792	0.788	0.08
θ_s	0.933	-0.309	-1	1	0.792	-0.78	-0.08
PMP	0.889	-0.279	-0.792	0.792	1	-0.6	0.158
K_s	-0.815	0.684	0.788	-0.788	-0.599	1	0.290
h_f	-0.08	0.57	0.079	-0.079	0.158	0.29	1

Como se puede observar en la matriz algunas variables mostraron buena asociación lineal, en la Tabla 6-3 se muestran resumidas aquellas variables que tuvieron un coeficiente por arriba de 0.5, los signos indican si la correlación es positiva o negativa.

Tabla 6-3. Propiedades del suelo con correlación alta.

	Arena	Arcilla	Limo	ρ_t	θ_s	<i>PMP</i>	θ_0	K_s
ρ_t		+				-	-	+
θ_s		+				+	+	-
<i>PMP</i>		+		-	+		+	
θ_0		+		-	+	+		
K_s		-	+	+	-			

6.2.2 Pruebas de riego.

Para las pruebas de riego también se buscaron correlaciones entre las diferentes variables, en este caso también se graficó toda la base de datos (Figura 6-7). La matriz de correlación se muestra en la Tabla 6-4, y en ella se puede observar que los valores de los coeficientes son muy bajos, lo que implica que existe muy poca asociación lineal entre los valores de las variables obtenidas de las pruebas de riego.

Tabla 6-4. Coeficientes de correlación de Pearson para las pruebas de riego.

	θ_s	θ_0	K_s	h_f	Arena	Arcilla
θ_s	1	0.379	0.163	-0.189	-0.502	0.537
θ_0	0.379	1	-0.172	0.171	-0.200	0.353
K_s	0.163	-0.172	1	-0.273	0.022	-0.131
h_f	-0.189	0.171	-0.273	1	0.164	0.020
Arena	-0.502	-0.200	0.022	0.164	1	-0.288
Arcilla	0.537	0.353	-0.131	0.020	-0.288	1

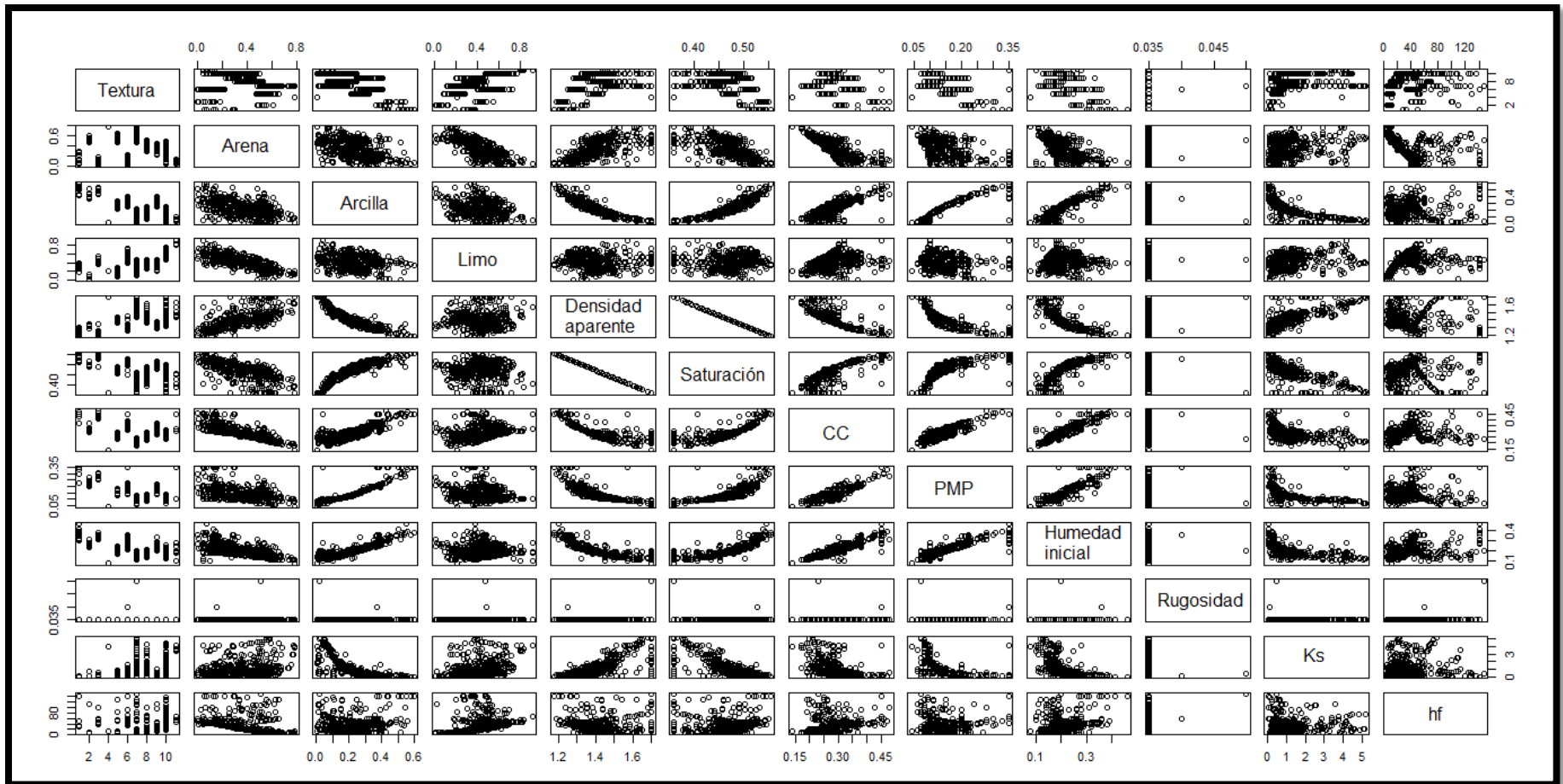


Figura 6-6. Correlaciones de las muestras de suelo.

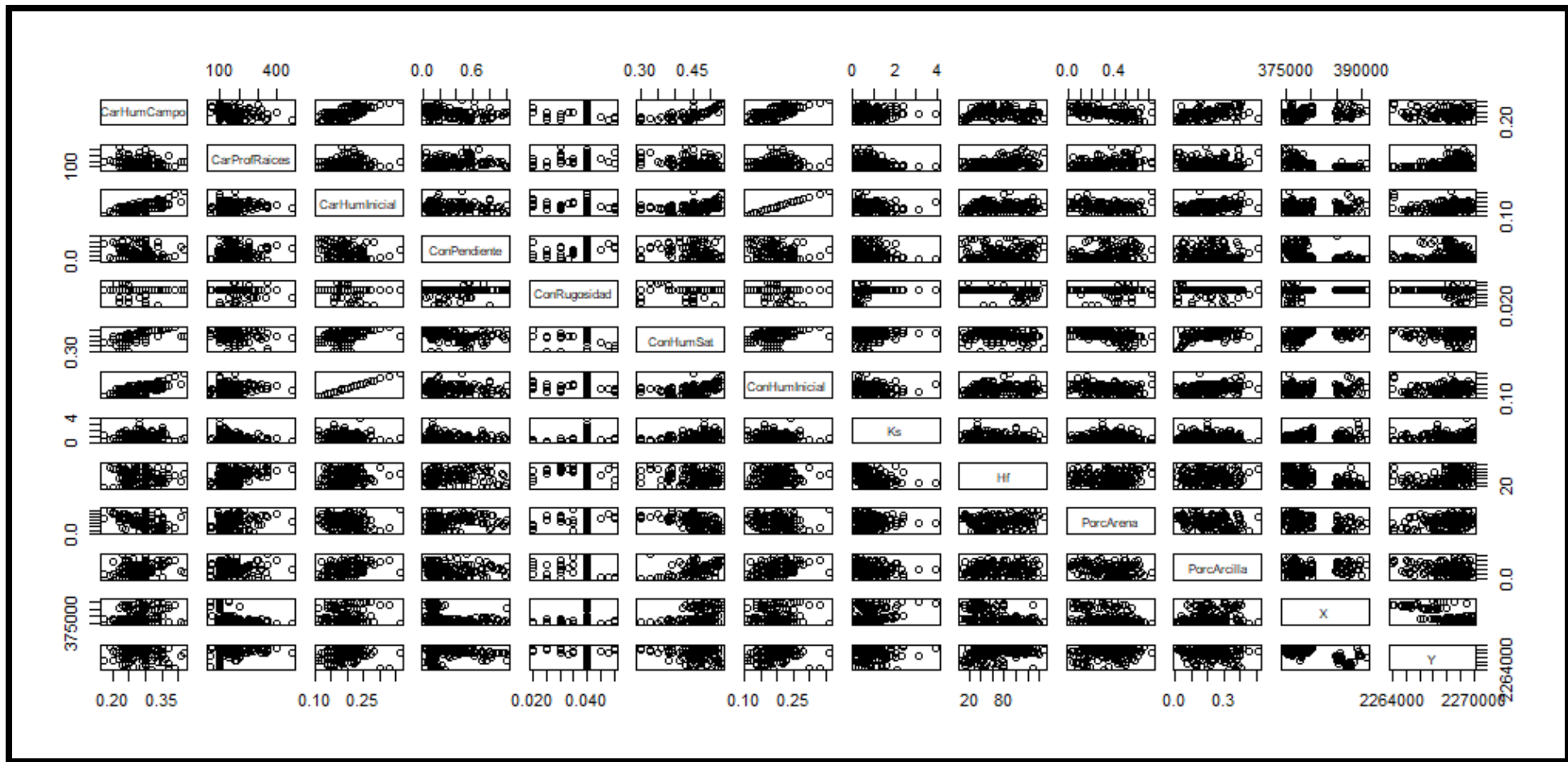


Figura 6-7. Correlaciones correspondientes a las pruebas de riego.

6.3 Funciones de pedotransferencia (FPT).

6.3.1 Búsqueda de las FPT.

Para buscar las funciones de pedotransferencia se hizo uso de las matrices de correlación que se obtuvieron en el apartado anterior, y como se observó sólo la matriz correspondiente al análisis de laboratorio tuvo buenas correlaciones. La idea fue buscar FPT para K_s y h_f , pudiéndose conseguir sólo para la primera variable ya que la segunda no mostró una buena correlación con ninguna otra propiedad. Se realizaron 20 modelos de regresión lineal (Tabla 6-5) y las variables con las que se intentó conseguir la FPT fueron: contenidos de arcilla (*Arc*), limo (*L*), humedad a saturación (θ_s), densidad aparente (ρ_t), y aunque con menos correlación también se incluyeron el punto de marchitamiento permanente (*PMP*) y el contenido de humedad inicial (θ_0). Cabe aclarar que en la Tabla la abreviatura VNS significa Variable No Significativa en el modelo.

De los 20 modelos de regresión lineal (MRL) realizados (Tabla 6-5) se eligieron 5, los cuales pasaron las pruebas de bondad de ajuste y resultaron con coeficientes pequeños, estos modelos de regresión fueron los números 6, 11, 12, 14 y 16. Las FPT se muestran a continuación.

$$\text{MRL06} : K_s = 2.951.L + 7.764.\rho_t - 10.963 \quad (6.1)$$

$$\text{MRL11} : K_s = 9.439.\rho_t + 3.156.L + 1.798.Arc - 13.815 \quad (6.2)$$

$$\text{MRL12} : K_s = -25.014.\theta_s + 3.156.L + 1.798.Arc + 11.198 \quad (6.3)$$

$$\text{MRL14} : K_s = 8.834.\rho_t + 2.978.L + 2.847.PMP - 12.901 \quad (6.4)$$

$$\text{MRL16} : K_s = -23.410.\theta_s + 2.978.L + 2.847.PMP + 10.509 \quad (6.5)$$

Tabla 6-5. Modelos de regresión lineal para FPT.

MRL	Variables	R^2	R^2_{ajus}	VNS	Coefficientes
1	Arc	0.664	0.663		Pequeños
2	$Arc, L, \rho_t, \theta_s, PMP, \theta_0$	0.844	0.843	Arc, θ_0	Grandes
3	$Arc, L, \rho_t, \theta_s, PMP$	0.844	0.843	Arc	Grandes
4	L, ρ_t, θ_s, PMP	0.843	0.843		Grandes
5	L, ρ_t, θ_s	0.839	0.838		Grandes
6	L, ρ_t	0.836	0.835		Pequeños
7	ρ_t, θ_s, PMP	0.635	0.634	PMP	Grandes
8	ρ_t, θ_s	0.634	0.633		Muy Grandes
9	ρ_t, θ_s, Arc	0.682	0.681		Grandes
10	ρ_t, θ_s, L, Arc	0.841	0.840		Grandes
11	ρ_t, L, Arc	0.838	0.837		Pequeños
12	θ_s, L, Arc	0.838	0.837		Pequeños
13	ρ_t, L, Arc, PMP	0.840	0.840	Arc	Pequeños
14	ρ_t, L, PMP	0.840	0.841		Pequeños
15	θ_s, L, Arc, PMP	0.841	0.840	Arc	Pequeños
16	θ_s, L, PMP	0.841	0.841		Pequeños
17	ρ_t, L, Arc, θ_0	0.838	0.837	θ_0	Pequeños

18	$\theta_s, L, Arc, \theta_0$	0.838	0.837	θ_0	Pequeños
19	ρ_t, L, PMP, θ_0	0.841	0.840	θ_0	Pequeños
20	$\theta_s, L, PMP, \theta_0$	0.841	0.840	θ_0	Pequeños

6.3.2 Comprobación de las FPT.

A) Correlación entre el resultado de los modelos y los valores reales.

Para la comprobación de las FPT primero se obtuvieron los valores de K_s con cada una de las funciones, para posteriormente compararlos con los valores reales. Se generaron correlogramas para cada una de las funciones, estos se muestran en la Figura 6-8 incisos *a*, *b*, *c*, *d* y *e*. Los coeficientes de correlación que presenta cada uno de los modelos se muestran en la Tabla 6-1, todos tienen un coeficiente de correlación aproximado de 0.9.

En cuanto a los valores dispersos que no se ajustan a la línea de tendencia un breve análisis permitió determinar la variación en estos valores tiene que ver principalmente con los contenidos de limo y arcilla, ya que estos son muy cambiantes. Los puntos dispersos pertenecen a los grupos texturales franco limoso (*FL*), franco arenoso (*FAre*) y franco arcillo limoso (*FArcL*) en todos los modelos de regresión se presentan los mismos puntos dispersos, aproximadamente el 7% del total de las muestras. Lo anterior puede tener como causa la variación en el porcentaje de contenido de limo, ya que este es una variable constante en todos los modelos de regresión.

Tabla 6-6. Coeficientes de correlación para las FPT.

MRL	Coef. Correlación (K_s MRL Vs. K_s Medido)
06	0.914
11	0.915
12	0.915
14	0.916
16	0.916

B) Análisis de los errores.

Los errores obtenidos en la estimación del K_s de los modelos se analizaron de dos maneras, la primera correspondiente al error absoluto por cada una de las muestras y la segunda correspondiente a una gráfica de caja que muestra la distribución de los errores en porcentaje. La Figura 6-9 incisos *a, b, c, d* y *e* muestran los errores de acuerdo al número de muestra, como se observa el comportamiento para todos los modelos es similar, apreciándose una mayor densidad en los errores por debajo de la unidad. Esto se comprueba en la Figura 6-10 donde se observa que en todos los casos el 95% de los errores están por debajo de la unidad.

En cuanto a los errores más grandes, estos corresponden a muestras con texturas franco limosas (*FL*), franco arenosas (*FAre*) y franco arcillo limosas (*FArcL*), una de las causas de esta variación puede ser el porcentaje de contenido de Limo ya que es una variable que está presente en todos los modelos y en todos los modelos se presentan la misma tendencia en los errores. La variación en el porcentaje de contenido de limo provoca el cambio en la textura del suelo, el rango en el que se presentan los errores para las texturas antes mencionadas.

C) Comparación con otras FPT.

Se realizó también una comparación de algunas de las FPT obtenidas mediante los MRL y FPT encontradas por distintos autores en las últimas décadas, estas funciones se describen en el apartado 4.14. Las funciones que se compararon fueron las del MRL 11 y 12.

En la Figura 6-11 se muestra los correlogramas de cada una de las funciones encontradas en la literatura y la FPT del MRL 11, mientras que en la Figura 6-12 se incluye la FPT del MRL 12. Como se observa en ambas graficas la distribución es muy similar para los MRL, en el caso de las FPT encontradas en la literatura se puede observar que muy pocas se aproximan a la linealidad, la cual se denota por la línea de color rojo.

En la Tabla 6-7 se muestran los coeficientes de correlación para las FPT de diferentes autores, como se puede notar sólo las funciones 03, 04, 05 y 07 presentan una buena asociación lineal. Las FPT que se encontraron en la literatura y que se usaron para la comparación, tienen las mismas variables que se usaron en los MRL para determinar K_s , por lo que las FPT encontradas en este trabajo pueden seguir trabajándose para disminuir los errores que se presentan al hacer uso de ellas.

La mayor o menor asociación que presentan los valores obtenidos con las FPT y los valores reales medidos es cambiante dependiendo de las características del suelo con el que se esté trabajando, de esta manera una FPT puede arrojar valores que se ajusten muy bien a los valores reales para una región mientras que en otra puede dar resultados muy dispersos.

Tabla 6-7. Coeficientes de Correlación para FPT encontradas en la literatura.

FPT	Coef. Correlación (K_s^{FPT} Vs. K_s^{Medido})	Fuente
01	0.074	(Jabro, 1992)
02	0.069	(Jaynes & Tyler, 1984)
03	0.811	(Puckett et al., 1985)
04	0.867	(Campbell & Shiozawa, 1994)
05	0.769	(Saxton et al., 1986)
06	-0.136	(Rawls & Brakensiek, 1985)
07	0.741	(C.Gulser & Candemir, 2008)

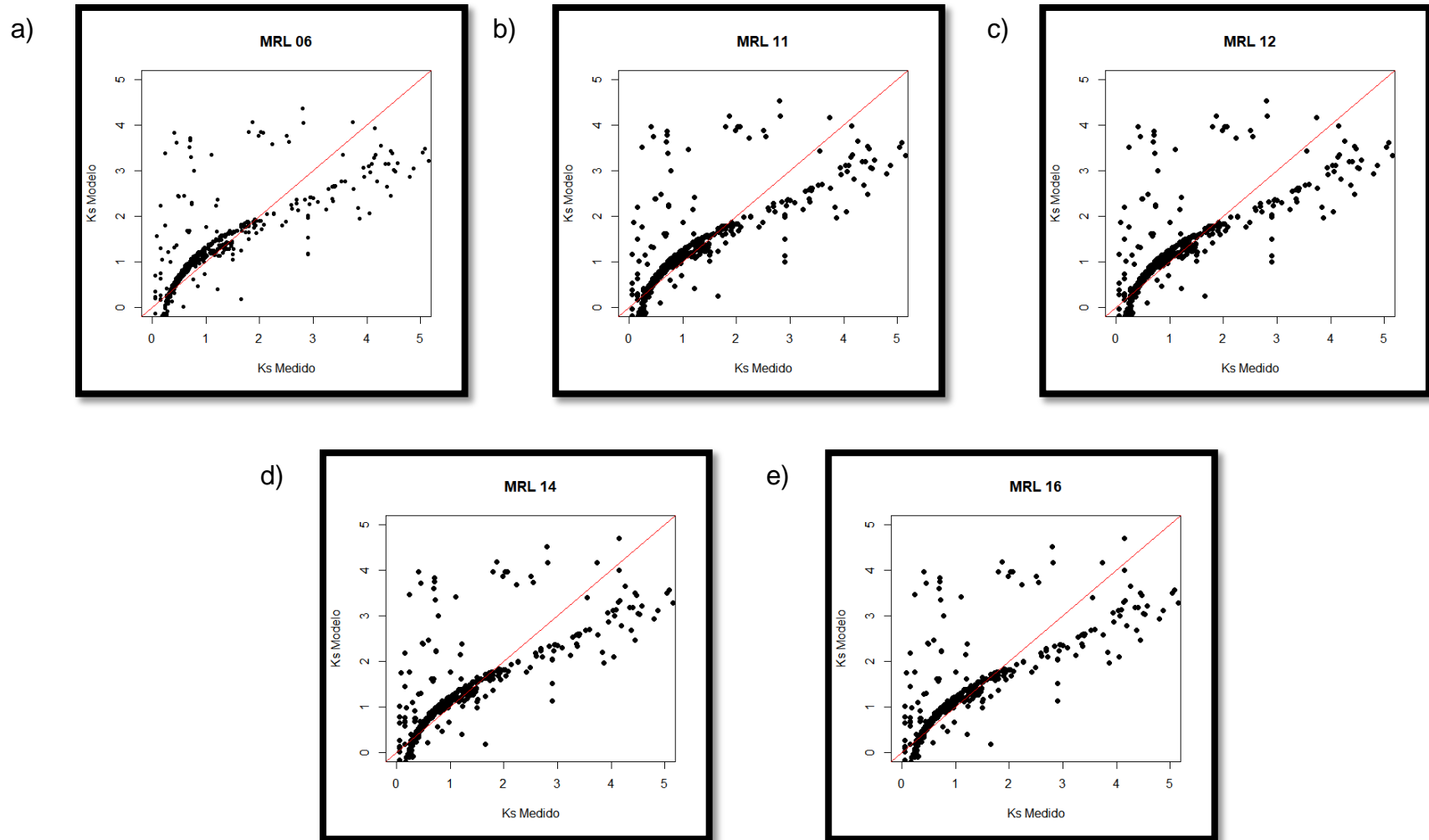


Figura 6-8. Correlaciones de los modelos de regresión lineal con los valores obtenidos in situ.

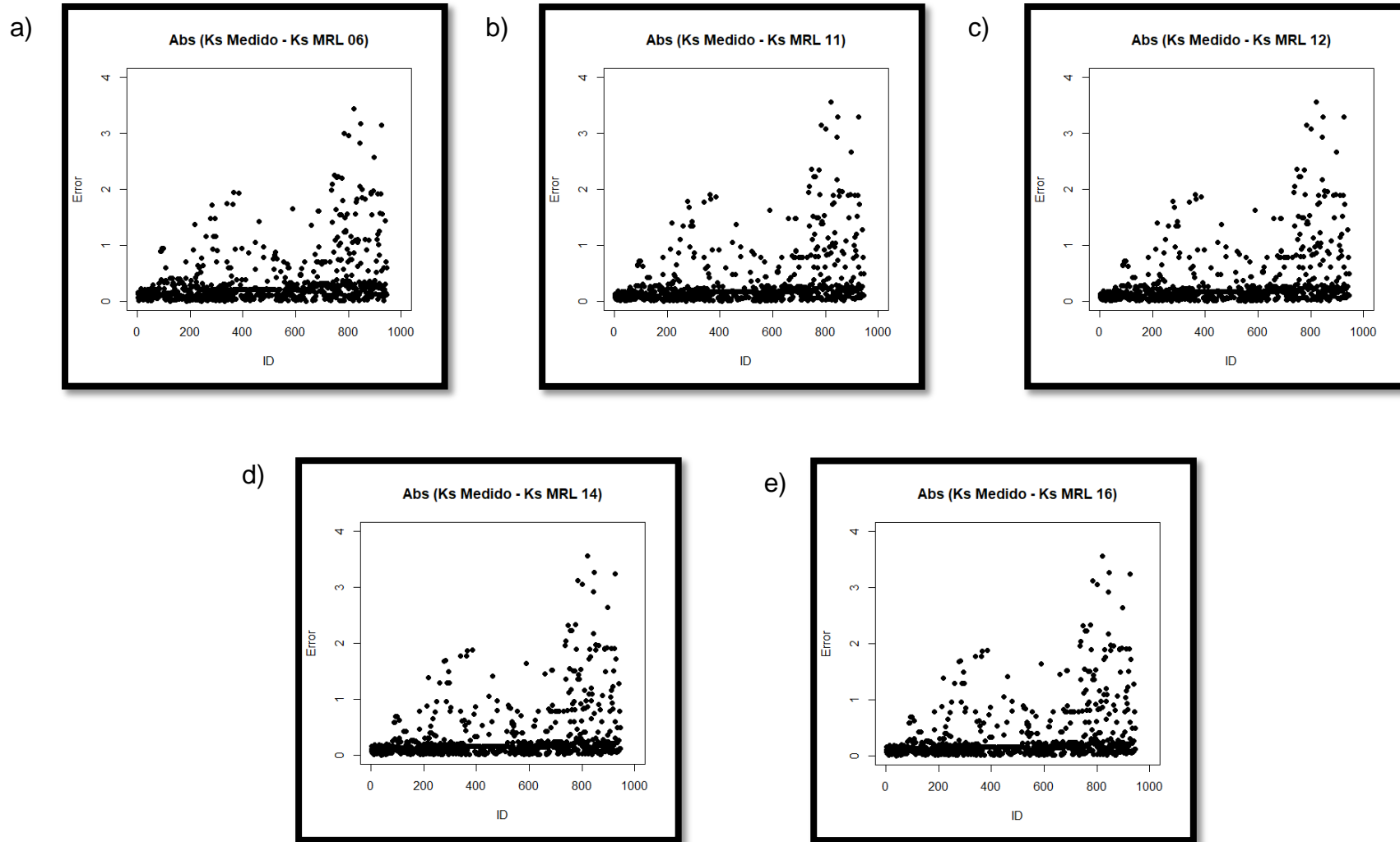


Figura 6-9. Error de los MRL por número de muestra.

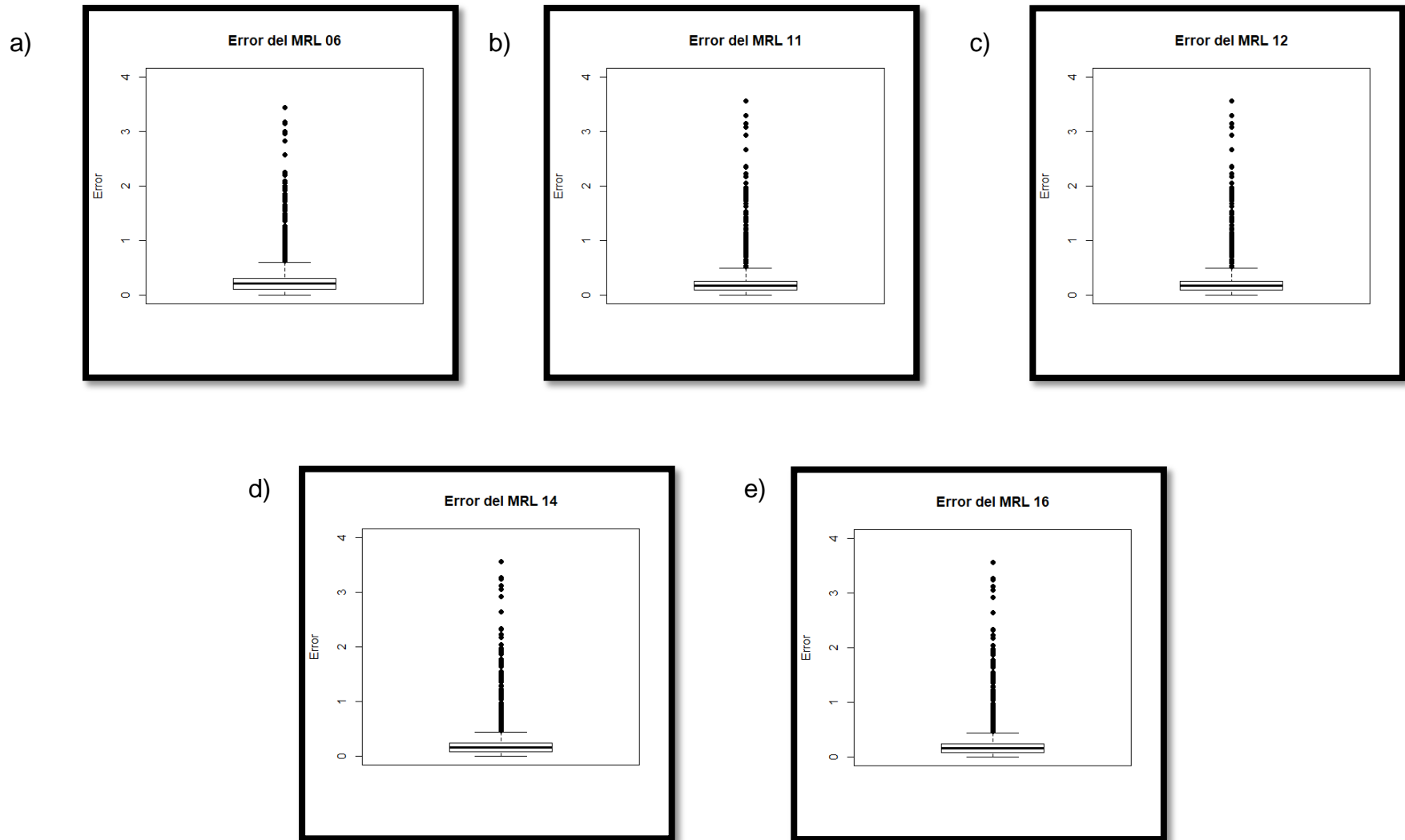


Figura 6-10. Distribución de errores para los MRL.

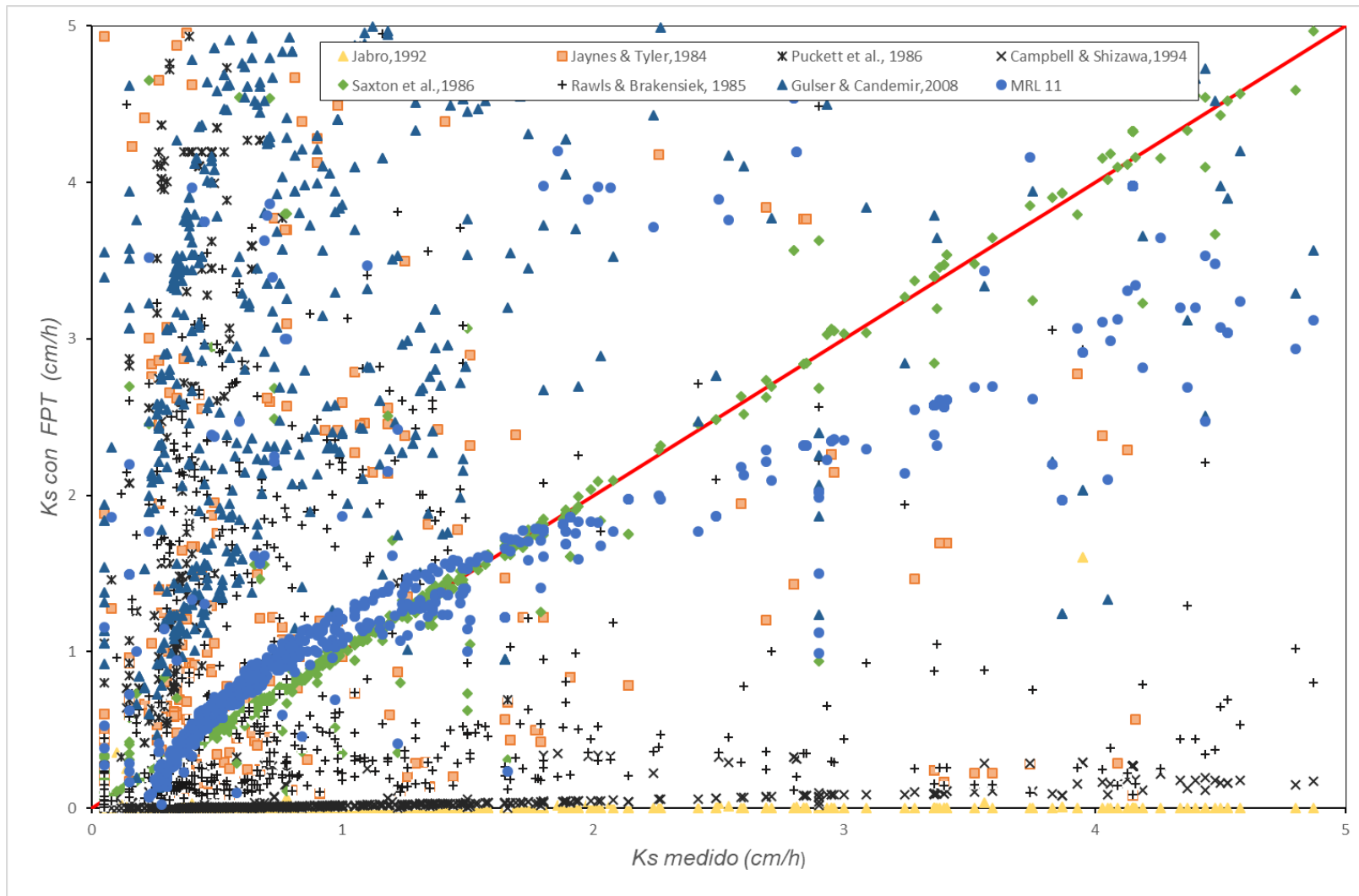


Figura 6-11. Correlogramas de Funciones de Pedotransferencia (FPT) MRL 11.

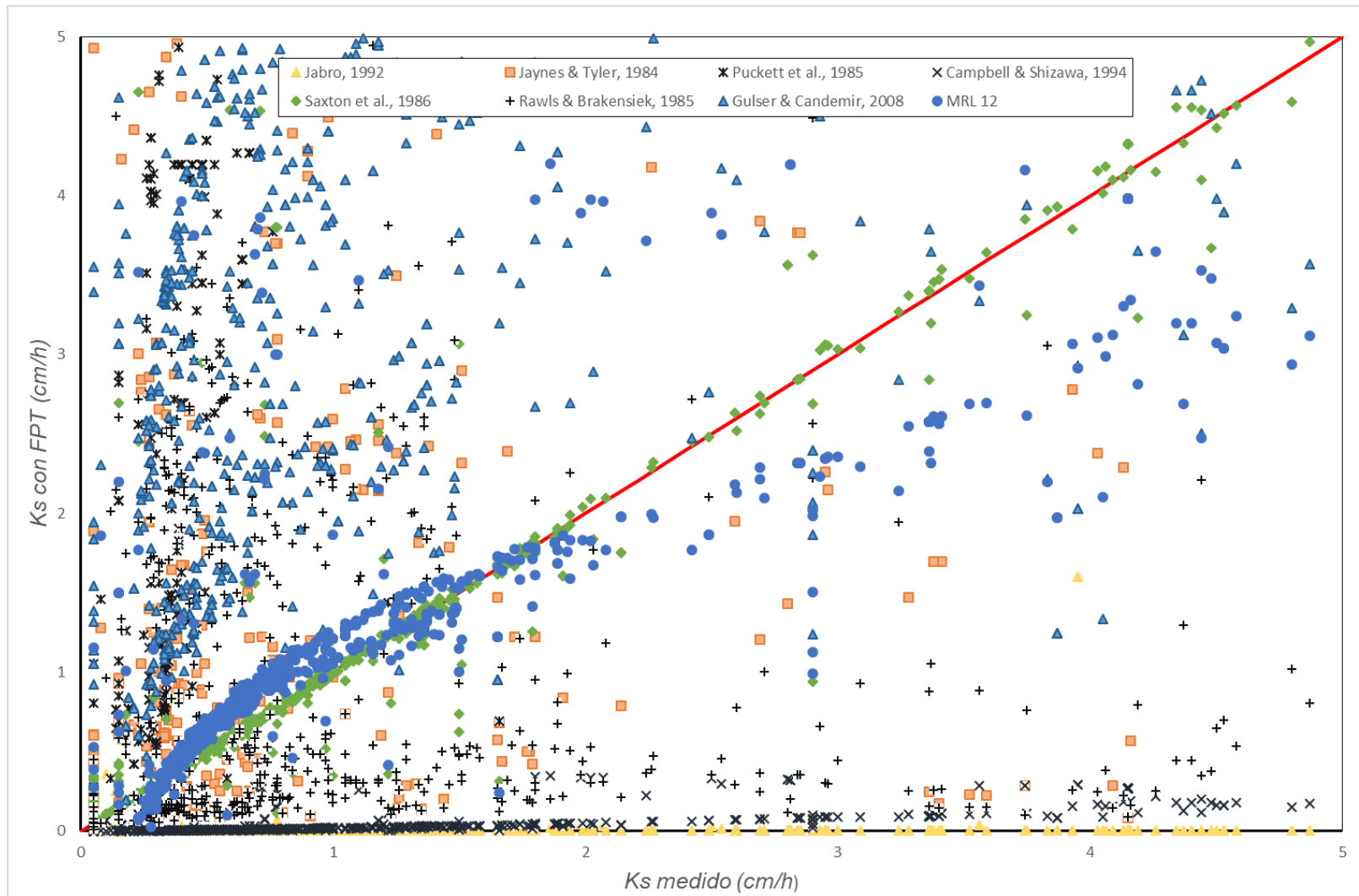


Figura 6-12. Correlograma de Funciones de Pedotransferencia (FPT) MRL 12.

6.4 Interpolaciones.

6.4.1 Variogramas.

Desde un principio se buscó obtener variogramas para K_s y h_f tanto para la base de datos de las pruebas de riego como para la base de datos provenientes del análisis en laboratorio. Desafortunadamente para la base de datos de las pruebas de riego no fue posible obtener el ajuste para ningún variograma teórico, esto puede ser debido a que es necesaria una mayor cantidad de datos. Los variogramas que se obtuvieron fueron a partir de las muestras analizadas en el laboratorio. Los variogramas experimentales se ajustaron básicamente a 3 modelos de variogramas teóricos: exponencial, esférico y gaussiano.

En el caso de K_s presenta buen ajuste para los tres pero más específicamente para los primeros dos como se observa en la Figura 6-13 incisos *a*, *b* y *c*, más adelante se mostrara que criterio se siguió para seleccionar un modelo y de esta manera poder realizar el krigado.

Para h_f los variogramas experimentales obtenidos de igual manera se ajustaron a los tres modelos de variogramas teóricos ya mencionados anteriormente, esto se puede observar en la Figura 6-14 incisos *a*, *b* y *c*. Se tiene que en los 6 variogramas se presenta el efecto pepita, que se puede deber a errores en la medición en la variable o a la escala de la misma, en otras ocasiones se debe a concentraciones de la variable en ciertas áreas.

Una vez que se obtuvieron los tres variogramas para las dos variables correspondientes a las propiedades hidráulicas del suelo, fue posible avanzar hacia el siguiente paso que corresponde a realizar las interpolaciones mediante kriging.

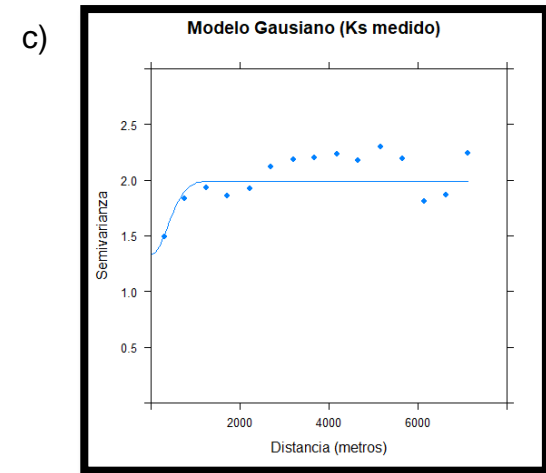
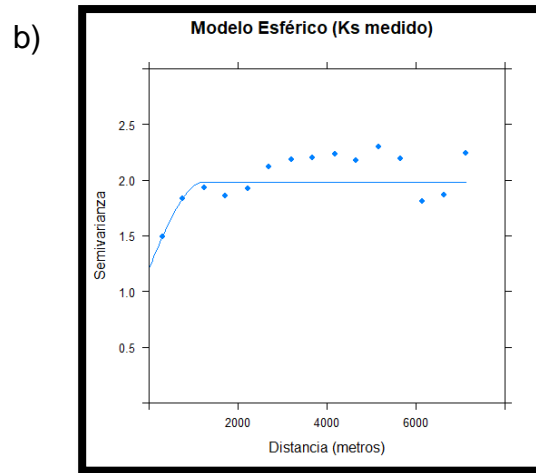
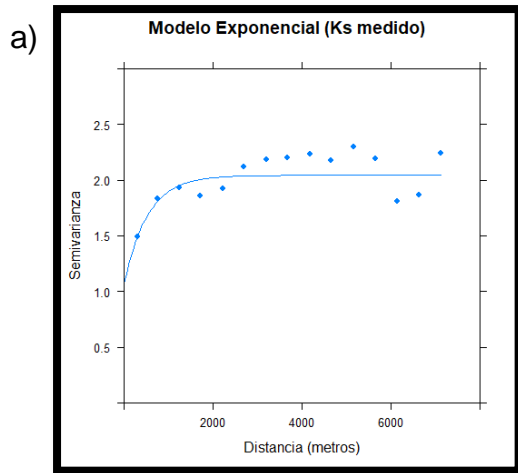


Figura 6-13. Variogramas ajustados para Ks.

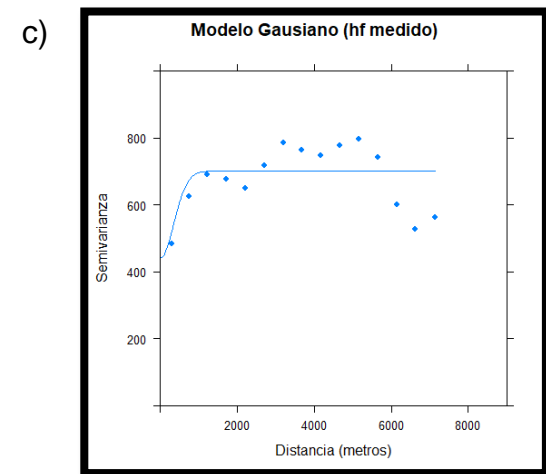
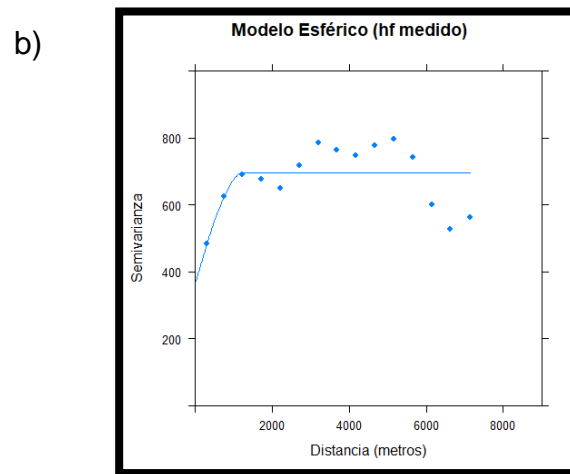
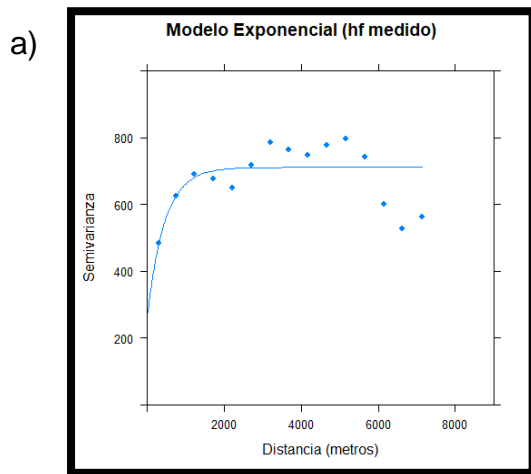


Figura 6-14. Variogramas ajustados para hf.

Para poder llevar a cabo el kriging fue necesario seleccionar alguno de los variogramas ajustados, esto se realizó basándose en los valores de la Tabla 6-8. El variograma seleccionado fue aquel con el rango más grande, como se observa fue el variograma esférico para ambas variables, lo cual quiere decir que este variograma presenta mayor asociación espacial entre las muestras.

Tabla 6-8. Componentes de los variogramas ajustados para K_s y h_f .

Variable	Modelo	Meseta parcial	Rango (m)
K_s	Exponencial	0.978	526.261
	Esférico	0.774	1,211.469
	Gaussiano	0.663	536.964
h_f	Exponencial	445.661	456.028
	Esférico	331.260	1,272.447
	Gaussiano	260.259	498.240

6.4.2 Kriging Ordinario e IDW.

Como se mencionó anteriormente para realizar el kriging se necesitó de los variogramas ajustados. Se buscó que la interpolación cubriera en su totalidad toda el área de estudio y la resolución espacial con la que se hizo la interpolación fue de (50 x 50 metros) para lo cual se tienen valores de K_s y h_f por cada 2,500 m², es decir una cuarta parte de una hectárea.

Es de mencionar que para la interpolación IDW no se necesitan los variogramas ya que este método solo necesita las posiciones de los valores a interpolar. En la Figura 6-15 se muestra la interpolación de K_s para KO y en la Figura 6-16 están los resultados de IDW. En el caso de h_f los resultados de la interpolación para KO

se presentan en Figura 6-17 y los de *IDW* están contenidos en la Figura 6-18, estos se muestran tal cual salieron del software utilizado.

Como se mencionó estos archivos generados en RStudio se convirtieron en archivos tipo Raster para su manipulación en SIG, en la Figura 6-19 se muestra un ejemplo, en este caso la interpolación correspondiente a K_s usando el método de Kriging ordinario (*KO*). El código para lograr estas interpolaciones se muestra en el Anexo 1.

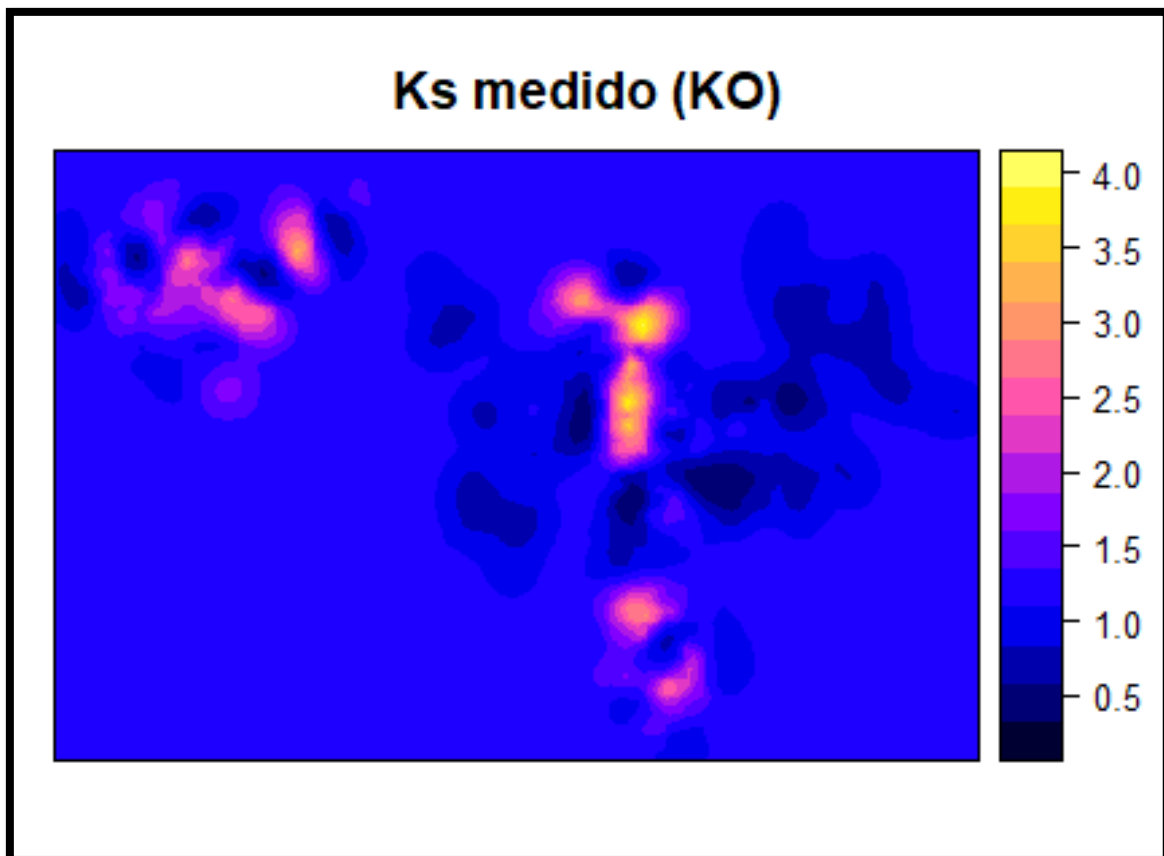


Figura 6-15. Interpolación mediante KO para K_s .

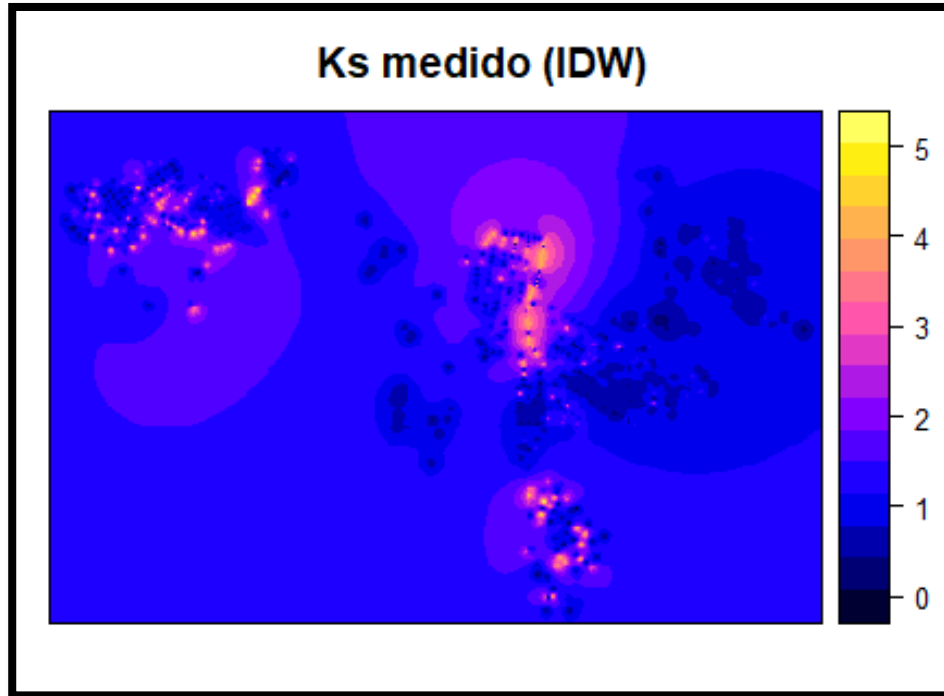


Figura 6-16. Interpolación mediante IDW para Ks.

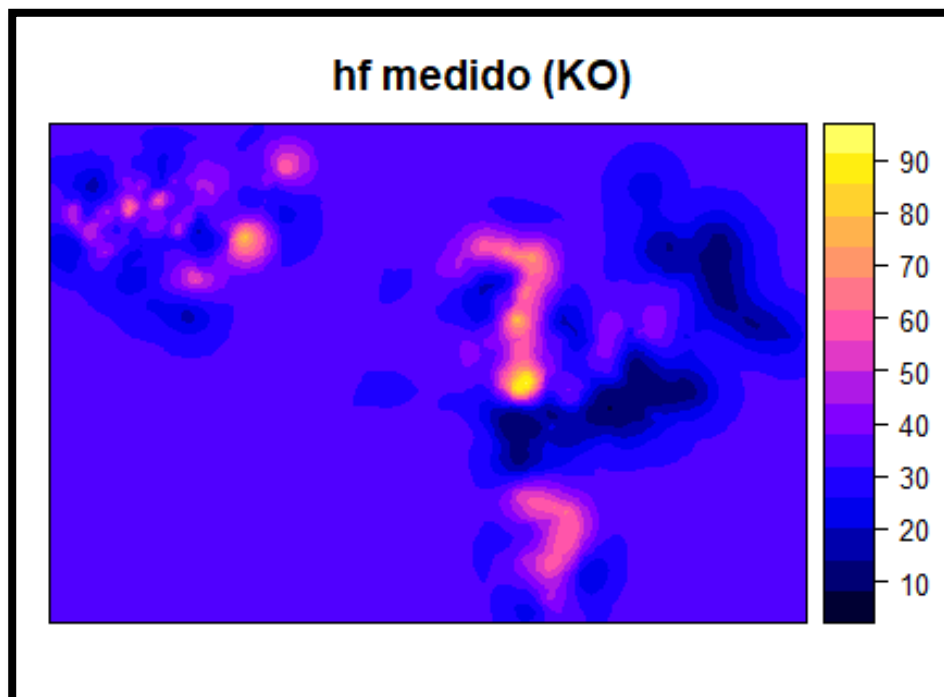


Figura 6-17. Interpolación mediante KO para hf.

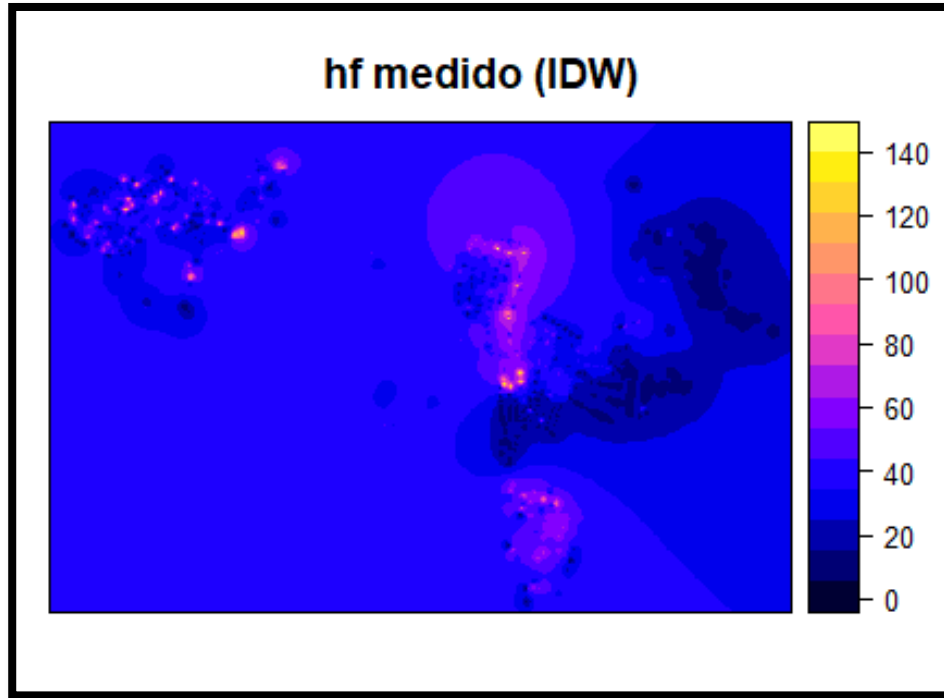


Figura 6-18. Interpolación mediante IDW para hf.

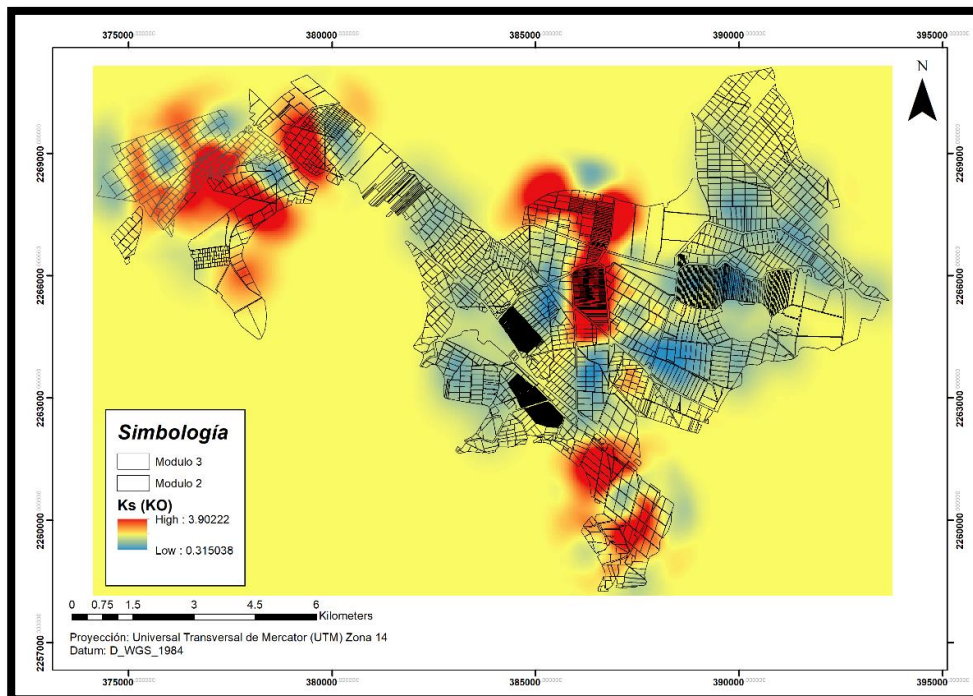


Figura 6-19. Raster de interpolación mediante KO para Ks.

6.4.3 Validación de las interpolaciones.

A) Correlogramas con los valores reales.

Para comprobar los resultados de las interpolaciones se realizaron los correlogramas de la Figura 6-20 donde los incisos *a* y *b* corresponden a K_s mientras que *c* y *d* a h_f . Se observa que para el método de *KO* los puntos siguen cierta tendencia lineal aunque se aprecia un cierto grado de dispersión, en el caso de *IDW* se aprecia una tendencia lineal más clara y con menos dispersión.

En todos los correlogramas se aprecian ciertos puntos donde al parecer el valor de la abscisa no cambia, solo lo hace la ordenada y esto se debe a que en ciertas regiones del DR un determinado número de parcelas tuvieron el mismo K_s y h_f , pero al aplicar los métodos de interpolación los valores cambiaron aumentando o disminuyendo los valores originales.

En la Tabla 6-9 se tienen los coeficientes de correlación obtenidos para cada uno de los métodos y de las variables, así, el método de kriging ordinario (*KO*) tiene un valor de correlación para K_s de 0.75 mientras que para el inverso de la distancia (*IDW*) fue de 0.94. Por otra parte para h_f el coeficiente de correlación para *KO* fue de 0.77 y para *IDW* fue de 0.93.

Tabla 6-9. Coeficientes de correlación para los valores de las interpolaciones.

Método de Interpolación	K_s Med. Vs. K_s Interp.	h_f Med. Vs. h_f Interp.
Kriging Ordinario (KO)	0.750	0.771
Distancia Inversa (IDW)	0.939	0.934

B) Análisis de los errores.

El primer análisis de los errores se obtuvo por cada una de las muestras como se observa en la Figura 6-21 donde en los incisos *a* y *b* corresponden a K_s , *c* y *d* son para h_f . Claramente se ve que los errores obtenidos con *KO* presentan una mayor dispersión con respecto a los que arrojo *IDW*.

Para K_s el mayor porcentaje de los errores está por debajo de la unidad, mientras que para h_f se encuentran por debajo de los 20 cm para *IDW* y para *KO* se encuentran por debajo de los 40 cm. Lo anterior se puede corroborar en los incisos *a*, *b*, *c* y *d* de la Figura 6-22 mediante graficas de caja.

Por último, se analiza el error de acuerdo a la textura, para K_s se muestra en los incisos *a* y *b* de la Figura 6-23. Se observa que las texturas con mayor variación en los errores para *KO* son las arcillas (*Arc*) donde 50% de los errores estuvieron en el orden de 0.2 a 2.1 cm/h, texturas franco arenosas (*FAre*) con 50% de los errores se presentan de 0.2 a 1.1 cm/h y las texturas limosas (*L*) donde la mitad de los errores se presentaron en el orden 0.6 a 1.5 cm/h. Mientras que las que presentaron menor error fueron las arcillo arenosas (*ArcA*) y las franco arcillo arenosas (*FAcA*) que presentaron errores por debajo de 1 cm/h. En el caso de *IDW* las texturas que presentaron mayor error fueron de igual manera las texturas arcillosas y limosas, pero a diferencia del método anterior los errores aquí fueron mucho menores, teniendo así que casi el 100% de los errores para todas las texturas estuvieron por debajo de 1 cm/h.

En la Figura 6-24 incisos *a* y *b* se muestran los errores por texturas para h_f , correspondiendo la primera grafica a los resultados del método *KO* y se tiene que la textura que presenta mayor variación en el error es la arcilla (*Arc*) siguiéndole la franco arenosa (*FAre*) y los valores con menor error fueron los correspondientes a la textura limosa (*L*), las demás texturas presentan una variación de los errores similar. Para el caso de *IDW* la arcilla presenta una mayor variación en los errores obtenidos aunque con valores más pequeños que con *KO*. Con base en lo anterior se tiene que los resultados obtenidos con *IDW* se ajustan más a los valores reales y de cierta manera esto se debe a que solo depende de la distancia entre las muestras, entre más numerosa sea la población de muestras, la interpolación se ajustara más. En el caso de *KO* este toma en cuenta la relación espacial entre las muestras, y toma un variograma como insumo, por lo que la mayor o menor correlación entre las muestras determina los resultados de la interpolación.

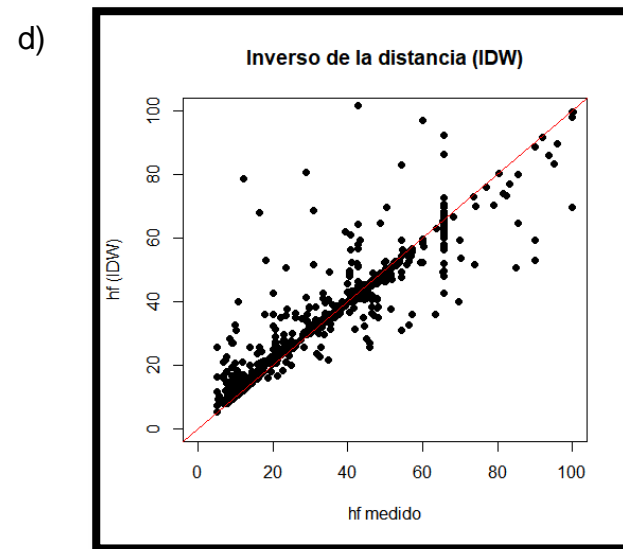
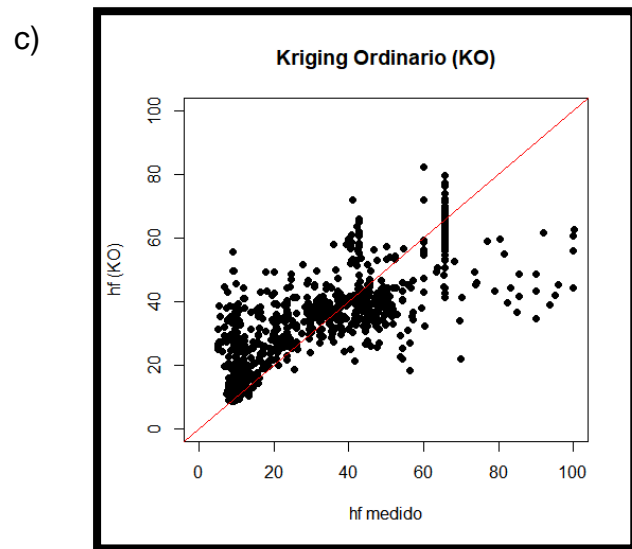
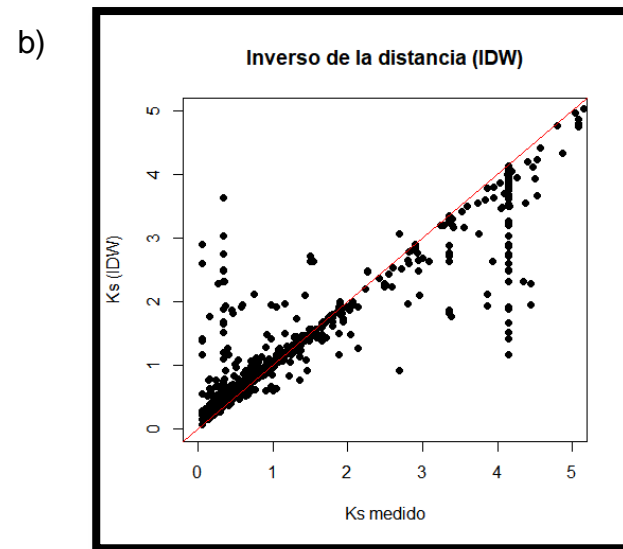
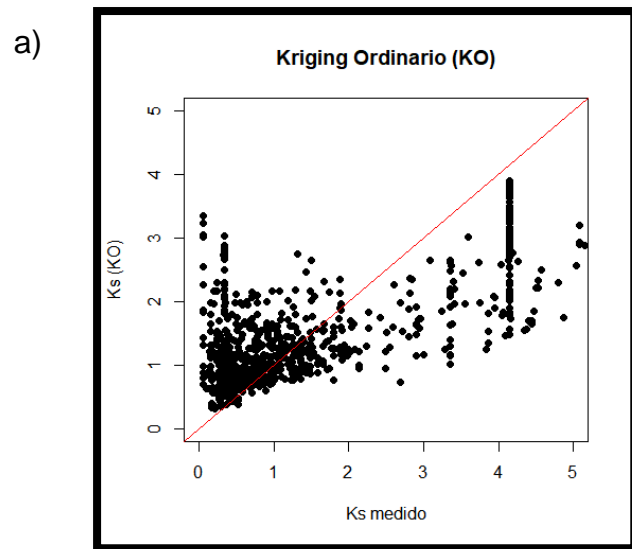


Figura 6-20. Correlogramas para los métodos de interpolación.

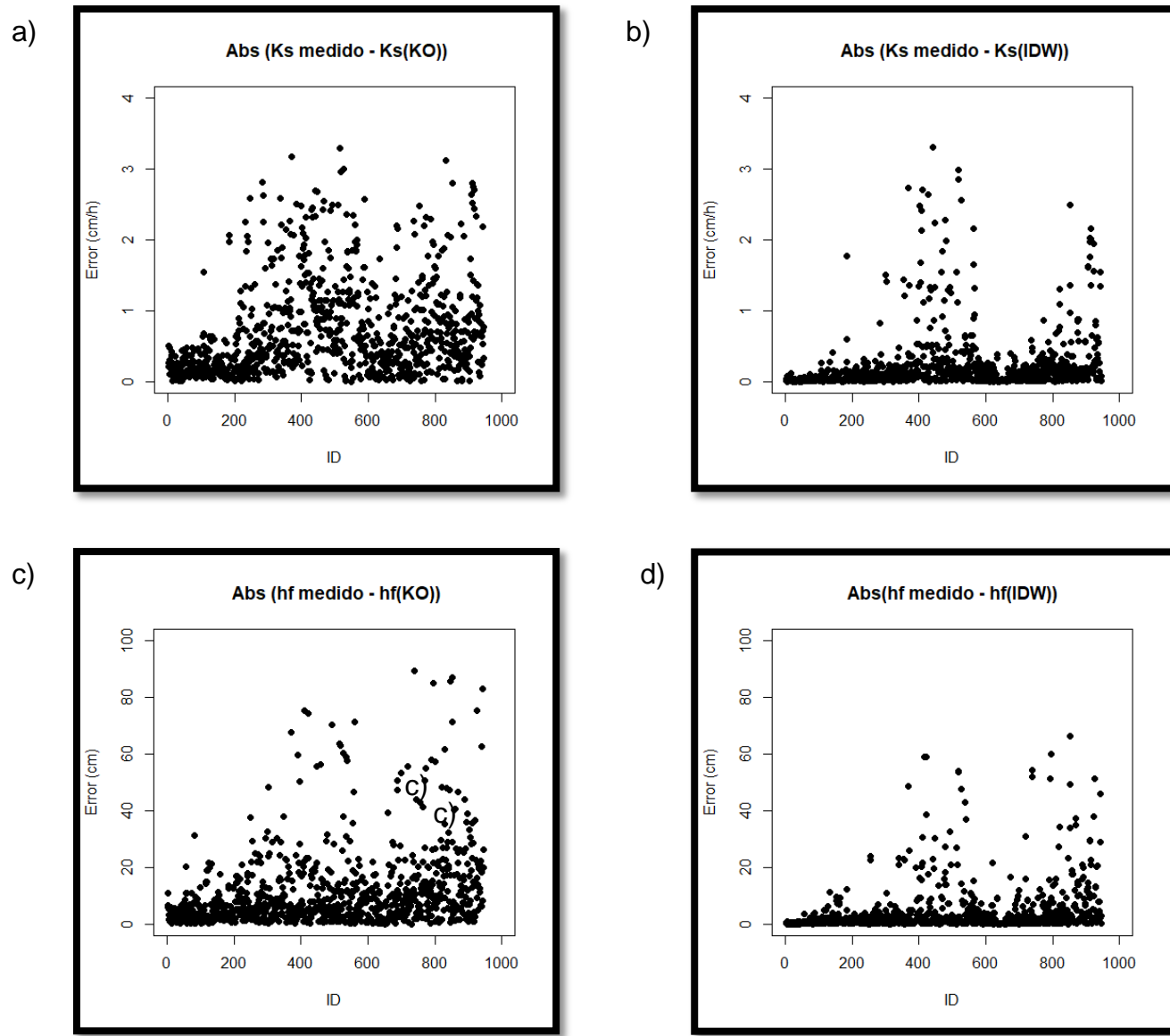
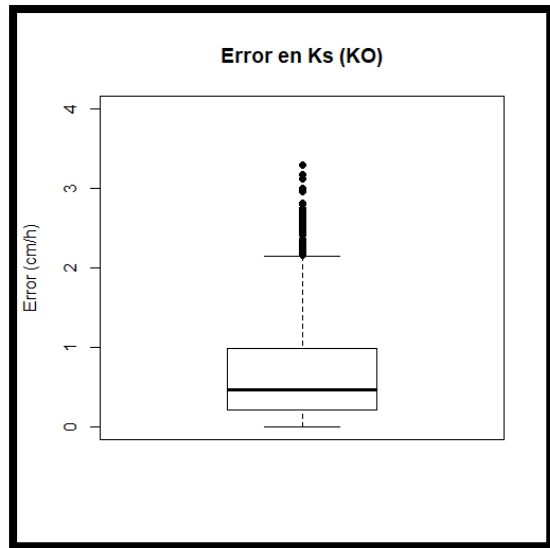
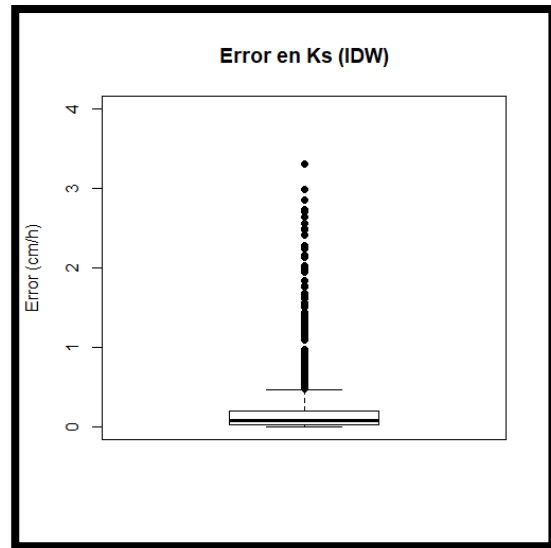


Figura 6-21. Errores de acuerdo al número de muestra.

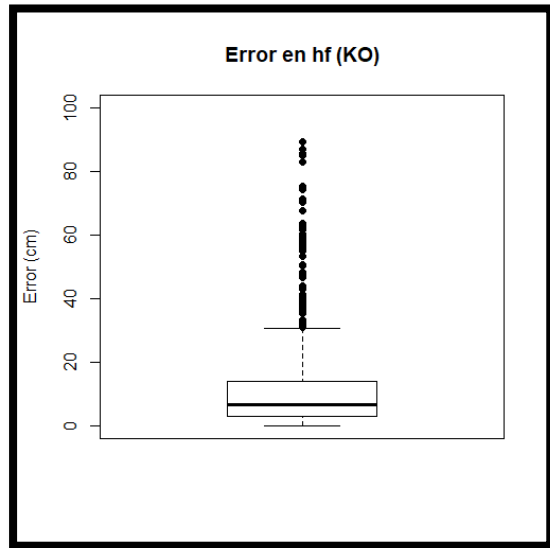
a)



b)



c)



d)

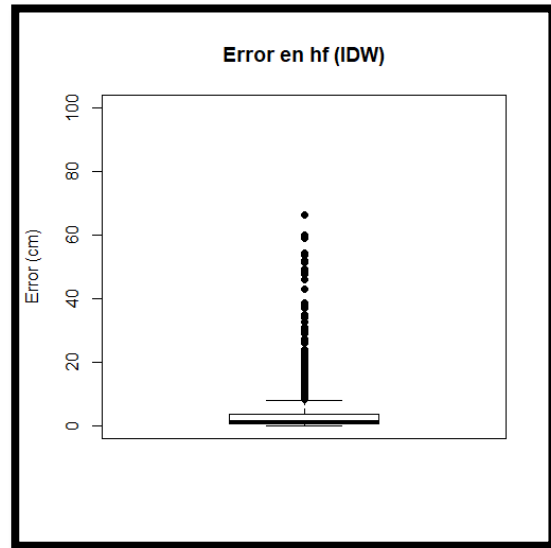
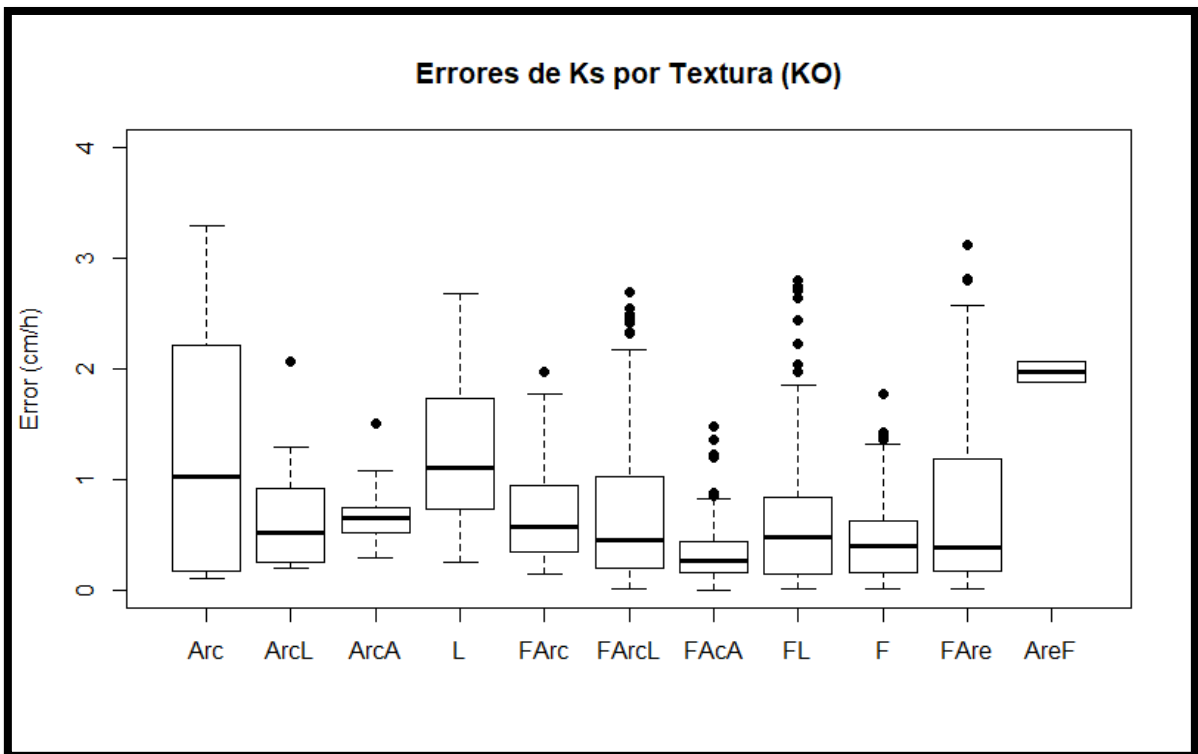


Figura 6-22. Distribución de los errores para Ks y hf.

a)



b)

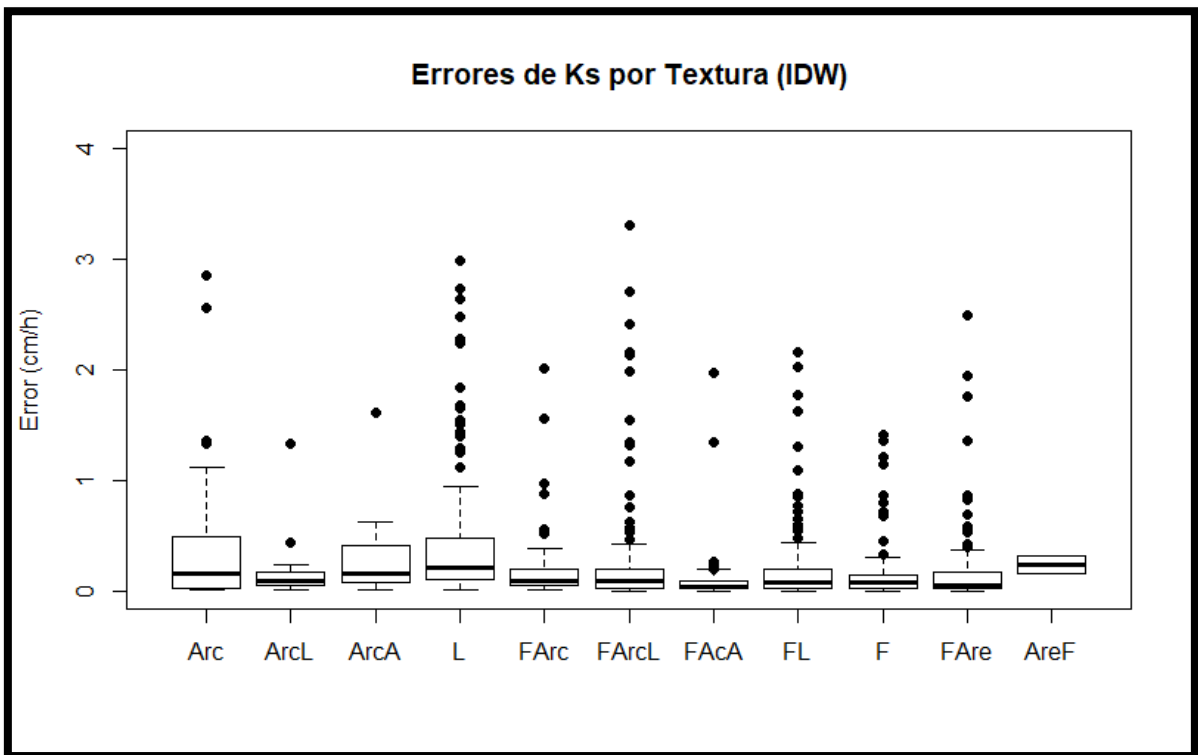
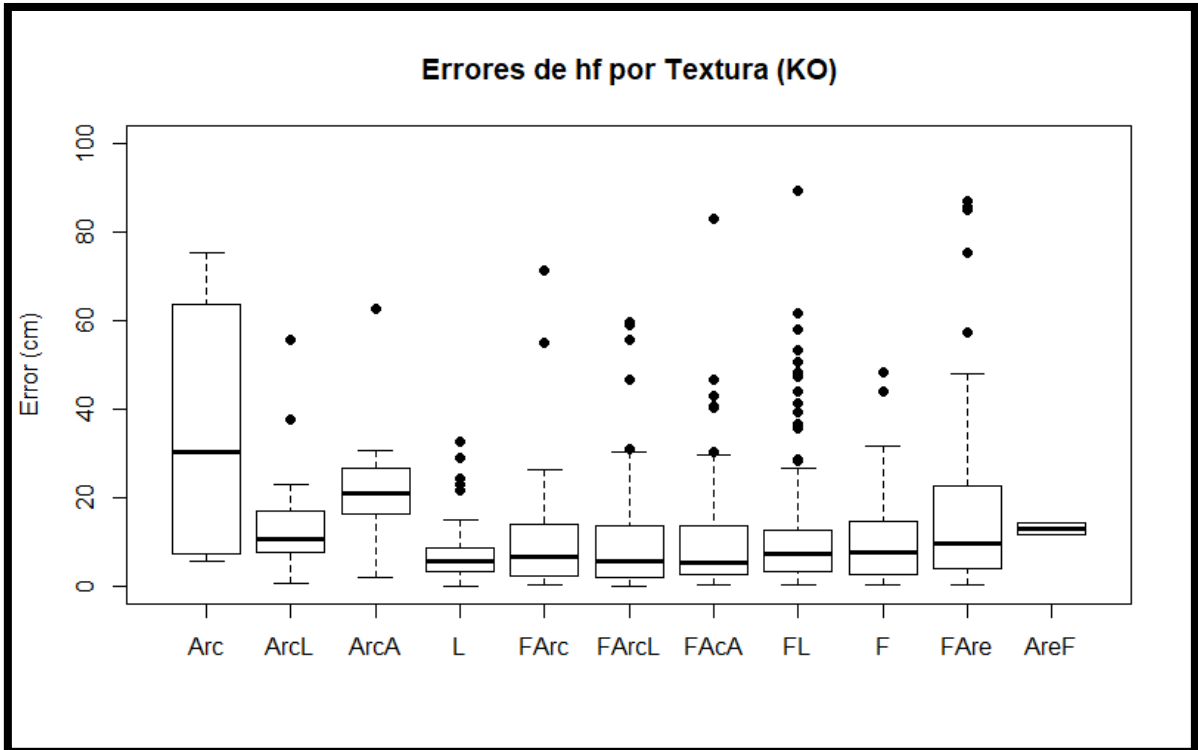


Figura 6-23. Errores de Ks por tipo de textura: a) Método KO; b) Método IDW.

a)



b)

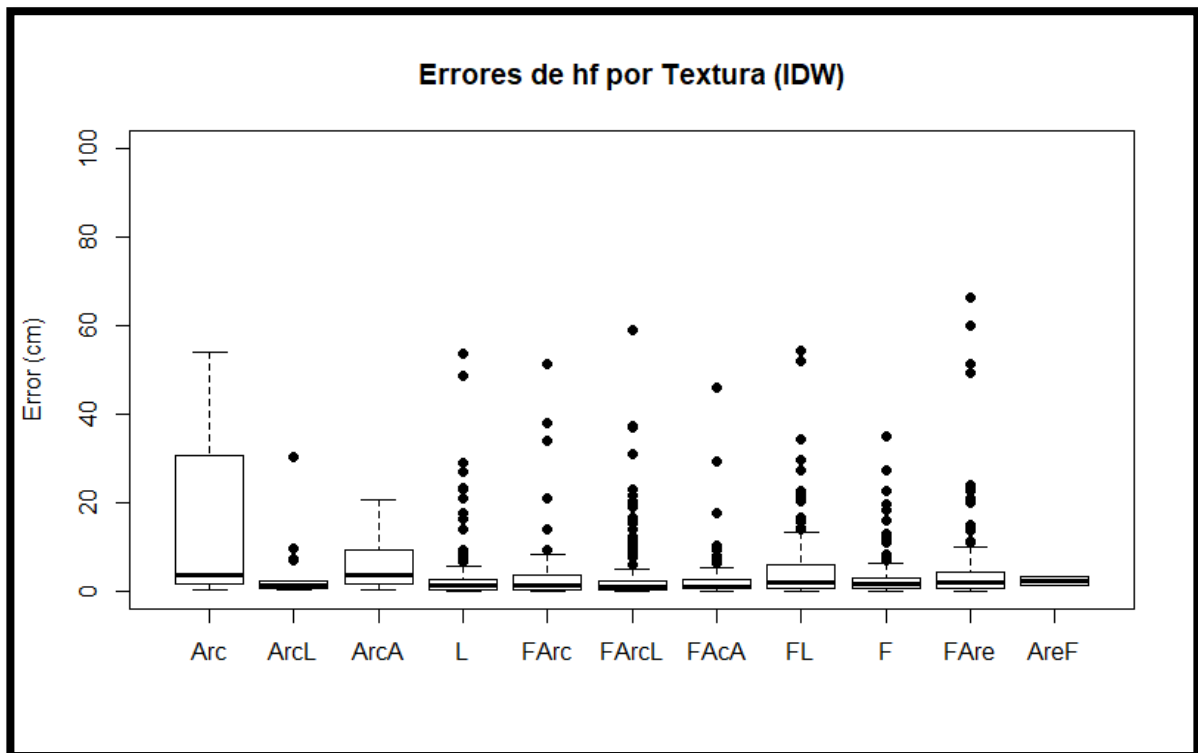


Figura 6-24. Errores de hf por tipo de textura: a) Método KO; b) Método IDW.

6.5 Mapas $Iso K_s$ e $Iso h_f$.

Una vez realizados y validados los procesos de interpolación, se realizaron mapas de isocurvas tanto para K_s como para h_f . Para los resultados de los dos métodos de interpolación se seleccionaron dos zonas del área de estudio para su análisis, una en el módulo 3 y otra en el módulo 2 (Figura 6-25). Primero se mostrarán las isocurvas correspondientes a el método de kriging ordinario y posteriormente los mapas correspondientes al método del inverso de la distancia. En cada uno de los mapas se muestra la textura de las parcelas.

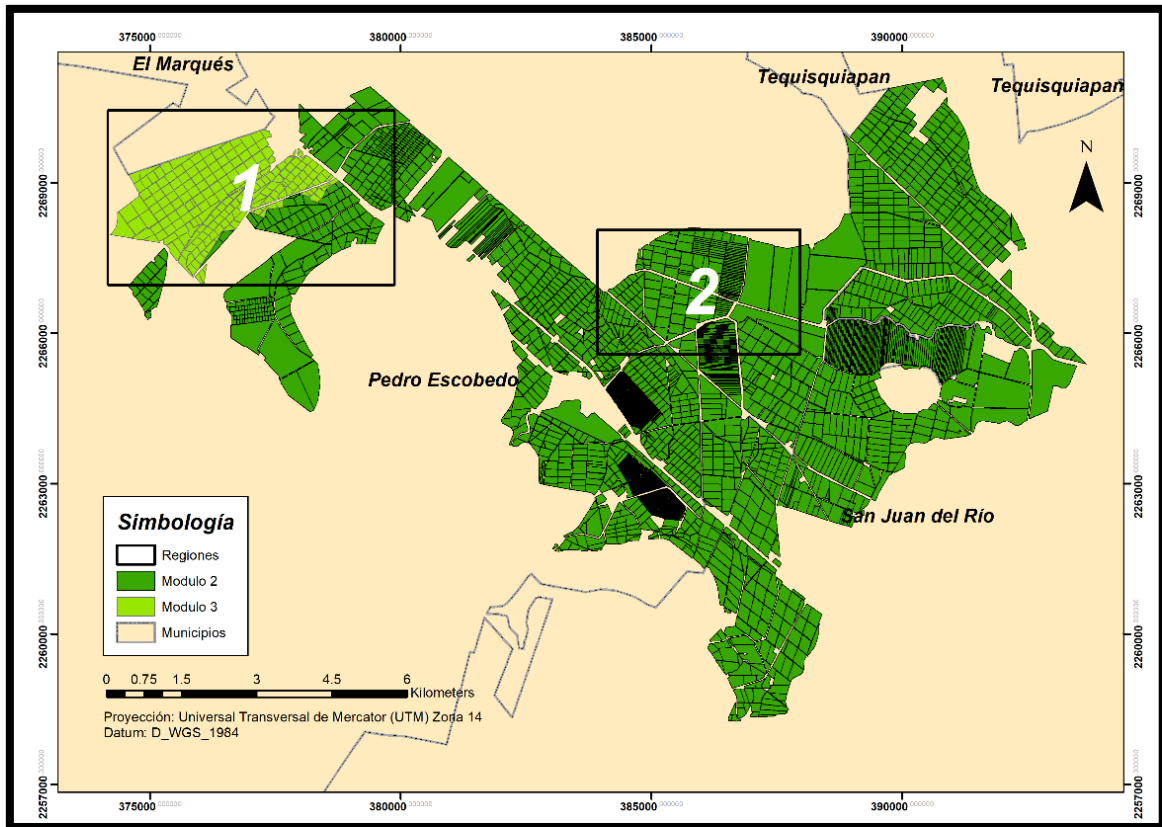


Figura 6-25. Regiones para el análisis de resultados de las interpolaciones.

6.5.1 Kriging Ordinario (KO).

Se muestran los resultados de las interpolaciones para las dos variables en las regiones seleccionadas. En este caso se muestran las isoclinas obtenidas a partir de la interpolación con el método de Kriging Ordinario, separadas por zonas. Cabe mencionar que para el caso de K_s los espacios entre cada isoclinas son de 0.2 cm/h mientras que para h_f son de 5 cm.

6.5.1.1 Región 1 (KO).

Para K_s en la región 1 las isoclinas se muestran en la Figura 6-26, en ella se puede observar la distribución de la conductividad hidráulica a saturación en el módulo 3 y una pequeña parte del módulo 2. En la Figura 6-27 se muestran las isoclinas correspondientes al frente de succión en la región 1. Se observa una concentración de las curvas en la parte central de la región, para ambas propiedades hidrodinámicas. Lo anterior es propio del método, ya que al tomar en cuenta la correlación espacial por medio de los variogramas y debido al buen número de muestras, se logran este tipo de curvas.

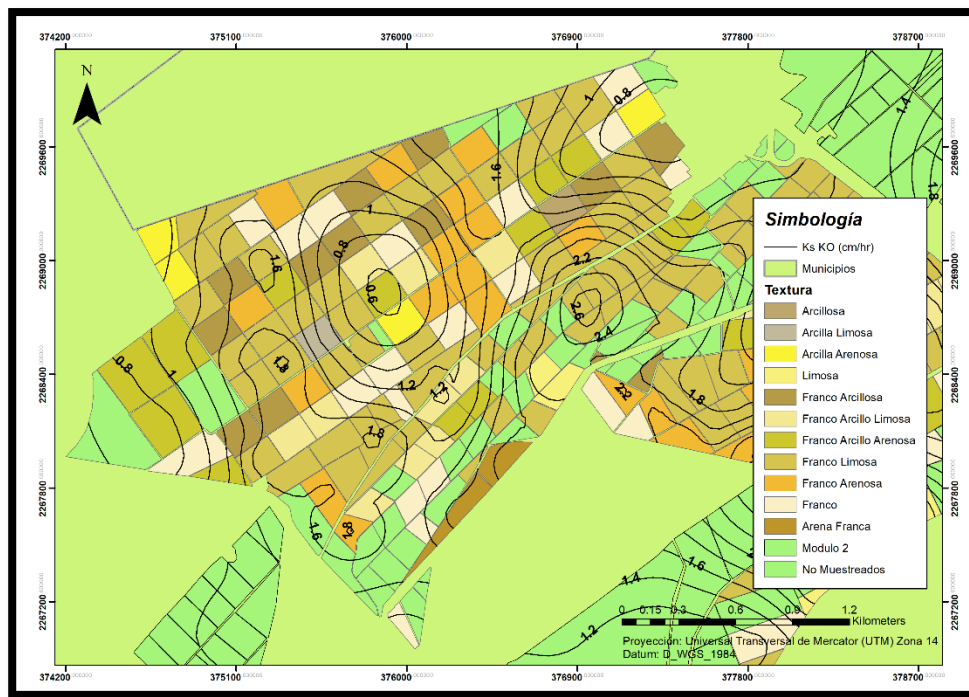


Figura 6-26. Isoclinas de K_s para la región 1 con el método KO.

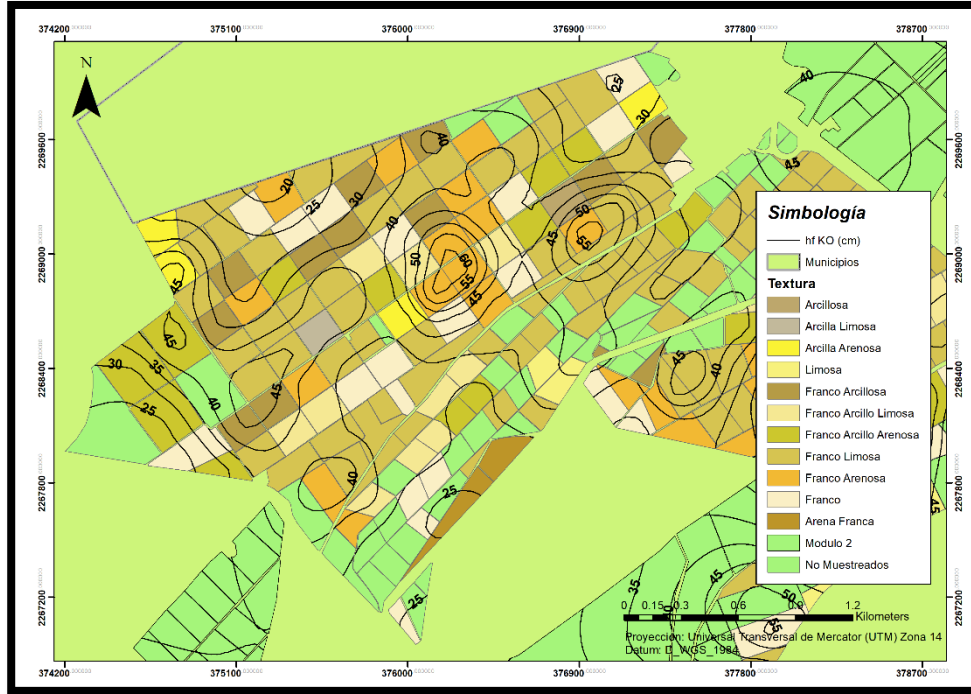


Figura 6-27. Isocurvas de h_f para la región 1 con el método KO.

En la región 1 las curvas de K_s varían entre 0.8 y 2.6 cm/h y se presentan concentraciones al centro propias del método de interpolación. Para h_f los valores de las curvas se encuentran entre los 20 y los 60 cm. En cuanto a las texturas, se puede observar que predominan los suelos del grupo textural franco.

6.5.1.2 Región 2 (KO).

Se muestran las isocurvas obtenidas por el método Kriging Ordinario (KO) para la región 2 que corresponde a una porción del módulo 2. En la Figura 6-28 se tiene la distribución de las líneas con igual K_s , mientras que en la Figura 6-29 se muestran las que corresponden a h_f .

Para K_s se puede observar que los valores van desde 0.6 hasta 3.8 cm/h y se registran concentraciones en la parte central de la zona analizada. Para el frente de succión (h_f) los valores oscilan entre los 20 y los 76 cm. En esta zona se observa que los tipos de textura son limosa, franco arcillo limosa, franca y franca arcillosa.

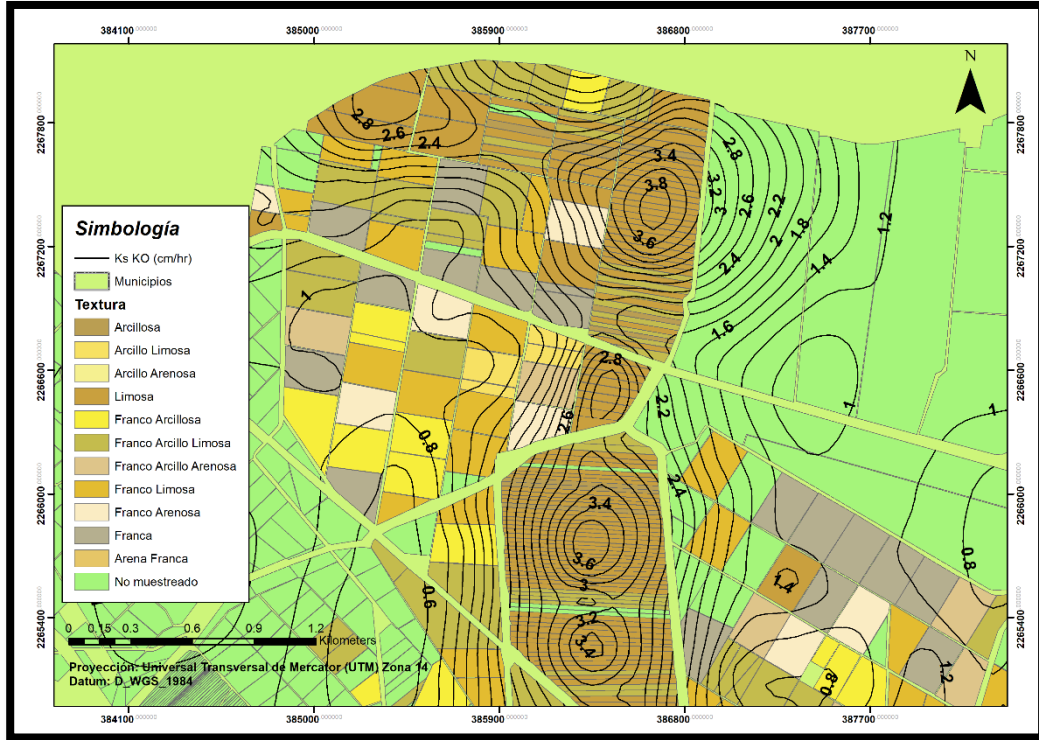


Figura 6-28. Isolneas de Ks para la región 2 con el método de KO.

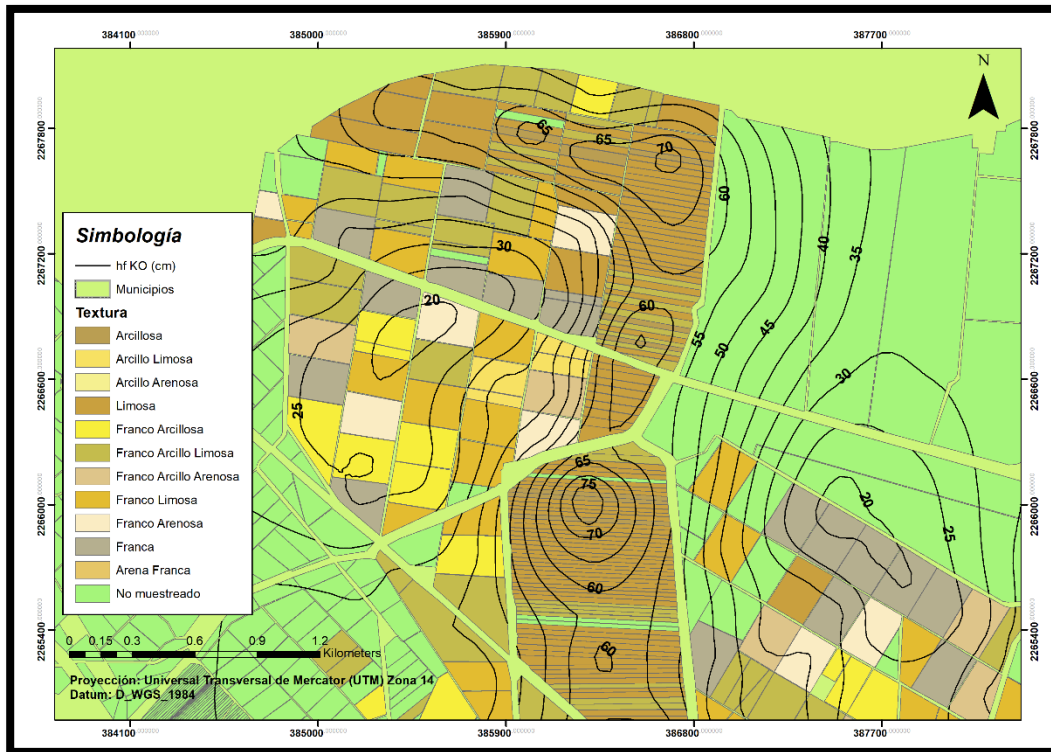


Figura 6-29. Isolneas de hf para la región 2 con KO.

Realizado el análisis de las dos zonas mediante KO se tiene que la distribución de las isolíneas es muy parecida, presentando pocas concentraciones, en las dos zonas, que como se mencionó anteriormente es propio del método. Se observa que siendo las isolíneas más espaciadas, existe mayor posibilidad de error.

6.5.2 Inverso de la Distancia (IDW).

6.5.2.1 Región 1 (IDW).

Para K_s en la región 1 la distribución de las isolíneas es más densa y más concentrada en ciertos puntos como se puede observar en la Figura 6-30, lo mismo sucede para h_f donde las líneas con igual frente de succión se encuentran más densas en la parte central del mapa, esto se puede observar en la Figura 6-31, igual que en el caso anterior esto es propio del método, como las isolíneas dependen de la distancia entre las muestras, entre más cerca estén, mayor será la concentración de las curvas.

En esta zona las isolíneas para K_s están entre 0.4 y 3.6 cm/h, y se presentan concentraciones casi a nivel de parcela, esto debido a la buena distribución de las muestras en esta zona. Para h_f las curvas se encuentran entre los 15 y los 60 cm, se observa que para esta característica hidrodinámica las concentraciones son menores, debido a que tiene una menor variación.

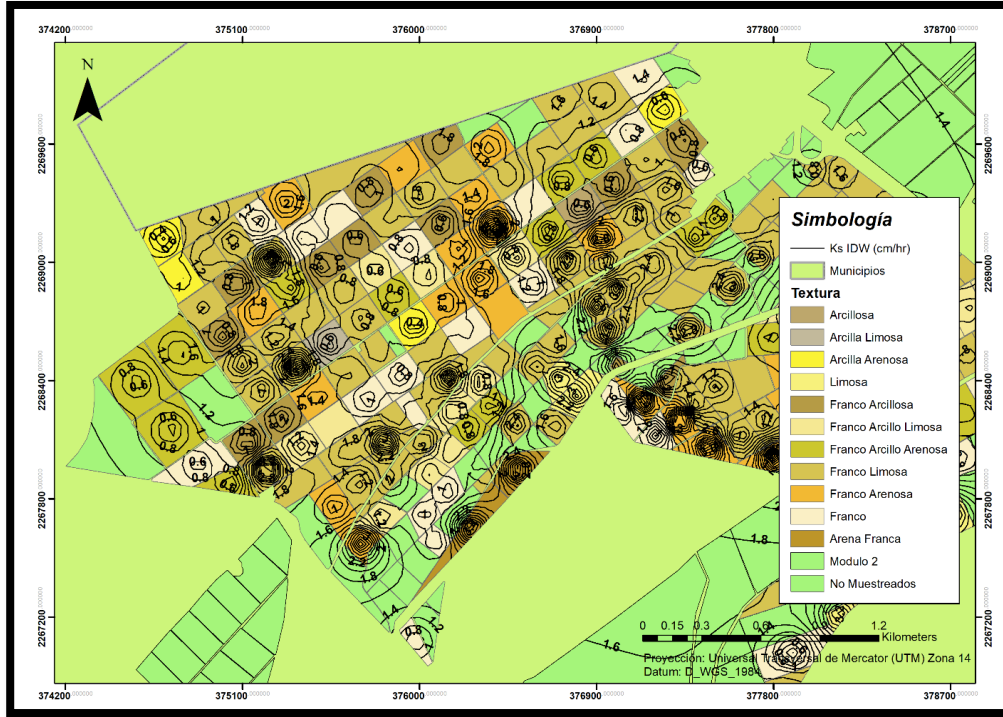


Figura 6-30. Isolineas de Ks para la región 1 con el método IDW.

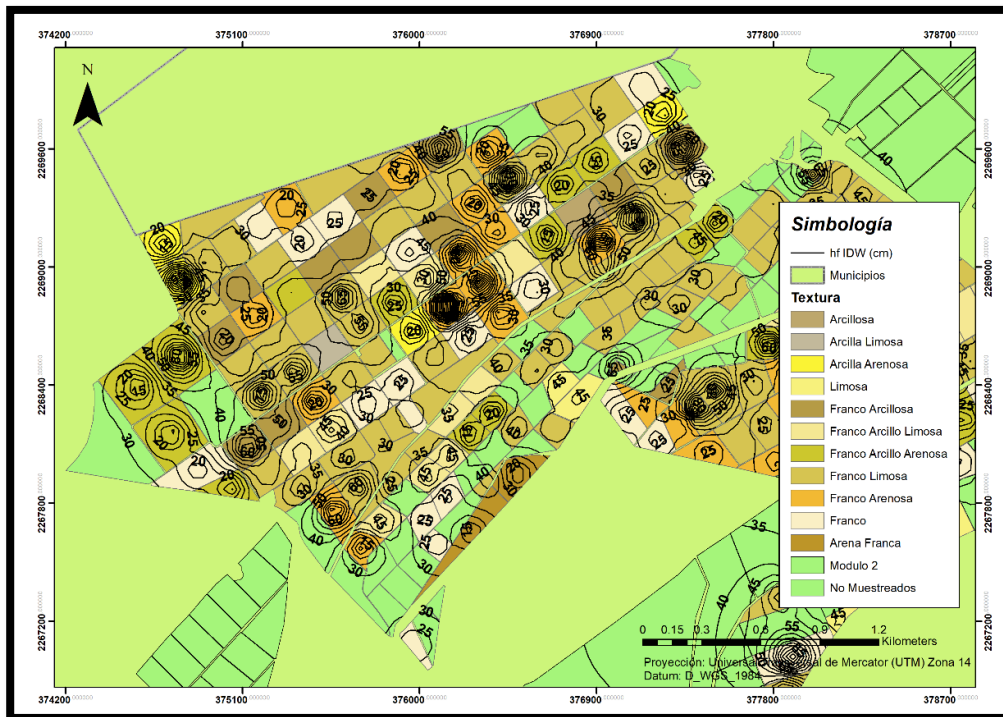


Figura 6-31. Isolineas de hf para la región 1 con el método IDW.

6.5.2.2 Región 2 (IDW).

Para región 2 el comportamiento de las isocurvas sigue el mismo comportamiento que en la región 1. En la Figura 6-32 se muestran las líneas correspondientes a K_s , se puede observar que en algunas zonas del mapa se presentan concentración de las isocurvas. El rango de variación para estas curvas va de 0.8 a 3.6 cm/h.

En la Figura 6-33 se presentan las isocurvas correspondientes a h_f establecidas a cada 5 cm como ya se había mencionado en ellas se puede observar de igual manera concentraciones en las isocurvas de acuerdo a varios de los puntos, aunque están más espaciadas que en la región 1. Para esta característica hidrodinámica las curvas oscilan entre los 20 y los 60 cm.

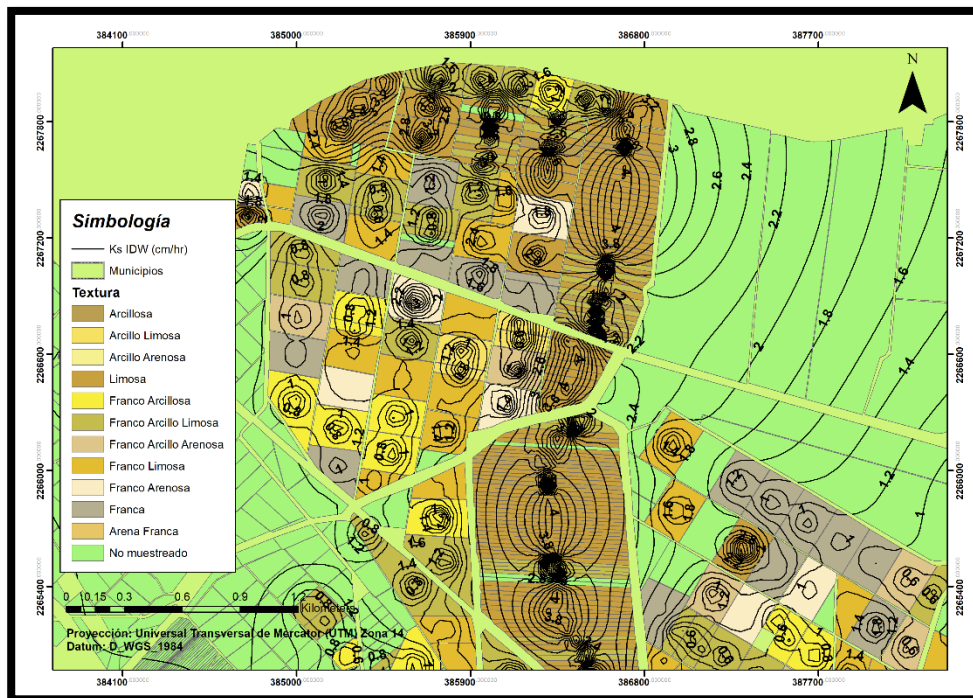


Figura 6-32. Isocurvas de K_s para la región 2 con el método IDW.

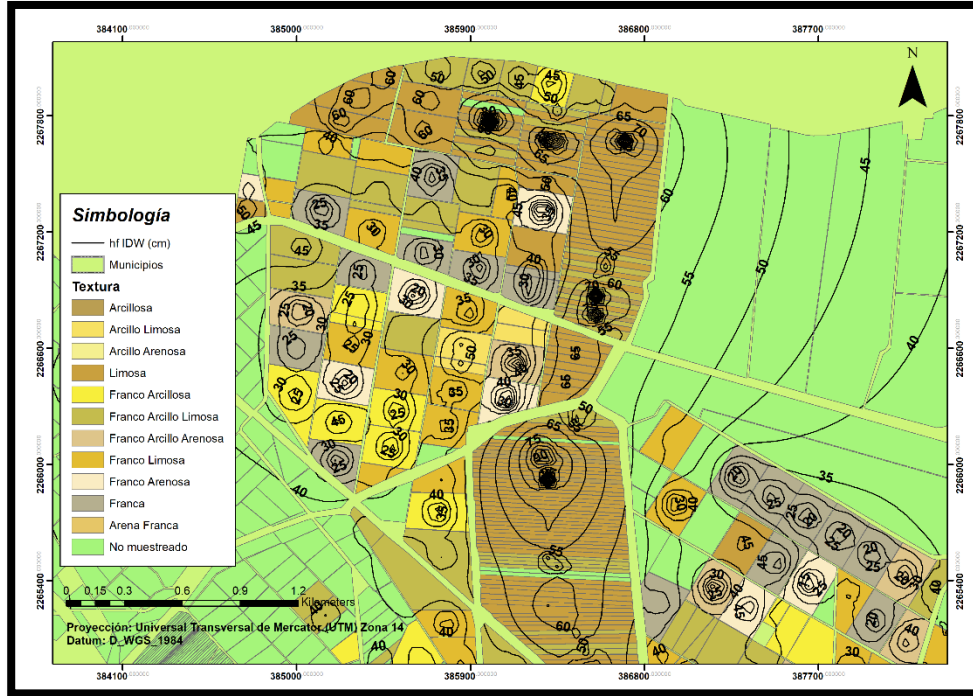


Figura 6-33. Isolneas de hf para la región 2 con el método IDW.

Efectuando el análisis de las isolneas con el método IDW se tiene que las concentraciones en la zona 1 son mayores que en la 2. Observándose en la región 1 concentraciones casi a nivel de parcela mientras que en la segunda zona las concentraciones abarcan superficies mayores a una parcela. Lo anterior se cumple para las dos características hidrodinámicas.

De manera general se puede resumir que las curvas obtenidas del método KO presentan menos concentraciones, siendo más espaciadas entre sí, de tal manera que una curva cubre una superficie mayor, aumentando la probabilidad de cometer un error al estimar K_s o h_f . Por su parte las curvas obtenidas de IDW son más concentradas, presentando una mayor variación en áreas más pequeñas, por lo que representan mejor los valores de las características hidrodinámicas en cuestión, disminuyendo la probabilidad de cometer un error a la hora de usarlas para una estimación.

6.6 Tiempos Máximos de Saturación (TMS).

Para finalizar se calcularon los tiempos que tardaría el suelo en saturarse, para este cálculo se usó la base de datos correspondiente a las 946 muestras, cada una representativa de una parcela, se hizo el cálculo considerando los valores originales o medidos de K_s y h_f , posteriormente se tomaron los obtenidos mediante las interpolaciones, los tiempos se calcularon también para tres condiciones de lámina de riego (h_{sup}) que fue de 12, 15 y 20 cm y se obtuvieron con la ecuación (4.10).

6.6.1 Tiempos para $h_{sup} = 12$ cm.

En la Figura 6-34, Figura 6-35 y Figura 6-36 se muestran los tiempos por grupo textural para un $h_{sup} = 12$ cm, en la primera que es para los valores reales resultado del análisis en el laboratorio se tiene que los grupos correspondientes a las arcillas (*Arc*, *ArcL* y *ArcA*) son los que se llevan más horas para alcanzar la saturación de ahí le siguen los de textura franca (*FArcL*, *FAcA*, *FArcL*), los limosos (*L*) y los arenosos (*AreF*).

Los tiempos obtenidos con los resultados de las interpolaciones presentan variación con respecto a los obtenidos con los valores reales, esto se puede observar en las arcillas, para el caso de Kriging Ordinario (*KO*) los tiempos de saturación pasan de estar en el orden de 80 o 100 horas a estar por debajo de 40 horas. En el caso de las otras texturas el error no es tan grande.

Por ultimo para los tiempos obtenidos con el método IDW (Figura 6-36) se observa que las arcillas presentan la mayor variación con respecto a los valores reales, quedando los tiempos de saturación por debajo de las 50 horas, situándose estos resultados en una posición intermedia entre los tiempos obtenidos con los valores reales y los obtenidos a partir del *KO*. Para las demás texturas, los TMS con IDW presentan un error en promedio de 15 horas con respecto a los valores reales.

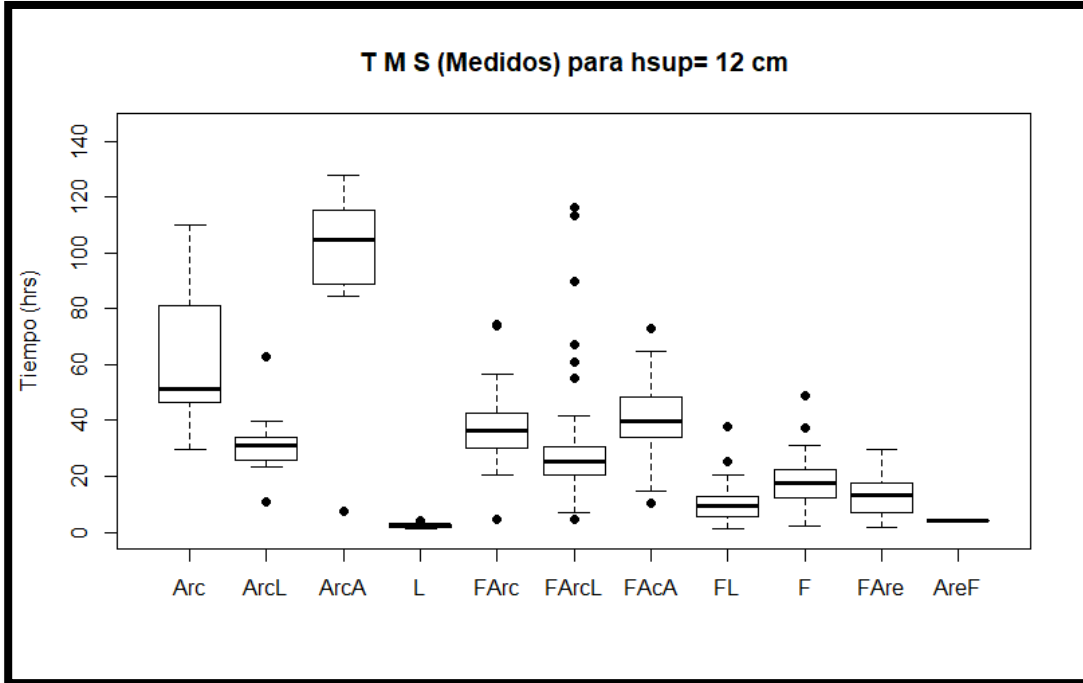


Figura 6-34. Tiempos máximos de saturación para los datos medidos con un hsup de 12 cm.

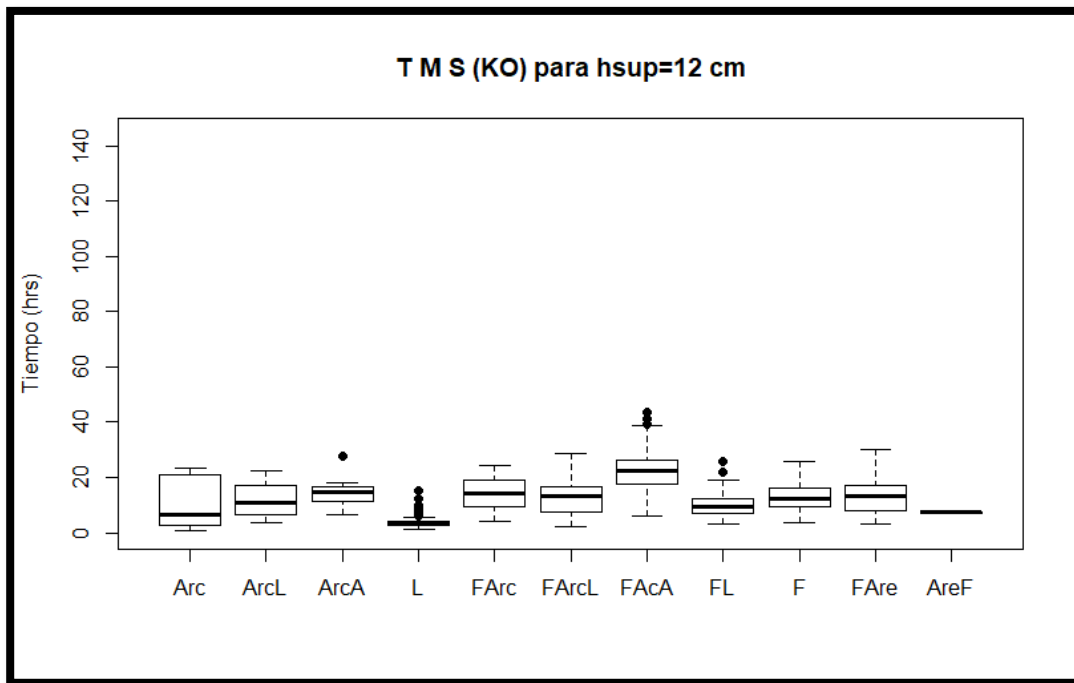


Figura 6-35. Tiempos máximos de saturación para los datos KO con un hsup de 12 cm.

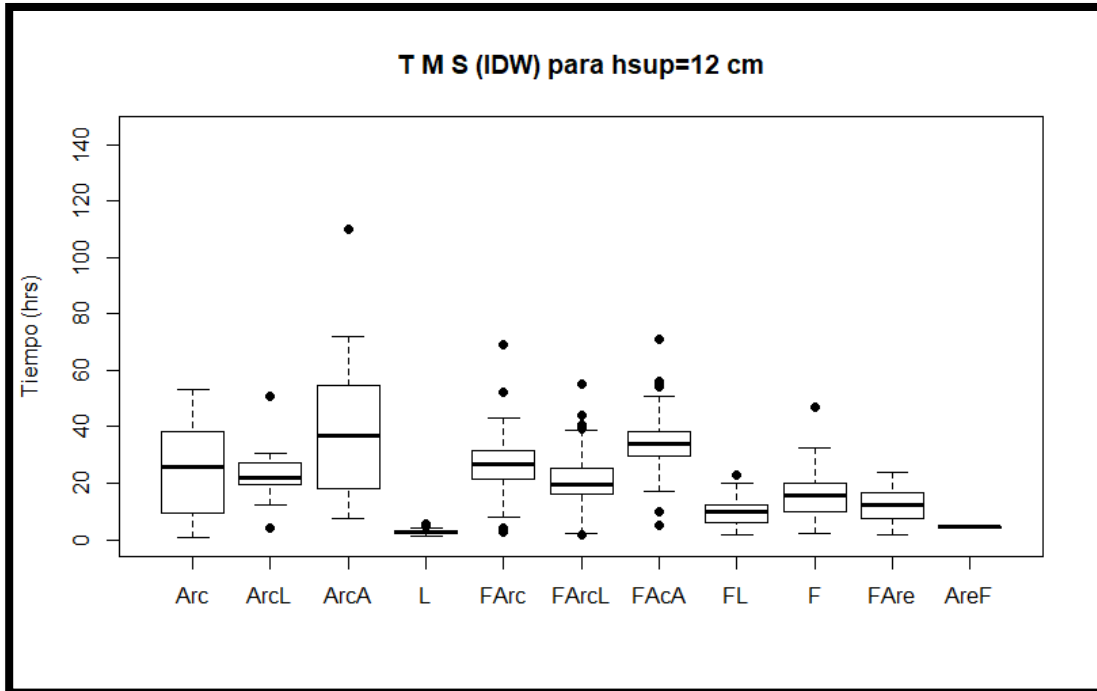


Figura 6-36. Tiempos máximos de saturación para los datos IDW con un hsup de 12 cm.

6.6.2 Tiempos para $h_{sup} = 15$ cm.

Considerando un lamina de riego de 15 cm se calcularon los tiempos en los que el suelo se saturaría, para el caso de los valores reales se obtuvieron tiempos similares a los que consideran una lámina de 12 cm mostrando una pequeña disminución que se observa en la Figura 6-37.

Los tiempos considerando los resultados del KO (Figura 6-38) presentan una disminución evidente sobre todo en los grupos texturales correspondientes a la arcilla, mientras que para los demás aunque sí se observa disminución, la variación no es tan significativa. Por último los tiempos que resultaron al considerar los valores obtenidos del método IDW (Figura 6-39) quedaron en un intermedio entre los tiempos obtenidos con los valores reales y los obtenidos con los valores del KO, y la variación más significativa de igual manera es en las arcillas.

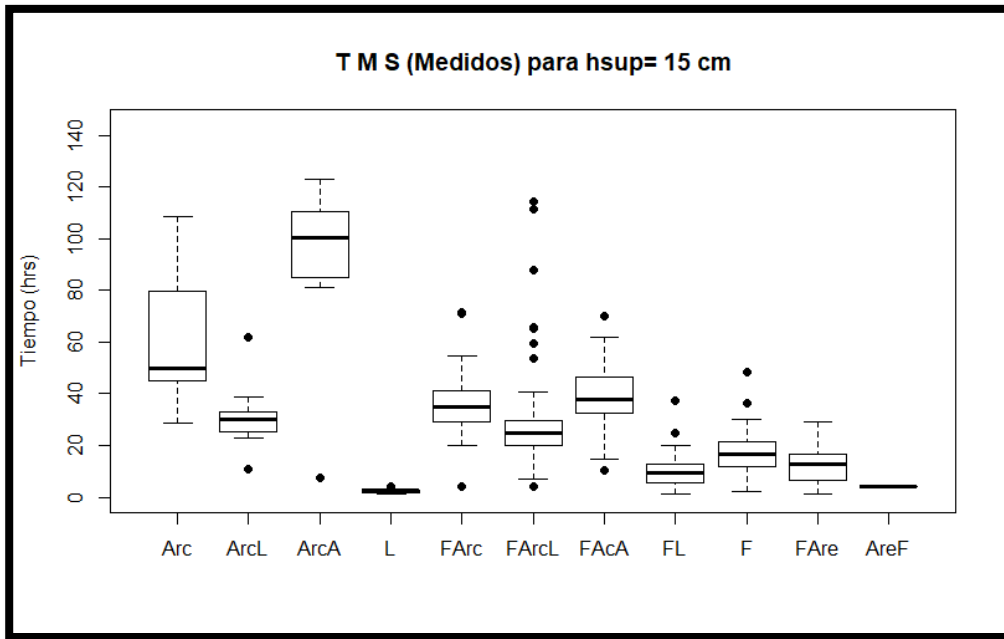


Figura 6-37. Tiempos máximos de saturación para los datos medidos con un hsup de 15 cm.

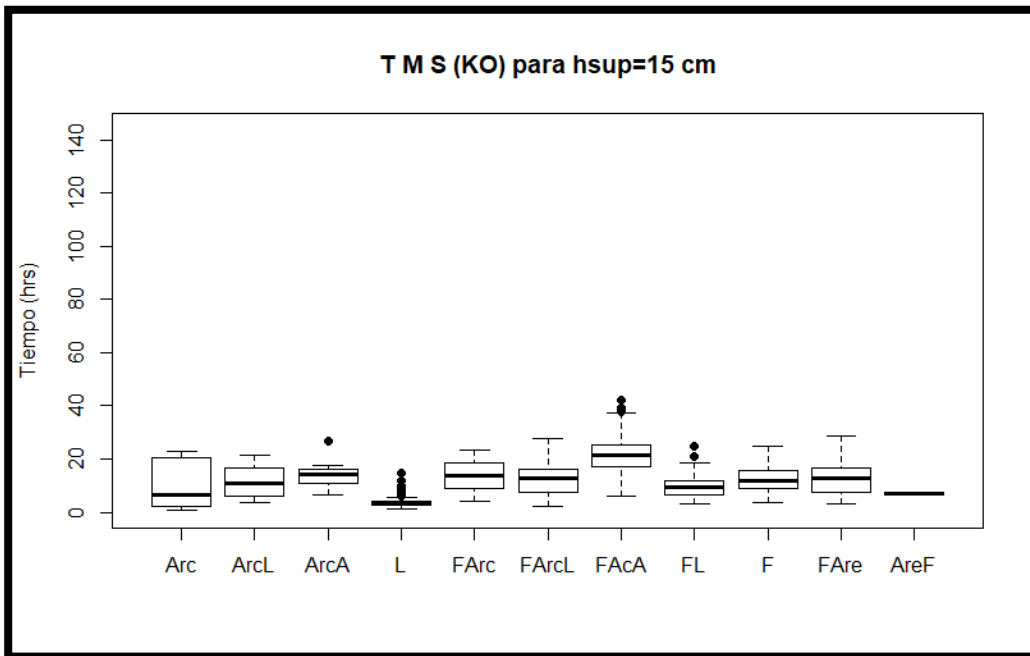


Figura 6-38. Tiempos máximos de saturación para los datos KO con un hsup de 15 cm.

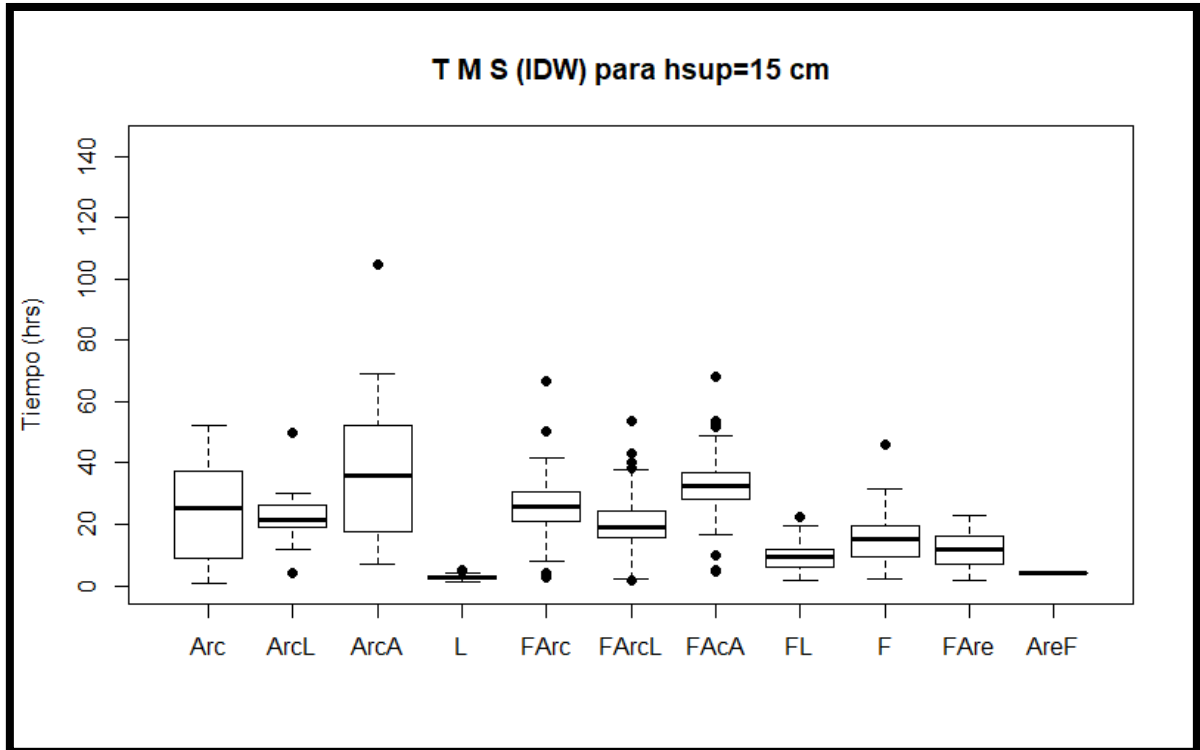


Figura 6-39. Tiempos máximos de saturación para los datos IDW con un hsup de 15 cm.

6.6.3 Tiempos para $h_{sup} = 20$ cm.

Por último se tienen los resultados considerando una lámina de riego de 20 cm, primero se muestran los tiempos para los valores reales (Figura 6-40) y se puede observar que no presentan tanta variación con los obtenidos considerando las otras láminas de riego. Posteriormente se presentan en la Figura 6-41 los tiempos obtenidos considerando los valores del KO de igual manera como en los casos anteriores la mayor variación se presenta en los grupos texturales correspondientes a la arcilla.

Para el caso de los tiempos obtenidos con los valores del método IDW también presentan comportamientos similares a los obtenidos anteriormente exceptuando la arcilla arenosa (*ArcA*) que aumenta su rango de 60 a casi 100 horas, esto se puede observar en la Figura 6-42.

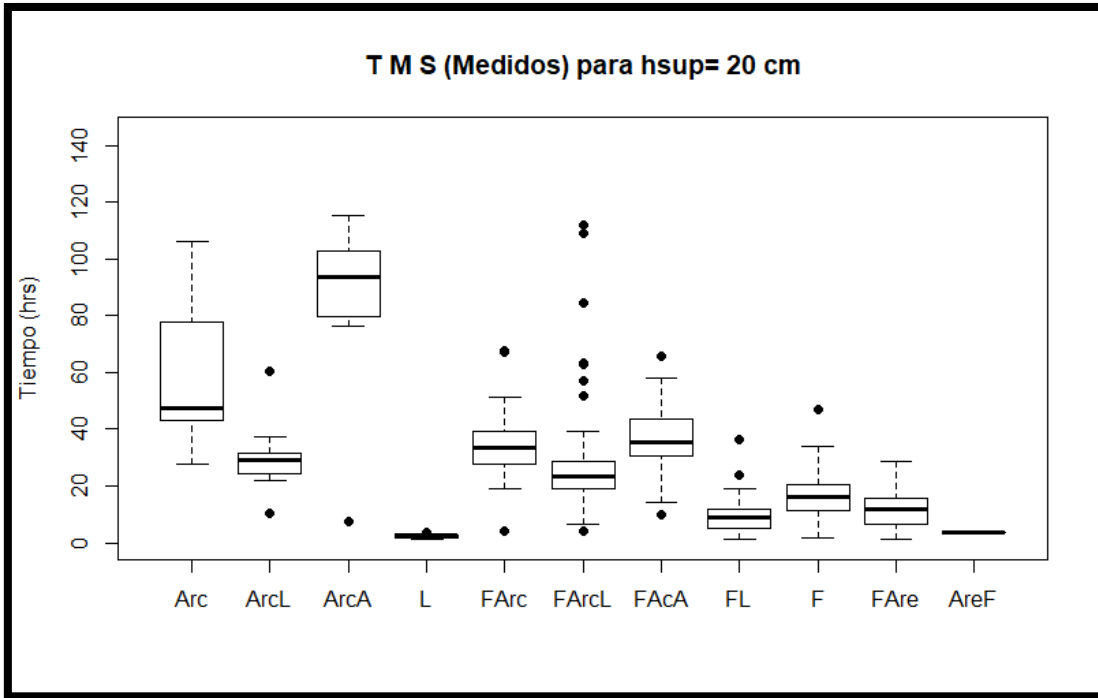


Figura 6-40. Tiempos máximos de saturación para los datos medidos con un hsup de 20 cm.

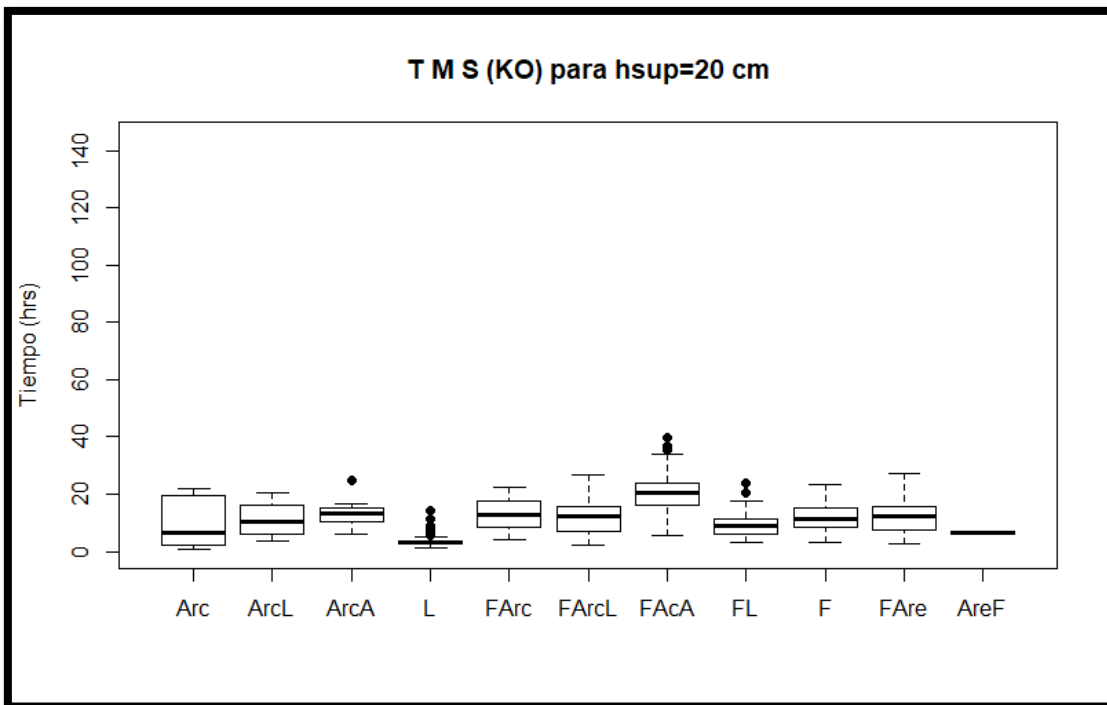


Figura 6-41. Tiempos máximos de saturación para los datos KO con un hsup de 20 cm.

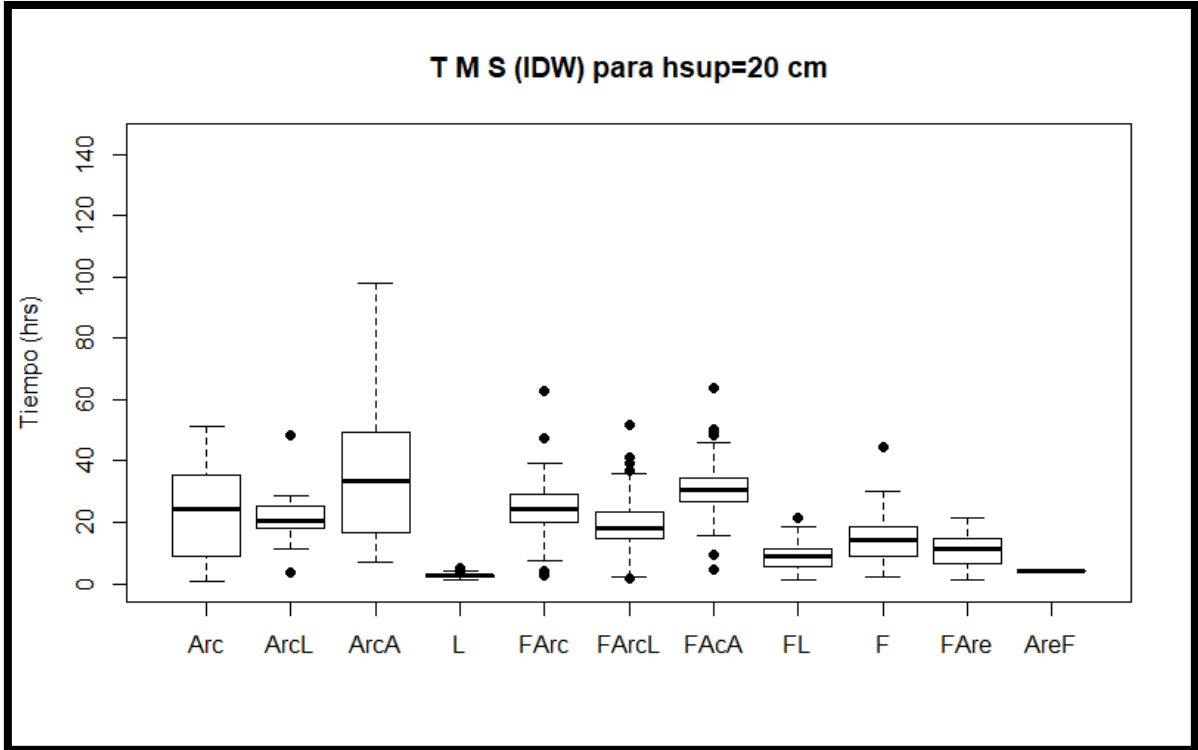


Figura 6-42. Tiempos máximos de saturación para los datos IDW con un hsup de 20 cm.

7. CONCLUSIONES.

Mediante el análisis estadístico y geoestadístico de pruebas de riego y propiedades del suelo obtenidas en parcelas del DR 023 San Juan Del Río se establecieron funciones de pedotransferencia (FPT) para obtener K_s también se realizaron interpolaciones a partir de las cuales se obtuvieron las características hidrodinámicas K_s y h_f .

Para encontrar las FPT se buscaron correlaciones entre las propiedades del suelo, primero se realizó el análisis de la base de datos correspondiente a las propiedades obtenidas en el laboratorio y posteriormente se analizó la base de datos obtenida de las pruebas de riego. La finalidad era desarrollar FPT para determinar K_s y h_f a partir de propiedades de suelo más fáciles de obtener.

Se encontró mediante el análisis de la base de datos correspondiente a las pruebas de riego, la matriz de coeficientes de correlación y mediante ella fue posible observar que no existía ninguna asociación lineal por arriba de 0.5 entre las propiedades del suelo y las características hidrodinámicas K_s y h_f por lo que con esta base de datos no fue posible la búsqueda de FPT.

Posteriormente se analizó la base de datos de las propiedades de suelo obtenidas en el laboratorio y se generó la matriz de coeficientes de correlación. Se encontró que no había correlación alta de las propiedades de suelo con h_f mientras que para K_s se encontraron coeficientes de correlación por arriba de 0.5 para las siguientes propiedades de suelo: contenido de arcilla (*Arc*), contenido de limo (*L*), densidad aparente (ρ_t), contenido de humedad a saturación (θ_s) y con un coeficiente más bajo de correlación el punto de marchitamiento permanente (*PMP*) y el contenido de humedad inicial (θ_0). Con estas propiedades se desarrollaron FPT para determinar K_s .

Partiendo de las propiedades de suelo con coeficiente de correlación alto que se mencionan en el párrafo anterior se desarrollaron 20 modelos de regresión lineal, (MRL) de los cuales sólo 5 arrojaron buenos resultados para la estimación de K_s . Las variables que integraron estas FPT fueron el contenido de limo (*L*), la densidad aparente (ρ_t), contenido de arcilla (*Arc*), contenido de humedad a saturación (θ_s) y punto de marchitamiento permanente (*PMP*). Una vez obtenidas las FPT se calculó el K_s con cada una de ellas y los valores obtenidos se confrontaron con los valores reales, en todos los casos el coeficiente de correlación fue de 0.9. El contenido de humedad inicial (θ_0) no fue significativo.

Las variables que integran las funciones encontradas mediante los MRL resultaron las mismas que años atrás distintos autores utilizaron para desarrollar FPT que predicen K_s . Como se mencionó la asociación lineal de los valores obtenidos con las FPT y los valores reales fue de 0.9, lo cual quiere decir que las FPT

desarrolladas en este trabajo predicen hasta con un 90% el valor real de K_s . Se realizó también la comparación de los valores medidos y 7 FPT encontradas en la literatura, de las cuales solo las de Puckett et al., (1985), Campbell & Shiozawa, (1994) y Saxton et al., (1986) con coeficientes de correlación de 0.811, 0.867 y 0.769 respectivamente, encontrando buena asociación lineal con los valores medidos.

Con base en el análisis realizado de las FPT encontradas en la literatura se puede concluir que el ajuste de cada una de las funciones depende de la base de datos o mejor dicho de las características del suelo de una zona en particular, de tal manera que una misma FPT se puede ajustar muy bien para una región mientras que para otra puede arrojar valores muy dispersos. Las FPT encontradas en este trabajo muestran un muy buen ajuste a los valores de la base de datos y se debe tomar en consideración que son producto de MRL, ya que las funciones encontradas en la literatura provienen de modelos matemáticos más complejos, por lo que las FPT desarrolladas en este estudio podrán servir para el desarrollo de funciones más complejas y que se ajusten mejor a los valores reales.

Después de las FPT se prosiguió con las interpolaciones, el primer paso fue obtener los variogramas para K_s y h_f , se analizó la base de datos de las pruebas de riego y la de las propiedades obtenidas en el laboratorio. En el caso de las pruebas de riego los variogramas experimentales para K_s y h_f no se ajustaron a ningún variograma experimental, por lo que esta base de datos no fue útil y fue descartada para realizar las interpolaciones. En el caso de la base de datos de las propiedades de suelo obtenidas en el laboratorio, los variogramas experimentales para las características hidrodinámicas en cuestión se ajustaron a tres variogramas teóricos, en los tres se presentó un efecto pepita, debido a concentraciones de las variables en ciertas áreas. El Krigeado se realizó usando el modelo de variograma ajustado esférico, ya que fue el que presentó mayor rango, es decir mayor asociación espacial entre las muestras. El ajuste de los variogramas sólo fue posible con la totalidad de los datos de las 946 muestras

analizadas, se intentó obtener variogramas sectorizando en pequeñas áreas, pero no se encontró un buen ajuste, para ninguna de las bases de datos.

Los valores de K_s y h_f obtenidos de las interpolaciones se compararon con los valores originales de las muestras, en el caso del Kriging se obtuvo un coeficiente de correlación para K_s de 0.75 mientras que para h_f fue de 0.771. En el caso de IDW se obtuvo un coeficiente de correlación para K_s de 0.94 y para h_f de 0.934. Siendo este último método el que arrojó mejores resultados en la predicción, debido a que sólo toma la distancia entre las muestras, en el caso de kriging la correlación se puede ver afectada debido a la asociación espacial entre las muestras de suelo, este método también puede ser afectado por el efecto pepita que aparece en el ajuste de los variogramas.

Tomando como base lo mencionado en el párrafo anterior, se acepta la hipótesis planteada en este trabajo, ya que a partir de características hidrodinámicas del suelo (curvas de retención de humedad y de conductividad hidráulica) extrapoladas mediante geoestadística y algoritmos computacionales si fue posible obtener parámetros de infiltración (K_s, h_f) de parcelas del DR 023 donde no se habían realizado pruebas de riego.

Una vez obtenidas las predicciones que arrojaron los métodos de interpolación, se analizaron los errores obtenidos con respecto a los valores medidos, teniendo que para el método de Kriging Ordinario (KO) los errores para K_s se mantuvieron en un 95% por debajo de los 2 cm/h y 50 % de los datos se estuvieron por debajo de 1 cm/h. Efectuando el análisis de los errores por textura se encontró que en el KO la mayor variabilidad en los errores se presentó en las arcillas y los limos con errores superiores a los 2.5 cm/h. Los errores son menores para las texturas franco, franco arcillo arenoso, por lo que para estas texturas las predicciones son más confiables, teniendo aproximadamente 1 cm/h de error. Para h_f estimado con KO se obtuvo que el 95% de los errores estuvieron por debajo de los 40 cm, de los cuales el 50% de los mismos estuvieron por debajo de los 20 cm. En el análisis por texturas se obtuvo que el mayor grado de error se presenta en la

arcilla con errores de hasta 60 cm y las texturas con menor variación en el error fueron las texturas arcillo arenosas y franco arcillo arenosas, con errores máximos de 40 cm.

El análisis de los errores obtenidos con el método IDW arroja en el caso de K_s que el 95% de los errores se encuentran por debajo de 1 cm/h de los cuales, el 50% de los mismos están por debajo de 0.5 cm/h, por lo que las predicciones que arroja este método son más acertadas que el método de KO. En cuanto al análisis de los errores que presenta K_s de acuerdo a la textura, la arcilla mantuvo la mayor variación del error, mientras que las texturas que presentaron un error menor fueron la franca, franco arcillo arenosa y arcillo limosa. Aunque para todas las texturas los errores apenas llegaron a 1 cm/h, siendo los valores estimados con este método mucho más precisos que los obtenidos con el KO. Para h_f los errores obtenidos mediante el método IDW estuvieron por debajo de los 20 cm, estando el 50% de los errores por debajo de los 10 cm. Efectuando el análisis por textura se encontró que la mayor variación del error es para las arcillas con errores de hasta 40 cm, mientras que las demás texturas presentan errores inferiores a 15 cm.

Con base en lo mencionado en los últimos párrafos y tomando en cuenta el análisis de correlación entre los valores estimados con los métodos de interpolación y los valores medidos, así como el análisis de los errores, se puede concluir que los resultados obtenidos mediante el método IDW se ajustan mejor a los valores reales y que el grupo textural con mayor variabilidad en los errores es el perteneciente a las arcillas.

Analizados los valores obtenidos mediante los métodos de interpolación se generaron mapas de isocías para K_s y h_f encontrándose que las isocías para el método de KO son más espaciadas y menos concentradas, debido a que se generan a partir de la asociación espacial entre las muestras la cual se estima mediante los variogramas. Para IDW las isocías presentan mayores concentraciones, casi a nivel de parcela, este método sólo se basa en la distancia entre las muestras por lo tanto entre más muestras en una región, mayor

concentración en las isocurvas. Finalmente se estimaron los tiempos máximos de saturación por texturas, el primer cálculo fue para los valores reales, después para los valores obtenidos mediante KO y finalmente para los del método IDW, se realizaron para láminas de riego de 12, 15 y 20 cm respectivamente.

Los resultados para las tres láminas de riego no presentan gran variación entre ellos. Se tiene en el primer caso que corresponde a los valores reales de K_s y h_f las texturas correspondientes a la arcilla son las que presentan mayor tiempo para lograr la saturación con valores de 40 a 130 horas, las que presentan un tiempo menor son las arenas y los limos, alrededor de 20 horas, esto se cumple para las tres láminas de riego. Para los valores producto del KO los tiempos de saturación se reducen considerablemente, sobre todo en las arcillas es más evidente quedando en un TMS de 20 horas aproximadamente, los valores son similares para las tres láminas de riego. Finalmente para IDW los tiempos de saturación para las arcillas se acercan más a los tiempos estimados para los valores reales, aunque siguen estando muy por debajo, alrededor de 60 horas, guardan el mismo comportamiento para las tres láminas de riego.

De esta manera se concluye que los TMS del método IDW se aproximan más a los tiempos calculados con los valores reales, generando una menor variabilidad en los errores. También se encontró que la mayor variación en los errores se presenta en las arcillas tanto en el método IDW como en el de KO y son menores en los limos y las arenas.

8. LITERATURA CITADA.

Aparicio, J., & Asunci, M. (2018). Modelos Lineales Aplicados en R. Retrieved from <http://umh3067.edu.umh.es/wp-content/uploads/sites/240/2013/02/Modelos-Lineales-Aplicados-en-R.pdf>

Aparicio, J., Martínez, M. A., & Morales, J. (2017). Modelos Lineales Aplicados en R. Retrieved November 4, 2017, from <http://umh3067.edu.umh.es/wp-content/uploads/sites/240/2013/02/Modelos-Lineales-Aplicados-en-R.pdf>

Bande, M. F., Galeano, P., & Miguel, S. (2008). *Prácticas de Estadística en R*.

C.Gulser, & Candemir, F. (2008). Prediction of Saturated Hydraulic Conductivity Using some moisture constant and soil Physical properties ohrid., 2008.

Campbell, G. ., & Shiozawa, S. (1994). Prediction of hydraulic properties of soils using particle-size distribution and bulk density data. *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, 317–328.

Chávez, C. (2010). *Solución numérica de las ecuaciones de transferencia de agua y solutos en riego y drenaje*.

Chávez, C. A., Muñoz, B., Magaña, G., Fuentes, C., & Rendón, L. (2015). Experiencias en el diseño de riego por gravedad en el distrito de riego 085, La Begoña, Guanajuato.

CONAGUA. (2017). *Estadísticas del Agua en México*.

Emery, X. (2013). *Geoestadística*. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas Universidad de Chile.

Forero, J. A. (2000). *Conductividad hidráulica para drenajes de campos agrícolas*. Santa Fe de Bogotá: Departamento de Ingeniería Agrícola, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Colombia.

Forsythe, W. (1985). *FÍSICA DE SUELOS*. (M. de la Cruz & J. E. B., Eds.) (1

- edición). San Jose Costa Rica: IICA.
- Fuentes, C., Brambila, F., & Haverkamp, R. (2012). Capítulo 2. In C. Fuentes & L. Rendón (Eds.), *Riego por gravedad* (pp. 64–133). Querétaro: Universidad Autónoma de Querétaro.
- Fuentes, C., León-Mojarro, B. de, & Hernández-Saucedo, F. R. (2012). Capítulo 1. In C. Fuentes & L. Rendón (Eds.), *Riego por gravedad* (1st ed., pp. 4–60). Querétaro: Universidad Autónoma de Querétaro.
- Fuentes, C., Parlange, J.-Y., & Palacios-Vélez, Ó. L. (2012). Capítulo 3. In C. Fuentes & L. Rendón (Eds.), *Riego por gravedad* (pp. 142–196). Querétaro: Universidad Autónoma de Querétaro.
- Giovanni, J., Enrique, J., Guatibonza, M., Álvarez-herrera, J. G., & Sanabria, E. (2009). Distribución espacial de la conductividad hidráulica en un lote de la granja Tunguavita (Paipa , Colombia) Spatial distribution of hydraulic conductivity in a plot at Tunguavita farm (Paipa , Colombia).
- Giraldo, R. (2017). Introducción a la geoestadística. Retrieved from ftp://ftp.ciat.cgiar.org/DAPA/projects/Cursos_Talleres/Curso_R/DOCUMENTOS/LIBRO DE GEOESTADISTICA.pdf
- Hayek, M. (2016). An exact explicit solution for one-dimensional, transient, nonlinear Richards' equation for modeling infiltration with special hydraulic functions. *Journal of Hydrology*, 535, 662–670. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.021>
- Hernandez, A., Ascanio, M. O., Morales, M., Bojórquez, J. I., Garcia, N. E., & Garcia, J. D. (2006). *El suelo: fundamentos sobre su formación, los cambios globales y su manejo*. (S. Ocampo, Ed.). Universidad Autónoma de Nayarit.
- Huang, R. Q., & Wu, L. Z. (2012). Analytical solutions to 1-D horizontal and vertical water infiltration in saturated/unsaturated soils considering time-varying rainfall. *Computers and Geotechnics*, 39, 66–72.

<https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2011.08.008>

Jabro, J. D. (1992). Estimation of saturated hydraulic conductivity of soils from particle size distribution and bulk density data, *35*(2), 557–560.

Jaynes, D. ., & Tyler, E. . (1984). Using soil physical properties to estimate hydraulic conductivity, *138*, 298–305.

Jury, W., & Horton, R. (2004). *SOILS PHYSICS*. (J. Wiley & S. Inc, Eds.) (6th ed.). New Jersey.

Lambers, H., Chapin, F. S., & Pons, T. L. (2008). *Plant Physiological Ecology* (Second edi). Springer. <https://doi.org/10.1007/978-0-387-78341-3>

Levi, E. (1996). *Tratado elemental de hidráulica Tratado elemental de hidráulica* (2nd ed.). Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

Martínez-Pérez, E.-M. (2008). *Estudio de propiedades hídricas del suelo mediante medidores de actividad de agua en la zona regable de Terra Chá*. UNIVERSIDAD DE SANTIAGO DE COMPOSTELA, ESCUELA POLITÉCNICA SUPERIOR DE LUGO DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA AGROFORESTAL.

Matheron, G. (1962). *Traite de Geostatistique Apliquee, Tome I* (Bureau de). Paris.

Melo Filho, J. F. de, & Libardi, P. L. (2005). Estabilidade temporal de medidas do teor e do potencial mátrico da água no solo em uma transeção. *Revista Brasileira de Ciência Do Solo*, *29*(4), 497–506. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832005000400002>

Moreno, F., Cabrera, F., Fernandez, J., & I.Giron. (2001). Priedades hidráulicas y concentración de metales pesados en los suelos y en las aguas de drenaje de dos zonas afectadas por el vertido. *Bol. Geol. Minero*, *112*. <https://doi.org/178-184>

Müller, L. E. (1964). *Manual de laboratorio de fisiología vegetal*. Turrialba: instituto

interamericano de ciencias agrícolas de la O.E.A.

Obiero, J. P. O., Gumbe, L. O., Omuto, C. T., Hassan, M. A., & Agullo, J. O. (2013). Development of Pedotransfer Functions for Saturated Hydraulic Conductivity, *2013*(July), 154–164.

Olalla, F. M. de S., Fuster, P. L., & Belmonte, A. C. (2005). *Agua Y Agronomía*. (U. D. C.-L. MANCHA, Ed.). Mundi-Prensa.

Pedroza, H., & Dicovskyi, L. (2007). *Sistema de análisis estadístico con SPSS*. Managua.

Portillo, J. (2013). *Desarrollo de un semivariograma periódico para series temporales de precipitación*.

ProArcGIS. (2017). Como funciona Kriging. Retrieved from <https://pro.arcgis.com/es/pro-app/tool-reference/3d-analyst/how-kriging-works.htm#>

Puckett, W. ., Dane, J. ., & Hajek, B. . (1985). Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties, *49*, 831–836.

Rawls, W. ., & Brakensiek, D. . (1985). Prediction of soil water properties for hydrologic modeling., 293–299.

Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., & Saxton, K. E. (1982). Estimation of Soil Water Properties. *Transactions of the ASAE*. <https://doi.org/10.13031/2013.33720>

Resources, A. (2018). ProArgis. Retrieved from <http://resources.arcgis.com/es/help/getting-started/articles/026n00000014000000.htm>

Rico, A. (2005). *La Ingeniería de Suelos en las Vías Terrestres Carreteras, Ferrocarriles y Aeropistas*. México: Limusa.

Saxton, K. ., Rawls, W. ., Romberg, J. ., & Papendick, R. . (1986). Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Science Society of*

American Journal, 50, 1031–1036.

Sayah, B., Gil-Rodríguez, M., & Juana, L. (2016). Development of one-dimensional solutions for water infiltration. Analysis and parameters estimation. *Journal of Hydrology*, 535, 226–234. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.026>

SEMARNAT. (2002). Norma Oficial Mexicana Nom-021-Semarnat-2000 Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos, estudio, muestreo y análisis. *Diario Oficial de La Federación*, 85.

Shouse, P. J., Sisson, J. B., Ellsworth, T. R., & Jobes, J. A. (1992). Estimating Insitu Unsaturated Hydraulic-Properties of Vertically Heterogeneous Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 56(6), 1673–1679.

Smedema, L. K., & Rycroft, D. W. (1983). *Land drainage. Planning and desing of agricultural drainage systems*. London: Batsford Academic and Educational Ltd, London.

Valverde, J. C. (2007). *RIEGO Y DRENAJE* (1st ed.). EUNED.

Vendrusculo, L. (2001). *Desenvolvimiento de um sistema computacional para análise geostadística*. Universidad de Campinas, Brasil.

Vera, J. M. (2012). *Incertidumbre y confiabilidad de métodos de interpolación espacial en el complemento de riesgos hidrológicos*. Universidad Autónoma de Querétaro.

Weber, J. F., & Apestegui, L. (2013). PARÁMETROS DEL MODELO DE INFILTRACIÓN DE GREEN Y AMPT EN SUELOS DE LA CIUDAD DE CÓRDOBA, ARGENTINA, 19, 87–103.

Zataráin, F., Fuentes, C., & Rendón, L. (2017). CONDICIONES PARA MODELAR EL RIEGO POR GRAVEDAD CON PROPIEDADES HIDRODINÁMICAS EQUIVALENTES DEL SUELO.

Zataráin, F., Fuentes, C., & Vauclin, M. (2012). Capítulo 5. In C. Fuentes & L.

Rendón (Eds.), *Riego por gravedad* (pp. 238–262). Querétaro: Universidad Autónoma de Querétaro.

Zimmermann, E. D., & Basile, P. A. (2011). Estimación de parámetros hidráulicos en suelos limosos mediante diferentes funciones de pedotransferencia, *//*, 99–116.

9. ANEXOS.

ANEXO 1.

Código que se empleó para determinar los variogramas, las interpolaciones y la generación de los archivos tipo Raster, para ello se usó el software RSTUDIO.

```
Datos<-read.csv("C:/UAQ_Maestria/Tesis/Pedotransferencia/951_Muestras.csv") #Base de
datos de análisis físico del suelo

DatosNum<read.csv("C:/UAQ_Maestria/Tesis/Pedotransferencia/951_Muestras_SinTex.csv")

DatosPRT<- read.csv("C:/UAQ_Maestria/Tesis/1/Pruebas de riego/BaseDeDatos1PRT.csv")
#Base de datos totales de las pruebas de riego

#Librerias

library(gstat)

library(geoR)

library(sp)

library(raster)

#Normalidad de los datos

#coordinates=~X+Y

# V A R I O G R A M A S-----

#ANALISIS FISICO DEL SUELO

#Variograma para Hf Medido en análisis físico del suelo

vgm.Hf<-variogram(Hf~1,locations = ~X+Y,data = Datos) #Variograma Experimental

plot(vgm.Hf,main="Variograma Experimental (hf Medido)",pch=19)

vgm.Hf.fitExp<-fit.variogram(vgm.Hf,vgm(400,"Exp",1000,1)) #Variograma ajustado al
exponencial

plot(vgm.Hf,vgm.Hf.fitExp,xlab="Distancia
(metros)",ylab="Semivarianza",ylim=c(0,1000),xlim=c(0,9000),main="Modelo Exponencial
(hf medido)",pch=19 )

vgm.Hf.fitSph<-fit.variogram(vgm.Hf,vgm(400,"Sph",1000,1))
```

```
plot(vgm.Hf,vgm.Hf.fitSph,xlab="Distancia(metros)",ylab="Semivarianza",ylim=c(0,1000),xlim=c(0,9000),main="Modelo Esférico (hf medido)",pch=19) #Variograma ajustado al esférico
```

```
vgm.Hf.fitGau<-fit.variogram(vgm.Hf,vgm(400,"Gau",1000,1)) #Variograma ajustado al Gaussiano
```

```
plot(vgm.Hf,vgm.Hf.fitGau,xlab="Distancia (metros)",ylab="Semivarianza",ylim=c(0,1000),xlim=c(0,9000),main="Modelo Gaussiano (hf medido)",pch=19)
```

```
# Variogramas para Ks Medido en Analisis Fisico del Suelo
```

```
vgm.Ks<-variogram(Ks~1,locations = ~X+Y,data = Datos) #Variograma Experimental
```

```
plot(vgm.Ks,main="Variograma Experimental (Ks Medido)",pch=19)
```

```
vgm.Ks.fitExp<-fit.variogram(vgm.Ks,vgm(1,"Exp",1000,1)) #Variograma ajustado al Exponencial
```

```
plot(vgm.Ks,vgm.Ks.fitExp,xlab="Distancia (metros)",ylab="Semivarianza",ylim=c(0,3),xlim=c(0,8000),main="Modelo Exponencial (Ks medido)",pch=19)
```

```
vgm.Ks.fitSph<-fit.variogram(vgm.Ks,vgm(1,"Sph",1000,1)) #Variograma ajustado al Esferico
```

```
plot(vgm.Ks,vgm.Ks.fitSph,xlab="Distancia (metros)",ylab="Semivarianza",ylim=c(0,3),xlim=c(0,8000),main="Modelo Esférico (Ks medido)",pch=19)
```

```
vgm.Ks.fitGau<-fit.variogram(vgm.Ks,vgm(1,"Gau",1000,1))
```

```
plot(vgm.Ks,vgm.Ks.fitGau,xlab="Distancia (metros)",ylab="Semivarianza",ylim=c(0,3),xlim=c(0,8000),main="Modelo Gaussiano (Ks medido)",pch=19)
```

```
plot(vgm.Ks,vgm.Ks.fitExp,vgm.Ks.fitSph,vgm.Ks.fitGau,xlab="Distancia (metros)",ylab="Semivarianza",ylim=c(0,3),xlim=c(0,8000))
```

```
#PRUEBAS DE RIEGO
```

```
#Hf obtenido en las pruebas de riego
```

```
vgm.HfPR<-variogram(Hf~1,locations=~X+Y,data=DatosPRT)
```

```
plot(vgm.HfPR,main="Variograma Experimental (Hf PR)")
```

```
vgm.HfPR.fitExp<-fit.variogram(vgm.HfPR,vgm(600,"Exp",1000,1))
```

```
plot(vgm.HfPR.fitExp,main="Modelo Exponencial (Hf PR)")
```

```
vgm.HfPR.fitSph<-fit.variogram(vgm.HfPR,vgm(600,"Sph",1000,1))
```

```
plot(vgm.HfPR.fitSph,main="Modelo Esferico (Hf PR)")
```

```

vgm.HfPR.fitGau<-fit.variogram(vgm.HfPR,vgm(600,"Gau",1000,1))
plot(vgm.HfPR.fitGau,main="Modelo Gausiano (Hf PR)")

#Ks medido en las pruebas de riego
vgm.KsPR<-variogram(Ks~1,locations=~X+Y,data=DatosPRT)
plot(vgm.KsPR, main="Variograma Experimental (Ks PR)")
vgm.KsPR.fitExp<-fit.variogram(vgm.KsPR,vgm(0.4,"Exp",1000,0.1))
plot(vgm.KsPR.fitExp,main="Modelo Exponencial (Ks PR)")
vgm.KsPR.fitSph<-fit.variogram(vgm.KsPR,vgm(0.4,"Sph",1000,0.1))
plot(vgm.KsPR.fitSph,main="Modelo Esferico (Ks PR)")
vgm.KsPR.fitGau<-fit.variogram(vgm.KsPR,vgm(0.4,"Gau",1000,0.1))
plot(vgm.KsPR.fitGau,main="Modelo Gausiano (Ks PR)")

#I N T E R P O L A C I O N E S-----
x.range<-as.integer(range(Marco@coords[,1]))
y.range<-as.integer(range(Marco@coords[,2]))

R<-50 #Resolucion

NuevoGrid<-
expand.grid(x=seq(from=x.range[1],to=x.range[2],by=R),y=seq(from=y.range[1],to=y.rang
e[2],by=R))

coordinates(NuevoGrid)=~x+y

gridded(NuevoGrid)<-TRUE

#ANALISIS FÍSICO DEL SUELO

#Hf Medido

Kr.HfMed<-krige(Hf~1,Datos2,NuevoGrid,model=vgm.Hf.fitSph)
spplot(Kr.HfMed["var1.pred"],main="hf medido (KO)")

Id.HfMed<-idw(Hf~1,Datos2,NuevoGrid)
spplot(Id.HfMed["var1.pred"],main="hf medido (IDW)")

Kr.HfMedRas<-raster(Kr.HfMed)

```

```

writeRaster(Kr.HfMedRas,filename="Hf_Medido_KO.tif",format="GTiff",overwrite=TRUE)
Id.HfMedRas<-raster(Id.HfMed)
writeRaster(Id.HfMedRas,filename="Hf_Medido_IDW.tif",format="GTiff",overwrite=TRUE)
#Ks medidido
Kr.KsMed<-krige(Ks~1,Datos2,NuevoGrid,model=vgm.Ks.fitSph) #Kriging Ordinario
spplot(Kr.KsMed["var1.pred"],main="Ks medido (KO)")
Id.KsMed<-idw(Ks~1,Datos2,NuevoGrid) #Inverso de las distancias
spplot(Id.KsMed["var1.pred"],main="Ks medido (IDW)")
Kr.KsMedRas<-raster(Kr.KsMed) #Convierte la interpolacion a raster
writeRaster(Kr.KsMedRas,filename = "Ks_Medido_KO.tif",format="GTiff",overwrite=TRUE)
#Exporta el raster a GIS
Id.KsMedRas<-raster(Id.KsMed)
writeRaster(Id.KsMedRas,filename = "Ks_Medido_IDW.tif",format="GTiff",overwrite=TRUE)

```

ANEXO 2.

Código que se empleó para obtener los tiempos máximos de infiltración, para ello se usó el software MATLAB.

```

clc
clear all
close all
%Datos=xlsread('951Medidos.xls'); %1
%Datos=xlsread('InterpoladosKO.xls'); %2
%Datos=xlsread('InterpoladosIDW.xls'); %3
%Datos=xlsread('InterpoladosKO_Mixto.xls');
Datos=xlsread('InterpoladosIDW_Mixto.xls');

hsup=12; %Lamina de riego que se implementa
%hsup=15; %2
%hsup=20; %3
Lim1=length(Datos); %951 muestras

L=100; %Profundidad de la columna (cm)
DeltaT=1; %Unidades del vector tiempo
TS=8000; %Tiempo de Simulacion
nt=TS/DeltaT; %Tamaño del vector tiempo

%VECTOR TIEMPO

```

```

for j=1:DeltaT:nt+1
    Tiempo(j,1)=j-1*DeltaT;
end

Lim2=length(Tiempo);

%INSUMOS PARA LA FUNCION DE GREEN Y AMPT
Insumos=zeros(Lim1,4);
for i=1:Lim1
    Insumos(i,1)=Datos(i,4)-Datos(i,5); %Diferencia entre humedad a
    Saturacion e inicial
    Insumos(i,2)=Insumos(i,1)*(hsup+Datos(i,7)); %Lamda, diferencia de
    humedades por suma de hsup+hf
    Insumos(i,3)=Insumos(i,1)*L; %Infiltracion maxima (cm)
    Insumos(i,4)=(Insumos(i,3)-
    Insumos(i,2)*log(1+(Insumos(i,3)/Insumos(i,2))))/(Datos(i,6)/60); %Tiempo
    maximo de infiltracion
end

% Infiltracion=zeros(Lim1,Lim2+3);
%
% for r=1:Lim1
%     r
%     for n=1:Lim2
%         Inf=@(I) n-((I-
    Insumos(r,2)*log(1+(I/Insumos(r,2))))/(Datos(r,6)/60)); %Funcion que
    calcula la infiltracion para cada tiempo
%         for k=0:1000 %ciclo para encontrar el cambio de signo
%             I1=Inf(k);
%             I2=I1;
%             if I2<0
%                 break
%             end
%         end
%         IGA(n)=fzero(Inf,[0,k+1]);
%         if n<Insumos(r,4);
%             Infiltracion(r,n)=IGA(n);
%         else
%             Infiltracion(r,n)=Insumos(r,3);
%         end
%     end
%     %Infiltracion(r,:)=ICGA(:,:);
%     Infiltracion(r,Lim2+1)=Datos(r,1); %Codigo para Texturas
%     Infiltracion(r,Lim2+2)=Datos(r,8); %Coordenada X
%     Infiltracion(r,Lim2+3)=Datos(r,9); %Coordenada Y
% end
%
% 'Terminado'
%
```