



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE CHIAPAS

FACULTAD DE INGENIERÍA
CAMPUS I

COORDINACIÓN DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

***"ESTUDIO TEÓRICO-EXPERIMENTAL PARA DETERMINAR LA
CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA EN UN SUELO ARCILLOSO DE
BAJA COMPRESIBILIDAD"***

T É S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

**MAESTRA EN INGENIERÍA
CON FORMACIÓN EN
HIDRÁULICA**

PRESENTA

ADRIANA YASMÍN MORALES ROBLERO 11012016

DIRECTOR DE TESIS

M.C. JOSE GUADALUPE PINTO SANCHEZ



TUXTLA GUTIÉRREZ, CHIAPAS, 18 DE ENERO DE 2021



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE CHIAPAS
FACULTAD DE INGENIERÍA C-I



Tuxtla Gutiérrez, Chiapas.
18 de enero de 2021.
Oficio No. F.I.01.075/2021.

ING. ADRIANA YASMÍN MORALES ROBLERO
ALUMNA DE LA MAESTRÍA EN INGENIERÍA
CON FORMACIÓN EN HIDRÁULICA
PRESENTE:

Por este medio comunico a usted, que se autoriza la impresión de su trabajo de tesis denominado:
"ESTUDIO TEÓRICO-EXPERIMENTAL PARA DETERMINAR LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA EN UN SUELO ARCILLOSO DE BAJA COMPRESIBILIDAD" para que pueda continuar con los trámites de titulación para la obtención del grado.

Sin otro particular, reciba un cordial saludo.

ATENTAMENTE
"POR LA CONCIENCIA DE LA NECESIDAD DE SERVIR"


DR. JOSÉ ALONSO FIGUEROA GALLEGOS
ENCARGADO DE DIRECCIÓN



C.c.p. Dra. Daisy Escobar Castillejos. Coordinadora de Investigación y Posgrado. Facultad de Ingeniería.
C.c.p. Archivo/minutario
AZS/DEC/amj



Código: FO-113-09-05

Revisión: 0

CARTA DE AUTORIZACIÓN PARA LA PUBLICACIÓN ELECTRÓNICA DE LA TESIS DE TÍTULO Y/O GRADO.

El (la) suscrito (a) Adriana Yasmín Morales Roblero,
Autor (a) de la tesis bajo el título de "Estudio teórico-experimental para determinar la Conductividad Hidráulica en un suelo arcilloso de baja compresibilidad,"
presentada y aprobada en el año 20 21 como requisito para obtener el título o grado de Maestra en Ingeniería con formación en Hidráulica, autorizo a la
Dirección del Sistema de Bibliotecas Universidad Autónoma de Chiapas (SIBI-UNACH), a que realice la difusión de la creación intelectual mencionada, con fines académicos para que contribuya a la divulgación del conocimiento científico, tecnológico y de innovación que se produce en la Universidad, mediante la visibilidad de su contenido de la siguiente manera:

- Consulta del trabajo de título o de grado a través de la Biblioteca Digital de Tesis (BIDITE) del Sistema de Bibliotecas de la Universidad Autónoma de Chiapas (SIBI-UNACH) que incluye tesis de pregrado de todos los programas educativos de la Universidad, así como de los posgrados no registrados ni reconocidos en el Programa Nacional de Posgrados de Calidad del CONACYT.
- En el caso de tratarse de tesis de maestría y/o doctorado de programas educativos que sí se encuentren registrados y reconocidos en el Programa Nacional de Posgrados de Calidad (PNPC) del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), podrán consultarse en el Repositorio Institucional de la Universidad Autónoma de Chiapas (RIUNACH).

Tuxtla Gutiérrez, Chiapas; a los 18 días del mes de enero del año 20 21.

Adriana Yasmín Morales Roblero

Nombre y firma del Tesista o Tesistas

AGRADECIMIENTOS Y DEDICATORIAS

Agradezco a Dios y a María Santísima primeramente que me han acompañado siempre en todas las situaciones de mi vida, Y quienes inspiraron mi espíritu para la conclusión de esta Tesis de maestría. Sin ellos no lo había logrado.

Dedico esta Tesis y agradezco con amor y cariño a mi esposo José Domingo Gutiérrez Hilerio por su motivación, apoyo emocional, sus consejos y compañía en todo este proceso.

A mi hija Alexa Daniela Gutiérrez Morales por ser mi motor, mi motivación que me impulsó a levantarme, seguir adelante y no dejarme caer.

A mis padres que no pueden faltar Daniel Aarón Morales Ramos y Rosa victoria Roblero Pérez. Quienes me dieron, vida, valores, afecto y cariño y sobre todo han sido los pilares de mi educación al igual agradezco su apoyo en este proceso.

A mis hermanos en especial a Bryan Alexander Morales Roblero que me apoyó mucho en consultas y asesorías en la realización de este trabajo de tesis y siempre estuvo dispuesto a apoyarme.

Y mi agradecimiento y dedicatoria a mi Director de Tesis M.C. José Guadalupe Pinto Sánchez por todo el apoyo que me ha brindado, por todos sus aportes y conocimientos para concluir con este trabajo de investigación.

INDICE

CAPITULO 1. Introducción	1
1.1 Antecedentes	4
1.2 Objetivos	12
1.2.1 Objetivo General.....	12
1.2.2 Objetivos específicos	12
1.3 Justificación.....	13
CAPITULO 2. Marco teórico	15
2.1 Infiltración y flujo de agua subterránea	15
2.2 Ley de Darcy	16
2.2.1 Desarrollo matemático de la Ley de Darcy.....	17
2.2.2 Limitaciones de la ley de Darcy	18
2.3 Conductividad hidráulica.....	19
2.3.1 Conductividad hidráulica en suelos saturados	21
2.3.2 Conductividad hidráulica en suelos insaturados	21
2.4 los infiltrómetros de tensión INDI	22
2.5 Descripción de las partes del infiltrómetro de tensión INDI	26
2.5.1 Reservorio principal	27
2.5.2 Base	28
2.5.3 Tubo de Mariotte.....	30
2.6 Análisis estadístico en R.....	30
CAPITULO 3. Metodología	32
3.1 Clima	32
3.2 Hidrografía	33
3.3 Zonificación Geotécnica de Tuxtla Gutiérrez.....	35
3.4 Localización	36
3.5 Caracterización del suelo.....	38
3.5.1 Análisis granulométrico mediante el procedimiento estándar	39
3.5.2 Obtención del Índice plástico.....	44
3.5.3 Clasificación de suelos con base en el sistema SUCS	47
3.6 Descripción del material de contacto	49

3.7 Preparación del material de contacto en el laboratorio	50
3.8 Instalación en laboratorio del infiltrómetro INDI.....	53
CAPITULO 4. Proceso experimental	54
4.1 Medición de la infiltración no saturada.....	54
4.1.1 Selección de las tensiones	54
4.1.2 Ajuste en laboratorio de tensiones en el INDI	56
4.1.3 Registro de los datos en laboratorio.....	58
4.2 Procesamiento y análisis de datos.....	63
4.2.1 Determinación de la tasa de infiltración de la fase estacionaria.....	63
4.2.1.1 Procesamiento de los datos de tiempo	63
4.2.1.2 Procesamiento de datos de altura de lámina equivalente y lámina acumulada.....	66
4.2.2 Conductividad hidráulica saturada	77
4.2.3 Procedimiento del ajuste de Logsdon y Jaynes en Ambiente R.....	81
4.2.4 Conductividad hidráulica insaturada.....	84
4.2.5 Porosidad efectiva y proporción de flujo conducente.....	85
CAPITULO 5. Análisis de resultados	89
CAPITULO 6. Conclusiones y recomendaciones	98
Referencias bibliográficas	99
Anexos. Tablas de registros de datos de laboratorio	103

INDICE DE FIGURAS

Figura (1) Distribución vertical del agua dentro de las formaciones	15
Figura (2). Representación de la formulación de la ley de Darcy.....	17
Figura. (3). Diámetro de tubo capilar y fuerza de succión ejercida	24
Figura (4). Relación entre la tensión (T) del infiltrómetro, la succión capilar (S) y el flujo de agua (Q)	25
Figura (5). Relación entre el tamaño de los poros, la tensión (T) del infiltrómetro y el flujo de agua (Q)	25
Figura (6). Partes del infiltrómetro de tensión INDI	27
Figura (7). Base del infiltrómetro. Vista lateral interior y exterior.....	29
Figura (8). Base del infiltrómetro. Vista inferior y superior.....	29
Figura. (9). Parámetros climáticos promedio de Tuxtla Gutiérrez	33
Figura (10) Ubicación de subcuencas dentro del municipio.....	34
Figura (11) Zona de inundación potencial	35
Figura (12) Zonificación geotécnica de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez.	36
Figura (13) Localización de zona de extracción de material para las muestras	37
Figura (14) Extracción del material en el banco	37
Figura (15) Material extraído.” caliche”	37
Figura (16) Disgregado del material con un mazo.....	39
Figura (17) peso del material que paso la malla No.4	40
Figura (18) Agitado de material.....	40
Figura (19). Decantado sobre la malla No.200	40
Figura (20). Paso de partículas finas.....	41
Figura (21) material limpio	41
Figura (22) Disposición de las mallas para efectuar el cribado de material que pasó la malla N°4	42
Figura (23) Colocación del material en la copa de Casagrande	44
Figura (24) Operación para formar el cilindro de material en la determinación de limite Plástico	45
Figura (25) Determinación del peso de los cilindros	46
Figura (26) Carta de plasticidad.....	49
Figura (27) Material de contacto utilizado “marmolina”	49

Figura (28) Cribado de material	50
Figura (29) Tamaño de las partículas de cada número de malla.....	50
Figura (30) Colocación de material cribado en cubetas	51
Figura (31) Colocación de la cinta métrica.....	52
Figura (32) Rueda porosa en la parte inferior	52
Figura (33) material con marmolina listo para colocar INDI	52
Figura (34) Relleno de agua en el reservorio principal.....	53
Figura (35) Llenado de tensión en el reservorio principal.....	53
Figura (36) Instalación del infiltrómetro.....	54
Figura (37) Ajuste de la tensión en el tubo de Mariotte	57
Figura (38) Ajuste de tensión en laboratorio	57
Figura (39) Altura de columna de agua en el reservorio principal	59
Figura (40) Suelo seco	62
Figura (41) Infiltración apreciable 10%.	62
Figura (42) Infiltración apreciable 30%.	62
Figura (43) Infiltración apreciable 65%.	62
Figura (44) Infiltración apreciable 85%.	62
Figura (45) Suelo saturado	62
Figura (46) Altura de lámina equivalente	68

INDICE DE TABLAS

Tabla (1). Cálculo de la composición granulométrica del material estudiado (caliche).....	43
Tabla (2). Resultados de los límites de consistencia	47
Tabla (3). Clasificación de suelos con base en el SUCS	48
Tabla (4). Tensión de agua y correspondiente diámetro de poros conducentes	55
Tabla (5). Resultados de registro de la malla No.20. tensión -3.0cm.....	60
Tabla (6). Tiempo acumulado No.20, tensión -3.0cm.....	65
Tabla (7). Altura de lámina equivalente con datos de la malla 20, tensión -3.0 cm	68
Tabla (8). Lámina acumulada con datos de la malla 20 tensión -3.0 de la tabla 2	72
Tabla (9). Altura de la columna de agua, tiempo en hora decimal, tiempo desde el inicio, altura de lámina equivalente y lámina acumulada. Malla No.20. Tension-3.0cm.....	73
Tabla (10) Tensión (ψ) y flujo de infiltración insaturado (Q) en diferentes unidades. del suelo estudiado (arcilloso de baja compresibilidad) tamizado con la malla No. 20.....	80
Tabla (11) Tensión vs flujo de infiltración.....	81
Tabla (12) Malla No.20. Valores de conductividad hidráulica insaturada (ΔK_i), cantidad de poros (N) y proporción del flujo de infiltración (PF), para varios tamaños de poros, en un tipo de suelo arcilloso de baja permeabilidad empleando el método de Watson y Luxmoore.....	88
Tabla (13) Malla No.10. Valores de conductividad hidráulica insaturada (ΔK_i), cantidad de poros (N) y proporción del flujo de infiltración (PF), para varios tamaños de poros, en un tipo de suelo arcilloso de baja permeabilidad empleando el método de Watson y Luxmoore.....	94
Tabla (14) Malla No.20. Valores de conductividad hidráulica insaturada (ΔK_i), cantidad de poros (N) y proporción del flujo de infiltración (PF), para varios tamaños de poros, en un tipo de suelo arcilloso de baja permeabilidad empleando el método de Watson y Luxmoore.....	95
Tabla (15). Malla No.40. Valores de conductividad hidráulica insaturada (ΔK_i), cantidad de poros (N) y proporción del flujo de infiltración (PF), para varios tamaños de poros, en un tipo de suelo arcilloso de baja permeabilidad empleando el método de Watson y Luxmoore.....	96
Tabla (16). Malla No.60. Valores de conductividad hidráulica insaturada (ΔK_i), cantidad de poros (N) y proporción del flujo de infiltración (PF), para varios tamaños de poros, en un tipo de suelo arcilloso de baja permeabilidad empleando el método de Watson y Luxmoore.....	97

INDICE DE GRÁFICAS

Gráfica (1). Gráfica de la composición granulométrica del material estudiado (caliche)	43
Gráfica (2) Relación entre tensión y diámetro de poro	56
Gráfica (3). Infiltración acumulada (I_a) en función del tiempo (t) para los datos de la tabla (5). Se presentan los datos de la tensión (-3.0 cm), con las fases transitoria y estacionaria y el ajuste del modelo lineal.....	75
Gráfica (4) Infiltración acumulada (I_a) en función del tiempo (t). Se presentan los datos de la Tensión (-0.5 cm), con las fases transitoria y estacionaria, y el ajuste del modelo Lineal	75
Gráfica (5) Infiltración acumulada (I_a) en función del tiempo (t). Se presentan los datos de la Tensión (-7.5 cm), con las fases transitoria y estacionaria, y el ajuste del modelo lineal.....	76
Gráfica (6) Infiltración acumulada (I_a) en función del tiempo (t). Se presentan los datos de la tensión (-9.0 cm), con las fases transitoria y estacionaria, Y el ajuste del modelo lineal.....	76
Gráfica (7). Relación de dependencia entre la tensión (ψ) y el flujo de infiltración insaturado (Q). Entre paréntesis se indican los valores de flujo estacionario en m/s	80
Gráfica (8) Malla No.20 Tensión vs conductividad hidráulica insaturada.....	84
Gráfica (9) Malla No.10 Tensión vs conductividad hidráulica insaturada	90
Gráfica (10) Malla No.20 Tensión vs conductividad hidráulica insaturada	91
Gráfica (11) Malla No.40 Tensión vs conductividad hidráulica insaturada	92
Gráfica (12) Malla No.60 Tensión vs conductividad hidráulica insaturada	93

CAPITULO 1. Introducción

El conocimiento de la conductividad hidráulica (K), tanto saturada como no saturada, es necesario como dato inicial en modelos numéricos para predecir el comportamiento del flujo del agua o fluidos a través del suelo (Rojas et al, 2008) el cual depende de las características de la matriz y del fluido contenido en el suelo.

El conocer el valor de la conductividad hidráulica es importante en acciones como la explotación y gestión de agua potable y riego, así como en la definición de perímetros de protección de las captaciones, en modelos de simulación y de gestión orientados a plantear regulaciones de los sistemas de explotación y monitoreo de las aguas subterráneas. Es de gran relevancia en la realización de modelado numérico (problema directo e inverso) de flujo y transporte. Además, se puede destacar su empleo en estudios tanto de calidad como de contaminación de las aguas subterráneas, estudios de contaminación ya sea puntual o difusa, almacenamiento de residuos y descontaminación de acuíferos entre otras (Donado-Garzón, 2004).

Existen diferentes métodos para determinar las propiedades físicas e hidráulicas de suelos, lo que permite evaluar la eficiencia predictiva de esas funciones en determinados lugares (Landini et al, 2007). Existen métodos directos e indirectos para determinar la conductividad hidráulica, los métodos eléctricos se encuentran entre los indirectos. En algunas publicaciones se muestran relaciones entre el cociente de la resistividad del espesor saturado y la resistividad del agua de la formación denominado factor de formación aparente (F) con la conductividad hidráulica (K) (Yadav y Abolfazli, 1998; Salem, 2001; Vidal-Méndez, 2008; Peinado-Guevara et al, 2009), las cuales han sido obtenidas a través de la experimentación en diversos ambientes geológicos, sin embargo, estas no consideran la textura de los suelos.

En general, estas relaciones son empíricas y semi-empíricas, limitándose por lo general solo al lugar de estudio, teniendo una correlación positiva en algunos estudios y negativos en otros. Así como la corriente eléctrica sigue en su viaje la ruta de menor resistencia

eléctrica al pasar por un medio, igual sucede con el agua. Dentro y alrededor de los poros, el modelo de conducción de electricidad es iónico y, por tanto, la resistividad del medio está principalmente controlado por la porosidad y la conductividad del agua más que por la resistividad de la roca matriz. Así, en el poro, el flujo eléctrico es similar al hidráulico y la ruta de resistividad debería reflejar la conductividad hidráulica (Khalil y Monterio, 2009).

El contenido de arcilla influye sobre la conductividad hidráulica y es un importante factor de relación entre parámetros geofísicos y conductividad hidráulica para sedimentos no consolidados (Shevnin et al, 2006).

El objetivo de presente trabajo es Determinar la conductividad hidráulica en un suelo arcilloso de baja compresibilidad mediante un estudio Teórico-Experimental, el cual ha sido tamizado para conocer la influencia de la porosidad en el fenómeno de la infiltración.

Una vez extraído el material a utilizar se cribó en cuatro tamaños de partículas pasando por las mallas: 10,20,40 y 60. posteriormente se realizaron las pruebas de infiltración utilizando el infiltrometro de tensión (INDI), cabe aclarar que en este caso la infiltración no se determinó directamente en campo si no que se extrajo el material de un banco para realizar las pruebas en el laboratorio de Hidráulica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Chiapas, posteriormente se procesó la información determinando la tasa de infiltración o índice de infiltración, para posteriormente generar la conductividad hidráulica saturada (K_s) y la conductividad hidráulica insaturada (K_i), así como la proporción de flujo conducente.

La presente tesis se conforma de 5 capítulos ordenados de la siguiente manera:

CAPITULO 1. introducción. En este capítulo se detallan los antecedentes con respecto a la infiltración y Conductividad hidráulica, así como los objetivos General y específicos y la justificación de este trabajo de investigación.

CAPITULO 2.- Marco teórico. Es todo lo que se refiere a la teoría necesaria para poder comprender mejor y tener un bosquejo teórico más detallado de conceptos referentes la tesis. Tales como la infiltración, la ley de Darcy, la conductividad hidráulica, las características de los INDI y la importancia de la plataforma R, para la obtención de la conductividad hidráulica.

CAPITULO 3.-Metodología. En este apartado se describe lo referente a Clima, Hidrografía, localización de la zona de extracción del material que se utilizó para las muestras, que fue el comúnmente llamado “Caliche”, así como todo el procedimiento llevado a cabo en la caracterización del suelo, para obtener la clasificación de este con respecto al Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS), la preparación del material en el laboratorio, el cribado de los cuatro tamaños de partículas que fueron tamizadas por las mallas: 10,20,40 y 60, así como la instalación del INDI.

CAPITULO 4.- Proceso experimental. En este capítulo se detalla el proceso la infiltración en el laboratorio, utilizando el infiltrometro INDI, para los cuatro tamaños de cribado del material, así como el procesamiento de datos para generar los resultados, este apartado es la base teórico-experimental este trabajo.

CAPITULO 5.- Análisis de resultados. En este apartado se describen los resultados obtenidos de la tesis, así como las conclusiones, los anexos que se refiere a todas las tablas y graficas generadas que sirvieron para llegar a los resultados, y las referencias consultadas

1.1 Antecedentes

Muchos estudios acerca de la infiltración han sido realizados relacionando los diferentes factores que la condicionan, así la vegetación demuestra ser un parámetro muy importante que incrementa la capacidad de infiltración de los suelos influenciando el tiempo y duración de la escorrentía (Morgan et al, 1997). Por otro lado, las propiedades del suelo afectan el control de la infiltración, así como también gobiernan el movimiento del agua dentro del mismo y su distribución durante y después de la infiltración. (Vélez y Veléz, 2002)

Además, muchos parámetros están involucrados en la infiltración del suelo. El flujo en los macroporos del suelo influye en la infiltración de la lluvia y por ende afecta la escorrentía en suelos naturales (Larsson, 1999). Estudios de infiltración han sido utilizados para diferentes propósitos: White y Sully (1987) propusieron que los resultados de infiltración obtenidos con técnicas de mediciones in situ pueden ser usados para estimar las consecuencias de la degradación estructural del suelo desde el punto de vista hidrológico. (Dunne et al, 1980) usaron lluvia simulada para investigar las complejas relaciones hidrológicas entre infiltración, escorrentía y superficies hidráulicas en Kenya.

Para suelos con características difíciles como los vertisols la capacidad de infiltración se ve afectada debido a la expansión y contracción del suelo en respuesta al contenido de agua. Los procesos de la hinchazón causan la extensión de las partículas del suelo y cierran sus poros para evitar la entrada de agua (Hillel et al, 1980). La contracción del suelo promueve las grietas, cambian la distribución del tamaño del poro, y aumenta la entrada de agua en el suelo (Beven y Germann, 1982). Por lo tanto, los modelos basados en procesos físicos que describen el índice de infiltración de vertisols son escasos y complicados.

Según (Parr y Bertrand, 1960), algunos científicos creen que la tasa de infiltración es gobernada solamente por la masa del suelo y es en gran parte independiente de las condiciones superficiales. En contraste, (Horton, 1940) indicó que la tasa de infiltración es gobernada principalmente por condiciones cerca de la superficie del suelo.

Es evidente la gran cantidad de investigaciones que intentan caracterizar la capacidad de infiltración de los suelos. Después de la infiltración, se produce el movimiento de agua en el suelo, que viene a determinar la conductividad hidráulica, este parámetro es de enorme trascendencia, su determinación ha sido un conflicto y ha sido estimado con muchas metodologías sin saber si son representativas al suelo en estudio, al momento se han realizado muchos estudios. La conductividad hidráulica saturada depende fuertemente de la textura de suelo y la estructura, y por lo tanto puede variar extensamente en el espacio. Ya que la conductividad hidráulica es determinada esencialmente en puntos en una escala de campo, y requieren un número grande de determinaciones para evaluar la magnitud de la variación dentro del área seleccionada (Logsdon y Jaynes, 1996).

(Childs et al,1950), (Juang y Holtz, 1986) presentó por primera vez un modelo probabilístico de la conductividad hidráulica de un suelo. Luego éste fue modificado por otros investigadores. (García Bengochea et al, 1978), definió el parámetro del tamaño del poro, que sirvió de base de su modelo probabilístico de conductividad hidráulica de suelos, el cual era afectado por un parámetro de regresión y un factor de forma. Estos dos métodos son empíricos, por tal motivo (Juang y Holtz, 1986) plantearon un nuevo modelo fundamentado en una nueva función de densidad de tamaño de poro y en probabilidades. Este método es útil para la predicción de la conductividad hidráulica en suelos compactados.

La Universidad Nacional de Colombia ha contribuido a la investigación del flujo y el transporte en la zona vadosa, por medio de diversos proyectos de grado. Desde 1997 el Departamento de Ingeniería Civil ha concentrado esfuerzos en el estudio del flujo y el transporte en la zona parcialmente saturada, con el proyecto de Transporte de E- Coli y Cloruros en columna no saturada de material permeable realizado por el profesor Gonzalo Pulido. Posteriormente se realizaron dos proyectos más donde se evaluaron los parámetros de transporte de E-Coli en la zona no saturada (Cabrera y Carvajal, 1998) y se realizaron modelos experimentales y numéricos del transporte unidimensional de nitratos en arena no saturada (Salazar, 1999).

Debido al alto costo y tiempo requeridos para obtener una curva de retención de humedad, para la determinación de la conductividad hidráulica (Pulido et al, 1997) se recomendó encontrar un método alternativo para el cálculo de este parámetro hidráulico, además que en la investigación realizada por el profesor Pulido se encontraron inconvenientes con los métodos tradicionales para la obtención de la conductividad hidráulica. (Colmenares et al,2002) concluyó que los actuales modelos de estimación de la conductividad hidráulica basados en la distribución de tamaños de poros no predecían valores concordantes con los medidos en laboratorio, por lo que la sugerencia de (Pulido et al,1997) fue inicialmente analizada con los métodos basados en la Distribución de Tamaños de Poros.

Algunos investigadores como (Clapp y Hornberger ,1978) determinaron valores de K_s mediante la utilización de ecuaciones empíricas en función de la porosidad y la humedad inicial de la muestra y de acuerdo a cada textura de suelo, el análisis realizado para suelos franco arcillosos como los nuestros, estimaron una conductividad hidráulica saturada de 8.8 mm.h^{-1} .

Como ya mencionamos tanto la capacidad de infiltración y conductividad hidráulica están muy relacionados. La Tasa de infiltración de muchos suelos es altamente dependiente de la conductividad hidráulica saturada de la superficie del suelo. (Allison ,1947), Christiansen ,1944), y Poulouvasilis ,1972) establecieron que la K_s de un suelo experimenta cambios con el tiempo. (Gerard et al, 1974) estudio que, en suelos frágiles, el valor de K_s es una función antecedente de la humedad y del residuo y tiene efectos indirectos sobre características del suelo y actividad microbiana.

Muchas pruebas han sido realizadas con infiltrómetros de anillo, una aproximación más conveniente es usar un anillo Infiltrómetro y aplicar un factor de corrección por el efecto capilar, (Tricker ,1978) mostró resultados satisfactorios para un simple anillo de 15cm. Información más detallada de varios tipos de infiltrómetros pueden encontrarse en (Johnson,1963, McQueen, 1963, Tricker ,1979, Wilcock y Essery ,1984, y Bouwer,1986).

Otros autores han analizado el método de infiltrómetro de tensión. El disco de infiltrómetro de tensión de (Perroux y White ,1988) se ha hecho un instrumento valioso para investigar las propiedades hidráulicas de suelos en o cerca de la superficie. Los parámetros obtenidos in situ de las propiedades hidráulicas del suelo son cruciales para la descripción de los procesos dinámicos del agua en el campo.

Un método para calcular el K_s mediante presiones aplicadas con el infiltrómetro de tensión durante el tiempo inicial, así como durante la infiltración básica fue desarrollada por (Reynolds y Elrick, 1990), Elrick y Reynolds, 1992) y Elrick et al, 1995). Su método usa un factor de forma que numéricamente fue basado en (Gardner ,1958), calculando la relación entre la conductividad hidráulica y el potencial mátrico. (Groenevelt et al. 1996) retomó este concepto desarrollando un método de definir el tiempo crítico que separa el tiempo inicial y la infiltración básica.

Otro artículo publicado en España fue la siguiente “La conductividad hidráulica de los suelos como función del contenido y de la tensión hídrica” (f. González Hernández; m. López arias; m.t. Minaya gallego) En una parcela situada al sur de España, en la provincia de Huelva, poblada de *Eucalyptus globulus* Labill, se han practicado dos calicatas de las que se han tomado a diferentes profundidades, una serie de muestras de suelo alteradas e inalteradas. Con ellas se han obtenido la textura, densidad aparente, porosidad total, conductividad hidráulica saturada, curvas tensión-humedad y función de conductividad hidráulica no saturada. Se observa una disminución en la conductividad hidráulica saturada con la profundidad del perfil, como consecuencia de una disminución de la porosidad debido a una mayor compactación y aumento de la densidad aparente.

Los valores de la conductividad hidráulica no saturada suministrados por la función, se manifiestan respecto a la profundidad del perfil, en el mismo sentido que los correspondientes a la conductividad hidráulica saturada.

Algunos trabajos de investigación realizados en México con respecto a la infiltración y conductividad hidráulica son los siguientes:

Se publicó un artículo en el Repositorio institucional del IMTA, en la materia de Ciencias Agropecuarias y Biotecnología (Carlos Fuentes Ruiz, Jean Yvez Vauclin, Michel, 2001). Referente a la solución exacta de la ecuación de infiltración unidimensional vertical cuando la difusividad hidráulica es considerada constante y la conductividad hidráulica es una combinación de una función lineal y una cuadrática del contenido volumétrico de agua. Esta solución cuasi-lineal de la infiltración contiene, como casos particulares, la solución clásica conocida como suelo lineal y la solución de Knight. La lámina infiltrada acumulada en función del tiempo proporcionada por la solución cuasi-lineal se ha comparado con la lámina infiltrada proporcionada por la solución numérica de la ecuación de Richards en tres suelos de propiedades hidrodinámicas contrastantes. El buen acuerdo entre las láminas infiltradas ha mostrado que la solución cuasi-lineal puede utilizarse en suelos donde la difusividad y la conductividad hidráulicas no satisfacen los supuestos de la deducción.

En la Pontificia Universidad Católica de Chile se publicó en el año 2005 un artículo referente a "Método para medir la conductividad hidráulica saturada en campo" (Daniel Luna-Sáez Christian, Sánchez-Reyes, José Muñoz-Pardo, 2005) Se comparan los métodos del doble anillo, pozo de nivel constante, infiltrómetro de tensión y pozo de nivel variable, para estimar la conductividad hidráulica saturada de campo, k_s . Los valores de k_s de los tres primeros métodos, estimados a partir de las expresiones analíticas, se comparan con el valor de la conductividad hidráulica saturada usada para resolver la ecuación de Richards, obteniéndose que los métodos del pozo de nivel constante y del infiltrómetro de tensión entregan los mejores ajustes. Además, se realizan pruebas de infiltración en terreno para estimar k_s en suelos no uniformes y anisotrópicos. Los métodos del pozo de nivel constante y del infiltrómetros de tensión entregan resultados similares, mientras que el método de doble anillo entrega los valores más altos y presenta muchos problemas en su implementación.

Por su parte, el método del pozo de nivel variable, aunque es el más simple de implementar y el que permite realizar un mayor número de mediciones en paralelo, sobreestima el valor de k_s .

En la revista SciELO Analytics se publicó un artículo en el año 2008, Chapingo, referente a “Conductividad Hidráulica saturada de campo: uso de un infiltrómetro de carga constante y anillo sencillo” (Alberto Gómez-Tagle, Alberto F. Gómez-Tagle, Jorge Batlle-Sales, Hugo Zepeda Castro, Mario A. Guevara Santamaría, Selene Maldonado y J. Emmanuel Pintor, (2006). Se presenta un dispositivo construido con bajo costo (aprox. US \$60.00) y fabricación sencilla, consume agua entre 0.3 y 12.5 L, dependiendo de la textura del suelo, su resolución estadística es igual a la de un equipo comercial y capta eficientemente la variación de la K_{sf} asociada a la variación textural, la porosidad y la presencia de bioturbación. De los tres métodos para cálculo de la K_{sf} , aplicados con el dispositivo construido y comparados con el de referencia (permeámetro de Guelph), el método Wu2 es el más apropiado por trabajar con la mitad del agua requerida por el método de dos cargas para anillo sencillo (DCAS) sin la necesidad de obtener el valor $\Delta\theta$. Una desventaja del infiltrómetro portátil de carga constante y anillo sencillo (IPCCAS) es que funciona a nivel superficial, pues no permite obtener datos de K_{sf} a profundidad, como algunos dispositivos comerciales. Aun con las desventajas y limitaciones que presenta el IPCCAS, permite obtener datos de campo para estimar la K_{sf} a un costo inferior al de los equipos comúnmente utilizados para este fin.

En el año 2010 en el sistema de información científica en México se publicó un artículo referente a “Estimación de la conductividad hidráulica y contenido de finos a partir de leyes experimentales que relacionan parámetros Hidráulicos y Eléctricos” (Héctor José Peinado-Guevara, Carlos René Green-Ruíz, Omar Delgado-Rodríguez, Jaime Herrera Barrientos). La determinación de la conductividad hidráulica y el contenido de limos mediante el uso de leyes empíricas en conjunto con los valores de la resistividad eléctrica del subsuelo (obtenida mediante tomografía eléctrica) y la resistividad del agua de la Formación constituyen un medio útil y práctico para caracterizar los materiales del subsuelo en lugares del área de estudio donde no hay pozos.

La relación empírica de Sen permitió tomar en cuenta la presencia de arcillas y sus efectos en la conductividad eléctrica del subsuelo. El subsuelo del área de estudio se caracterizó considerando la distribución de la conductividad eléctrica e hidráulica, así como la presencia de finos.

Estas determinaciones permiten, además de la caracterización reducir la ambigüedad sobre el tipo de materiales y su distribución en el subsuelo. En el caso del área de estudio se delimitó la primera capa del subsuelo la cual tiene un grosor del orden de los dos metros, mismo que descansa sobre un medio predominantemente arenoso.

En la revista SciELO Analytics se publicó un artículo en el año 2011, Querétaro referente a “Conductividad hidráulica de una arena limosa obtenida a partir de la curva característica” (Gallegos–Fonseca G., Leal–Vaca J.C. y Rojas–González E.) En este trabajo se presenta la determinación de la conductividad hidráulica de un suelo no saturado del tipo SM, según el criterio SUCS. Para este propósito se determinó la curva característica del suelo en trayectoria de secado y humedecimiento. Posteriormente, se ajustó dicha curva mediante el modelo de Fredlund y Xing para finalmente determinar la curva de conductividad hidráulica del suelo en trayectoria de secado y humedecimiento.

En la revista SciELO Analytics se publicó un artículo en el año 2016, en Morelos referente a la “Estimación de parámetros de infiltración a partir de mediciones de avance de riego por melgas empleando las ecuaciones de Saint-Venant, y Green y Ampt” (Heber Saucedo· Manuel Zavala ,Carlos Fuentes) (2014) presentan un método para realizar la estimación de parámetros de infiltración con base en el empleo de las ecuaciones de Saint-Venant para describir el flujo del agua sobre el suelo, y la ecuación de Green y Ampt para representar el flujo del agua en el suelo.

La estimación de los parámetros hidrodinámicos de conductividad hidráulica a saturación y presión en el frente de humedad, se realiza aplicando el método Levenberg-Marquardt. El modelo así obtenido, permite el ajuste de los parámetros hidrodinámicos a partir de datos de pruebas de avance de riego por melgas y de la textura del suelo.

En el año 2016 se publicó un artículo de la Universidad de Sonora referente a “variación de la conductividad hidráulica saturada de arenas con el contenido de finos limosos”. (José Alfredo Espinoza Meléndrez, Virgilio Rubio Nieblas, Alfredo Francisco Espinoza Mézquita). Este artículo presenta la variación de la conductividad hidráulica saturada de arenas finas con el contenido de finos y con el grado de acomodo, en muestras remoldeadas. Las muestras de suelo se formaron con la humedad óptima y peso volumétrico seco correspondiente a la relación de vacíos del grado de acomodo de la arena fina. La conductividad hidráulica saturada se determinó con el método del permeámetro de carga constante y con el de carga variable. No hubo diferencias significativas entre ambos métodos de prueba.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

Determinar la conductividad hidráulica en un suelo arcilloso de baja compresibilidad mediante un estudio Teórico-Experimental, el cual ha sido tamizado para conocer la influencia de la porosidad en el fenómeno de la infiltración.

1.2.2 Objetivos específicos

- 1.-Caracterizar el suelo mediante pruebas experimentales.
- 2.-Determinar la tasa de infiltración de la fase estacionaria, a partir de registros de tiempo y altura de columna de agua.
- 3.- Graficar la infiltración acumulada, mediante el ajuste del modelo lineal de la fase estacionaria para las cuatro tensiones.
- 4.- Determinar la conductividad hidráulica saturada K_s y del parámetro α del modelo de Gardner.
- 5.-Determinar la conductividad hidráulica insaturada $K(\psi)$ y de la porosidad efectiva.
- 6.- Determinar la proporción del flujo insaturado para diferentes tamaños de poros

1.3 Justificación

La infiltración del agua en el suelo es el proceso a través del cual el riego o agua de lluvia, ingresa al suelo a través de la superficie, hacia sus capas inferiores, en forma vertical y horizontal. Una de los objetivos de la infiltración es conocer la velocidad de infiltración, a lo que es lo mismo la cantidad de agua que entra por unidad de superficie y de tiempo. Esto permite, a través de un modelo matemático, llegar a predecir el tiempo de riego que se necesita para reponer una cantidad de agua en el suelo (infiltración acumulada).

La infiltración varía según la textura del suelo, será más rápida en suelos arenosos y más lenta en los arcillosos. Otro aspecto es que tiene directa relación con la velocidad de infiltración, que es el contenido de humedad del suelo al momento del riego. Al comenzar un riego en suelo seco absorbe agua rápidamente, sin embargo, a medida que transcurre el tiempo, el suelo se va saturando gradualmente y la velocidad de infiltración va disminuyendo hasta alcanzar un valor prácticamente constante, denominado: velocidad de infiltración estabilizada.

Los proyectos relacionados con los problemas de riego o drenajes siempre se complican debido a que en las capas superficiales y subsuperficiales se presentan obstáculos de carácter textural o estructural que impide la entrada del agua de la infiltración o limita su movimiento vertical del fluido a través del suelo. Ante esta situación se tiene la necesidad de estudios más profundos sobre la mecánica de suelo, donde se hace hincapié sobre la conductividad hidráulica, además de influir sobre la distribución de las aguas en el perfil del suelo y la facilidad de drenar los terrenos encharcados, también es clave para definir la distancia a la que deben ir ubicados los drenes.

Este trabajo de investigación es importante porque los parámetros de conductividad hidráulica servirán como indicador de la hidrodinámica y del agua subterránea y este entendimiento es fundamental para analizar problemas hidrogeológicos en relación con las obras civiles como en presas y embalses; problemas hidrogeológicos en estudios geotécnicos y de minería y el diseño de drenaje, por ejemplo podemos afirmar que para el correcto diseño de los sistemas de drenaje se tiene que tomar en

cuenta dos estudios muy importantes, estudios de permeabilidad del suelo y de la conductividad hidráulica del suelo.

Entre los principales métodos utilizados para determinar la infiltración en el suelo se encuentran (Chamorro et al., s.f.): el infiltrómetro de doble anillo (Forsythe, 1975), infiltrómetros de discos de tensión y los simuladores de lluvia (Porta, et al., 1994). Los modelos y las ecuaciones más utilizadas para el cálculo de la infiltración han seguido diferentes enfoques según se basen en la ecuación de Darcy, ecuación de Green-Ampt o ecuaciones de difusión, modelo de Philip, también llamados modelos mecanicistas. Existen modelos empíricos, basados en una descripción analítica del proceso a partir de datos de medición de la infiltración del agua en el suelo – Método de doble anillo empíricos de campo, entre los cuales se pueden mencionar la ecuación de Horton y la de Kostiaikov. En este trabajo de investigación el método que se utilizó para determinar la infiltración en el suelo arcilloso de baja permeabilidad fue un infiltrómetro de tensión de disco (INDI).

Los infiltrómetros de tensión permiten realizar una caracterización amplia de distintas propiedades hidrofísicas, importantes para entender el flujo del agua en el suelo. A partir del análisis detallado de los datos obtenidos con este tipo de dispositivos pueden derivarse propiedades como la conductividad hidráulica saturada, la conductividad hidráulica insaturada (White y Perroux, 1987; Ankeny et al., 1988 y 1989; Perroux y White, 1988; Reynolds y Elrick, 1991; Reynolds et al., 2000), la sorbilidad (Angulo-Jaramillo et al., 2000; Vandervaere et al., 2000a y 2000b), la porosidad efectiva del suelo (Watson y Luxmoore, 1986; Wilson y Luxmoore, 1988; Dunn y Phillips, 1991; Bodhinayake et al., 2004; Si y Bodhinayake, 2005) y la proporción del flujo de infiltración para diferentes tamaños de poro (Watson y Luxmoore, 1986; Wilson y Luxmoore, 1988).

Los resultados de esta investigación han sido comparados con los obtenidos por (Gómez tagle, 2014) y (Fuentes 2012), a la fecha esta línea de investigación se encuentra en una etapa inicial y se espera que estos resultados den fruto en estudios posteriores, pudiendo comparar otras investigaciones que involucren el uso de nuevas tecnologías.

CAPITULO 2. Marco teórico

2.1 Infiltración y flujo de agua subterránea

La infiltración es el proceso mediante el cual el agua penetra desde la superficie hasta el suelo y se la denomina subsuperficial. Muchos factores influyen en la tasa de infiltración, incluyendo la condición de la superficie, la cubierta vegetal, las propiedades físicas de los medios tales como porosidad, conductividad hidráulica, contenido de humedad.

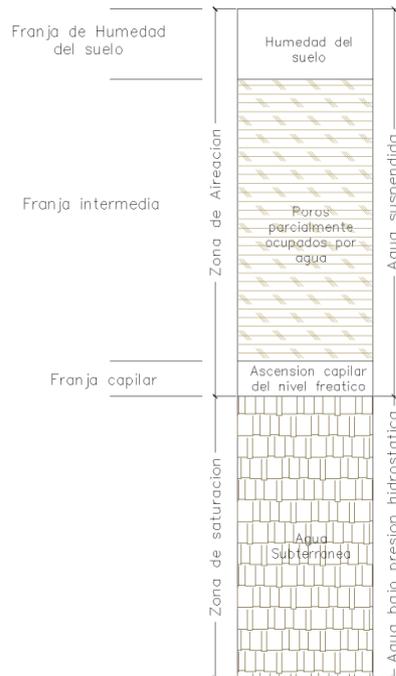


Figura (1) distribución vertical del agua dentro de las formaciones

Tres son los hechos que tienen relación con esta agua:

Primero. - que puede ser devuelta a la superficie por fuerzas capilares y evaporada hacia la atmosfera, ahorrándose así gran parte de su recorrido dentro del ciclo hidrológico descrito anteriormente.

Segundo. - que puede ser absorbida por las raíces de las plantas que crecen en el suelo, ingresando de nuevo en la atmosfera a través del proceso de transpiración.

Tercero. - que la que se ha infiltrado profundamente en el suelo, puede ser obligada a descender por la acción de la gravedad hasta que alcance el nivel de saturación, constituyendo un depósito de agua subterránea.

Para comprender la manifestación del agua subterránea se debe conocer la distribución vertical del agua dentro de las formaciones, definiéndose así 2 zonas, la parcialmente saturada "Aireación" o de presiones intersticiales negativas y la zona de saturación con presiones intersticiales positivas. Figura. (1). El origen de las presiones intersticiales radica en la presencia de agua en los poros o intersticios del suelo conocida también como presión de agua de poros que se entiende como la resistencia ejercida por la fase intersticial del suelo al aplicarse una carga en superficie (William Lambe, 1995).

La zona de aireación en la que las aberturas se encuentran parcialmente llenas de agua no tiene límites definidos ya que el espesor de la franja intermedia varía mucho, lo que tiene un efecto muy significativo en el tiempo que le toma al agua pasar para recargar la zona de saturación. El espesor de la franja capilar depende directamente de tamaño de los granos del material. (Johnson, 1975).

Siendo así la distribución del agua debajo de la superficie se pueden identificar dos tipos de flujo del agua en medios porosos, los que se dan en suelos totalmente saturados y los parcialmente saturados definidos por la Ley de Darcy fundamental para evaluar el movimiento de agua en el suelo.

2.2 Ley de Darcy

La ley física que describe el movimiento del agua a través de suelos fue propuesta por Darcy en 1856. Darcy encontró que la velocidad del agua que fluye en un medio poroso es directamente proporcional al gradiente hidráulico causado por el flujo.

2.2.1 Desarrollo matemático de la Ley de Darcy

La ecuación de flujo de agua subterránea se deriva de la aplicación de las leyes de la mecánica de medios continuos para flujo de agua subterránea a través del volumen elemental representativo. La primera ley aplicada es la ecuación de continuidad (conservación de la masa), que establece que la convergencia de flujo es igual al cambio en el almacenamiento de las aguas subterráneas en el medio poroso. La segunda ley es la segunda ley de Newton del movimiento que expresa el equilibrio de todas las fuerzas que actúa sobre el fluido en movimiento (conservación del momento). Entonces la ley de Darcy queda expresada de la siguiente manera Figura. (2):

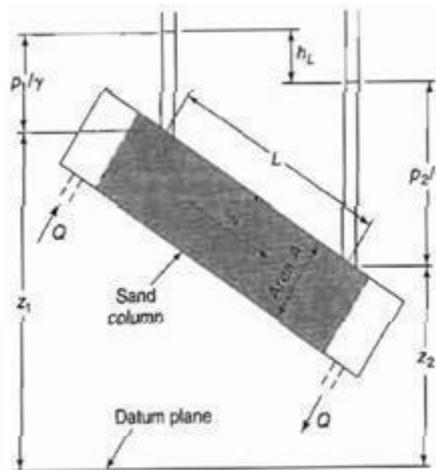


Figura (2). Representación de la formulación de la ley de Darcy (Keith D., 2004)

$$q_x = -k \frac{\partial h}{\partial x}$$

donde, q_x es la descarga específica, dh es la diferencia de presiones, la expresión dh/dx corresponde al mayor gradiente en la dirección de x y K es la constante de proporcionalidad, que es la conductividad hidráulica, expresada como la capacidad de transmitir el flujo en el medio. (Smedt, 2008).

En términos de velocidad sabemos que en cualquier conducto la velocidad viene definida por su geometría y su caudal, entonces si aplicamos esta consideración en el planteamiento de esta ley “Permeámetro de Darcy” obtendremos una velocidad falsa “Velocidad lineal” que circula por toda la sección del medio poroso, y para llevarla a términos de velocidad real “Velocidad de Darcy”, incluimos otro factor que es la tortuosidad del medio poroso, obteniendo así la siguiente ecuación:

Velocidad de Darcy = Velocidad lineal * Coeficiente

donde, el coeficiente esta dado en función del parámetro tortuosidad que se lo define como una longitud real del recorrido del agua dentro del medio, que resulta ser mayor debido a la porosidad del medio. (Román, 2009)

2.2.2 Limitaciones de la ley de Darcy

La Ley de Darcy puede no cumplirse por las siguientes razones:

La constante de proporcionalidad “ K ” no es propia y característica del medio poroso, sino que también depende del fluido, entonces el factor K puede descomponerse así:

$$K = k \frac{\gamma}{\mu}$$

donde, K es la conductividad hidráulica, k es la permeabilidad intrínseca, γ es el peso específico del fluido y μ es la viscosidad dinámica del fluido.

Esta cuestión es fundamental, donde se estudian fluidos de diferentes características. En el caso del agua, la salinidad apenas hace variar el peso específico o la viscosidad. Solamente habría que considerar la variación de la viscosidad con la temperatura, que se duplica, con lo que se la permeabilidad de Darcy (K) sería la mitad y también se reduciría en la misma proporción el caudal circulante por la sección considerada del medio poroso. Las aguas subterráneas presentan mínimas diferencias de temperatura a lo largo del año en un mismo acuífero, pero en otros entornos sí pueden producirse diferencias de temperatura notables. (J. Tindall, 1999)

Por tanto, aunque sabemos que K depende tanto del medio como del propio fluido, como la parte que depende del fluido normalmente es despreciable, para las aguas subterráneas a efectos prácticos asumimos que la K de Darcy, o conductividad hidráulica es una característica del medio poroso.

En algunas circunstancias, la relación entre el caudal y el gradiente hidráulico no es lineal. Esto puede suceder cuando el valor de K es muy bajo o cuando las velocidades del flujo son muy altas.

En el primer caso, si aplicamos la Ley de Darcy para calcular el flujo a través de una formación arcillosa, el caudal que obtendríamos sería bajísimo, pero en la realidad, si no se aplican un gradiente elevado, el agua no llega a circular y el caudal es 0.

En el segundo caso, si el agua circula a gran velocidad, el caudal es directamente proporcional a la sección y al gradiente, pero no linealmente proporcional, sino que la ecuación fundamental de Darcy sería potencial:

$$q = -K \left(\frac{dh}{dl} \right)^n$$

Donde el exponente n es distinto de 1, K es la constante de proporcionalidad, dh/dl es el gradiente del flujo en la dirección de l y q es la carga específica.

2.3 Conductividad hidráulica

La Conductividad Hidráulica es una propiedad de los medios porosos que depende de la permeabilidad intrínseca, de la porosidad del medio y del grado de saturación que este tenga. Para evitar confusiones entre la Permeabilidad Intrínseca y la Conductividad Hidráulica, definiremos la Permeabilidad Intrínseca a continuación.

La permeabilidad intrínseca define la capacidad de un medio de transmitir un fluido y esta propiedad está únicamente en función del medio por lo que es independiente de las propiedades del fluido. Y para evitar confusiones con la Conductividad Hidráulica, la cual incluye las propiedades del fluido (agua subterránea) se la expresa de la siguiente manera:

$$k = \frac{K\mu}{\rho g}$$

Donde K es la conductividad hidráulica, μ es la viscosidad dinámica, ρ es la densidad del fluido, g la aceleración de la gravedad y esta variable tiene unidades de [M²].

Para trabajos prácticos en Hidrogeología, donde el agua es el fluido predominante, la Conductividad Hidráulica es la propiedad ocupada. Por lo tanto, se puede decir que un medio tiene una unidad de conductividad hidráulica si este puede transmitir en una unidad de tiempo una unidad de volumen de agua subterránea a una viscosidad predominante a través de una sección transversal unitaria, medida en ángulo recto a la dirección del flujo, bajo una unidad de gradiente hidráulica. La Conductividad hidráulica está definida en las siguientes unidades [M.L⁻¹] y se la formuló mediante la siguiente expresión.

$$K = -v / \left(\frac{dh}{dl} \right)$$

Donde v corresponde a la velocidad de Darcy y dh/dl es el gradiente hidráulico definido por la diferencia de presiones en un tramo determinado. (Keith D., 2004).

En este trabajo de investigación se realizó un estudio teórico-experimental para determinar la conductividad hidráulica en un suelo arcilloso de baja compresibilidad, extrayendo el material de un banco y cribando este en 4 tipos de mallas que fueron tamaños No.10,20,40 y 60. Utilizando el infiltrometro de tensión INDI para cada No. De malla, por lo tanto en este caso la infiltración no se determinó directamente en suelo en campo si no que se extrajo el material de un banco para realizar las pruebas en el laboratorio de hidráulica de la facultad de ingeniería de la Universidad Autónoma de Chiapas, posteriormente procesando la información se determinó la tasa de infiltración o índice de infiltración con los resultados obtenidos de la parte experimental, para posteriormente generar la conductividad hidráulica saturada (K_s) y la conductividad hidráulica insaturada (K_i).

2.3.1 Conductividad hidráulica en suelos saturados

El movimiento del agua en el suelo se controla por dos factores: la resistencia de la matriz del suelo para fluir agua, y las fuerzas que actúan en cada elemento o unidad de agua del suelo. La ley de Darcy, la ecuación fundamental que describe el movimiento de agua en el suelo, relaciona la proporción de flujo con estos dos factores. El flujo saturado ocurre cuando la presión del agua de poros es positiva; es decir, cuando el potencial matricial del suelo es el cero. En la mayoría de suelos esta situación tiene lugar cuando aproximadamente el 95% del espacio del poro total está lleno con agua. El restante 5% está lleno con el aire atrapado. (Donado L., 2004).

La conductividad hidráulica saturada es un parámetro físico del suelo que interviene en todos aquellos procesos relacionados con el movimiento de agua y solutos a través del mismo. Por ello, constituye uno de los descriptores fundamentales de la naturaleza de un suelo, utilizándose a menudo para estimar otros parámetros más complejos de determinar. La variabilidad espacial de su valor en las capas superficiales del suelo es inherente a las características del suelo, por constituir este un medio complejo.

En este trabajo se generó la conductividad hidráulica saturada por cada número de malla mediante el Procedimiento de ajuste de Logsdon y Jaynes en ambiente R como se explicará más a detalle en los capítulos siguientes

2.3.2 Conductividad hidráulica en suelos insaturados

Esta Conductividad hidráulica ocurre sobre el nivel freático, donde los poros se encuentran parcialmente llenos de agua por lo que su contenido de agua es inferior a la porosidad y la presión del fluido es menor a la atmosférica. Entonces se puede decir que la ley de Darcy es válida para flujo de agua en medios parcialmente saturados, siempre y cuando se tenga en cuenta la dependencia de la conductividad hidráulica con el contenido de humedad.

La zona en que los poros están llenos tanto de agua como de gas es la zona no saturada del suelo. Aquí, el espacio de poro efectivo para conducción es mucho menor que cuando el medio se satura y el espacio de los poros se llena normalmente con ambas fases de gas y líquida. También, dado que los poros saturados más grandes

se vacían primero, la conductividad hidráulica no saturada disminuye rápidamente con la disminución del contenido volumétrico de agua.

Esto se debe a que el fluido está restringido a canales de flujo más pequeños cuando el contenido de agua disminuye. Los canales no sólo se vuelven más estrechos, sino que la trayectoria de flujo se vuelve más tortuosa (tiene abundantes curvas, vueltas y rodeos) y el fluido puede fluir literalmente como una película de hidratación de una posición a la siguiente. El flujo en la zona no saturada es principalmente debido al contenido de agua, gradiente de potencial de matriz (potencial capilar), y potencial gravitatorio. A diferencia de la zona saturada que se mueve por una carga hidráulica positiva, el flujo en la zona no saturada es por lo general por un gradiente negativo.

Después de generar la conductividad hidráulica saturada se obtuvo la conductividad hidráulica insaturada por cada número de malla y diferentes tensiones mediante la fórmula de Gardner que se detalla en los capítulos siguientes.

2.4 los infiltrómetros de tensión INDI

Los infiltrómetros de tensión permiten realizar una caracterización amplia de distintas propiedades hidrofísicas, importantes para entender el flujo del agua en el suelo. A partir del análisis detallado de los datos obtenidos con este tipo de dispositivos pueden derivarse propiedades como la conductividad hidráulica saturada, la conductividad hidráulica insaturada (White y Perroux, 1987; Ankeny *et al.*, 1988 y 1989; Perroux y White, 1988; Reynolds y Elrick, 1991; Reynolds *et al.*, 2000), la sorbilidad (Angulo-Jaramillo *et al.*, 2000; Vandervaere *et al.*, 2000a y 2000b), la porosidad efectiva del suelo (Watson y Luxmoore, 1986; Wilson y Luxmoore, 1988; Dunn y Phillips, 1991; Bodhinayake *et al.*, 2004; Si y Bodhinayake, 2005) y la proporción del flujo de infiltración para diferentes tamaños de poro (Watson y Luxmoore, 1986; Wilson y Luxmoore, 1988).

Los infiltrómetros de tensión pueden medir el flujo de agua que entra al suelo, eliminando la influencia del flujo preferencial que usualmente se presenta en condiciones saturadas. De esta forma es posible caracterizar la capacidad de conducción de agua de poros de distinto tamaño, incluyendo los macro y los mesoporos activos (Bodhinayake *et al.*, 2004).

Esto es esencial para entender la influencia de las propiedades del suelo y de las prácticas de manejo en el proceso de infiltración, tanto en la superficie como a distintas profundidades del suelo.

Los infiltrómetros de tensión han sido ampliamente utilizados para caracterizar el efecto de las prácticas agrícolas en las propiedades hidráulicas de los suelos (Logsdon y Jaynes, 1996; Angulo-Jaramillo *et al.*, 1997; Wang *et al.*, 1998a; Aoki y Sereno, 2005a y 2005b; Kechavarzi *et al.*, 2009), y también han sido empleados en ambientes no agrícolas (Watson y Luxmoore, 1986; Wilson y Luxmoore, 1988), en investigaciones sobre la contribución del flujo por macroporos a la infiltración del agua y la distribución de la macroporosidad y la mesoporosidad en cuencas forestales. Por su parte, Tobón *et al.* (2004) en Costa Rica y Gómez-Tagle *et al.* (2011) en México, los utilizaron para el estudio del cambio de las propiedades edáficas en bosques tropicales de niebla y en sus ambientes de transformación, y Descroix *et al.* (2002), para el análisis de la variabilidad espacial de la conductividad hidráulica en pastizales naturales de la Sierra Madre Occidental de México, en tanto que Ruiz-Sinoga *et al.* (2003) con mini-infiltrómetros de disco, estudiaron la variación de la conductividad hidráulica en suelos bajo matorral y bosque abierto mediterráneo. Otros trabajos que usaron infiltrómetros de tensión, como los de Perkins *et al.* (2007) y los de Ziegler y Giambelluca (1997) en Tailandia, estudiaron los efectos, respectivamente, del tráfico de vehículos militares, y de los caminos en cuencas con distintos usos del suelo, sobre propiedades tales como la conductividad hidráulica saturada, mientras que Coquet *et al.* (2005) caracterizaron el cambio de la conductividad hidráulica saturada e insaturada en distintos horizontes de suelo.

Los infiltrómetros de tensión también han sido utilizados en conjunto con otros dispositivos tales como, los equipos de reflectometría de dominio de tiempo (TDR por sus siglas en inglés), los de tensiometría (Wang *et al.*, 1998b), y los de tomografía digital de campo mediante sondeos eléctricos verticales (Batlle-Aguilar *et al.*, 2009), para el estudio del movimiento del agua en el suelo, así como para el conocimiento de las rutas y patrones de migración, mediante el uso de colorantes marcadores (Lin y McInnes, 1995).

Los infiltrómetros de tensión permiten establecer un continuo entre el espacio poroso del suelo y un reservorio con agua. El suelo es un medio poroso en el que los poros están ocupados parcialmente por agua y aire, y en lo relativo al movimiento del agua, dichos poros pueden ser representados, mediante una estructura simple, por tubos capilares de sección circular definida por su radio.

La altura alcanzada por el agua dentro del tubo por la succión de las fuerzas capilares es inversamente proporcional al radio del tubo (Figura. 3), y según el mismo principio, en el suelo, la succión capilar de un poro pequeño es mayor que la de un poro grande. Si la succión capilar (S) del suelo es igual o inferior a la tensión (T) ejercida por el infiltrómetro en su superficie ($S \leq T$), el flujo desde el reservorio del infiltrómetro hacia el suelo no se produce (Figura 4, izquierda) y, por lo tanto, el volumen de flujo por unidad de tiempo o gasto (Q) es igual a cero.

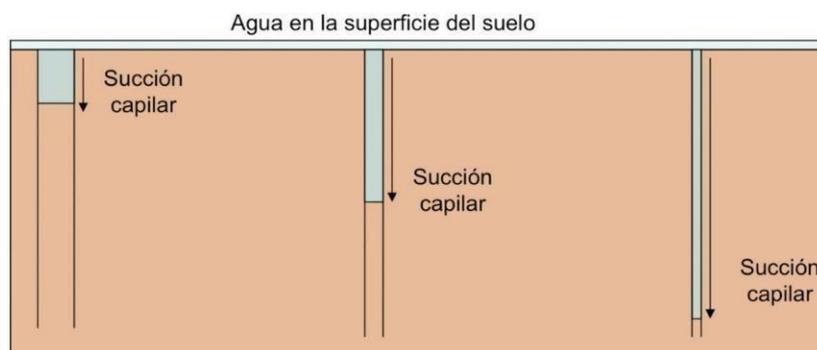


Figura. (3). Diámetro de tubo capilar y fuerza de succión ejercida

Al contrario (Figura 4), centro y derecha), cuando $S > T$, el flujo ocurre y $Q > 0$. Cuando la succión del suelo es superior a la tensión aplicada por el infiltrómetro, se produce un flujo de agua entre el infiltrómetro y el suelo.

Este flujo Q será proporcional a la diferencia entre la succión S y la tensión T , y dependerá del número y tamaño de los poros capaces de conducir el agua bajo la tensión aplicada.

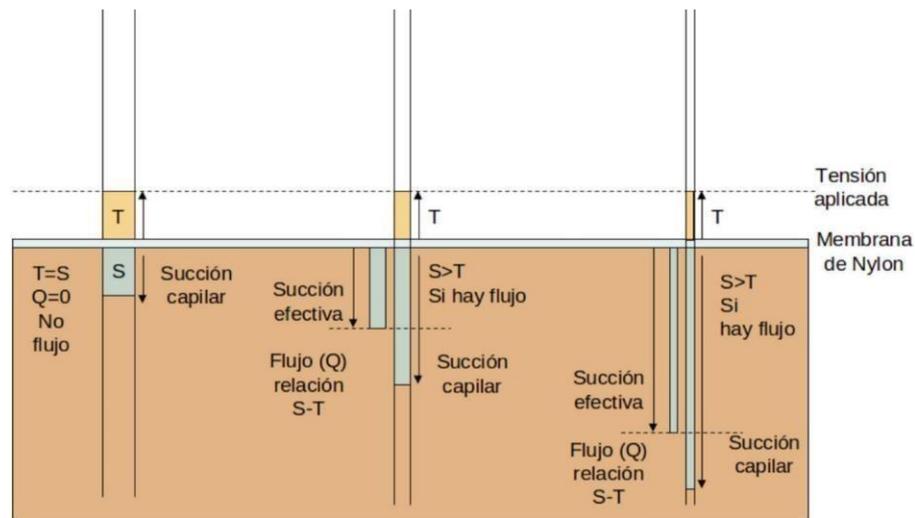


Figura (4). Relación entre la tensión (T) del infiltrómetro, la succión capilar (S) y el flujo de agua (Q)

La Figura (5) ilustra que, bajo la misma tensión (T), ejercida por el infiltrómetro, un suelo con muchos macroporos (lado izquierdo) tendrá una succión más baja y un flujo (Q) menor que un suelo con muchos mesoporos y pocos macroporos (lado derecho).

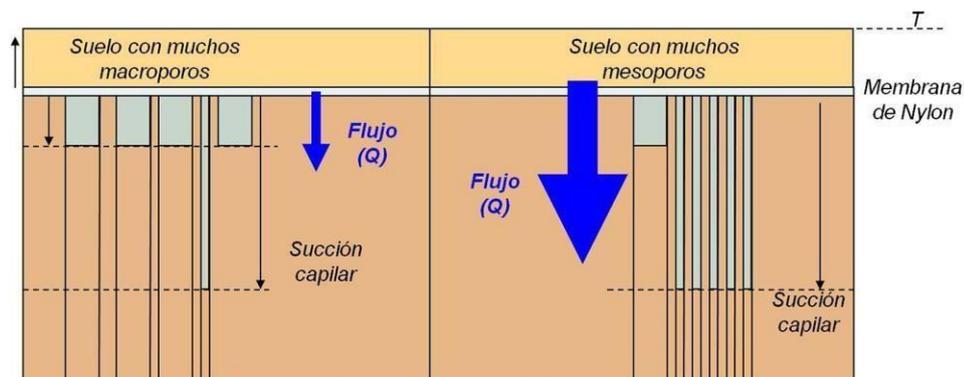


Figura (5). Relación entre el tamaño de los poros, la tensión (T) del infiltrómetro y el flujo de agua (Q).

Así, la principal diferencia de funcionamiento entre los infiltrómetros de tensión y los infiltrómetros de presión, tales como los de anillo doble, los de anillo sencillo o los de pozo inundado como el permeámetro de Guelph o el Amoozímometro (Amoozegar, 1989a; Amoozegar, 1989b; Reynolds y Elrick, 1991; Amoozegar *et al.*, 1992; Elrick *et al.*, 1992), consiste en que en los últimos el agua es presionada invariablemente en cada tipo de poro del suelo, mientras que en los primeros, el suelo es el que succiona el agua, dependiendo principalmente de la capacidad de conducción de cada tamaño de poro.

Cabe señalar que en función de la fuerza gravitacional y de las fuerzas capilares, el proceso de infiltración consta de dos fases que describen el movimiento del agua en el suelo. Durante la fase transitoria, al inicio de un ensayo, la succión de los poros es generalmente fuerte y la infiltración del agua se realiza a una velocidad variable, sin embargo, los poros se llenan de agua rápidamente y la succión disminuye hasta estabilizarse, condición en la cual el flujo de infiltración se vuelve constante, siendo ésta la fase estacionaria.

2.5 Descripción de las partes del infiltrometro de tensión INDI

El infiltómetro de tensión INDI está basado en el diseño de Spongrová (Kechavarzi *et al.*, 2009; Spongrová *et al.*, 2009), que a su vez está basado en el diseño original de Perroux y White (1988), sin embargo, difiere en que, mientras el diseño de Spongrová *et al.* (2009) emplea un tubo de Mariotte automatizado (con válvulas solenoides) para controlar tres infiltómetros, un reservorio principal doble, y adquiere datos en forma automática empleando un transductor de presión diferencial y un registrador de datos (*datalogger*) comercial, en el INDI, cada dispositivo tiene sólo un tubo de Mariotte con ajuste manual de la tensión aplicada, un reservorio principal único, y un registro manual de las mediciones, aunque el dispositivo puede ser adaptado para la toma automatizada de datos.

Una diferencia sustancial entre el diseño de Perroux y White (1988) y el del INDI, consiste en que éste tiene una base de aluminio que le proporciona estabilidad mecánica y le permite mantener un contacto efectivo constante con la superficie del suelo. Esto es una notable ventaja cuando se trabaja en áreas con pendientes y en condiciones de viento.

El INDI consta de tres partes Figuras (6), (7) y (8): el reservorio principal, la base y el tubo de Mariotte, y su peso es de 2.5 kg.

Figura (6). Partes del infiltrómetro de tensión INDI. A) Reservorio principal, B) tapón de hule del reservorio principal, C) cinta métrica graduada, D) palanca de la válvula de esfera, E) válvula de esfera, F) cople roscado, G) base, H) placa de policarbonato perforada, I) malla de nylon permeable (en rojo), J) liga, K) perforación en la base de aluminio para unión tubo de Mariotte-sección cónica de la base, L) manguera negra de hule flexible, M) manguera flexible de PVC transparente, N) abrazaderas sin-fin, O) tapones de hule del tubo de Mariotte, P) base de sostén, Q) tubo de Mariotte, R) tubo de burbujeo, S) tubo respiradero, T) perforación en la base de aluminio para unión reservorio principal-sección cónica. Las pequeñas flechas dentro del sistema, indican el movimiento de agua, representado por burbujas en el tubo de Mariotte y en el reservorio principal. (Gómez Tagle,2014)

La base de sostén es una lámina de polipropileno, de 6.0 cm de ancho, 12.0 cm de largo y ≈ 0.6 cm de grosor, cortada de una tabla de cocina para picar. Tiene dos perforaciones, una de 3.2 cm para que entre el cople roscado que une a la válvula de esfera con el reservorio principal, y otra de 2.5 cm para insertar el tubo de Mariotte. El centro de las dos perforaciones debe ubicarse a 3.0 cm de los bordes de los lados largo y ancho, uno en cada extremo longitudinal de la lámina.

2.5.2 Base.

La base Figuras (7) y (8), torneada a partir de una barra sólida cilíndrica, es una pieza de aluminio de 10.0 cm de diámetro y 8.0 cm de alto. Está horadada con dos perforaciones que la atraviesan de un extremo a otro en el sentido vertical: una, ubicada en el centro de la base, tiene un diámetro de 2.2 cm en la parte inferior de la base, y en la parte superior, está roscada en 1.8 cm de longitud y 2.54 cm de diámetro, para permitir la entrada del cople roscado que sirve para conectar el reservorio principal; la segunda, ubicada a mitad de distancia entre la perforación anterior y el borde de la base, tiene un diámetro de 7.0 mm en la parte inferior de la base, y está roscada en 1.8 cm de longitud y 13.6 mm de diámetro en el extremo superior, para permitir insertar un conector rápido neumático macho de media pulgada de diámetro, utilizado para conectar el tubo de Mariotte.

La cara inferior de la base presenta un reborde externo plano de 0.5 cm de ancho y 0.3 cm de alto, seguido hacia el centro por un plano circular de 1.5 cm de ancho.

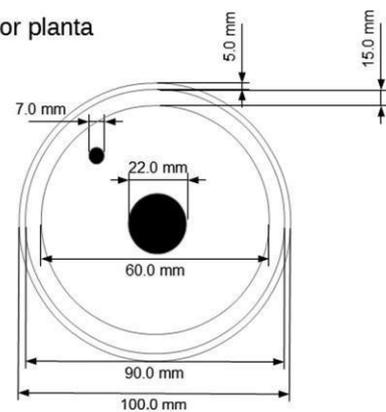
A partir de este punto, la base está torneada biselada en sección cónica, con un diámetro de 6.0 cm y un ángulo de 5° para facilitar el flujo de las burbujas de aire (provenientes del tubo de Mariotte) hacia el reservorio principal. En la parte inferior externa, la base tiene una muesca que rodea horizontalmente la base, situada a 0.5 cm del borde inferior y cuya finalidad es la de permitir una buena fijación de la liga que sujeta la malla de nylon.

La base tiene inserta en la parte inferior una placa circular de policarbonato de 9.0 cm de diámetro (63.6 cm²) y 0.235 cm de espesor, horadada mediante una broca calibre 9/64", con 20 perforaciones de 0.36 cm de diámetro cada una, repartidas de manera uniforme. El área total perforada resultante es suficiente para facilitar un flujo de agua elevado hacia el suelo, al tiempo que se mantiene la rigidez mecánica y se evita la deformación de la superficie de contacto, al aplicar la tensión en la base.

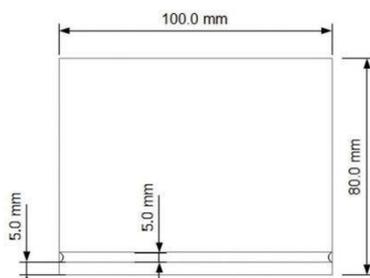
Vista lateral detalle interior



Vista inferior planta



Vista lateral exterior



Vista superior planta

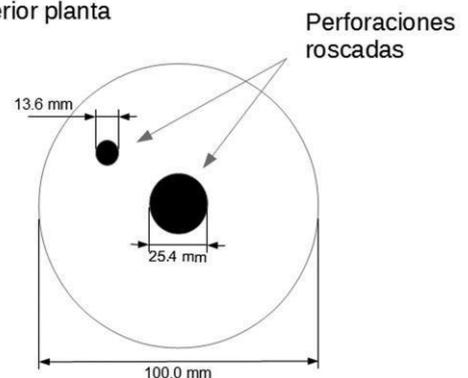


Figura (7). Base del infiltrómetro. Vista lateral interior y exterior. Especificaciones para el torneado. (Gómez Tagle,2014)

Figura (8). Base del infiltrómetro. Vista inferior y superior. Especificaciones para el torneado (Gómez Tagle,2014)

Rodeando la parte baja de la base de aluminio y cubriendo la placa de policarbonato, se halla, sostenido con una liga natural de alta resistencia del # 32 (10 cm largo, 1.5 cm ancho y 0.20 cm grosor), un cuadrado de 16 cm de lado, de una malla de nylon permeable hidrofílica T200 (≥ 500 hilos/ cm²), con apertura de 15 μm (puede ser ≥ 5 μm y ≤ 20 μm), la cual simula y prolonga el espacio poroso del suelo.

2.5.3 Tubo de Mariotte

El tubo de Mariotte está formado por un tubo de acrílico (Perspex) de 30.0 cm de largo, 2.5 cm de diámetro externo y 1.96 cm de diámetro interno. A lo largo de la parte externa tiene pegada una cinta métrica flexible de costurera, de 22.0 cm de longitud, graduada en milímetros.

Tiene dos tapones de hule blanco del No. 3 (2.37 cm de diámetro superior, 1.83 cm de diámetro inferior, 2.7 cm de alto), situados uno en cada extremo. Los tapones tienen cada uno una perforación de 0.55 cm, que se realiza con una broca calibre 7/32", desde el diámetro inferior atravesando hacia el diámetro superior, a 3 mm del borde. Dichas perforaciones albergan cada una un tubo de acrílico de 0.63 cm de diámetro externo, 0.32 cm de diámetro interno y 27 cm de longitud. El tubo que baja, atravesando el tapón superior, es el de burbujeo y el que asciende, cruzando el tapón inferior, es el respiradero.

El tubo de Mariotte está inserto en la base de sostén y conectado a la base de aluminio mediante una manguera negra de hule flexible de 1.0 cm de diámetro externo, 0.45 cm de diámetro interno y 15.0 cm de longitud, que está unida por un extremo al tubo respiradero, y por el otro, al conector rápido neumático.

2.6 Análisis estadístico en R

R es un sistema para computación estadística y gráfica. Consiste en un lenguaje más un entorno de tiempo de ejecución con gráficos, un depurador, acceso a ciertas funciones del sistema y la capacidad de ejecutar programas almacenados en archivos de script.

El núcleo de R es un lenguaje informático interpretado que permite la ramificación y el bucle, así como la programación modular mediante funciones. La mayoría de las

funciones visibles para el usuario en R están escritas en R. Es posible que el usuario se interconecte con los procedimientos escritos en los lenguajes C, C ++ o FORTRAN para mayor eficiencia. La distribución R contiene funcionalidad para un gran número de procedimientos estadísticos. Entre ellos se encuentran: modelos lineales y generalizados, modelos de regresión no lineal, análisis de series de tiempo, pruebas paramétricas y no paramétricas clásicas, agrupamiento y suavizado. También hay un gran conjunto de funciones que proporcionan un entorno gráfico flexible para crear varios tipos de presentaciones de datos. Los módulos adicionales ("paquetes complementarios") están disponibles para una variedad de propósitos específicos (vea R Paquetes complementarios).

R fue escrito inicialmente por Ross Ihaka y Robert Gentleman en el Departamento de Estadísticas de la Universidad de Auckland en Auckland, Nueva Zelanda. Además, un gran grupo de individuos ha contribuido a R mediante el envío de códigos e informes de errores.

Desde mediados de 1997, ha habido un grupo central (el "R Core Team") que puede modificar el archivo de código fuente de R. El grupo consiste actualmente en Doug Bates, John Chambers, Peter Dalgaard, Robert Gentleman, Kurt Hornik, Ross Ihaka, Tomas Kalibera, Michael Lawrence, Friedrich Leisch, Uwe Ligges, Thomas Lumley, Martin Maechler, Martin Morgan, Paul Murrell, Martyn Plummer, Brian Ripley, Deepayan Sarkar, Duncan Temple Lang, Luke Tierney y Simon Urbanek.

R es un entorno y lenguaje de programación con un enfoque al análisis estadístico. R nació como una reimplementación de software libre del lenguaje S, adicionado con soporte para alcance estático. Se trata de uno de los lenguajes de programación más utilizados en investigación por la comunidad estadística; siendo además muy popular en el campo de la minería de datos, la investigación biomédica, la bioinformática y las matemáticas financieras. A esto contribuye la posibilidad de cargar diferentes bibliotecas o paquetes con funcionalidades de cálculo y graficación.

En este ambiente se realizó el ajuste de Logsdon y Jaynes, para determinar la conductividad hidráulica saturada K_s , el procedimiento se detalla en los siguientes capítulos.

CAPITULO 3. Metodología

3.1 Clima

Los climas existentes en el municipio son: A(w0), cálido subhúmedo con lluvias en el verano, de menor humedad, que abarca el 99,71% de la superficie municipal; y A(w1), cálido subhúmedo con lluvias en el verano, de mediana humedad, que abarca el 0,29% de la superficie municipal.

La temperatura media anual es de 25,4 °C. La temporada cálida dura desde mediados de febrero hasta septiembre. El período más caluroso del año es desde abril hasta la segunda semana de mayo ya que en esa temporada oscila una temperatura de 40 °C. La temporada fresca dura desde mediados de noviembre hasta inicios de febrero. El período más frío del año es el mes de diciembre cuando la temperatura puede llegar a descender a 10 °C o menos.

La precipitación pluvial oscila según las áreas municipales y es en promedio 900 mm anuales. La temporada normal de lluvias abarca desde mayo hasta la segunda semana de octubre. Normalmente, los meses más lluviosos son junio y septiembre. Durante septiembre y octubre siempre hay lluvias copiosas que duran más de 24 horas debido a la temporada de huracanes, que rozan el municipio, pero no lo afectan notablemente. Figura (9)

Parámetros climáticos promedio de Tuxtla Gutiérrez													
Mes	Ene	Feb	Mar	Abr.	May	Jun	Jul.	Ago	Sep	Oct.	Nov	Dic.	Anual
Temp. máx. abs. (°C)	37	40	42	44	42	41	37	36	39	37	38	37	39
Temp. máx. media (°C)	17	26	34	37	40	35	33	30	30	29	27	24	30
Temp. mín. media (°C)	9	12	19	23	28	24	21	20	20	18	15	11	18
Temp. mín. abs. (°C)	5	8	10	11	15	17	14	17	10	13	10	7	11
Precipitación total (mm)	0.8	2.7	3.5	13	80	208	161	191	193	45	17	3.2	921
Fuente: ⁸ 19 de septiembre de 2008													

Figura. (9). Parámetros climáticos promedio de Tuxtla Gutiérrez (sitio web)

El clima varía dentro del municipio; en la *serranía sur* (donde se encuentran la mayoría de las localidades menores, como El Jobo, Copoya y Emiliano Zapata, el Centro Ecológico Recreativo El Zapotal y La Reserva Estatal del Cerro Mactumatzá), el clima es fresco y agradable todo el año debido a su abundante vegetación, su mayor altitud y su mayor humedad ambiental.

3.2 Hidrografía

Las principales corrientes fluviales en las inmediaciones de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez son los ríos Grijalva, El Sabinal, Suchiapa, Yatipak, Terán, San Agustín, San Francisco y Guadalupe. Dentro de la ciudad el río más importante es El Sabinal que nace en el municipio de Berriozábal, fluye por el valle central de Tuxtla, atraviesa la ciudad hacia el oriente y desemboca en el Río Grijalva. Originalmente el Río El Sabinal era alimentado por 7 arroyos, pero debido al crecimiento de la ciudad, la mayoría de estos arroyos se encuentran entubados o han sido cubiertos por la mancha urbana,

estos arroyos se encuentran entubados o han sido cubiertos por la mancha urbana, no obstante, en su cabecera recibe importantes aportes de los Ríos San Agustín y San Francisco que se ubican hacia el norte y sur de El Sabinal respectivamente.

La cuenca del río El Sabinal, está ubicada dentro de la región hidrológica No. 30 Grijalva-Usumacinta, en la cuenca administrativa Grijalva-Tuxtla Gutiérrez, que drena un área aproximada de 407 km². El Río Sabinal nace en la loma El chupadero, unos 5 km al noroeste de la población de Berriozábal, Chiapas, y desemboca en el Río Grijalva. Se integra por 15 microcuencas: San Francisco, Berriozábal, San Agustín, Chacona, San José el Arenal, Arroyo Centro Sur, Pomarrosa, El Poti, San Roque, Totoposte, Poc Poc, 24 de Junio, San Santa Ana, Cerro Hueco y Patria Nueva. Figura (10)

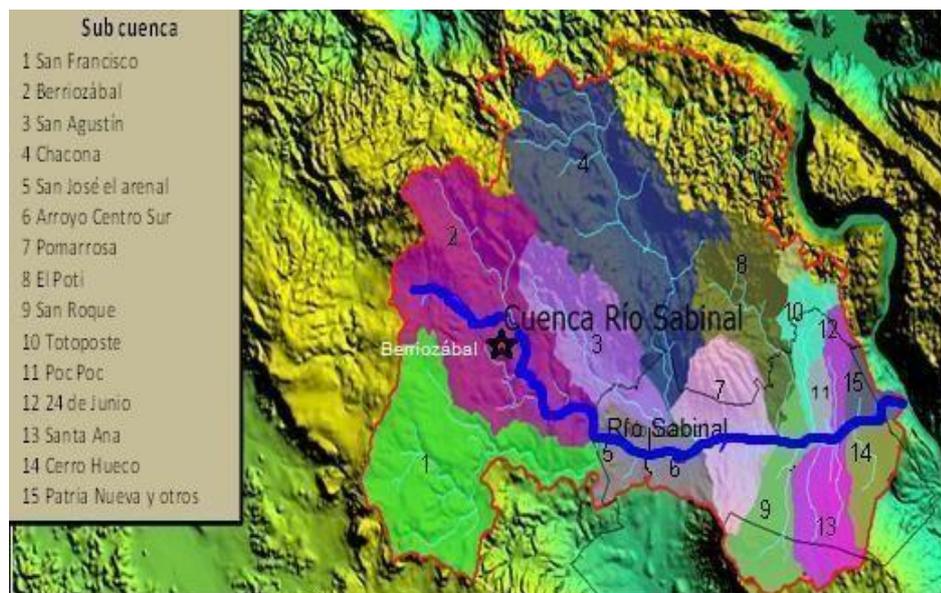


Figura (10) Ubicación de subcuencas dentro del municipio (Ordoñez-Alfaro, 2013).

El crecimiento urbano ha tenido una notable expansión durante las últimas dos décadas, lo que implica deforestación acelerada de la cuenca del Río El Sabinal, esto ha provocado que el comportamiento del Río El Sabinal y algunos de sus afluentes, durante la época de lluvias se tornen peligrosos. Figura (11) generando en los últimos años, inundaciones que han traído cuantiosas pérdidas materiales y algunas pérdidas de vidas humanas (Ordoñez- Alfaro, 2013).

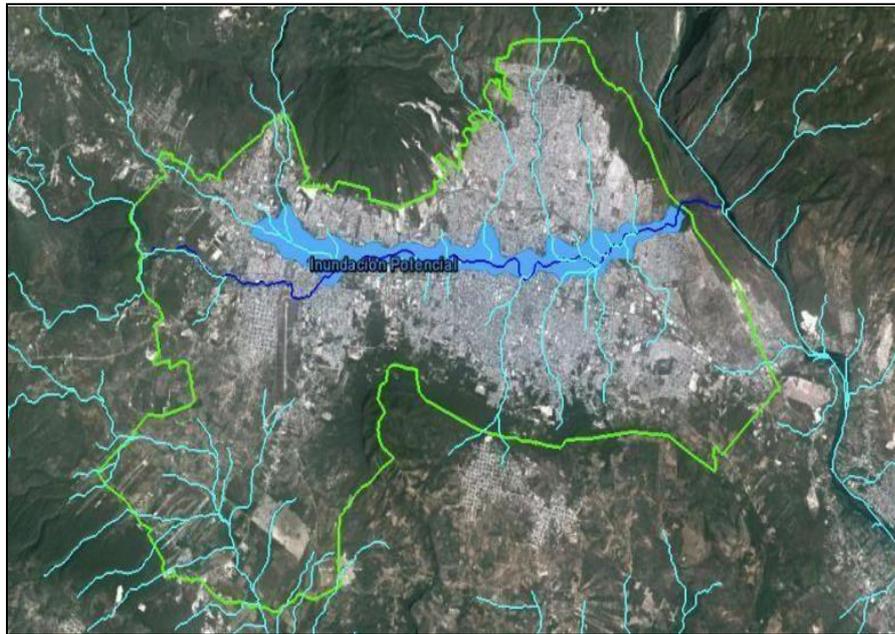


Figura (11). Zona de inundación potencial en color azul delimitada por la zona urbana del municipio en color verde (Ordoñez-Alfaro, 2013)

3.3 Zonificación Geotécnica de Tuxtla Gutiérrez.

(Ordoñez- Alfaro, 2013). realizó una Zonificación geotécnica de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, destacando tres zonas clasificadas en A, B y C. Figura (12)

Zona C

Comprende la parte Norte – Oriente y Poniente de la zona urbana de la ciudad y las zonas Sur – Oriente y Poniente del valle de la ciudad, en estas zonas se observan depósitos de rocas calcáreas de origen sedimentario, con afloramiento de rocas calizas muy intemperizadas, conocidas como caliche, sobre yaciéndoles una capa de arcilla de color negro, de mediana a alta plasticidad de 0.5 a 1.0 metros de profundidad

Zona B

Corresponde al lado Sur-Oriente y Poniente de la ciudad, hasta llegar al libramiento sur, en la parte Norte – Poniente, se tiene presencia de Lutitas (Arcillas), muy estratificadas de color café oscuro, de consistencia firme en estado seco.

Zona A

Correspondiente a la zona centro de la ciudad, constituido por terrenos aluviales ubicados a lo largo del cauce del río Sabinal, formado de estratos de arcilla de hasta 7.0 metros de color negro y de media a alta plasticidad.

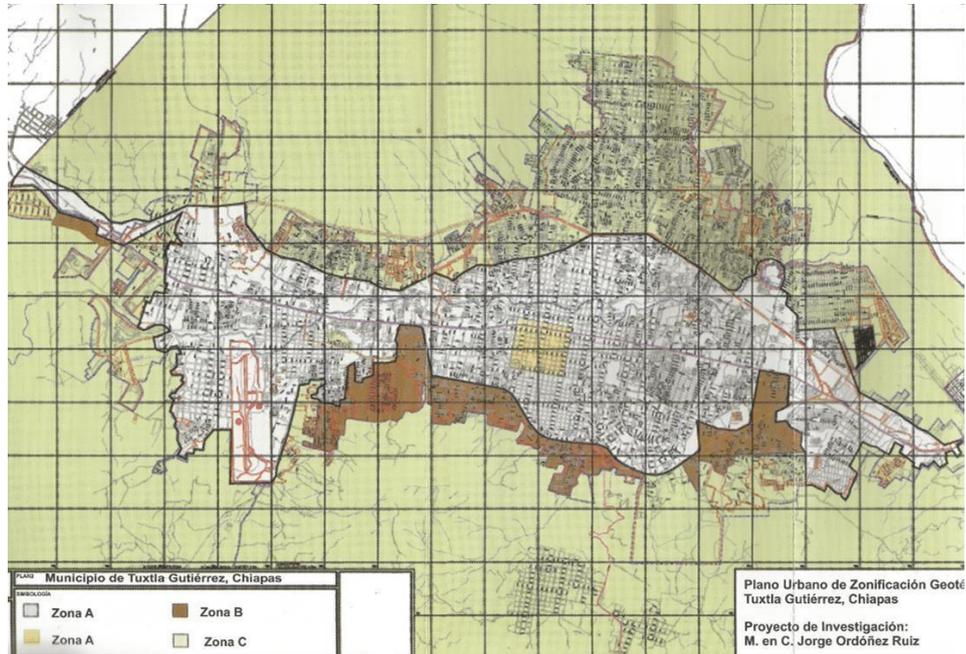


Figura (12). (Ordoñez-Alfaro,2013) Zonificación geotécnica de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez.

3.4 Localización

De acuerdo a la clasificación (Ordoñez- Alfaro, 2013) el banco donde se obtuvo el material para este trabajo de investigación fue en la zona C, la cual comprendió la parte Norte Poniente de la zona urbana de la ciudad, el material extraído fue el comúnmente llamado "Caliche", Figura. (13), (14) y (15).. libramiento Norte Poniente Lote No.1 Manzana No.14, con coordenadas Este: 485211.94mE, Norte: 1853911.03mN.



Figura (13) Localización de zona de extracción de material para las muestras



Figura. (14) Extracción del material en el banco



Figura. (15) Material extraído: caliche

3.5 Caracterización del suelo

Una vez que se obtuvo el material comúnmente llamado caliche del banco antes mencionado se prosiguió con su caracterización que consta de un “análisis granulométrico mediante el procedimiento estándar”, esta prueba permite determinar la composición por tamaños (granulometría) de las partículas que integran los materiales empleados para terracerías, mediante su paso por una serie de mallas con aberturas determinadas. El paso del material se hace primero a través de las mallas con la abertura más grande, hasta llegar a las más cerradas, de tal forma que los tamaños mayores se van reteniendo, para así obtener la masa que se retiene en cada malla, calcular su porcentaje respecto al total y determinar el porcentaje de la masa que pasa. (SCT. M·MMP·1·06/03, 06. *Granulometría de Materiales Compactables para Terracerías*).

Se determinó también los límites de consistencia, Estas pruebas permiten conocer las características de plasticidad de la porción de los materiales para terracerías que pasan la malla N°40 (0,425 mm), cuyos resultados se utilizan principalmente para la identificación y clasificación de los suelos. Las pruebas consisten en determinar el límite líquido, es decir, el contenido de agua para el cual un suelo plástico adquiere una resistencia al corte de 2,45 kPa (25 g/cm²); éste se considera como la frontera entre los estados semilíquido y plástico. El límite plástico o el contenido de agua para el cual un rollito se rompe en tres partes al alcanzar un diámetro de 3 mm; éste se considera como la frontera entre los estados plástico y semisólido. El índice plástico se calcula como la diferencia entre los límites líquido y plástico. (SCT. M·MMP·1·07/07. *07.Limites de consistencia.*)

Posteriormente se determinó la “Clasificación de suelos con base en el sistema SUCS” que consiste en Clasificar los materiales, que pueden ser fragmentos de roca o suelos, mediante pruebas índice, que permiten estimar algunas de las propiedades físicas y mecánicas del material y, con base en éstas, determinar su tipo de acuerdo con un sistema de clasificación de fragmentos de roca y suelos previamente definido. (SCT M·MMP·1·02/03, 02. *Clasificación de Fragmentos de Roca y Suelos*)

Estas pruebas fueron realizadas en el laboratorio de mecánica de suelos de la facultad de ingeniería civil de la Universidad Autónoma de Chiapas. En los temas siguientes se describe a detalle el procedimiento realizado con respecto a la caracterización del material.

3.5.1 Análisis granulométrico mediante el procedimiento estándar

1.- Primeramente, se realizó el secado de la muestra al sol, sobre una superficie horizontal, lisa y limpia siguiendo siempre el procedimiento indicado en el manual referente a (*M-MMP-1-03, secado, disgregado y cuarteo de muestras*).

2.-una vez secada la muestra, el material se disgregó con un mazo, aplicando golpes verticalmente, hasta obtener partículas que ya no fueron disgregables. Figura (16)

3.-una vez disgregado, el material se cribó por la malla No.4, con abertura de (4.75mm), apartando la fracción que pasó por esta malla. Haciendo la observación que no hubo material retenido en esta malla considerándose como grava, más bien fue clasificado en arena con finos indicado en (*SCT. M-MMP-1-06/03, 06. Granulometría de Materiales Compactables para Terracerías. tabla 1.- Juego de mallas.*)



Figura (16) Disgregado del material con un mazo

4.-Se pesó en una balanza 200g que pasó dicha malla, para lavarlo atravez de la malla No. 200.Figura (17)



Figura (17) peso del material que paso la malla No.4

5.- se agitó con una varilla en forma de ochos el contenido del vaso durante 15s para formar una suspensión. Figura (18)

6.-Se dejó reposar dicha suspensión durante 30 s e inmediatamente después se decantó sobre la malla N°200, como se muestra en la Figura (19)

7.-Para facilitar el paso de las partículas finas a través de la malla, se aplicó sobre ésta un chorro de agua a baja presión. Figura (20)

8.-Se repitió la operación de lavado, hasta que el agua decantada salió limpia. Figura (21)



Figura (18) Agitado de material



Figura (19). Decantado sobre la malla No.200



Figura (20) Paso de partículas finas



Figura (21). Material limpio

8.-El material retenido en la malla N°200 se regresó al vaso metálico, utilizando un poco de agua, misma que se decantó al final de la operación, pero evitando el arrastre de partículas.

9.-Se secó el material dentro del vaso metálico hasta masa constante, manteniéndolo en el horno durante un lapso de 24 h, a una temperatura de $105 \pm 5^{\circ}\text{C}$. Posteriormente se retiró del horno y se dejó enfriar dentro del desecador hasta temperatura ambiente.

10.-se ensamblaron las mallas para la arena, las cuales fueron la malla (No.10,20,40,60,100 y 200) se vertió el material seco sobre la malla superior y se colocó la tapa, como se muestra en la Figura (22)

Y se efectuó la operación de cribado imprimiendo al juego de mallas un movimiento vertical y de rotación horizontal durante 5 min.



Figura (22). - Disposición de las mallas para efectuar el cribado de material que pasó la malla N°4

11.- este procedimiento de cribado se repitió en forma subsecuente con cada una de las mallas restantes.

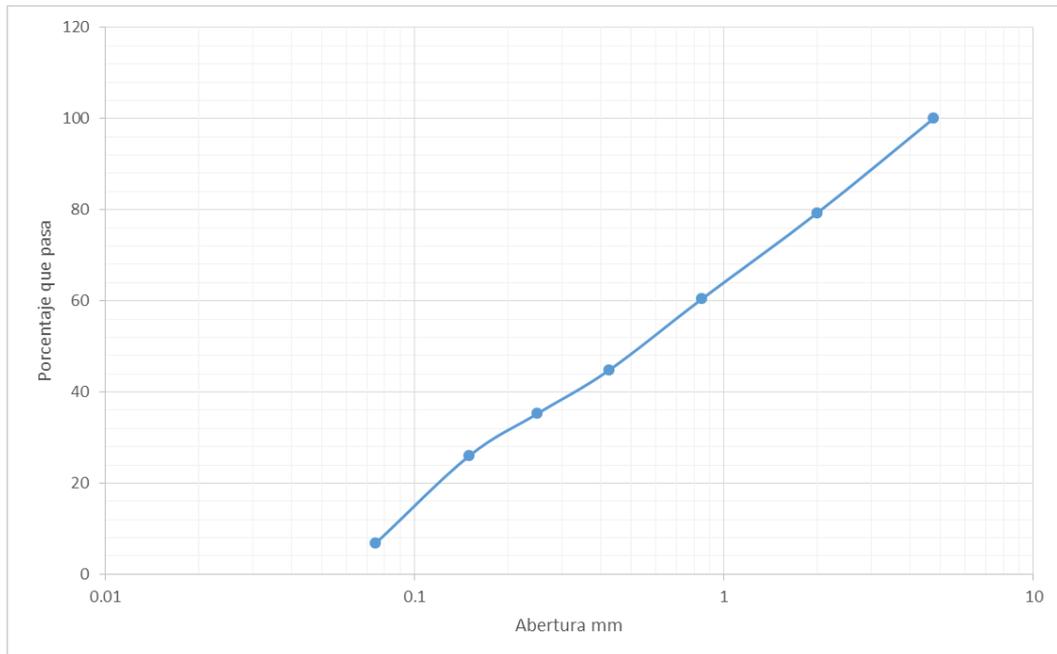
12.- Finalmente se obtuvieron las masas de los materiales retenidos en cada una de las mallas y se anotaron las masas respectivas.

13.-Para obtener los cálculos y resultados del análisis granulométrico mediante el procedimiento estándar, se siguió paso a paso el procedimiento indicado en el manual referente a (SCT. M-MMP.1-06/03, 06. *Granulometría de Materiales Compactables para Terracerías*). D.4.CALCULOS Y RESULTADOS

En la tabla (1) y grafica (1) se muestran los resultados y grafica de la composición granulométrica del material estudiado.

GRANULOMETRIA						
MALLA N°	ABERTURA mm	PESO SUELO RETENIDO gr	RETENIDO %	RETENIDO ACUMULADO %	PORCENTAJE QUE PASA %	MUESTRA gr
4	4.75	0	0	0	100	45.32
10	2	9.39	20.719329	20.71932921	79.2806708	
20	0.85	8.52	18.799647	39.51897617	60.4810238	
40	0.425	7.11	15.688438	55.20741395	44.7925861	
60	0.25	4.3	9.4880847	64.69549868	35.3045013	
100	0.15	4.22	9.3115622	74.0070609	25.9929391	
200	0.075	8.66	19.108561	93.11562224	6.8843778	
Pasa 200	-----	3.12	6.8843778	100	0	
suma	-----	45.32	100			
retenido en la malla 200		93.11562224		COEFICIENTES DE UNIFORMIDAD		
				Cu	8.72961275	$Cu = \frac{D_{60}}{D_{10}}$
pasa la malla 200		6.884377758		COEFICIENTE DE CURVATURA		
				Cc	0.4807787	$Cc = \frac{D_{30}^2}{D_{60} * D_{10}}$
mas de la mitad pasa la malla 4		46.557811				
D10		0.09607512				
D30		0.19682535				
D60		0.838698591				

Tabla (1) Calculo de la composición granulométrica del material estudiado (caliche)



Grafica (1). Gráfica de la composición granulométrica del material estudiado (caliche)

3.5.2 Obtención del Índice plástico

Determinación del límite líquido.

1.-Primeramente, se obtuvo el límite líquido de la muestra. De la fracción del material preparada de acuerdo con lo indicado en el manual (*SCT. M·MMP·1·07/07. 07.Límites de consistencia. Clausula F. Preparación de la muestra*), se tomó una porción de aproximadamente 150 g que se colocó en la cápsula de porcelana donde se homogeneizó utilizando la espátula.

2.-En la copa de Casagrande, previamente calibrada como se indica en el manual (*SCT. M·MMP·1·07/07. 07.Límites de consistencia. Clausula E. Calibración del equipo*), se colocó una cantidad suficiente de material para que, una vez extendido con la espátula, se alcanzó un espesor de 8 a 10 mm en la parte central de la copa.

3.-Se extendió el material del centro hacia los lados sin aplicar una presión excesiva y con el mínimo de pasadas de la espátula, como se muestra en la Figura (23)

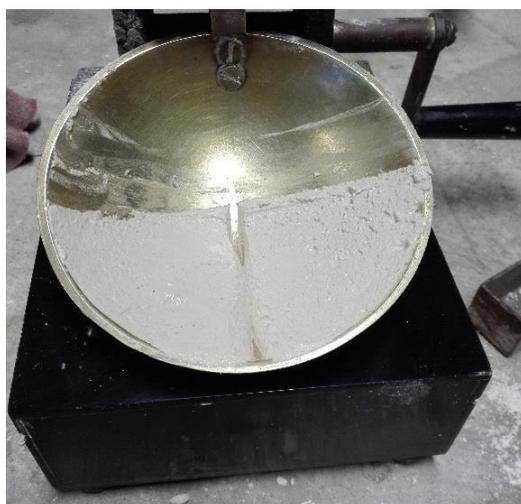


Figura (23). Colocación del material en la copa de Casagrande

4.-Mediante una pasada firme del ranurador se hizo una abertura en la parte central del material contenido en la copa.

5.-Inmediatamente después de colocado y ranurado el material, se accionó la manivela del aparato para hacer caer la copa a razón de dos golpes por segundo, y

se registró el número de golpes necesarios para lograr que los bordes inferiores de la ranura se pusieran en contacto.

6.-Logrado lo anterior se tomaron con la espátula aproximadamente 10 g de material de la porción cerrada de la ranura se determinó el contenido de agua determinado su peso, al igual que el material restante se colocó en capsulas para determinar el peso y el contenido de agua, el resultado obtenido del límite liquido fue de **32.5071%**

Determinación del límite plástico.

De la fracción del material preparada de acuerdo con lo indicado en el manual (SCT. M·MMP·1·07/07. 07.Limites de consistencia. Clausula F. Preparación de la muestra), se tomó una porción de tamaño tal que se pudo formar una pequeña esfera de aproximadamente 12 mm de diámetro, se moldeó con los dedos para que pierda agua y se manipuló sobre la palma de la mano para formar un cilindro.

El cilindro se giró con los dedos de las manos sobre la placa de vidrio para reducir su diámetro hasta que fué aproximadamente de 3 mm en toda su longitud, como se muestra en la Figura (24).



Figura (24) Operación para formar el cilindro de material en la determinación de límite plástico

Inmediatamente se determinó el peso y el contenido de agua del material. Figura (25)



Figura (25) determinación del peso de los cilindros

El resultado obtenido del límite plástico fue de **8.555%**

Una vez calculados el límite líquido y el límite plástico se determinó el índice plástico, mediante la siguiente expresión:

$$I_p = \omega_L - \omega_p$$

Donde:

I_p = Índice plástico del material, (%)

ω_L = Límite líquido del material obtenido

ω_p = Límite plástico del material obtenido

Donde el resultado del índice plástico fue de **23.95%**

En la siguiente tabla se muestran los resultados obtenidos de los límites de consistencia. Tabla (2)

LIMITE LIQUIDO							
CAPSULA #	NUMERO DE GOLPES	PESO CAPSULA + SUELO HUMEDO	PESO CAPSULA + SUELO SECO	PESO DE AGUA	PESO DE CAPSULA	PESO DEL SUELO SECO	CONTENIDO DE AGUA
		gr	gr	gr	gr	gr	%
21	35	16.09	14.42	1.67	9.5	4.92	33.9430894
13	28	19.2	16.585	2.615	8.48	8.105	32.2640345
30	18	36.56	32.33	4.23	18.46	13.87	30.4974766
18	11	34.85	31.9	2.95	23.0475	8.8525	33.3239198
						suma	130.02852
						LL	32.5071301
LIMITE PLASTICO							
4		16.65	16.19	0.46	12.58	3.61	12.7423823
3		15.86	15.48	0.38	12.54	2.94	12.9251701
0		0	0	0	0	0	0
						suma	25.6675523
						LP	8.55585078
			IP	23.951	793		
limo de baja compresibilidad ML		ZONA II	CL				
		ARCILLA DE BAJA	COMPRESIBILIDAD				
arena arcillosa		ARENA MAL GRADUADA	ARCILLOSA	SP-SC			

Tabla (2) Resultados de los límites de consistencia

3.5.3 Clasificación de suelos con base en el sistema SUCS.

Los suelos son materiales con partículas de tamaño menor de 7,5 cm (3"). Se clasifican como se indica en la Tabla (3). *clasificación de suelos con base en el sistema SUCS del manual (SCT M·MMP·1·02/03, 02. Clasificación de Fragmentos de Roca y Suelos)*, con base en su composición granulométrica y en sus características de plasticidad, figura () representada por los límites de consistencia determinados.

Los suelos se clasifican como *suelos gruesos* cuando más del 50% de sus partículas son de tamaño mayor que 0,075 mm (malla N°200) y como *suelos finos* cuando el 50% de sus partículas o más, son de tamaño menor.

En este caso el material se clasificó en **suelos finos, definido como arcilla de baja compresibilidad localizado dentro de la zona II, grupo CL** de la carta de plasticidad, como se muestra en la Figura (26)

TABLA 3.- Clasificación de suelos con base en el SUCS

Tipo	Sub-Tipos		Identificación		Símbolo de Grupo		
Suelos (partículas menores de 7,5 cm)	SUELOS GRUESOS Más de la mitad del material se retiene en la malla N°200 (0,075 mm)	GRAVA Más de la mitad de la fracción gruesa se retiene en la malla N°4	GRAVA LIMPIA (Poco o nada de partículas finas)	Grava bien graduada; mezcla de grava y arena con poco o nada de finos. Debe tener un coeficiente de uniformidad (C_u) mayor de 4 y un coeficiente de curvatura (C_c) entre 1 y 3 ¹¹	Menos del 5% en masa pasa la malla N°200	GW	
				Grava mal graduada; mezcla de grava y arena con poco o nada de finos. No satisface los requisitos de graduación para GW.	Menos del 5% en masa pasa la malla N°200	GP	
			GRAVA CON FINOS (Cantidad apreciable de partículas finas)	Grava limosa; mezcla de grava, arena y limo.	Más de 12% en masa pasa la malla N°200 y las pruebas de límites de consistencia clasifican a la fracción fina como ML o MH (véanse abajo los grupo ML y MH)	GM	
				Grava arcillosa; mezclas de grava, arena y arcilla	Más de 12% en masa pasa la malla N°200 y las pruebas de límites de consistencia clasifican a la fracción fina como CL o CH (véanse abajo los grupo CL y CH)	GC	
			ARENA Más de la mitad de la fracción gruesa pasa la malla N°4	ARENA LIMPIA (Poco o nada de partículas finas)	Arena bien graduada; mezcla de arena y grava con poco o nada de finos. Debe tener un coeficiente de uniformidad (C_u) mayor de 6 y un coeficiente de curvatura (C_c) entre 1 y 3 ¹¹	Menos del 5% en masa pasa la malla N°200	SW
					Arena mal graduada; mezcla de arena y grava con poco o nada de finos. No satisface los requisitos de graduación para SW.	Menos del 5% en masa pasa la malla N°200	SP
	ARENA CON FINOS (Cantidad apreciable de partículas finas)	Arena limosa; mezcla de arena, grava y limo.		Más de 12% en masa pasa la malla N°200 y las pruebas de límites consistencia clasifican a la fracción fina como ML o MH (véanse abajo los grupo ML y MH)	SM		
		Arena arcillosa; mezclas de arena, grava y arcilla	Más de 12% en masa pasa la malla N°200 y las pruebas de límites de consistencia clasifican a la fracción fina como CL o CH (véanse abajo los grupo CL y CH)	SC			
	SUELOS FINOS Más de la mitad del material pasala malla N°200 (0,075 mm)	LIMO Y ARCILLA Límite líquido	Mayor de 50%	Limo de baja compresibilidad; mezcla de limo de baja plasticidad, arena y grava; polvo de roca. Se localiza dentro de la zona I de la carta de plasticidad mostrada en la Figura 1 de este Manual.	ML		
			Menor de 50%	Arcilla de baja compresibilidad; mezcla de arcilla de baja plasticidad, arena y grava. Se localiza dentro de la zona II de la carta de plasticidad mostrada en la Figura 1 de este Manual.	CL		
			Mayor de 50%	Limo orgánico de baja compresibilidad; mezcla de limo orgánico de baja plasticidad, arena y grava. Se localiza dentro de la zona I de la carta de plasticidad mostrada en la Figura 1 de este Manual.	OL		
			Menor de 50%	Limo de alta compresibilidad; mezcla de limo de alta plasticidad, arena y grava. Se localiza dentro de la zona III de la carta de plasticidad mostrada en la Figura 1 de este Manual.	MH		
				Arcilla de alta compresibilidad; mezcla de arcilla de alta plasticidad, arena y grava. Se localiza dentro de la zona IV de la carta de plasticidad mostrada en la Figura 1 de este Manual.	CH		
				Limo orgánico de alta compresibilidad; mezcla de limo orgánico de alta compresibilidad, arena y grava. Se localiza dentro de la zona III de la Carta de plasticidad mostrada en la Figura 1 de este Manual.	OH		
				Turba, fácilmente identificables por su color, olor, sensación esponjosa y frecuentemente por su textura fibrosa.	P _t		
ALTAMENTE ORGÁNICOS							

Tabla (3). - Clasificación de suelos con base en el SUCS

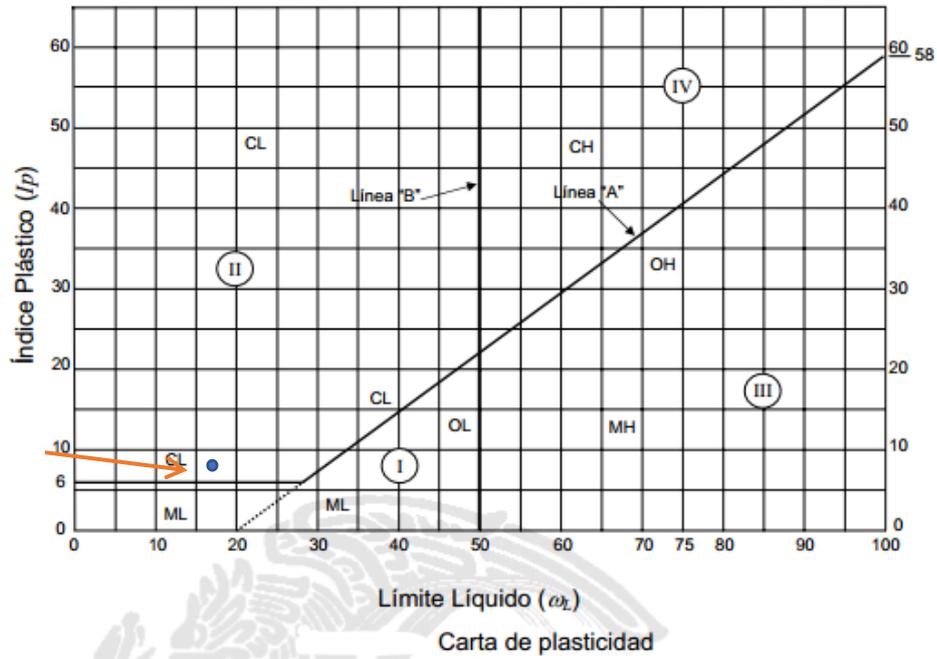


Figura (26) carta de plasticidad

3.6 Descripción del material de contacto.

En este caso el material de contacto utilizado en las pruebas de laboratorio con el infiltrometro INDI fue marmolina utilizada para acabados de mampostería y albañilería. Como se muestra en la Figura (27)



Figura (27). Material de contacto utilizado "marmolina"

3.7 Preparación del material de contacto en el laboratorio.

Una vez obtenida la clasificación, se continuó con la parte de la infiltración en el suelo, primeramente, se cribó el material en cuatro tamaños de malla que fueron No.10, No.20, No.40 y No.60. Figuras (28) y (29)



Figura (28) Cribado de material



Figura (29) tamaño de las partículas de cada número de malla

El material cribado fue inmediatamente colocado en cubetas Figura (30)



Figura (30). Colocación de material cribado en cubetas

Una vez terminado el cribado se continuó con las pruebas de laboratorio con el infiltrometro de tensión INDI, estas pruebas fueron realizadas en el laboratorio de Hidráulica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Chiapas.

El material que se utilizó en las pruebas de infiltración fue el siguiente:

- Infiltrometro de tensión INDI
- recipiente cilíndrico de acrílico de
- jeringas
- marmolina (material de contacto)
- poliéster de 69 hilos
- atomizador
- Botellas de agua
- suelo cribado que paso la malla No.10
- suelo cribado que paso la malla No.20
- suelo cribado que paso la malla No.40
- Suelo cribado que pasó la malla No.60

Se hizo la preparación del material para comenzar a realizar las pruebas en el laboratorio con el infiltrometro de tensión.

1.- primeramente, se utilizó el recipiente acrílico de 22.6cm de altura y un diámetro de 15cm donde se depositó el material, se colocó una cinta métrica para conocer la altura de la columna de material. figura (31).

2.-Se pegó en la parte inferior del recipiente un círculo poroso de 1.6cm de espesor y un diámetro de 15cm, esto con la intención de retener el material y no pueda haber fugas. Figura (32)



Figura. (31) Colocación de la cinta métrica

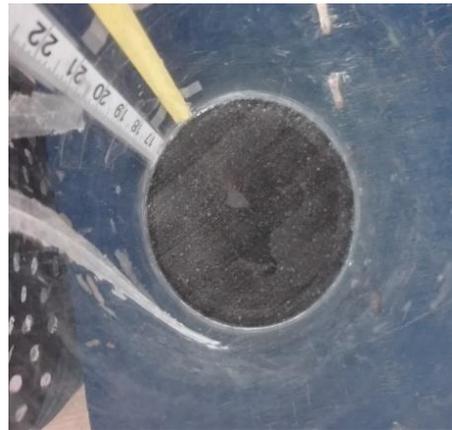


Figura. (32) Rueda porosa en la parte inferior

3.-se procedió entonces a vaciar el material en el recipiente cilíndrico de acrílico con una columna de material de 15cm y 0.5cm que se colocó de marmolina, posteriormente se roció el material de agua con el atomizador. Figura (33)



Figura (33). material con marmolina listo para colocar INDI

3.8 Instalación en laboratorio del infiltrómetro INDI

Se instaló en el laboratorio de Hidráulica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Chiapas el infiltrómetro de tensión INDI.

1.-se procedió a purgar el infiltrómetro de tensión, esto con la finalidad de no generar aire en el reservorio principal y pueda funcionar correctamente (*manual de infiltrometria; infiltrómetro de tensión INDI capítulo V. Instalación en campo del infiltrómetro INDI*).

2.-se llenó la columna de agua del reservorio principal tomando lectura de este. Figura (34) Y colocando agua con una jeringa en el tubo de mariotte, iniciando con una tensión de 0.5 más 1cm quedando en 1cm. Figura (35) (*manual de infiltrometria; infiltrómetro de tensión INDI.VI.2 ajuste en campo de tensiones en el INDI*).



Figura. (34). Relleno de agua en el reservorio principal



Figura (35). Llenado de tensión en el reservorio principal

3.-Después de preparada la muestra y colocar verticalmente el infiltrómetro en la muestra se procedió a abrir la válvula de esfera abriendo la palanca. Tomando en cuenta la altura inicial de la columna de agua, la hora de inicio, así como tomando lectura del descenso de agua cada 2 min y escribirlo en la hoja de cálculo. Figura (36)

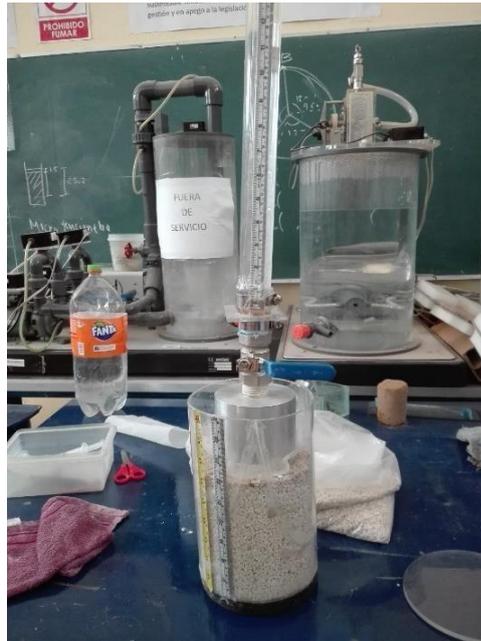


Figura (36). Instalación del infiltrómetro

El mismo procedimiento se realizó por cada malla y tensión para la No.10, con tensión -0.5cm, -3.0cm, -7.5cm y 9.0cm para la malla No.20, con tensión 0.5cm, -3.0cm, -7.5cm y 9.0cm, para la malla No.40 con tensión 0.5cm, -3.0cm, -7.5cm y 9.0cm, para la malla No.60 con tensión 0.5cm, -3.0cm, -7.5cm y 9.0cm.

Todo el procedimiento experimental se describe en el capítulo siguiente.

CAPITULO 4. Proceso experimental

4.1 Medición de la infiltración no saturada

4.1.1 Selección de las tensiones

Se realizó el procedimiento experimental de la infiltración utilizando el infiltrómetro INDI (Infiltrómetro de Disco), en el laboratorio de Hidráulica de la Facultad de Ingeniería de la UNACH, se empleó un mínimo de cuatro tensiones para la aplicación exitosa de la solución de Logsdon y Jaynes (1993) en el cálculo de la conductividad hidráulica, en el entendido de que más de tres permiten obtener un mejor ajuste. (Gómez Tagle.2014. manual de infiltrometría).

Bodhinayake *et al.* (2004) recomiendan el empleo de tensiones específicas en función del tamaño de los poros conducentes, en este trabajo de investigación se utilizaron

cuatro tensiones: -0.5 cm, -3.0 cm, -7.5 cm y -9.0 cm. Suelo (arcilloso de baja permeabilidad) con cuatro números de tamizado 10,20,40 y 60. Tabla (4)

Tensiones (cm)	Diámetro de poro(mm)
-0.5	0.99
-3.0	0.25
-7.5	0.18
-9.0	0.18

Tabla (4). Tensión de agua y correspondiente diámetro de poros conducentes.

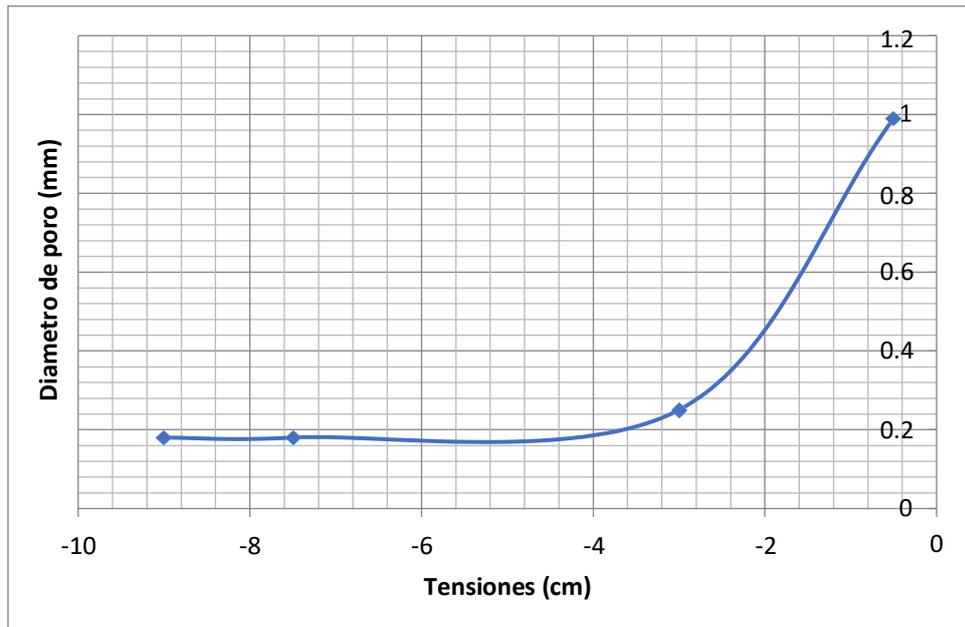
El funcionamiento del INDI, al igual que otros infiltrómetros de tensión, implica entonces que al aplicar una tensión por ejemplo de -3.0 cm, todos los poros menores a 0.25 mm de diámetro estarán conduciendo agua. Así, el diámetro del poro indicado en la tabla 1, indica el límite superior o el diámetro máximo de los poros conducentes para una determinada tensión.

Para determinar el diámetro de poro se empleó la siguiente ecuación:

$$D_p = 0.18516 + [1.66424 * e^{((h-0.71958) / 3.31562)}] \quad [1]$$

Donde D_p es el diámetro de poro, "e" corresponde a la base de los logaritmos naturales (2.71828) y h es la tensión aplicada en centímetros.

Como se emplearon las tensiones: -9.0 cm, -7.5 cm, -3.0 cm y -0.5 cm (correspondientes respectivamente a (-0.8825kPa, -0.7355kPa, -0.2941kPa y 0.0490kPa). El flujo de infiltración insaturada bajo las primeras dos estará determinado por la microporosidad y mesoporosidad del suelo, principalmente por la cantidad y conectividad de los mesoporos, mientras que para las últimas dos tensiones estará determinado por la macroporosidad. En la Grafica (2) se puede observar la gráfica de la relación entre tensión y diámetro de poro que corresponde a: Suelo (arcilloso de baja permeabilidad)



Gráfica (2). Relación entre tensión y diámetro de poro.

4.1.2 Ajuste en laboratorio de tensiones en el INDI

La tensión aplicada será igual a $h=H-z$ Donde:

h es la tensión aplicada para el ensayo, H es la altura de la columna de agua dentro del tubo de Mariotte, medida en la cinta desde el punto de burbujeo en la base del tubo del mismo nombre hasta la base del menisco del nivel del agua, y z es la diferencia de altura entre la base del infiltrómetro y el punto interno de burbujeo dentro de la misma base. Para cada infiltrómetro construido dicha diferencia de altura deberá ser medida con la mayor precisión posible.

En el diseño y figuras presentados en (Gómez Tagle.2014. manual de infiltrometria)., la z equivale a 5.0 mm, así, al aplicar una tensión, por ejemplo, de -0.5 cm, según la fórmula de la tensión aplicada (h), el nivel del agua del tubo del Mariotte, debe tener 5 mm más que la tensión a aplicar, por lo tanto, deberá estar situado a 1.0 cm de altura en la cinta flexible (5 mm de z + 0.5 cm de tensión).

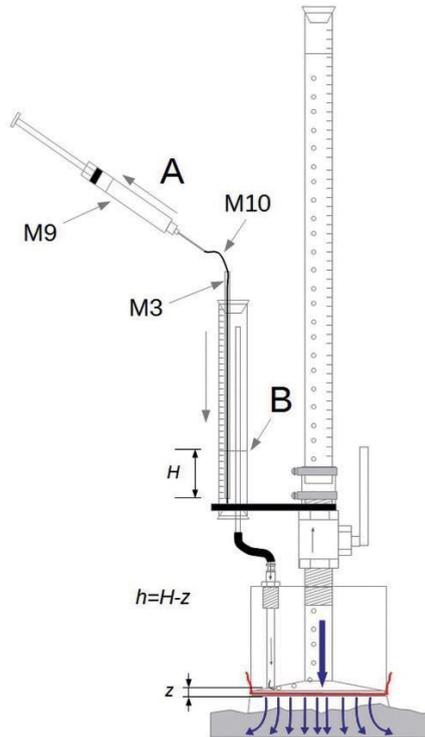


Figura (37). Ajuste de la tensión en el tubo de Mariotte. (Gómez Tagle,2014)
 A) Succión del agua con la jeringa
 B) nivel de la columna el agua cotejado en el menisco.



Figura (38). Ajuste de tensión en laboratorio

Para ajustar la tensión a aplicar, insertar la manguera fina (M10) dentro del tubo de burbujeo (M3) hasta entrar en contacto con el agua Figura (37). Con ayuda de la jeringa (M9), suavemente succionar el excedente (A), o agregar el faltante, hasta que el nivel de la columna de agua en el tubo de Mariotte, cotejado en la base del menisco (B), alcance la tensión deseada. (Gómez Tagle.2014. manual de infiltrometria).

En este caso se ajustaron las tensiones en el laboratorio Figura (38), agregando con la jeringa el faltante hasta alcanzar la tensión deseada como lo indica el manual de infiltrometria, quedando de la siguiente manera en cada tensión: el de -0.5 se llenó 0.5 más quedando en -1.0cm, el de -3.0 se llenó 0.5 más quedando en -3.5cm y el de -7.5 se llenó 0.5 más quedando en -8.0cm y el de -9.0 se llenó 0.5 más quedando en -9.5.

Una vez realizado el ensayo con la primera tensión, para pasar a la siguiente, se repitió el procedimiento de ajuste, sin olvidar agregar el valor de z , así, las tensiones seleccionadas tuvieron una secuencia ascendente por lo tanto se le agregaba agua al tubo de mariotte (-0.5cm hacia -7.5cm) y se procedió a agregar agua para cada nueva tensión.

4.1.3 Registro de los datos en laboratorio

Durante el ensayo de infiltración se procuró registrar de forma adecuada y eficiente los datos, utilizando lápices, gomas, sacapuntas, relojes, libreta y formatos de registro en la computadora. El formato de registro incluyó: sitio, fecha, nombre del operador, nombre del proyecto, número del ensayo, características del dispositivo (diámetro de la base, diámetro interno del reservorio principal, diferencia de altura entre el punto de burbujeo y la superficie de contacto), hora de inicio del ensayo y de cada medición, tensiones aplicadas y altura de la columna de agua. Esta información fue necesaria para la organización de los datos de laboratorio ya que facilitó la sistematización, el procesamiento y el análisis posteriores.

Después de ajustar la primera tensión se inició de inmediato la prueba: se tomó, en la intersección de la parte inferior del menisco de agua y de la escala graduada de la cinta, la altura de la columna de agua en el reservorio principal. Figura (39), y de manera simultánea se inicia el cronometraje, anotando en horas: minutos: segundos (hh:mm:ss) la hora exacta a la que se realizó la lectura. En función de la velocidad del flujo, los intervalos de medición fueron de 2 minutos, constantes, y las lecturas consecutivas, hasta que el flujo de infiltración alcanzó la fase estacionaria

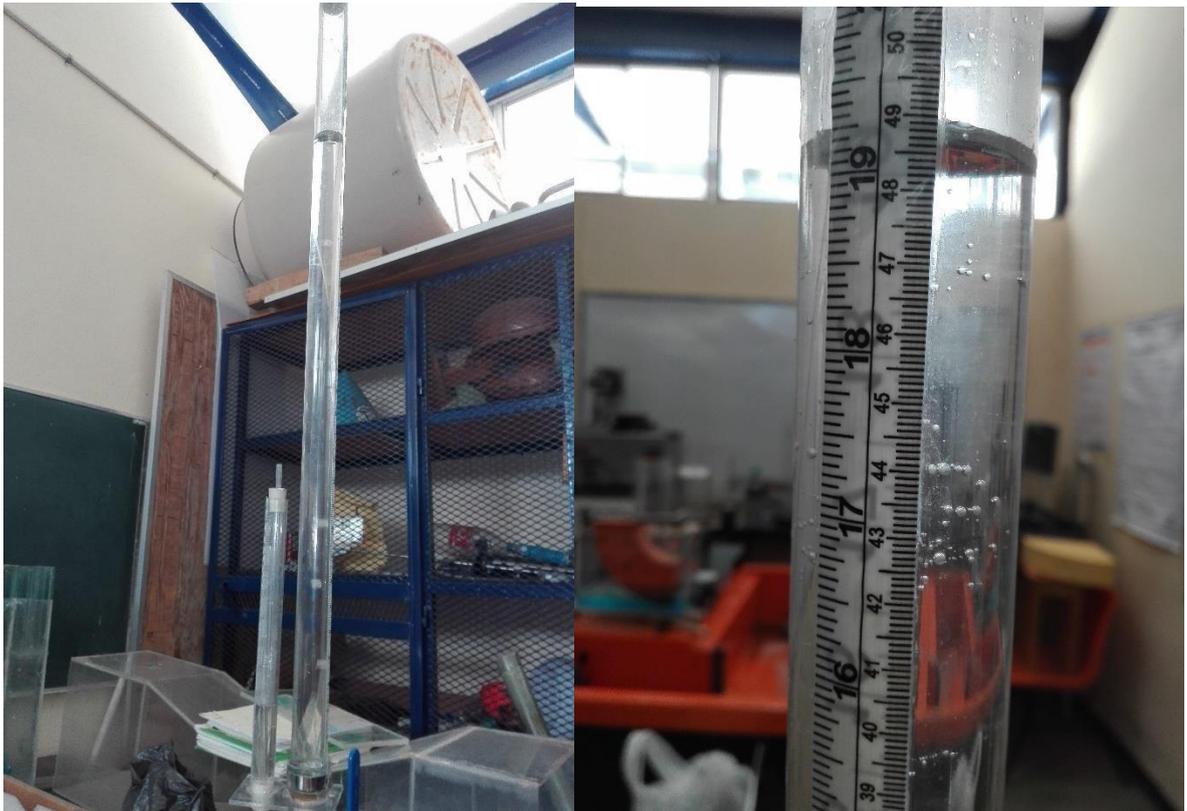


Figura (39). Altura de columna de agua en el reservorio principal

En la Tabla. (5) se presenta el formato de registro para el tipo de suelo estudiado (arcilloso de baja permeabilidad) tamizado con la malla No. 20 que corresponde a la tensión -3.0 . Los demás formatos de registro con los datos que corresponden a la malla 20 con las otras tensiones, así como a los tamizados de la malla No. 10, 40 y 60 se encuentran en los anexos pag.99 con fines de claridad se agregó una tercera columna donde se señala la variación de altura de la columna de agua entre cada intervalo de toma de datos, permitiendo detectar el cambio constante que indica la fase del estado estacionario

Sitio: Laboratorio de Hidráulica UNACH
Ensayo: 01
Fecha: 20/sep/2018
Proyecto: Tesis
Tiempo de inicio: hh:mm:ss
Tensión inicial: -3 cm

Diámetro del disco: 10cm
Diámetro interno de reservorio: 3.23cm
Operador: Adriana Morales Roblero
Tensiones: -0.5,-3.00,-7.5 y -9.00
z= 5.00mm
No. De malla: 20

MINUTOS	HORA	ALTURA	INCREMENTO H
0	10:12 a. m.	83.7	0
2	10:14 a. m.	77	6.7
4	10:16 a. m.	73.5	3.5
6	10:18 a. m.	70.1	3.4
8	10:20 a. m.	67	3.1
10	10:22 a. m.	60.7	6.3
12	10:24 a. m.	56.5	4.2
14	10:26 a. m.	53.2	3.3
16	10:28 a. m.	50.4	2.8
18	10:30 a. m.	48	2.4
20	10:32 a. m.	45.5	2.5
22	10:34 a. m.	43	2.5
24	10:36 a. m.	40.5	2.5
26	10:38 a. m.	38.6	1.9
28	10:40 a. m.	36.5	2.1
30	10:42 a. m.	35	1.5
32	10:44 a. m.	33.4	1.6
34	10:46 a. m.	32	1.4
36	10:48 a. m.	30.5	1.5
38	10:50 a. m.	29.3	1.2
40	10:52 a. m.	27.8	1.5
42	10:54 a. m.	26.6	1.2
44	10:56 a. m.	25.3	1.3
46	10:58 a. m.	24.2	1.1
48	11:00 a. m.	23	1.2
50	11:02 a. m.	21.9	1.1
52	11:04 a. m.	20.7	1.2
54	11:06 a. m.	19.7	1
56	11:08 a. m.	18.7	1
58	11:10 a. m.	17.6	1.1
60	11:12 a. m.	16.5	1.1
62	11:14 a. m.	15.4	1.1
64	11:16 a. m.	14.4	1
66	11:18 a. m.	13	1.4
68	11:20 a. m.	12	1

70	11:22 a. m.	10.7	1.3	
72	11:24 a. m.	9.3	1.4	
74	11:26 a. m.	8	1.3	
76	11:28 a. m.	6.5	1.5	
78	11:30 a. m.	5.4	1.1	
80	11:32 a. m.	4.2	1.2	
82	11:34 a. m.	85.5	-81.3	Relleno
84	11:36 a. m.	74	11.5	
86	11:38 a. m.	66.6	7.4	
88	11:40 a. m.	59.5	7.1	
90	11:42 a. m.	52.5	7	
92	11:44 a. m.	46	6.5	
94	11:46 a. m.	40	6	
96	11:48 a. m.	33.7	6.3	
98	11:50 a. m.	29.7	4	
100	11:52 a. m.	25.2	4.5	
102	11:54 a. m.	21	4.2	
104	11:56 a. m.	17.2	3.8	
106	11:58 a. m.	15.3	1.9	
108	12:00 p. m.	14.3	1	
110	12:02 p. m.	14	0.3	
112	12:04 p. m.	14	0	
114	12:06 p. m.	14	0	
116	12:08 p. m.	14	0	
118	12:10 p. m.	14	0	
120	12:12 p. m.	14	0	
122	12:14 p. m.	14	0	
124	12:16 p. m.	14	0	
126	12:18 p. m.	14	0	
128	12:20 p. m.	14	0	

Tabla (5). Resultados de registro de la malla No.20. tensión -3.0cm

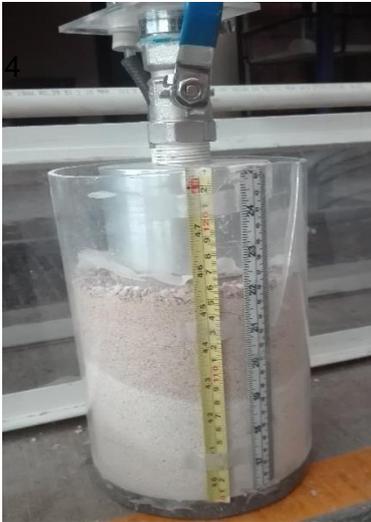
En el registro anterior puede observarse que a partir de las 12:04p.m el flujo de infiltración se estabiliza para la tensión (-3.0 cm), alcanzándose el flujo estacionario. En las figuras 4,5,6,7,8 y 9 se puede apreciar el procedimiento experimental con el con el infiltrometro del tipo de suelo estudiado (arcilloso de baja permeabilidad) tamizado con la malla No.20, a partir del suelo seco hasta que se satura. Figura (40), (41), (42), (43), (44) y (45)



— *Figura (40).*
Suelo seco



— *Figura (41).*
infiltración apreciable 10%



— *Figura (42)*
Infiltración apreciable 30%



— *Figura (43)*
Infiltración apreciable 65%



— *Figura (44).*
Infiltración apreciable 85%



— *Figura (45).*
suelo saturado

4.2 Procesamiento y análisis de datos

Una vez terminado el registro en laboratorio se procesaron los datos para obtener información de ellos. Dicho procesamiento se realizó en gabinete y comprendió tres etapas. La primera fue la captura de los registros de campo en hojas de cálculo electrónicas. La segunda consistió en determinar la tasa de infiltración de la fase estacionaria, a partir de los registros de tiempo y altura de columna de agua, más su transformación en hora decimal, altura de lámina equivalente y lámina acumulada, con la correspondiente graficación de la infiltración acumulada, y mediante el ajuste del modelo lineal de la fase estacionaria para las tres tensiones.

La tercera consistió en la determinación de la conductividad hidráulica saturada K_S y del parámetro α del modelo de Gardner; en el cálculo de la conductividad hidráulica insaturada $K(\psi)$ y de la porosidad efectiva, y en la determinación de la proporción del flujo insaturado para diferentes tamaños de poros.

4.2.1 Determinación de la tasa de infiltración de la fase estacionaria

La tasa de infiltración en estado estacionario puede definirse como la velocidad de flujo que entra al suelo cuando todo el espacio poroso de cierto tamaño (limitado por la tensión aplicada) se encuentra lleno de agua. La obtención de este valor a partir de datos de infiltración tomados en laboratorio, requiere del procesamiento de los datos de tiempo y de las láminas de agua equivalente y acumulada.

4.2.1.1 Procesamiento de los datos de tiempo

Son los primeros que se procesaron y se presentó en formato de horas decimales para facilitar los cálculos. Para convertir de formato de horas: minutos: segundos (tomados en campo) a horas decimales, se empleó la ecuación [2].

$$H_{dec} = H + \frac{min}{60} + \frac{seg}{3600} \quad [2]$$

donde H_{dec} corresponde a la hora en formato decimal, H es el valor de la hora, min es el valor de los minutos y seg el de los segundos.

Posteriormente se realizó una sustracción entre el tiempo de registro y el tiempo de inicio de la prueba.

$$t_{acum} = t_{reg} - t_i \quad [3]$$

Donde t_{acum} es el tiempo acumulado a partir del inicio de la prueba, t_{reg} es el tiempo registrado para una medición específica y t_j es el registro de tiempo de inicio. En la tabla 3 se puede observar el tiempo acumulado en formato decimal, obtenido a partir del tiempo de inicio (hh:mm:ss), tomando los datos del tipo de suelo estudiado (arcilloso de baja compresibilidad) tamizado con la malla No. 20. De la tensión -3.0cm. Tabla (6). Las demás tablas de la obtención del tiempo acumulado de la malla 20 con las otras tensiones, así como de los tamizados de la malla No. 10, 40 y 60 para diferentes tensiones se encuentran en los anexos. pág. 99.

Tiempo acumulado desde el inicio con datos de la tensión -3.0cm

Tiempo en laboratorio (hh:mm:ss)		Tiempo en horas decimales	Tiempo acumulado (hr desde el inicio)
<i>hora</i>	<i>min</i>		
10	12	10.200	0
10	14	10.233	0.033
10	16	10.267	0.067
10	18	10.300	0.100
10	20	10.333	0.133
10	22	10.367	0.167
10	24	10.400	0.200
10	26	10.433	0.233
10	28	10.467	0.267
10	30	10.500	0.300
10	32	10.533	0.333
10	34	10.567	0.367
10	36	10.600	0.400
10	38	10.633	0.433
10	40	10.667	0.467
10	42	10.700	0.500
10	44	10.733	0.533
10	46	10.767	0.567
10	48	10.800	0.600
10	50	10.833	0.633
10	52	10.867	0.667
10	54	10.900	0.700
10	56	10.933	0.733
10	58	10.967	0.767
11	0	11.000	0.800

11	2	11.033	0.833
11	4	11.067	0.867
11	6	11.100	0.900
11	8	11.133	0.933
11	10	11.167	0.967
11	12	11.200	1.000
11	14	11.233	1.033
11	16	11.267	1.067
11	18	11.300	1.100
11	20	11.333	1.133
11	22	11.367	1.167
11	24	11.400	1.200
11	26	11.433	1.233
11	28	11.467	1.267
11	30	11.500	1.300
11	32	11.533	1.333
11	34	11.567	1.367
11	36	11.600	1.400
11	38	11.633	1.433
11	40	11.667	1.467
11	42	11.700	1.500
11	44	11.733	1.533
11	46	11.767	1.567
11	48	11.800	1.600
11	50	11.833	1.633
11	52	11.867	1.667
11	54	11.900	1.700
11	56	11.933	1.733
11	58	11.967	1.767
12	0	12.000	1.800
12	2	12.033	1.833
12	4	12.067	1.867
12	6	12.100	1.900
12	8	12.133	1.933
12	10	12.167	1.967
12	12	12.200	2.000
12	14	12.233	2.033
12	16	12.267	2.067
12	18	12.300	2.100
12	20	12.333	2.133

Tabla (6). Tiempo acumulado malla No.20. tensión -3.0cm

4.2.1.2 Procesamiento de datos de altura de lámina equivalente y lámina acumulada.

Después de haber procesado los datos de tiempo, realizó lo respectivo con los datos de altura de la columna de agua.

Los registros obtenidos con el INDI corresponden a mediciones de altura de una lámina de agua que va disminuyendo en el tiempo, a medida que el agua va entrando en el suelo, pero como el área del reservorio principal es distinta del área de la base del infiltrómetro, se requiere calcular la altura de lámina equivalente. Para ello, se partió de las siguientes consideraciones:

El reservorio principal. Figura (46) tiene una sección circular de área (A_1) y la base del infiltrómetro tiene una sección circular de área (A_2). Siendo que tanto el diámetro del reservorio principal como el de la base del infiltrómetro son conocidos, las áreas antes mencionadas pueden ser calculadas. Por otra parte, considerando que durante un ensayo de infiltración, la disminución de la altura de la columna de agua (h_1) en el reservorio principal en un intervalo de registro es un dato conocido y que el volumen de agua (V_1) que se perdió en el reservorio principal es igual al volumen de agua (V_2) que se infiltró en el suelo, se está en posibilidad de calcular la altura de agua infiltrada en el suelo (h_2) o altura de lámina equivalente.

Así,

$$V_1 = V_2 \quad [4]$$

Y siendo que,

$$V_1 = A_1 \cdot h_1 \quad [5]$$

Y

$$V_2 = A_2 \cdot h_2 \quad [6]$$

Entonces

$$A_1 \cdot h_1 = A_2 \cdot h_2 \quad [7]$$

Donde h_2 representa la altura de lámina equivalente, o sea, la columna de agua que se infiltró.

Por lo tanto:

$$h_2 = \frac{(A_1 \cdot h_1)}{A_2} \quad [8]$$

Empleando los datos de la tabla (5), donde el diámetro interno del reservorio principal es de 3.23 cm y el de la base es de 10 cm, se calcularon las áreas con la fórmula de la superficie del círculo:

$$A_c = \pi \cdot r^2 = \pi \cdot \left(\frac{D}{2}\right)^2 \quad [9]$$

Donde A_c es la superficie del círculo en cuestión, π es la constante 3.141593, r es el radio y D su diámetro.

Así, para el reservorio principal se obtiene una superficie de **8.19 cm²(A)** y para la base una de **78.54 cm²(A)**.

Entonces, por ejemplo, con una altura de columna de agua $h_1 = 3.0$ cm, la altura de lámina equivalente será:

$$h_2 = (8.19 * 3.0) / 78.54 = 0.313$$

Esto indica que una columna de agua de $h_1 = 3.0$ cm en el reservorio principal corresponde a una altura de lámina equivalente de $h_2 = 0.313$ cm en la base, o sea 3.13 mm. De esta forma se pudo calcular para cada medición de altura de columna de agua una altura de lámina equivalente. En la tabla (7) se muestran los valores de altura de lámina equivalente para los datos del tipo de suelo estudiado (arcilloso de baja compresibilidad) tamizado con la malla No. 20. De la tensión -3.0cm.

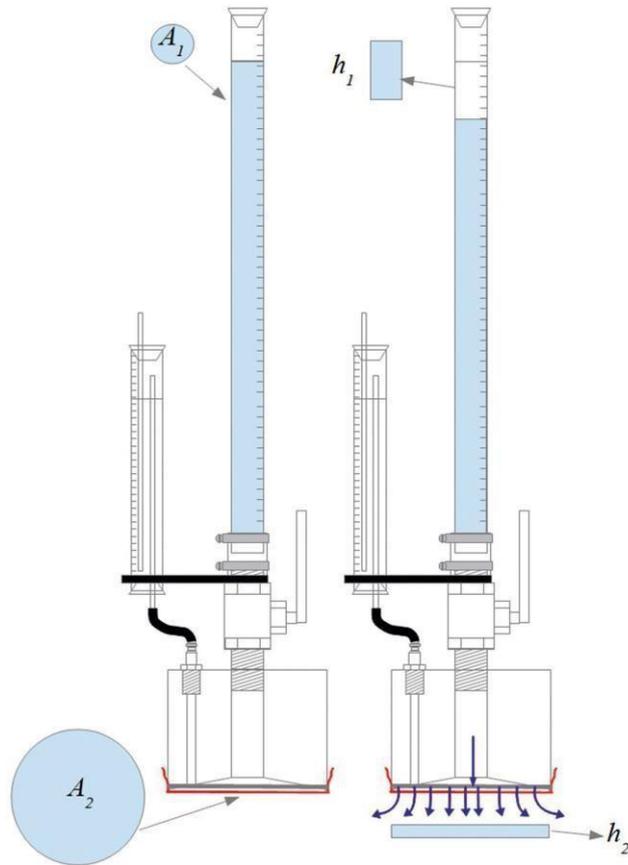


Figura (46). (Gómez Tagle, 2014) Altura de lámina equivalente. A_1) Área de sección circular del reservorio principal, A_2) área de la base del infiltrómetro (superficie de infiltración), h_1) altura de la columna de agua perdida en el reservorio principal, h_2) lámina equivalente del agua infiltrada en el suelo

Altura de lámina equivalente con datos de la malla 20, tensión -3.0 cm

Altura de la columna de agua (cm)	Altura lamina equivalente (mm)
85.5	89.16
83.7	87.28
77	80.29
74	77.17
73.5	76.64
70.1	73.10
67	69.87
66.6	69.45
60.7	63.30
59.5	62.05
56.5	58.92

53.2	55.48
52.5	54.75
50.4	52.56
48	50.05
46	47.97
45.5	47.45
43	44.84
40.5	42.23
40	41.71
38.6	40.25
36.5	38.06
35	36.50
33.7	35.14
33.4	34.83
32	33.37
30.5	31.80
29.7	30.97
29.3	30.55
27.8	28.99
26.6	27.74
25.3	26.38
25.2	26.28
24.2	25.24
23	23.98
21.9	22.84
21	21.90
20.7	21.59
19.7	20.54
18.7	19.50
17.6	18.35
17.2	17.94
16.5	17.21
15.4	16.06
15.3	15.95
14.4	15.02
14.3	14.91
14	14.60
13	13.56
12	12.51
10.7	11.16
9.3	9.70
8	8.34
6.5	6.78

5.4	5.63
4.2	4.38
4.2	4.38
4.2	4.38
4.2	4.38
4.2	4.38
4.2	4.38
4.2	4.38
4.2	4.38
4.2	4.38
4.2	4.38
4.2	4.38

Tabla (7). Altura de lámina equivalente con datos de la malla 20, tensión -3.0 cm

Una vez calculadas las alturas de lámina equivalente para cada registro se procedió al cálculo de la lámina acumulada, la que se realizó al sustraer la altura de la lámina equivalente al inicio del ensayo, a la lámina equivalente del registro en cuestión.

$$l_{acum} = leq_{reg} - leq_i \quad [10]$$

en donde l_{acum} es la lámina acumulada para un registro específico, leq_{reg} es la altura de lámina equivalente para el registro en cuestión y leq_i es la altura de lámina equivalente al inicio del ensayo de infiltración. En la tabla (8) se muestran los valores de lámina acumulada para los datos del tipo de suelo estudiado (arcilloso de baja compresibilidad) tamizado con la malla No. 20. De la tensión -3.0cm. Las demás tablas de la obtención de los valores de lámina acumulada de la malla 20 con las otras tensiones, así como de los tamizados de la malla No. 10, 40 y 60 para diferentes tensiones se encuentran en los anexos. Pag.99

Lámina acumulada con datos de la malla 20 tensión -3.0 de la tabla 2

Altura de la columna de agua (cm)	Altura lamina equivalente (mm)	Altura lamina acumulada (mm)
85.5	89.16	0.00
83.7	87.28	1.88
77	80.29	8.86
74	77.17	11.99
73.5	76.64	12.51
70.1	73.10	16.06
67	69.87	19.29
66.6	69.45	19.71
60.7	63.30	25.86
59.5	62.05	27.11
56.5	58.92	30.24
53.2	55.48	33.68
52.5	54.75	34.41
50.4	52.56	36.60
48	50.05	39.10
46	47.97	41.19
45.5	47.45	41.71
43	44.84	44.32
40.5	42.23	46.93
40	41.71	47.45
38.6	40.25	48.91
36.5	38.06	51.10
35	36.50	52.66
33.7	35.14	54.02
33.4	34.83	54.33
32	33.37	55.79
30.5	31.80	57.35
29.7	30.97	58.19
29.3	30.55	58.60
27.8	28.99	60.17
26.6	27.74	61.42
25.3	26.38	62.78
25.2	26.28	62.88
24.2	25.24	63.92
23	23.98	65.17
21.9	22.84	66.32
21	21.90	67.26
20.7	21.59	67.57

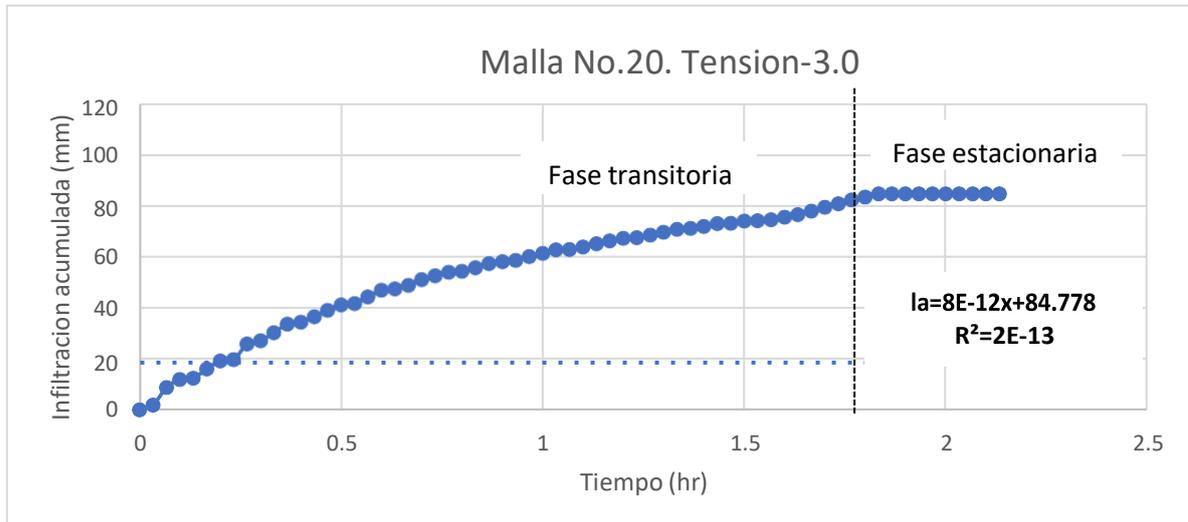
Altura de la columna de agua, tiempo en hora decimal, tiempo desde el inicio, altura de lámina equivalente y lámina acumulada. Malla No.20. Tension-3.0cm

Tiempo en laboratorio (hh:mm:ss)		Altura de la columna de agua (cm)	Tiempo en hora decimal	Tiempo desde el inicio (hr)	Altura lamina equivalente (cm)	Altura lamina equivalente (mm)	Altura lamina acumulada (mm)
hora	min						
10	12	85.5	10.200	0	8.92	89.16	0
10	14	83.7	10.233	0.033	8.73	87.28	1.88
10	16	77	10.267	0.067	8.03	80.29	8.86
10	18	74	10.300	0.100	7.72	77.17	11.99
10	20	73.5	10.333	0.133	7.66	76.64	12.51
10	22	70.1	10.367	0.167	7.31	73.10	16.06
10	24	67	10.400	0.200	6.99	69.87	19.29
10	26	66.6	10.433	0.233	6.94	69.45	19.71
10	28	60.7	10.467	0.267	6.33	63.30	25.86
10	30	59.5	10.500	0.300	6.20	62.05	27.11
10	32	56.5	10.533	0.333	5.89	58.92	30.24
10	34	53.2	10.567	0.367	5.55	55.48	33.68
10	36	52.5	10.600	0.400	5.47	54.75	34.41
10	38	50.4	10.633	0.433	5.26	52.56	36.60
10	40	48	10.667	0.467	5.01	50.05	39.10
10	42	46	10.700	0.500	4.80	47.97	41.19
10	44	45.5	10.733	0.533	4.74	47.45	41.71
10	46	43	10.767	0.567	4.48	44.84	44.32
10	48	40.5	10.800	0.600	4.22	42.23	46.93
10	50	40	10.833	0.633	4.17	41.71	47.45
10	52	38.6	10.867	0.667	4.03	40.25	48.91
10	54	36.5	10.900	0.700	3.81	38.06	51.10
10	56	35	10.933	0.733	3.65	36.50	52.66
10	58	33.7	10.967	0.767	3.51	35.14	54.02
11	0	33.4	11.000	0.800	3.48	34.83	54.33
11	2	32	11.033	0.833	3.34	33.37	55.79
11	4	30.5	11.067	0.867	3.18	31.80	57.35
11	6	29.7	11.100	0.900	3.10	30.97	58.19
11	8	29.3	11.133	0.933	3.06	30.55	58.60
11	10	27.8	11.167	0.967	2.90	28.99	60.17
11	12	26.6	11.200	1.000	2.77	27.74	61.42
11	14	25.3	11.233	1.033	2.64	26.38	62.78
11	16	25.2	11.267	1.067	2.63	26.28	62.88
11	18	24.2	11.300	1.100	2.52	25.24	63.92
11	20	23	11.333	1.133	2.40	23.98	65.17

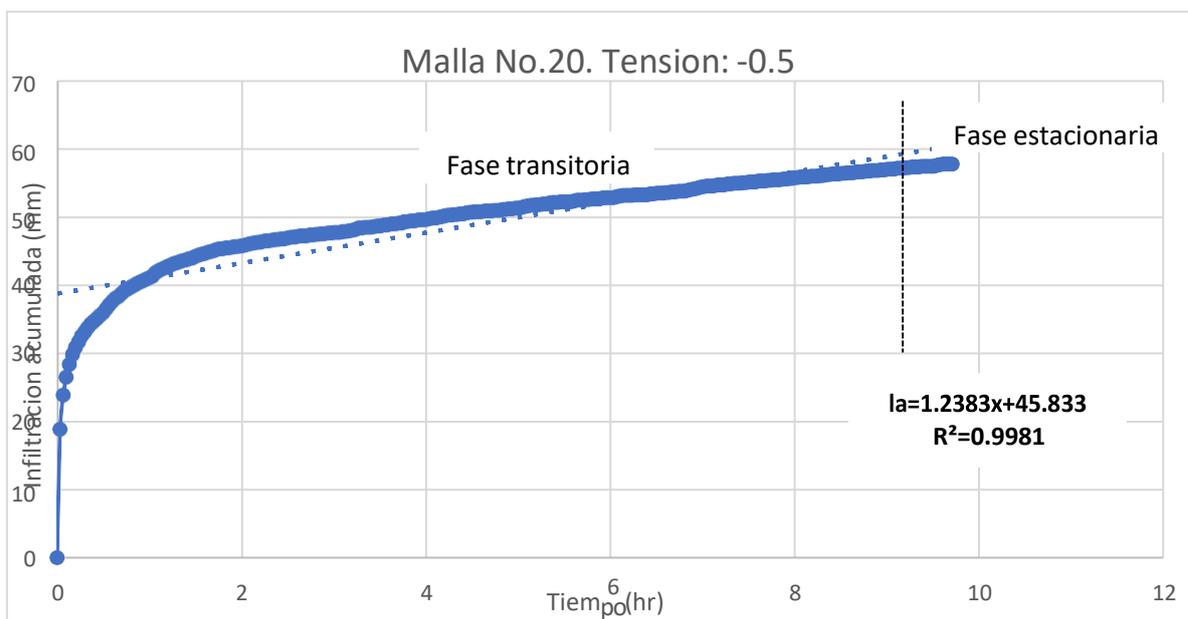
11	22	21.9	11.367	1.167	2.28	22.84	66.32
11	24	21	11.400	1.200	2.19	21.90	67.26
11	26	20.7	11.433	1.233	2.16	21.59	67.57
11	28	19.7	11.467	1.267	2.05	20.54	68.61
11	30	18.7	11.500	1.300	1.95	19.50	69.66
11	32	17.6	11.533	1.333	1.84	18.35	70.80
11	34	17.2	11.567	1.367	1.79	17.94	71.22
11	36	16.5	11.600	1.400	1.72	17.21	71.95
11	38	15.4	11.633	1.433	1.61	16.06	73.10
11	40	15.3	11.667	1.467	1.60	15.95	73.20
11	42	14.4	11.700	1.500	1.50	15.02	74.14
11	44	14.3	11.733	1.533	1.49	14.91	74.25
11	46	14	11.767	1.567	1.46	14.60	74.56
11	48	13	11.800	1.600	1.36	13.56	75.60
11	50	12	11.833	1.633	1.25	12.51	76.64
11	52	10.7	11.867	1.667	1.12	11.16	78.00
11	54	9.3	11.900	1.700	0.97	9.70	79.46
11	56	8	11.933	1.733	0.83	8.34	80.82
11	58	6.5	11.967	1.767	0.68	6.78	82.38
12	0	5.4	12.000	1.800	0.56	5.63	83.53
12	2	4.2	12.033	1.833	0.44	4.38	84.78
12	4	4.2	12.067	1.867	0.44	4.38	84.78
12	6	4.2	12.100	1.900	0.44	4.38	84.78
12	8	4.2	12.133	1.933	0.44	4.38	84.78
12	10	4.2	12.167	1.967	0.44	4.38	84.78
12	12	4.2	12.200	2.000	0.44	4.38	84.78
12	14	4.2	12.233	2.033	0.44	4.38	84.78
12	16	4.2	12.267	2.067	0.44	4.38	84.78
12	18	4.2	12.300	2.100	0.44	4.38	84.78
12	20	4.2	12.333	2.133	0.44	4.38	84.78

Tabla (9). Altura de la columna de agua, tiempo en hora decimal, tiempo desde el inicio, altura de lámina equivalente y lámina acumulada. Malla No.20. Tension-3.0cm

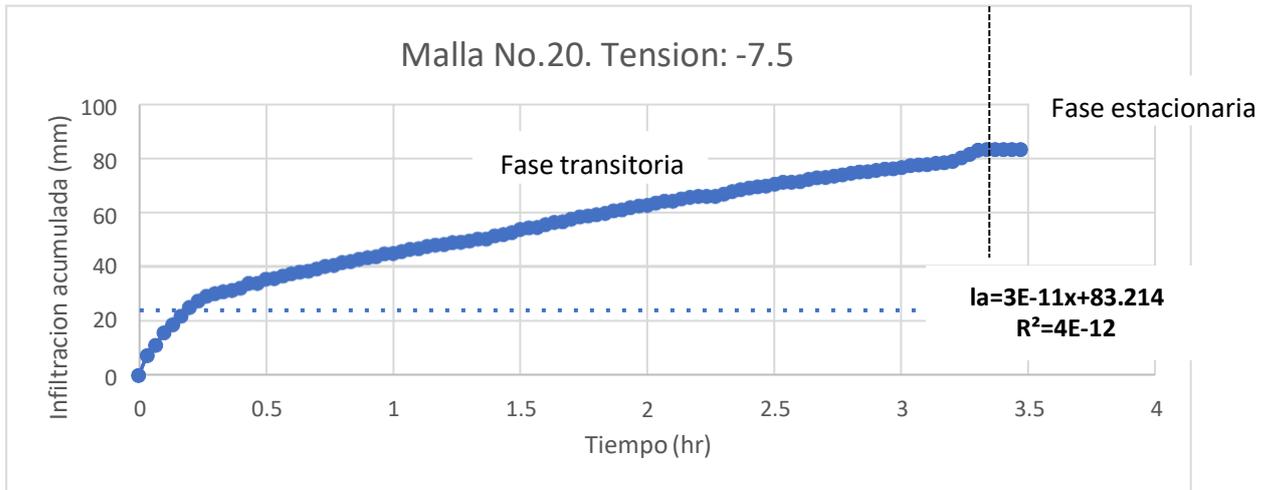
Ajustando los datos de la fase estacionaria que inicia a las 12:02pm horas y tomando, se obtiene un modelo lineal de tipo $y=mx+k$, donde m es la pendiente o tasa de infiltración estacionaria y k el intercepto. Grafica (3). El valor m de la ecuación indica entonces que, en condiciones estables, para una tensión de -3.0cm para la malla 20 la infiltración en estado estacionario es de $8E-12$ mm/hr.



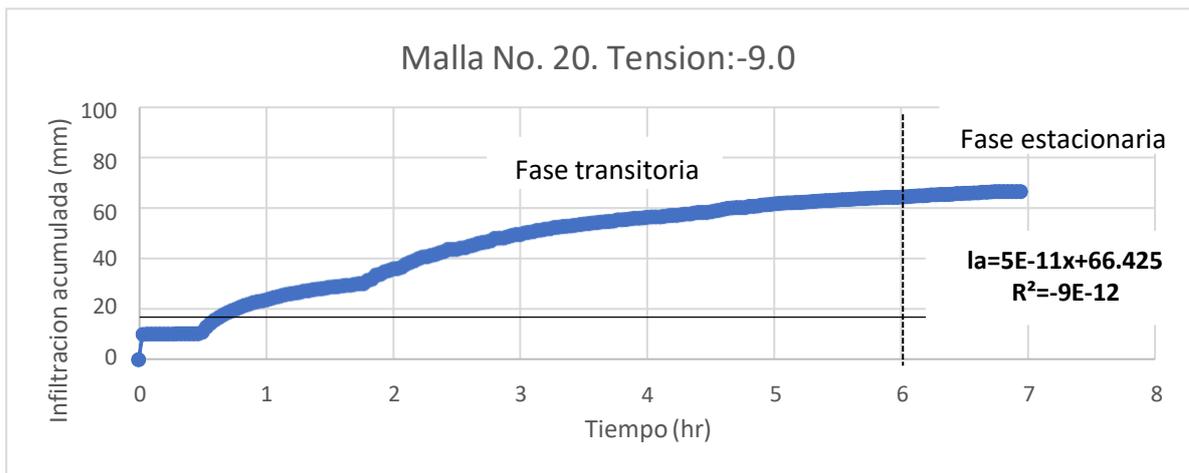
Grafica (3). Infiltración acumulada (la) en función del tiempo (t) para los datos de la tabla (5). Se presentan los datos de la tensión (-3.0 cm), con las fases transitoria y estacionaria, y el ajuste del modelo lineal.



Grafica (4). Infiltración acumulada (la) en función del tiempo (t). Se presentan los datos de la tensión (-0.5 cm), con las fases transitoria y estacionaria, y el ajuste del modelo lineal.



Gráfica (5). Infiltración acumulada (la) en función del tiempo (t). Se presentan los datos de la tensión (-7.5 cm), con las fases transitoria y estacionaria, y el ajuste del modelo lineal.



Gráfica (6). Infiltración acumulada (la) en función del tiempo (t). Se presentan los datos de la tensión (-9.0 cm), con las fases transitoria y estacionaria, y el ajuste del modelo lineal.

En las Gráficas. 3,4, 5 y 6 de la malla No.20 se muestra el comportamiento de la infiltración acumulada para las cuatro tensiones de -0.5 cm, -3.0 cm, -7.5 cm y 9.0 cm. La fase estacionaria para cada una de estas tensiones se puede reconocer por el comportamiento lineal de la infiltración acumulada. Así, la tasa de infiltración de tensión (-3.0 cm) es de $8E-12$ mm/hr. la de tensión (-0.5 cm) es de 1.2383 mm/hr, la de tensión (-7.5 cm) es de $3E-11$ mm/ hr, y la de tensión (-9.0 cm) es de $-5E-11$ mm/hr. Puede apreciarse que el valor de la pendiente decrece conforme incrementa la tensión, este es el comportamiento normal y se debe a que cuando la tensión es baja (por ejemplo -0.5 cm), tanto los poros pequeños como los grandes conducen agua (hay gran flujo de agua), mientras que cuando la tensión es alta (por ejemplo -9.0 cm) solamente los poros pequeños cuya succión es mayor a la tensión impuesta por el infiltrómetro, conducen agua (hay menor flujo de agua).

En la tercera etapa del procesamiento de datos, con el valor de las tasas de infiltración de la fase estacionaria, se determinan primero, la conductividad hidráulica saturada K_S , después, se calcula la conductividad hidráulica insaturada $K(\psi)$ para las cuatro tensiones, posteriormente, se calcula la porosidad efectiva, y para finalizar, se determina la proporción del flujo insaturado para diferentes intervalos de tamaños de poros.

4.2.2 Conductividad hidráulica saturada

Para determinar la conductividad hidráulica saturada, se debe considerar que desde la base del infiltrómetro, el flujo de agua es tridimensional, por lo que se requiere de una formulación que incluya tanto el flujo lateral como el vertical.

Wooding (1968) determinó una relación entre la geometría de la base y el flujo de agua en condiciones saturadas, así, estableció que el flujo de agua que entra al suelo por fuerzas gravitacionales a través de una fuente de superficie circular somera e inundada, en condiciones estacionarias de saturación, se puede expresar con la siguiente ecuación:

$$Q_a = 2\pi a + 4 \quad [11]$$

Donde Q_a es el flujo adimensional, $a = \alpha \cdot r_0 / 2$, r_0 es el radio del disco y α corresponde al número de sorbilidad de White *et al.* (1992) o al parámetro de proporcionalidad del modelo de Gardner, el cual relaciona la conductividad insaturada a una tensión determinada, con la conductividad saturada mediante:

$$K(\psi) = K_s e^{(\alpha\psi)} \quad [12]$$

Siendo $K(\psi)$ la conductividad hidráulica insaturada, K_s la conductividad hidráulica saturada y ψ la tensión o potencial de humedad del suelo.

Debido a que la ecuación de Wooding [11] está formulada para un medio saturado, hay que incorporarle el flujo asociado a las fuerzas capilares del medio insaturado (la secuencia de ecuaciones no se presenta), adquiriendo la forma:

$$q_\infty = K(\psi_0) \left(1 + \frac{4}{\alpha \pi r_0}\right) \quad [13]$$

Donde q_∞ es el flujo en estado estacionario, $K(\psi_0)$ es la conductividad hidráulica a la tensión aplicada al infiltrómetro, α es el parámetro de proporcionalidad del modelo de Gardner y r_0 es el radio de la base (disco) del infiltrómetro.

En la ecuación [13] se substituye $K(\psi_0)$ por sus componentes de la Ecuación [12], para incorporar K_s . Finalmente, el flujo de infiltración o tasa de infiltración q_∞ de la fase estacionaria para una tensión ψ , es iguala:

$$q_\infty(\psi) = \left(1 + \frac{4}{\alpha \pi r_0}\right) K_s e^{(\alpha\psi)} \quad [14]$$

Es con esta ecuación que se está en posibilidad de calcular los valores de K_s y α . Existen diversas soluciones matemáticas para estimar la conductividad hidráulica saturada K_s a partir de la solución de Wooding. Entre ellas, están la infiltración de un disco basado en la teoría de longitud capilar (White y Perroux, 1987), las mediciones de flujo estacionario con diferentes tensiones (Reynolds y Elrick, 1991; Ankeny, 1992), las mediciones de flujo transitorio con diferentes tensiones (Smettem y Clothier, 1989) y la de Logsdon y Jaynes (1993) que es la que se utilizó en este trabajo de investigación.

Este método estima la conductividad hidráulica saturada K_S y α (a través de la Ecuación [14]), mediante un ajuste simultáneo no lineal (por mínimos cuadrados), de las tasas de infiltración en flujo estacionario, de por lo menos tres tensiones. Dichas tasas corresponden a las pendientes de las cuatro rectas de las Gráficas 2,3,4 y 5 Para realizar el ajuste, previamente se requiere transformar las unidades de los datos obtenidos en campo, a unidades métricas (sistema internacional). Así, el flujo de infiltración $q(\psi)$ se convierte de milímetro/hora a metro/segundo, la tensión ψ cambia de centímetro a kilopascal y el radio del disco r_0 de centímetro a metro.

Para convertir el flujo de infiltración (q) de mm/hr a (Q) en m/s se aplicó la ecuación:

$$[15] \quad Q_{(m/s)} = \left[\frac{Q_{(mm/hr)}}{1000} \right] \cdot 1 / 3600$$

Donde $Q_{(m/s)}$ es el flujo de infiltración en metros por segundo (m/s) y $Q_{(mm/hr)}$ el flujo de infiltración en milímetros por hora (mm/hr).

Para convertir la tensión en centímetros a kilopascales (kPa) se aplicó la fórmula:

$$\psi_{(kPa)} = \psi_{(cm\ agua)} \cdot 0.0980665 \quad [16]$$

Donde $\psi_{(kPa)}$ es la tensión en kilopascales (kPa) y $\psi_{(cm\ agua)}$ es la tensión en centímetros de agua (cm).

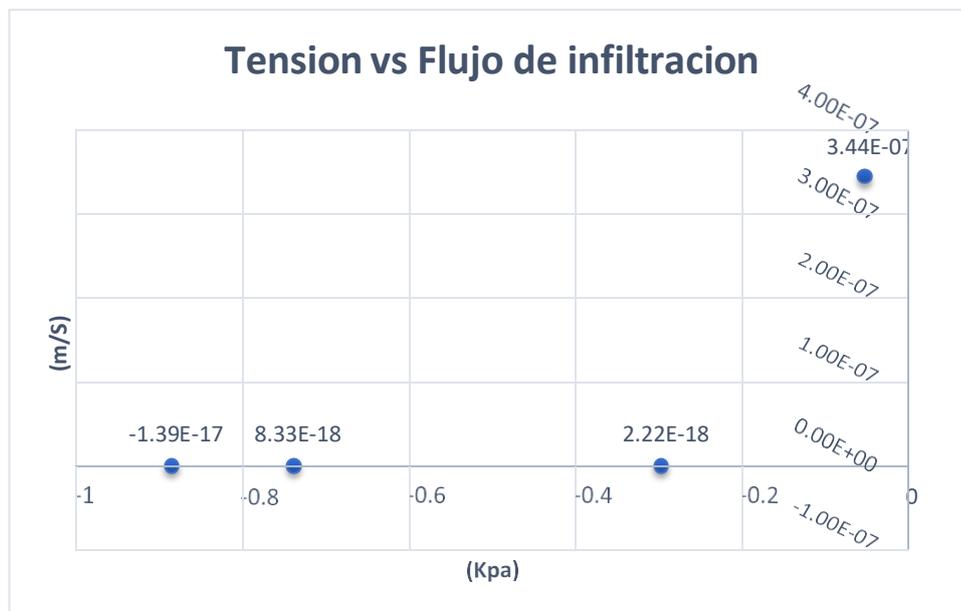
El ajuste simultáneo no lineal del método de Logsdon y Jaynes puede realizarse con diversos programas estadísticos en este caso se utilizó el Ambiente de programación estadística R, porque es gratuito, se descarga de la red (Internet) y cuenta con una amplia base de colaboradores. Y otros programas son comerciales.

En la (Tabla 10) se presentan las tensiones (ψ) tanto en centímetros de agua como en kilopascales y el flujo de infiltración (Q) tanto en milímetros por hora como en metros por segundo de la malla No. 20. La tabla de tensión vs flujo de infiltración, así como las gráficas de la malla 10,40 y 60 se pueden observar en el capítulo 5. Resultados

Tensión		Flujo de infiltración	
(cm)	(kPa)	(mm/hr)	(m/s)
-9.00	-0.8825	5.00E-11	-1.39E-17
-7.50	-0.7355	3.00E-11	8.33E-18
-3.00	-0.2941	8.00E-12	2.22E-18
-0.50	-0.049	1.2383	3.44E-07

Tabla (10). Tensión (ψ) y flujo de infiltración insaturado (Q) en diferentes unidades. Del suelo estudiado (arcilloso de baja compresibilidad) tamizado con la malla No. 20

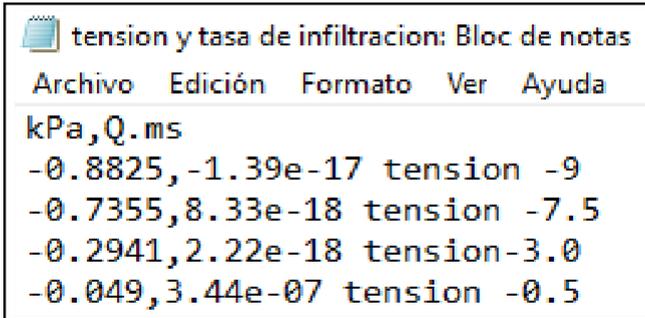
En la Grafica (7) se ilustra la relación de dependencia entre la tensión (ψ) y el flujo de infiltración insaturado (Q). malla No.20



Grafica (7). Relación de dependencia entre la tensión (ψ) y el flujo de infiltración insaturado (Q). Entre paréntesis se indican los valores de flujo estacionario en m/s.

4.2.3 Procedimiento del ajuste de Logsdon y Jaynes en Ambiente R

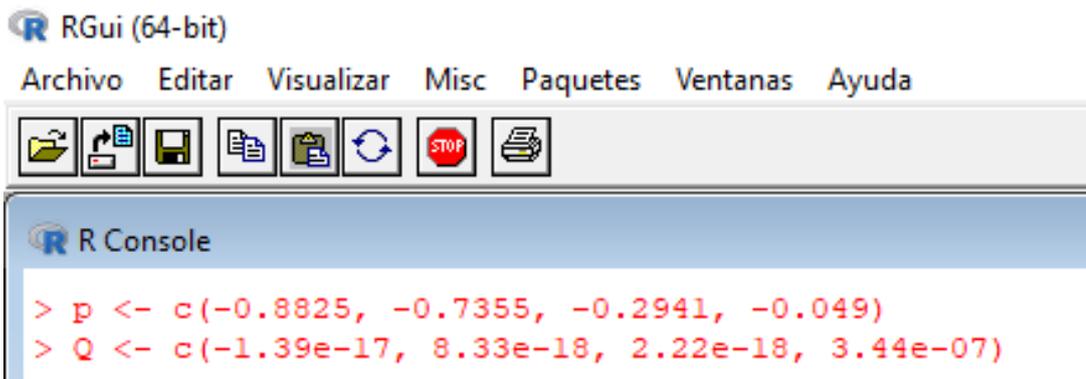
El archivo con la información a procesar se obtuvo en un formato de texto, el cual se generó desde un procesador de textos. En este caso se empleó el formato estándar *.CSV que significa *Comma Separated Value* o valores separados por comas. Tabla (11). Se utilizaron los datos de tensión aplicada (en kilopascales) y de flujo de infiltración (en metros por segundo)



kPa	Q.ms	tension
-0.8825	-1.39e-17	-9
-0.7355	8.33e-18	-7.5
-0.2941	2.22e-18	-3.0
-0.049	3.44e-07	-0.5

Tabla (11). Tensión vs flujo de infiltración

En Ambiente R el símbolo “>” en el inicio de línea es parte de la consola y es la forma que tiene R para indicar “estoy listo para recibir instrucciones”. Por otra parte, “#” indica inicio de comentario, de tal forma que todo texto después de “#” no será tomado en cuenta por R. Así, Primero se generaron dos vectores con la información de tensión y flujo de infiltración:



```
RGui (64-bit)
Archivo Editar Visualizar Misc Paquetes Ventanas Ayuda
[Icons: File Explorer, Copy, Paste, Undo, Redo, Stop, Print]
R Console
> p <- c(-0.8825, -0.7355, -0.2941, -0.049)
> Q <- c(-1.39e-17, 8.33e-18, 2.22e-18, 3.44e-07)
.
```

El resultado fué:

```
> p
[1] -0.8825 -0.7355 -0.2941 -0.0490
> Q
[1] -1.39e-17 8.33e-18 2.22e-18 3.44e-07
```

Los números en la extrema izquierda no forman parte de los datos, simplemente están indicando la etiqueta de las observaciones.

Después, se aplicó el método de ajuste simultáneo no lineal con la técnica de los mínimos cuadrados, empleando el comando nls de R.

```
> kh.mod <- nls(Q ~ ((ks*exp(a*p))*(1+(4/pi*0.05*a))),start=list(ks=5E-6,a=0.05), control = list(maxiter = 500, warnOnly = TRUE))
Warning message:
In nls(Q ~ ((ks * exp(a * p)) * (1 + (4/pi * 0.05 * a))), start = list(ks = 5e-06, :
singular gradient
```

El método requiere que se indique cuál es la expresión deseada y los valores iniciales para empezar las iteraciones del método. En este caso K_S y a son los valores a estimar, ya que el radio se encuentra fijo como 0.05 m que corresponde a un diámetro de 10.0 cm.

La expresión:

$$Q \sim ((K_S * \exp(a * p)) * (1 + (4/\pi * 0.05 * a)))$$

es análoga a la Ecuación [14], donde Q corresponde a $Q^\infty(\psi)$, el flujo de infiltración ($m \cdot s^{-1}$) en fase estable para una tensión definida; p es igual a ψ que es la tensión aplicada en kPa; a es α o factor de forma de la ecuación de Gardner; π la constante $\pi=3.141593$ y el valor 0.05 corresponde a r_0 , el radio del disco en metros.

Después, se llama al modelo recién generado definido en el objeto con (kh.mod)

```
> kh.mod
Nonlinear regression model
  model: Q ~ ((ks * exp(a * p)) * (1 + (4/pi * 0.05 * a)))
  data: parent.frame()
      ks      a
2.212e-06 7.344e+01
residual sum-of-squares: 2.007e-19

Number of iterations till stop: 68
Achieved convergence tolerance: 26690009
Reason stopped: singular gradient
```

El programa R devuelve la información del modelo obtenido, los parámetros, suma de cuadrados e iteraciones para convergencia. El comando summary devuelve más información incluyendo los coeficientes estimados para K_S y a así como el error estándar y la significancia para cada parámetro.

```
> summary(kh.mod)
```

```
Formula: Q ~ ((ks * exp(a * p)) * (1 + (4/pi * 0.05 * a)))
```

```
Parameters:
```

	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
ks	2.212e-06	2.064e-02	0	1
a	7.344e+01	2.470e+05	0	1

```
Residual standard error: 3.168e-10 on 2 degrees of freedom
```

```
Number of iterations till stop: 68
```

```
Achieved convergence tolerance: 26690009
```

```
Reason stopped: singular gradient
```

Finalmente, los valores para K_S y a , que pueden verse en los dos casos anteriores, pueden ser llamados directamente empleando:

```
> coef(kh.mod)
```

	ks	a
	2.212146e-06	7.343867e+01

Se puede apreciar que para la malla N.20 la conductividad hidráulica saturada fue $K_s = 2.212146 \times 10^{-06} = 0.000002212146 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ que corresponde a **7.96 mm·h⁻¹**, mientras que α , es **7.343+01 m⁻¹**.

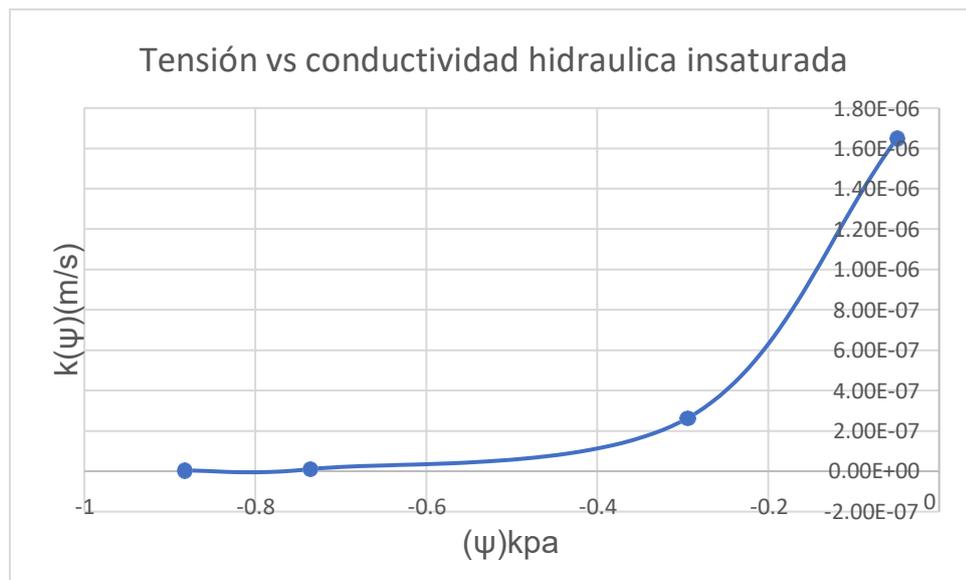
cabe mencionar que con la malla No. 10, 40 y 60 para determinar la conductividad hidráulica saturada (k_s) se obtuvo el mismo procedimiento de ajuste de Logsdon y Jaynes en Ambiente R, mostrando los resultados en el capítulo No. 5.Resultados.

4.2.4 Conductividad hidráulica insaturada

Los valores de K_s y α obtenidos, se incorporaron entonces en la ecuación [12] $K(\psi) = K_s e^{\alpha\psi}$ de Gardner para calcular la conductividad hidráulica insaturada $K(\psi)$, para las cuatro tensiones utilizadas. A partir de este punto, se elaboró una gráfica que generaliza la relación entre la tensión (ψ) y la conductividad $K(\psi)$ Grafica (8). que corresponde a la malla No.20

Malla No.20

(cm)	(kPa)	$k(\psi)$ m/s	k_s m/s
-9.00	-0.8825	3.46E-09	
-7.50	-0.7355	1.04E-08	
-3.00	-0.2941	2.63E-07	
-0.50	-0.049	1.65E-06	2.21E-06



Grafica (8). Malla No.20 Tensión vs conductividad hidráulica insaturada

Una vez mostrado el procedimiento para obtener los parámetros de la ecuación de Gardner a partir de datos de infiltración de laboratorio, se está en posibilidad de realizar un análisis de dichos parámetros dentro del diseño experimental que se tenga, para responder a las preguntas de investigación. En este punto, cabe señalar que los parámetros K_S y α que hasta este momento eran el fin a alcanzar, se constituyen en el medio para realizar análisis posteriores, como el del cálculo de la conductividad insaturada de la porosidad efectiva o conducente del suelo, que será tratada a continuación.

Las gráficas obtenidas que generaliza la relación entre la tensión (ψ) y la conductividad y la conductividad hidráulica insaturada $K(\psi)$ de las mallas No. 10,40 y 60 se pueden apreciar en el capítulo No.5 Resultados.

4.2.5 Porosidad efectiva y proporción de flujo conducente

Como se trató previamente y de acuerdo con la teoría capilar, las tensiones aplicadas de -0.8825 kPa, -0.7355 kPa, -0.2941 kPa y -0.049 kPa de la gráfica (8), corresponden respectivamente a diámetros de poro de 0.18 mm, 0.25 mm y 0.99 mm. Con base en este hecho, diversos autores han planteado métodos para calcular el flujo para diferentes tensiones y sus correspondientes tamaños de poro, y estimar el número de poros efectivos. Los principales métodos son el de Watson y Luxmoore (1986), el de Wilson y Luxmoore (1988) y el de Bodhinayake *et al.* (2004). En la actualidad existe un debate académico sobre la funcionalidad y aplicabilidad de los diversos métodos, en este trabajo de investigación solo se trató con el de Watson y Luxmoore (1986) que es el más sencillo de implementar, y proporciona una base conceptual para realizar comparaciones entre condiciones diversas del suelo, resultado de prácticas de manejo, de cambio de uso del suelo, del tipo de vegetación, entre otros.

De acuerdo con Watson y Luxmoore (1986) el radio de un poro (r) puede derivarse a partir de la ecuación de capilaridad:

$$r = \frac{-2\sigma \cos(\alpha)}{\rho \cdot gh} \approx \frac{-0.15}{h} \quad [17]$$

en donde σ corresponde a la tensión superficial del agua, α es el ángulo de contacto entre el agua y la pared del poro (se asume como 0), ρ es la densidad del agua, g es la aceleración de la gravedad y h es la presión o tensión en centímetros de agua.

Aplicando la formula nos queda:

-0.15/h	Radio	Diámetro
-0.15/-0.5	0.3	0.6
-0.15/-3.0	0.05	0.1
-0.15/-7.5	0.02	0.04
-0.15/-9.0	0.01	0.02

Por otro lado, el número de poros en el suelo inmediatamente por debajo del infiltrómetro está definido por:

$$N = 8\mu K_i / \pi r g (r)^2 \quad [18]$$

donde N es el número de poros, μ corresponde a la viscosidad del agua, K_i es la conductividad hidráulica para un tamaño de poro definido o para cierto intervalo de tamaño de poro y r es el radio del poro.

Aplicando la fórmula para obtener el número de poros se realizó el procedimiento de la malla 20 tensión -0.5cm de la siguiente manera.

Datos:

$$g = 9.81 \text{ m/s}^2$$

$$\mu = 1.00 \times 10^{-3} \text{ kg/m.s}$$

$$K_i = 5.94 \text{ mm/hr} = 1.65 \times 10^{-6} \text{ m/s}$$

$$r^2 = 0.3 \text{ cm} = 9 \times 10^{-6} \text{ m}$$

$$\rho = 9.81 \text{ m/s}^2$$

aplicando la fórmula:

$$N = 8(1.00 \times 10^{-3} \text{ kg/m.s})(1.65 \times 10^{-6} \text{ m/s}) / \pi (998 \text{ kg/m}^3)(9.81 \text{ m/s}^2) (9 \times 10^{-6} \text{ m}) = 1.32 \times 10^{-8} / 0.276816473 = \mathbf{N = 4.768502343 \times 10^{-8}}$$

Conociendo el diámetro y área basal del disco del infiltrómetro (10 cm y 78.5 cm², respectivamente para el INDI), se puede convertir el número de poros por cada diámetro aparente a número de poros por unidad de superficie (por ejemplo, N/m²).

Una vez conocida la cantidad de poros existente a una tensión específica o para un intervalo de porosidad definido, se puede calcular la superficie correspondiente, lo cual se hace multiplicando el número de poros por la superficie de la sección del poro.

$$\Theta_m = N\pi r^2 \quad [19]$$

En donde Θ_m corresponde a la superficie de los poros que se encuentran conduciendo agua debajo de la base del infiltrómetro, N es el número de poros, π es una constante (3.141593) y r corresponde al radio del poro del límite inferior del intervalo de poros. Al igual que para N , se puede expresar la superficie de poros por unidad de área de suelo (Θ_m/m).²

Aplicando la fórmula para obtener la superficie de poros conduciendo agua debajo de la base del infiltrómetro se obtuvo el procedimiento de la malla 20 tensión -0.5cm de la siguiente manera.

$$\Theta_m = (4.768502343e-08) \pi (9e-06) = \Theta_m = 1.348262274e-12. \text{ (Superficie de poros conduciendo agua debajo de la base del infiltrómetro.)}$$

$$A = 7.85e-03. \text{ Área de infiltrómetro}$$

$$\Theta_m/m^2 = 1.348262274e-12 / 7.85e-03 = 1.717531559e-10 \Theta_m/m^2 \text{ (superficie de poros por unidad de área de suelo)}$$

Así, aplicando los métodos antes citados, el dispositivo INDI permite conocer también la condición del espacio poroso conducente del suelo (que representa las cavidades del suelo por donde fluye el agua) y la proporción del flujo total asociada a cada tamaño o intervalo de poro.

El cálculo de la proporción del flujo de infiltración (PF , en porcentaje) para cada diámetro aparente de poro se obtiene a partir de la relación:

$$PF = \Delta K / K_s * 100 \quad [20]$$

Donde ΔK_i es la conductividad hidráulica insaturada para cada diámetro de poro i (por ejemplo, macroporos, mesoporos grandes, mesoporos pequeños) y K_s es la conductividad hidráulica saturada estimada por el ajuste simultáneo no lineal de Longsdon y Jaynes, misma que corresponde al flujo total.

La tabla (12) presenta los datos obtenidos de la malla 20. Determinación de la cantidad de poros (N) y de la proporción de flujo efectivo (PF), obtenido con el INDI en un suelo arcilloso de baja permeabilidad, en Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, aplicando las ecuaciones [17], [18], [19] y [20].

Malla No.20

Diámetro aparente de poro (mm)	N/m ²	ΔK_i (mm/hr)	K_s (mm/hr)	PF (%)	
Macroporos (≥ 1.0 mm)					
Mesoporos grandes (0.3 - <1.0 mm)	1.714637778x10 ⁻¹⁰	5.94		74.62	Tensión - 0.5
Mesoporos pequeños (0.01- < 0.3 mm)	2.737641212x10 ⁻¹¹	0.94		11.80	tensión - 3.0
	1.082565346x10 ⁻¹²	0.03		0.37	tensión - 7.5
	3.601562437x10 ⁻¹³	0.01		0.12	tensión - 9.0
Microporos (< 0.01 mm)					
Total			7.96	86.91	

Tabla (12). Malla No.20. Valores de conductividad hidráulica insaturada (ΔK_i), cantidad de poros (N) y proporción del flujo de infiltración (PF), para varios tamaños de poros, en un tipo de suelo arcilloso de baja permeabilidad empleando el método de Watson y Luxmoore

En la tabla (12) Puede observarse que los mesoporos grandes son los más numerosos y conducen la mayor parte del agua de infiltración, con 74.62 % del flujo, que corresponde a una tensión de -0.5cm, para el tipo de suelo estudiado (arcilloso de baja

permeabilidad) tamizado con la malla No. 20. Después siguen los mesoporos pequeños, que corresponde el 11.80% para la tensión de -3.0cm, de 0.37% para la tensión de 7.5cm y de 0.12% para la tensión de -9.0cm, me permito aclarar que el porcentaje total restante de la proporción de flujo conducente que corresponde al 13.09% para llegar al 100% corresponde al porcentaje de la saturación del flujo. Posteriormente en el capítulo número 5 de los resultados se incluyen las tablas correspondientes al tipo de suelo estudiado, que corresponden a las mallas número: 10,40 y 60 empleando el mismo procedimiento que se realizó de la malla No.20.

CAPITULO 5. Análisis de resultados

Respecto al procesamiento de ajuste de longson y janés se obtuvieron los siguientes resultados de conductividad hidráulica saturada (K_s (m/s) y α (1/m) para los cuatro números de malla 10,20,40 y 60.

No. De malla	Tensiones (m)				K_s (m/s)	α (1/m)
10	-0.5	-3.0	-7.5	-9.0	8.26E-05	7.34

No. De malla	Tensiones (m)				K_s (m/s)	α (1/m)
20	-0.5	-3.0	-7.5	-9.0	2.21E-06	7.34

No. De malla	Tensiones (m)				K_s (m/s)	α (1/m)
40	-0.5	-3.0	-7.5	-9.0	2.63E-10	5.28

No. De malla	Tensiones (m)				K_s (m/s)	α (1/m)
60	-0.5	-3.0	-7.5	-9.0	9.18E-13	4.87

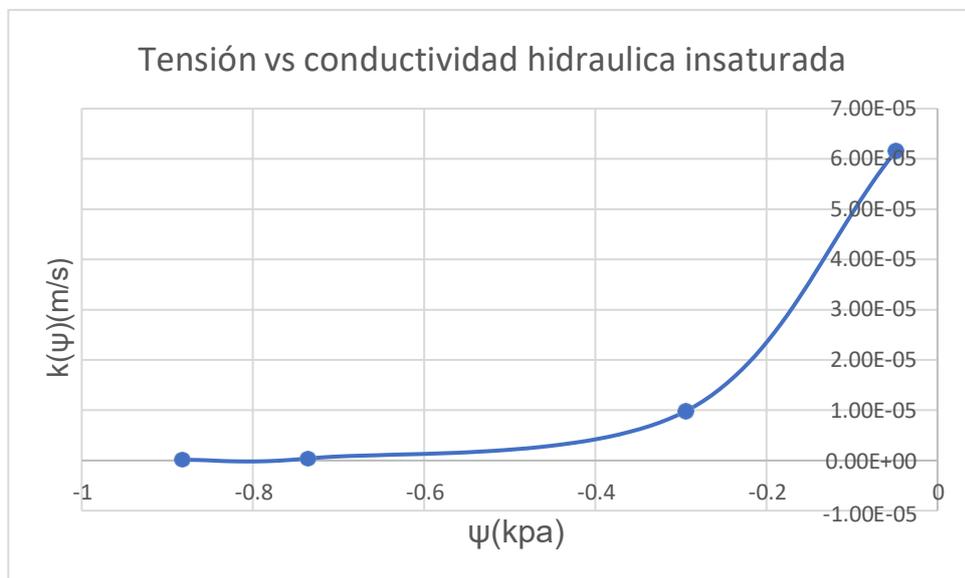
Posteriormente los valores de K_s y α obtenidos, se incorporaron en la ecuación [12]

$K(\psi) = K_s e^{(\alpha\psi)}$ de Gardner para calcular la conductividad hidráulica insaturada $K(\psi)$,

para las cuatro tensiones utilizadas. A partir de este punto, se elaboró una gráfica que generaliza la relación entre la tensión (ψ) y la conductividad $K(\psi)$ por cada número de malla 10,20,40 y 60

Malla No.10

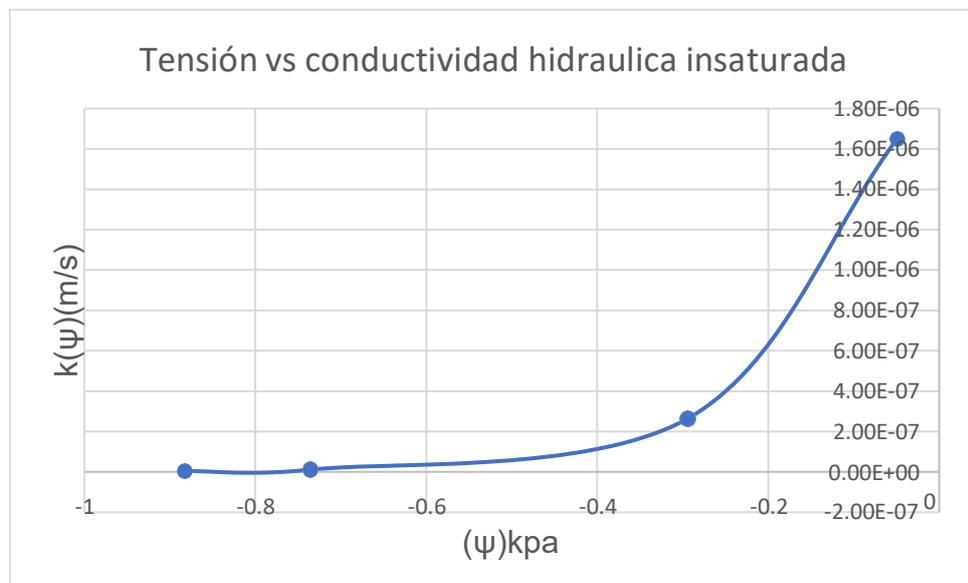
(cm)	(kPa)	$k(\psi)$ m/s	k_s m/s
-9.00	-0.8825	1.29E-07	
-7.50	-0.7355	3.89E-07	
-3.00	-0.2941	9.82E-06	
-0.50	-0.049	6.16E-05	8.26E-05



Grafica (9). Tensión vs conductividad hidráulica insaturada

Malla No.20

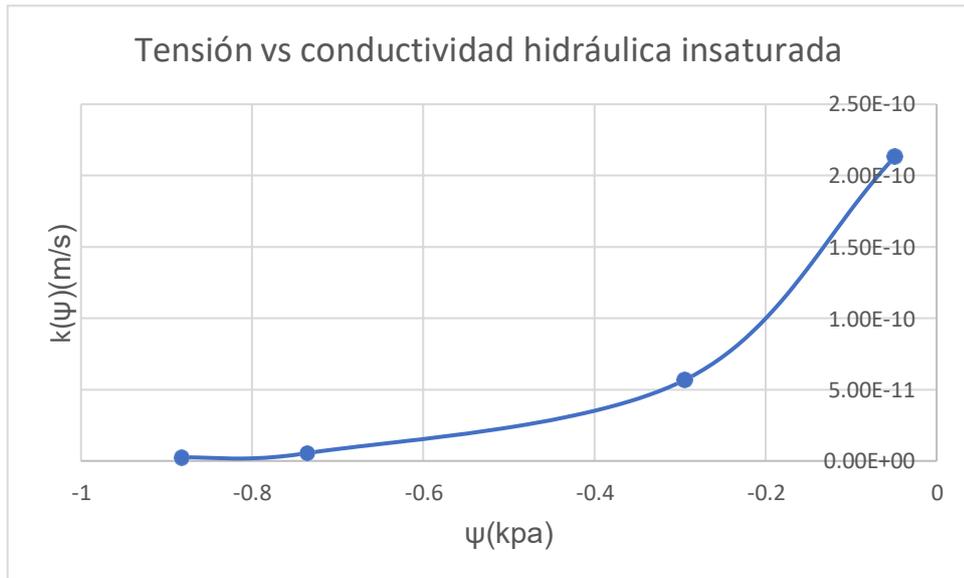
(cm)	(kPa)	$k(\psi)$ m/s	k_s m/s
-9.00	-0.8825	3.46E-09	
-7.50	-0.7355	1.04E-08	
-3.00	-0.2941	2.63E-07	
-0.50	-0.049	1.65E-06	2.21E-06



Grafica (10). Malla No.20 Tensión vs conductividad hidráulica insaturada

Malla No. 40

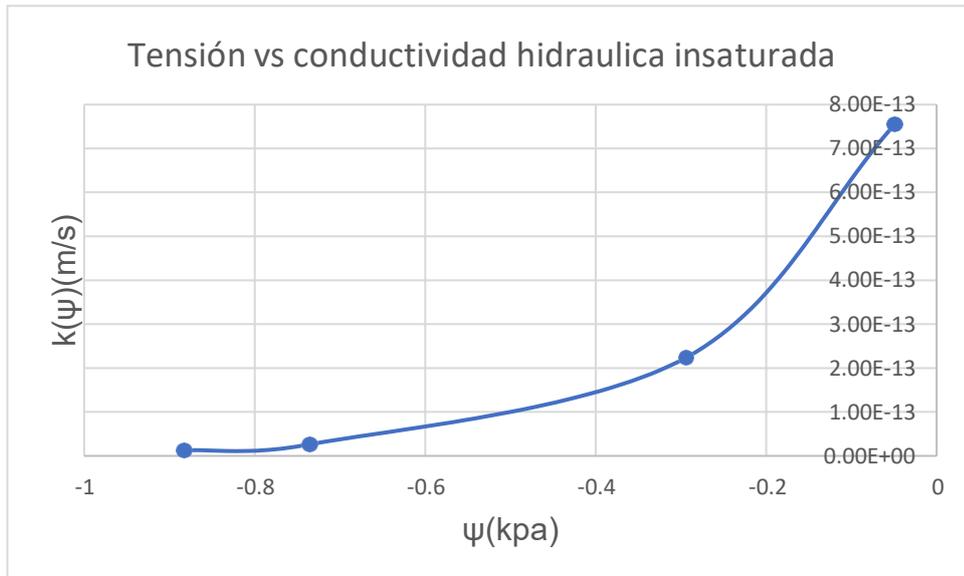
(cm)	(kPa)	$k(\psi)$ m/s	k_s m/s
-9.00	-0.8825	2.53E-12	
-7.50	-0.7355	5.58E-12	
-3.00	-0.2941	5.70E-11	
-0.50	-0.049	2.13E-10	2.63E-10



Grafica (11). Tensión vs conductividad hidráulica insaturada

Malla No. 60

(cm)	(kPa)	$k(\psi)$ m/s	k_s m/s
-9.00	-0.8825	1.26E-14	
-7.50	-0.7355	2.62E-14	
-3.00	-0.2941	2.24E-13	
-0.50	-0.049	7.56E-13	9.18E-13



Grafica (12). Tensión vs conductividad hidráulica insaturada

Posteriormente se realizó la tabla donde se obtuvo el número de poros, así como la proporción de flujo efectivo aplicando las fórmulas antes mencionadas para las mallas 10,20, 40 y 60

Malla No.10

Diámetro aparente de poro (mm)	N/m ²	Δk_i (mm/hr)	Ks (mm/hr)	PF (%)	
Macroporos (≥ 1.0 mm)					
Mesoporos grandes (0.3 - <1.0 mm)	6.41211782x10-09	221.76		74.57	Tensión- 0.5
Mesoporos pequeños (0.01- < 0.3 mm)	1.02219151x10-09	35.35		11.88	tensión - 3.0
	4.049210768x10-11	1.40		0.47	tensión- 7.5
	1.342797401x10-11	0.46		0.15	tensión - 9.0
Microporos (< 0.01 mm)					
Total			297.36	87.07	

Tabla (13). Malla No.10. Valores de conductividad hidráulica insaturada (ΔK_i), cantidad de poros (N) y proporción del flujo de infiltración (PF), para varios tamaños de poros, en un tipo de suelo arcilloso de baja permeabilidad empleando el método de Watson y Luxmoore

En esta tabla Puede observarse que los mesoporos grandes son los más numerosos y conducen la mayor parte del agua de infiltración, con 74.57 % del flujo, que corresponde a una tensión de -0.5cm, para el tipo de suelo estudiado (arcilloso de baja permeabilidad) tamizado con la malla No. 10. después siguen los mesoporos pequeños, que corresponde el 11.88% para la tensión de -3.0cm, de 0.47% para la tensión de 7.5cm y de 0.15% para la tensión de 9.0cm, me permito aclarar que el porcentaje total restante de la proporción de flujo conducente que corresponde al 12.93% para llegar al 100% corresponde al porcentaje de la saturación del flujo.

Malla No.20

Diámetro aparente de poro (mm)	N/m ²	ΔK_i (mm/hr)	K _s (mm/hr)	PF (%)	
Macroporos (≥ 1.0 mm)					
Mesoporos grandes (0.3 - <1.0 mm)	1.714637778x10 ⁻¹⁰	5.94		74.62	Tensión-0.5
Mesoporos pequeños (0.01- < 0.3 mm)	2.737641212x10 ⁻¹¹	0.94		11.80	tensión - 3.0
	1.082565346x10 ⁻¹²	0.03		0.37	tensión- 7.5
	3.601562437x10 ⁻¹³	0.01		0.12	tensión - 9.0
Microporos (< 0.01 mm)					
Total			7.96	86.91	

Tabla (14). Malla No.20. Valores de conductividad hidráulica insaturada (ΔK_i), cantidad de poros (N) y proporción del flujo de infiltración (PF), para varios tamaños de poros, en un tipo de suelo arcilloso de baja permeabilidad empleando el método de Watson y Luxmoore

Puede observarse que los mesoporos grandes son los más numerosos y conducen la mayor parte del agua de infiltración, con 74.62 % del flujo, que corresponde a una tensión de -0.5cm, para el tipo de suelo estudiado (arcilloso de baja permeabilidad) tamizado con la malla No. 20. después siguen los mesoporos pequeños, que corresponde el 11.80% para la tensión de -3.0cm, de 0.37% para la tensión de 7.5cm y de 0.12% para la tensión de -9.0cm, me permito aclarar que el porcentaje total restante de la proporción de flujo conducente que corresponde al 13.09% para llegar al 100% corresponde al porcentaje de la saturación del flujo.

Malla No.40

Diámetro aparente de poro (mm)	N/m ²	ΔK_i (mm/hr)	Ks (mm/hr)	PF (%)	
Macroporos (≥ 1.0 mm)					
Mesoporos grandes (0.3 - <1.0 mm)	2.217177103x10-14	0.0007		73.9	Tensión-0.5
Mesoporos pequeños (0.01- < 0.3 mm)	5.93329084x10-15	0.0002052		21	tensión - 3.0
	5.808379455x10-16	2.0088e-5		0.02	tensión- 7.5
	2.633548391x10-16	2.53e-12		2.67e-9	tensión - 9.0
Microporos (< 0.01 mm)					
Total			0.000946	94.92	

Tabla (15). Malla No.40. Valores de conductividad hidráulica insaturada (ΔK_i), cantidad de poros (N) y proporción del flujo de infiltración (PF), para varios tamaños de poros, en un tipo de suelo arcilloso de baja permeabilidad empleando el método de Watson y Luxmoore

Puede observarse que los mesoporos grandes son los más numerosos y conducen la mayor parte del agua de infiltración, con 73.9 % del flujo, que corresponde a una tensión de -0.5cm, para el tipo de suelo estudiado (arcilloso de baja permeabilidad) tamizado con la malla No. 40. después siguen los mesoporos pequeños, que corresponde el 21% para la tensión de -3.0cm, de 0.02% para la tensión de -7.5cm y de 2.67e-9% para la tensión de -9.0cm, me permito aclarar que el porcentaje total restante de la proporción de flujo conducente que corresponde al 5.08% para llegar al 100% corresponde al porcentaje de la saturación del flujo.

Malla No.60

Diámetro aparente de poro (mm)	N/m ²	ΔK_i (mm/hr)	K _s (mm/hr)	PF (%)	
Macroporos (≥ 1.0 mm)					
Mesoporos grandes (0.3 - <1.0 mm)	7.869417322x10 ⁻¹⁷	2.7216e-6		82.35	Tensión-0.5
Mesoporos pequeños (0.01- < 0.3 mm)	2.331679207x10 ⁻¹⁷	8.064e-7		24.40	tensión - 3.0
	2.727231931x10 ⁻¹⁸	9.432e-8		2.85	tensión- 7.5
	1.311569554x10 ⁻¹⁸	4.536e-8		1.37	tensión - 9.0
Microporos (< 0.01 mm)					
Total			3.3048e-6	100	

Tabla (16). Malla No.60. Valores de conductividad hidráulica insaturada (ΔK_i), cantidad de poros (N) y proporción del flujo de infiltración (PF), para varios tamaños de poros, en un tipo de suelo arcilloso de baja permeabilidad empleando el método de Watson y Luxmoore

Puede observarse que los mesoporos grandes son los más numerosos y conducen la mayor parte del agua de infiltración, con 82.35 % del flujo, que corresponde a una tensión de -0.5cm, para el tipo de suelo estudiado (arcilloso de baja permeabilidad) tamizado con la malla No. 60 después siguen los mesoporos pequeños, que corresponde el 24.40% para la tensión de -3.0cm, de 2.85% para la tensión de -7.5cm y de 1.37% para la tensión de -9.0cm.

CAPITULO 6. Conclusiones y recomendaciones

Haciendo la comparativa de las 4 tablas del tipo de suelo (arcilloso de baja permeabilidad) que se ha estudiado en este trabajo de investigación, tamizado en los cuatro tamaños de partícula correspondientes a los números 10, 20, 40 y 60 referente a Valores de conductividad hidráulica insaturada (ΔK_i), cantidad de poros (N) y proporción del flujo de infiltración (PF), para varios tamaños de poros, empleando el método de Watson y Luxmoore, se puede observar que la proporción del flujo de infiltración (PF), en las cuatro tablas con respecto al diámetro aparente de poro referente a mesoporos grandes, que corresponde a una tensión de -0.5cm conducen la mayor parte del agua de infiltración en los cuatro números de malla, destacando las partículas cribadas de la malla No. 60 con un porcentaje de proporción de flujo conducente de **82.35%**, y la que menos conduce agua de los cuatro tamaños de partícula son las cribadas con la malla No.40, con respecto al diámetro aparente de poro referente a mesoporos pequeños con tensión de -9.0cm, con un porcentaje de proporción de flujo conducente de **2.67E-9%**.

Se concluyó entonces que no hubo diferencias muy significativas comparando las cuatro tablas con respecto a la proporción del flujo conducente para un mismo tipo de suelo tamizado en cuatro tamaños de partículas, sin embargo se recomienda para cualquier tipo de trabajo de ingeniería donde se utilice el comúnmente llamado "caliche", que por su caracterización realizada también en este trabajo de investigación se clasificó como: "suelo arcilloso de baja permeabilidad", el tamizado de éste por la malla No.60 siempre y cuando sea con diámetro aparente de poro (0.3- <1.0 mm) clasificado como mesoporos grandes con tensión de -0.5cm y no revolver todos los tamaños, ya que fue el que destacó con un porcentaje mayor de proporción de flujo conducente, esto con la finalidad de evitar de alguna manera que el agua no se encharque por saturación y pueda infiltrar el mayor porcentaje posible.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ❖ Elrick, D.E.; Reynolds, W.D. 1992. Infiltration from constant-head well permeameters and infiltrometers. En: Topp, Reynolds y Green (Eds.). Advances in measurements of soil physical properties: bringing theory into practice. Soil Science Society of America, SSSA Special Publication 30, pp. 1-24.
- ❖ Gardner, W.R. 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with applications to evaporation from a water table. Soil Science 85, 228-232.
- ❖ Gómez-Tagle, A.; Geissert, D.; Perez-Maqueo, O.M.; Marin-Castro, B.E.; Rendon Lopez, M.B. 2011. Saturated hydraulic conductivity and land use change, new insights to the payments for ecosystem services programs: a case study from a Tropical montane cloud forest watershed in eastern central Mexico. En: Dikinya, O. (Ed.). Developments in hydraulic conductivity research. InTech Publisher (Open Access Publisher). pp. 225-248.
- ❖ Alberto Gómez-Tagle Chávez, Daniel Geissert Kientz, Estela Enríquez Fernández. 2014. Manual de infiltrometría. infiltrometro de tensión INDI. pp.10-84
- ❖ Logsdon, S.D.; Jaynes, D.B. 1996. Spatial variability of hydraulic conductivity in a cultivated field at different times. Soil Science Society of America, J. 60, 703-709.
- ❖ Logsdon, S.D.; Jaynes, D.B. 1993. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. Soil Science Society of America, J. 57, 1426-1431.
- ❖ Peroux, K.M.; White, I. 1988. Designs for disc permeameters. Soil Science Society of America, J. 52, 1205-1215.
- ❖ Watson, K.W., Luxmoore, R.J. 1986. Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. Soil Science Society of America, J. 50, 578-582.

- ❖ White, I.; Sully, M.J.; Perroux, K.M.; Topp, G.C.; Reynolds, W.D.; Green, R.E. 1992. Measurement of surface-soil hydraulic properties: disk permeameters, tension infiltrometers, and other techniques. En: Topp, Reynolds y Green (Eds.). Advances in measurement of soil physical properties: bringing theory into practice. Soil Science Society of America SSSA Special Publication 30, pp. 69-103.

- ❖ White, I.; Perroux, K.M. 1987. Use of sorptivity to determine field soil hydraulic properties. Soil Science Society of America, J. 51, 1093-1101.

- ❖ Wilson, G.V.; Luxmoore, R.J. 1988. Infiltration, macroporosity, and mesoporosity distributions on two forested watersheds. Soil Science Society of America, J. 52, 329-335.

- ❖ Reynolds, W.D. 2006. Tension infiltrometer measurements: Implications of pressure head offset due to contact sand. Vadose Zone J. 5, 1287-1292.

- ❖ Reynolds, W.D.; Bowman, B.T.; Brunke, R.R.; Drury, C.F.; Tan, C.S. 2000. Comparison of tension infiltrometer, pressure infiltrometer, and soil core estimates of saturated hydraulic conductivity. Soil Science Society of America, J. 64, 478-484.

- ❖ Reynolds, W.D.; Zebchuk, W.D. 1996. Use of contact material in tension infiltrometer measurements. Soil Technology 9, 141-159. Reynolds, W.D.; Elrick, D. 1991. Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. Soil Science Society of America, J. 55, 633-639.

- ❖ Angulo-Jaramillo, R.; Vandervaere, J.P.; Roulier, S.; Thony, J.L.; Gaudet, J.P.; Vauclin, M. 2000. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers: A review and recent developments. Soil and Tillage Research 55, 1-29.

- ❖ Angulo-Jaramillo, R.; Thony, J.L.; Vachaud, G.; Moreno, F.; Fernandez-Boy, E.; Cayuela, J.A.; Clothier, B.E. 1997. Seasonal variation of hydraulic properties of soils measured using a tension disk infiltrometer. *Soil Science Society of America, J.* 61, 27-32.
- ❖ Horton R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions, American Geophysical Union* 14: 446–460.
- ❖ Horton, R.E., (1940). An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 5: 399-417.
- ❖ Childs, E. C. and N. Collis-George (1950), The permeability of porous materials, *Proceedings of Royal Society of London Series A*, 201: 392-405.
- ❖ Fuentes, C., J.-Y. Parlange, R. Haverkamp y M. Vauclin, (2001). La solución cuasi-lineal de la infiltración vertical. *Ingeniería Hidráulica en México*, 16(4): 25-33.
- ❖ Juárez Badillo R. R. (2003). *Mecánica de Suelos Tomo I Fundamentos de la mecánica de suelos*. LIMUSA
- ❖ Introducción a R (en español): <http://cran.r-project.org/doc/contrib/R-intro-1.1.0-espanol.1.pdf>.
- ❖ Prácticas en R (en español): <http://www.uclm.es/profesorado/vgomez/MEI0809/practica1.pdf>.
- ❖ Donado L., C. J. (Mayo de 2004). *Modelo de Conductividad Hidraulica en Suelos. Modelo de Conductividad Hidraulica en Suelos* . Bogota D.C., Colombia.
- ❖ E.U.A. Soil Conservation Service. (2008). *Drainage Surveys*. U.S. Soil Conservation Service , Section 16.

- ❖ Roman, F. J. (Diciembre de 2009). Flujo en medios porosos: Ley de Darcy. Espana: <http://web.usual.es/javisan/hidro>. Obtenido de <http://web.usual.es/javisan/hidro>
- ❖ Philip, J.R., 1957a. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.*, 83: 345-357.
- ❖ Philip, J.R., 1957b. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.*, 84: 257-264.
- ❖ Philip, J. R., y D. A. Farrell, 1964. General solution of the infiltration-advance problem in irrigation hydraulics. *Geop. Res.*, 69(4):621-631.
- ❖ Colmenares, J. (2002) Suction and volume changes of compacted sand-bentonite mixtures. PhD Thesis, Imperial College of Science, Technology and Medicine. University of London. United Kingdom.
- ❖ Cabrera A.; Carvajal, J. C. (1998) Evaluación de los parámetros de E.Coli en arena uniforme saturada. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ingeniería. Departamento de Ingeniería Civil. Santafé de Bogotá, Colombia.
- ❖ Salazar, M. L. (1999) Modelación experimental y matemática del transporte unidimensional de nitratos en arena uniforme no saturada. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ingeniería. Departamento de Ingeniería Agrícola. Santafé de Bogotá, Colombia.