



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Determinación experimental de las
propiedades térmicas e hidráulicas del
suelo de Paraíso, Tabasco**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero civil

P R E S E N T A

Alan Igor Zaragoza Cardiel

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Norma Patricia López Acosta



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2020

Dedicada a mi abuelita Tere
Gracias por tu apoyo

Agradecimientos

A mi familia por su apoyo incondicional.

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ingeniería.

Al Instituto de Ingeniería de la UNAM por el espacio de trabajo y por la beca otorgada para la culminación de esta tesis.

A la Dra. Norma Patricia López Acosta por confiar en mí, por su infinita paciencia, consejos y apoyo brindado durante la realización de este trabajo.

Al Instituto de Geología de la UNAM, particularmente a los laboratorios de Difracción de Rayos X y de Física de Suelos, por la realización de algunos ensayos especiales en muestras de suelos de Paraíso, Tabasco.

Al M. en I. David Francisco Barba Galdámez por la gran dedicación, constante interés y tiempo puesto para que elaborara un trabajo de calidad.

Al Ing. José Raúl Lucero Rivera por su gran apoyo para la conclusión de este trabajo.

A los sinodales M. en I. Walter I. Paniagua Zavala, M. en I. Nikte Ocampo Guerrero, M. en I. Rodrigo T. Sepúlveda Hirose y al Dr. Armando Rafael Hermosillo Arteaga por el tiempo invertido en la revisión de esta tesis.

A mis amigos, compañeros de generación y del Instituto; en particular a Uriel, Edjan, Hazel, Mario, Andrea, Mauricio y Abigail por los conocimientos compartidos y por hacer de esta una muy buena experiencia.

RESUMEN

El flujo de agua a través del suelo desempeña un papel vital en su deformación, cambio volumétrico y estabilidad. Los efectos térmicos e hidráulicos de los suelos están ligados, por lo que las cargas térmicas pueden inducir cambios en la presión de poro y el régimen de flujo de agua. La magnitud de estos efectos y la manera en cómo evolucionan con el tiempo deben cuantificarse para lograr un diseño sustentable de cimentaciones sujetas a un flujo de calor. El conocimiento de las propiedades térmicas de los suelos tiene un papel clave en proyectos de ingeniería como: el almacenamiento de energía térmica, sistemas de transmisión subterráneos, almacenamiento de desechos radiactivos, estructuras termoactivas, entre otros. Por otra parte, la permeabilidad es un dato importante en problemas como la filtración de agua a través del suelo o estructuras térreas, la consolidación y la estabilidad de taludes por efectos de lluvia o fuerzas de filtración, presentes en una gran variedad de análisis y diseños geotécnicos.

Esta tesis tiene como objetivo investigar las propiedades térmicas e hidráulicas de los suelos arcillosos y arenosos del sureste de México, particularmente de Paraíso, Tabasco. Las propiedades térmicas se determinaron en 26 muestras inalteradas de suelo mediante el método transitorio de la aguja con el dispositivo KD2 Pro. La conductividad hidráulica o permeabilidad se obtuvo en 4 muestras inalteradas de suelo con el permeámetro de pared flexible implementado en el Instituto de Ingeniería de la UNAM.

Como parte de esta investigación, se determinó la relación entre las propiedades índice y térmicas del suelo de interés, para lo cual el material se caracterizó mediante sus propiedades índice y clasificación SUCS. Los resultados mostraron que la conductividad térmica está fuertemente relacionada con la densidad, el contenido de agua, la relación de vacíos y la porosidad del suelo en estudio. En general, los suelos de grano grueso (arenosos) presentaron mayores conductividades térmicas. Lo anterior, se atribuye principalmente a sus mayores densidades secas y a una menor relación de vacíos en comparación con los suelos arcillosos de consistencia blanda. Adicionalmente, los resultados experimentales se compararon con modelos predictivos de conductividad térmica. Se encontró que los datos de los suelos arenosos obtenidos experimentalmente se ajustaron bien con el *modelo serie-paralelo* (Abuel Naga *et al.*, 2008) y los datos de los suelos arcillosos con el modelo de *Gori & Corasaniti* (2002). Además, se realizó una comparación de los resultados obtenidos con la aguja simple (TR-1) y la aguja doble (SH-1). Por último, también se compararon los métodos de interpretación para obtener propiedades térmicas.

Los suelos arcillosos se consolidaron con varios esfuerzos efectivos. Después de la consolidación, se realizaron ensayos para estimar la permeabilidad en muestras de suelos arcillosos y arenosos utilizando tres valores de gradiente hidráulico. Como era de esperarse, los resultados de ensayos en suelos arcillosos indicaron una permeabilidad baja (10^{-7} a 10^{-9} cm/s) y en el suelo arenoso analizado la permeabilidad estuvo en el rango de 10^{-4} cm/s. Los resultados mostraron una relación lineal entre la permeabilidad y el esfuerzo efectivo. Finalmente, también se determinó la permeabilidad *in situ* con base en el esfuerzo de campo a diferentes profundidades.

ABSTRACT

The flow of water through the soil plays a vital role in its deformation, volumetric change, and stability. Hydraulic and soil thermal effects are linked, so thermal loads can change pore pressure and water flow rate. The magnitude of these effects and the way they evolve with time should be quantified to achieve a sustainable design of foundations used as a heat exchanger. Knowledge of the thermal properties of soils is a key role in engineering projects such as thermal energy storage, underground transmission systems, storage of radioactive waste, thermoactive structures, among others. On the other hand, permeability is an important factor in the filtration of water through the soil or geo-structures, the consolidation and stability of slopes due to rain effects or filtration forces present in a wide variety of analysis and geotechnical designs.

This thesis aims to investigate the thermal and hydraulic properties of the clay and sandy soils of southeastern Mexico, particularly Paraíso, Tabasco. The thermal properties were determined in 26 undisturbed soil samples via the transient thermal needle probe technique. Hydraulic conductivity or permeability was obtained from 4 undisturbed soil samples with the flexible wall permeameter implemented in the Engineering Institute, UNAM.

As part of this research, the relationship between the index properties and thermal properties was determined, for which the material was characterized through its index properties and USCS classification. The results showed that the thermal conductivity is strongly related to the density, water content, void ratio, and porosity of the soil under study. In general, coarse-grained soils (sandy soils) presented higher thermal conductivities. This is mainly attributed to its higher dry densities and a lower void ratio compared to clay soils. Additionally, the experimental results were compared with predictive models of thermal conductivity. It was found that the experimental data of sandy soils was adjusted well with the *series-parallel* model (Abuel Naga *et al.*, 2008) and the clay soil data with the *Gori & Corasaniti* model (2002). Also, a comparison of the results was made with a single needle (TR-1) and a double-needle (SH-1). Finally, interpretation methods for obtaining thermal properties were compared.

The clay soils were consolidated with several effective stresses. After consolidation, tests were performed to estimate permeability in clay and sandy soil samples using three hydraulic gradient values. As could be expected, the results of the analysis on clay soils indicated low permeability (10^{-7} to 10^{-9} cm/s) and in the sandy soil was in the range of 10^{-4} cm/s. The results showed a linear relationship between permeability and effective stresses. Finally, *in situ* permeability was also determined based on overburden pressure at different depths.

ÍNDICE

ÍNDICE	i
LISTA DE FIGURAS	iii
LISTA DE TABLAS	vii
NOTACIÓN	ix
INTRODUCCIÓN	1
1. CONCEPTOS GENERALES	3
1.1. Principios del flujo de calor en suelos	3
1.1.1. Transferencia de calor	3
1.1.2. Propiedades térmicas de los suelos	4
1.1.3. Aplicaciones	6
1.1.4. Factores que afectan las propiedades térmicas de los suelos	8
1.1.5. Analogía entre el flujo de calor y el flujo de agua	10
1.2. Principales métodos experimentales (de campo y de laboratorio) para determinar las propiedades térmicas	12
1.2.1. Métodos en condiciones de estado estacionario	12
1.2.2. Métodos en condiciones de estado transitorio.....	14
1.3. Modelos predictivos de la conductividad térmica	16
1.3.1. Modelos analíticos	16
1.3.2. Modelos empíricos	22
1.4. Principios de flujo de agua en suelos	24
1.4.1. Ley de Darcy	25
1.4.2. Conductividad hidráulica o permeabilidad	25
1.4.3. Aplicaciones	26
1.4.4. Factores que afectan la permeabilidad	26
1.5. Principales métodos para determinar la permeabilidad	28
1.5.1 Métodos directos	28
1.5.2. Métodos indirectos	29
1.6. Modelos predictivos de la permeabilidad	32
2. DETERMINACIÓN EXPERIMENTAL DE LAS PROPIEDADES TÉRMICAS DEL SUELO DE PARAÍSO TABASCO	37
2.1. Consideraciones generales	37
2.1.1. Zona de estudio	37
2.1.2. Geología	38
2.1.3. Hidrología	38
2.1.4. Estratigrafía	38
2.2. Descripción del equipo utilizado para determinar las propiedades térmicas	41
2.2.1. Fundamentos teóricos de la prueba de la aguja térmica	41
2.2.2. Equipo KD2 Pro para ejecutar la prueba de la aguja térmica	41
2.2.3. Calibración del equipo KD2 Pro	42
2.2.4. Limitaciones de la prueba de la aguja térmica	43
2.3. Caracterización del material ensayado	43
2.3.1. Localización de las muestras ensayadas.....	43
2.3.2. Propiedades índice	44
2.3.3. Mineralogía	47
2.3.4. Contenido de materia orgánica.....	48
2.4. Procedimiento del ensaye de la aguja térmica	49
2.4.1. Desarrollo de la prueba	49
2.4.2. Métodos de interpretación.....	50
3. DETERMINACIÓN EXPERIMENTAL DE LA PERMEABILIDAD DEL SUELO DE PARAÍSO TABASCO	57

3.1. Consideraciones generales	57
3.2. Descripción del equipo para determinar la permeabilidad en el Laboratorio de Mecánica de Suelos del IIUNAM	57
3.2.1. Fundamentos teóricos.....	57
3.2.2. Equipo para ejecutar la prueba de permeabilidad	58
3.2.3. Calibración del permeámetro de pared flexible IIUNAM.....	60
3.2.4. Limitaciones del permeámetro de pared flexible IIUNAM	60
3.3. Descripción del material ensayado.....	60
3.3.1. Propiedades índice	60
3.4. Procedimiento de la prueba de permeabilidad en el permeámetro de pared flexible (FWP)	61
3.4.1. Montaje de la probeta.....	61
3.4.2. Saturación por contrapresión.....	61
3.4.3. Medición del parámetro <i>B</i> de <i>Skempton</i>	62
3.4.4. Consolidación.....	62
3.4.5. Etapa de ensaye	63
4. INTERPRETACIÓN Y ANÁLISIS DE RESULTADOS	65
4.1. Propiedades índice.....	65
4.2. Mineralogía	68
4.3. Materia orgánica	69
4.4. Propiedades térmicas	69
4.5. Relación entre las propiedades índice y térmicas	72
4.6. Comparación entre los resultados obtenidos con los sensores de aguja doble y simple del equipo KD2 Pro en la prueba de aguja térmica	72
4.7. Evaluación de los modelos predictivos (analíticos y empíricos) utilizados para estimar la conductividad térmica.....	73
4.8. Comparación entre los métodos de interpretación de resultados del ensaye de aguja térmica	75
4.8.1. Método Simplificado (2014).....	75
4.8.2. Método de Bristow <i>et al.</i> (1994)	76
4.9. Propiedades hidráulicas (permeabilidad)	77
4.9.1. Consolidación.....	77
4.9.2. Efecto de la carga hidráulica	78
4.9.3. Influencia del esfuerzo efectivo	78
4.9.4. Permeabilidad.....	79
4.10. Relación entre las propiedades índice y la permeabilidad.....	82
5. CONCLUSIONES	85
REFERENCIAS	87
ANEXOS	95
Anexo A. Caracterización de las muestras ensayadas.....	95
Anexo B. Difractogramas obtenidos mediante el método de DRX para el análisis mineralógico de las muestras de interés	97
Anexo C. Obtención del parámetro Ω para el modelo de serie-paralelo de Abuel-Naga <i>et al.</i> (2008) con el método de estimación de máxima verosimilitud (MLE)	100
Anexo D. Proceso del ensaye de permeabilidad en el permeámetro de pared flexible (FWP)	102
Anexo E. Determinación del peso volumétrico de muestras inalteradas de suelo por el método del desplazamiento de agua utilizando la norma ASTM D7263-09 (2009).....	103

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Regiones de influencia de varios mecanismos de transferencia de calor en relación con el tamaño del grano de suelo y de su grado de saturación (adaptado de Farouki, 1981).	4
Figura 1.2. Flujo de calor en un elemento prismático de suelo.	4
Figura 1.3. a) Perfil de temperatura del suelo (adaptado de Brandl, 2006), b) Componentes de una bomba de calor geotérmico (adaptado de McCartney et al., 2011).	6
Figura 1.4. Intercambiadores de calor en una estructura termoactiva (Brandl, 2006).	7
Figura 1.5. a) Capacidad calorífica específica en función de la temperatura, b) Conductividad térmica en función de la temperatura de una arena de Ottawa (adaptado de Farouki, 1981).	8
Figura 1.6. a) Conductividad térmica en función del contenido de agua gravimétrico w en tres suelos parcialmente saturados, b) Conductividad térmica en función del contenido de agua volumétrico θ_w (adaptado de Farouki, 1981).	9
Figura 1.7. a) Relación entre la porosidad y el efecto de la temperatura en la conductividad térmica de una arcilla de consistencia blanda de Bangkok (adaptado de Abuel-Naga et al., 2008), b) Conductividad térmica en función de la densidad seca con diferentes contenidos de agua en un suelo arcilloso (adaptado de Farouki, 1981).	10
Figura 1.8. Analogía entre una bomba hidráulica centrífuga y una bomba de calor con un circuito eléctrico de compresión-expansión (Barba-Galdámez & López-Acosta, 2017).	11
Figura 1.9. a) Extracción de agua en un acuífero no confinado, b) Extracción de calor en un ensaye de respuesta térmica (TRT) (adaptado de Banks, 2012).	11
Figura 1.10. Esquema ilustrativo de la placa caliente con guarda.	13
Figura 1.11. a) Configuración del ensaye de respuesta térmica (TRT), b) Variación de la temperatura en función del tiempo en el ensaye de respuesta térmica (adaptado de Sanner et al., 2005).	14
Figura 1.12. Variación de la temperatura en función del tiempo en el método de la aguja térmica (adaptado de Farouki, 1981)	14
Figura 1.13. a) Sensor de aguja simple, b) Sensor de aguja doble.	15
Figura 1.14. a) Sensor de disco caliente (Alberdi-Pagola et al., 2017), b) Arreglo del sensor y las muestras de suelo.	15
Figura 1.15. a) Cono térmico (adaptado de Vardon et al., 2019), b) Perfil de la temperatura del cono, c) Variación de la temperatura del cono en función del tiempo (adaptado de Akrouch et al., 2016).	16
Figura 1.16. Modelos idealizados del flujo de calor a través de un cubo unitario de suelo saturado (adaptado de Farouki, 1981).	17
Figura 1.17. Distribución aleatoria de las partículas sólidas (cuadros negros) y de agua (cuadros blancos) en un suelo saturado.	19
Figura 1.18. Modelo teórico del flujo de calor a través de un medio poroso (adaptado de Abuel-Naga et al., 2008).	21
Figura 1.19. Definición esquemática de las cargas en la ecuación de Bernoulli.	24
Figura 1.20. Ensayes de permeabilidad en una arcilla con distintas temperaturas y esfuerzos (adaptado de Delage et al., 2000).	27
Figura 1.21. Modelo sencillo para ilustrar el flujo a través de suelos finos (Ayala, 1981)	28
Figura 1.22. a) Acuífero libre, b) Acuífero confinado.	28
Figura 1.23. a) Coeficiente de compresibilidad volumétrica m_v , b) Coeficiente de compresibilidad av	30
Figura 1.24. Obtención de t_{50} en la curva de consolidación (adaptado de Di Francesco, 2013)	30
Figura 1.25. a) Piezocono con medición de presión de poro (adaptado de Powell & Lunne, 2005), b) Curvas de disipación de presión de poro obtenidas de ensayos CPTu a distintas profundidades en el ex Lago de Texcoco (López Acosta & Espinosa Santiago, 2016).	31
Figura 2.1. Localización de la zona de estudio (Paraíso, Tabasco).	37
Figura 2.2. Ubicación en planta de los cortes estratigráficos D'-D'' y B'-B'' en la zona de estudio (CFE, 2019).	39

Figura 2.3. Perfiles estratigráficos de la zona de estudio obtenidos a partir de sondeos de cono eléctrico (CFE, 2019).....	40
Figura 2.4 Perfil estratigráfico simplificado de la zona de estudio asumido en esta tesis.....	41
Figura 2.5. a) Equipo KD2 Pro, b) Sensor de aguja simple (TR-1), c) Sensor de aguja doble (SH-1).	42
Figura 2.6. a) Calibración de la aguja simple con silicón epóxico, b) Calibración de la aguja doble con bloque de Delrin.	43
Figura 2.7. Ubicación de los sondeos geotécnicos de interés en la zona de estudio.	43
Figura 2.8. a) Tubo Shelby o de pared delgada, b) Corte del tubo, c) Gato hidráulico para extraer la muestra.	44
Figura 2.9. a) Determinación de la densidad de sólidos en las muestras de suelo, b) Labrado de una pastilla de suelo con un anillo metálico, c) Algunas pastillas de suelo secadas en el horno, d) Ejemplo de un cubo de suelo cubierto de cera para medir el peso sumergido.	45
Figura 2.10. a) Límite líquido usando la copa de Casagrande, b) Límite líquido usando el cono sueco, c) Límite plástico.....	46
Figura 2.11. a) Curva de fluidez usando el cono sueco, b) Curva de fluidez usando la copa de Casagrande.	47
Figura 2.12. a) Mallas o tamices para el análisis granulométrico, b) Suelo con fragmentos de concha retenidos en la malla No. 10.....	47
Figura 2.13. a) Muestra de suelo de cada unidad geotécnica, b) Esquema de preparación de muestras para la identificación de minerales arcillosos por DRX (Portillo-Arreguín, 2019).	48
Figura 2.14. a) Prueba de contenido de materia orgánica en muestras de suelo secadas en el horno, b) Muestra de suelo calcinada en el horno.....	49
Figura 2.15. a) Variación de la temperatura respecto al tiempo en la muestra de suelo con la aguja simple, b) Prueba de la aguja térmica.	50
Figura 2.16. a) Pendiente S_h en la fase de calentamiento, b) Pendiente S_c en la fase de enfriamiento.....	52
Figura 2.17. a) Mediciones de temperatura aplicando diferentes pulsos de calor con la aguja doble. b) Comparación de los gráficos de la variación de la temperatura respecto al tiempo para un pulso instantáneo y un pulso de tiempo de 8 segundos (adaptado de Bristow et al., 1994).....	53
Figura 3.1. a) Permeámetro de carga constante, b) Permeámetro de carga variable.	58
Figura 3.2. Permeámetro de pared flexible implementado en el Laboratorio de Mecánica de Suelos del Instituto de Ingeniería UNAM.	59
Figura 3.3. Esquema de la cámara de ensaye del permeámetro de pared flexible IIUNAM (Acevedo-Valle, 2017).....	59
Figura 3.4. a) Labrado de la muestra inalterada, b) Colocación de la membrana, arosellos y cabezales, c) Montaje completo en la cámara.....	61
Figura 3.5. Etapa de saturación por contrapresión.	62
Figura 3.6. Medición del parámetro B de Skempton.....	62
Figura 3.7. Curvas de consolidación con los métodos de Taylor y Casagrande.	63
Figura 3.8. Gráficas de la permeabilidad y cambio volumétrico respecto al tiempo para una carga hidráulica de 0.15 kg/cm ² o 150 cm de columna de agua en el FWP-IIUNAM.	63
Figura 4.1. Perfil de propiedades índice del suelo de la zona de estudio	67
Figura 4.2. Curvas granulométricas de las muestras de suelo de los estratos arenosos del sitio de estudio..	67
Figura 4.3. Localización de las muestras arcillosas del sitio de estudio en la Carta de plasticidad de Casagrande	68
Figura 4.4. Imágenes con microscopía de barrido electrónico (SEM) en muestras de suelo representativas de la zona de estudio.	69
Figura 4.5. Perfil de contenido de materia orgánica MO (%) de la zona de estudio	69
Figura 4.6. Diagramas de caja de: a) Conductividad térmica medida con la aguja simple, b) Conductividad térmica medida con la aguja doble, c) Capacidad calorífica volumétrica, y d) Difusividad térmica.	71
Figura 4.7. Perfil de propiedades térmicas de las muestras de suelo analizadas de la zona de estudio.....	71

Figura 4.8. Relación entre las propiedades índice y las propiedades térmicas del suelo de la zona de estudio.	72
Figura 4.9. Comparación de la conductividad térmica obtenida con los sensores de agujas simple y doble del equipo KD2 Pro en la prueba de aguja térmica.	73
Figura 4.10. Comparación entre la conductividad térmica medida en laboratorio y la estimada con modelos analíticos para suelos arenosos.	74
Figura 4.11. Comparación entre la conductividad térmica medida en laboratorio y la estimada con modelos empíricos para suelos arenosos.	74
Figura 4.12. Comparación entre la conductividad térmica medida en laboratorio y la estimada con modelos analíticos para suelos arcillosos.	75
Figura 4.13. Comparación entre la conductividad térmica medida en laboratorio y la estimada con modelos empíricos para suelos arcillosos.	75
Figura 4.14. Comparación de las conductividades térmicas obtenidas con la aguja simple y con el Método Simplificado de la ASTM D5334-14.	76
Figura 4.15. Comparación de las propiedades térmicas obtenidas con la aguja doble y con el método de Bristow et al. (1994): a) Conductividad térmica, b) Capacidad calorífica volumétrica y c) Difusividad térmica.	76
Figura 4.16. Curvas de consolidación con el método de Casagrande de muestras de arcilla del sondeo SS- 62-P2, con un esfuerzo efectivo $\sigma' = 0.2 \text{ kg/cm}^2$.	77
Figura 4.17. Curvas de compresibilidad de muestras de arcilla del sondeo SS-62-P2.	77
Figura 4.18. Variación del volumen de agua que pasa a través de la muestra de suelo M6 del sondeo SS-62-P2 con el incremento de la carga hidráulica, en función del tiempo, con un esfuerzo efectivo $\sigma' = 0.2 \text{ kg/cm}^2$.	78
Figura 4.19. Variación de la permeabilidad en función de la carga hidráulica en muestras de arcilla del sondeo SS-62-P2, con un esfuerzo efectivo constante $\sigma' = 0.2 \text{ kg/cm}^2$.	78
Figura 4.20. Variación de la velocidad de descarga en función del gradiente hidráulico, en los ensayos de permeabilidad en la muestra M6 del sondeo SS-62-P2.	80
Figura 4.21. Muestra inalterada del estrato de arena limosa gris UG-1.	81
Figura 4.22. Variación de la permeabilidad en función del esfuerzo efectivo en la muestra M6 de arcilla gris de alta plasticidad con fragmentos de concha (CH).	81
Figura 4.23. Variación de la permeabilidad en función del esfuerzo efectivo en la muestra M17 de arcilla café olivo de alta plasticidad (CH).	82
Figura 4.24. Variación de la permeabilidad en función del esfuerzo efectivo en la muestra M18 de arcilla arenosa café olivo de baja plasticidad (CL).	82
Figura 4.25. Permeabilidad en función de la relación de vacíos en la muestra M6 del sondeo SS-62-P2.	83
Figura B.1. Difractograma de la muestra SS-62-P2 M2, obtenido del análisis de roca total.	97
Figura B.2. Difractograma de la muestra SS-62-P2 M6, obtenido del análisis de roca total.	97
Figura B.3. Difractograma de la muestra SS-62-P2 M18, obtenido del análisis de roca total.	98
Figura B.4. Difractograma de la muestra SS-62-P2 M26, obtenido del análisis de roca total.	98
Figura B.5. Difractograma de la muestra SS-62-P2 M26, obtenido del análisis de roca total.	99
Figura D.1. Saturación del circuito.	102
Figura D.2. Colocación de los cabezales y el papel filtro.	102
Figura D.3. Colocación de la membrana.	102
Figura D.4. Conexión del dren superior.	102
Figura E.1. Muestra de suelo arcilloso.	103
Figura E.2. Muestra de suelo arenoso.	103
Figura E.3. Encerado de la muestra de suelo.	103
Figura E.4. Muestra de suelo cubierta de cera.	103
Figura E.5. Determinación del peso sumergido.	103

LISTA DE TABLAS

Tabla 1.1. Propiedades térmicas de algunos componentes del suelo (Bejan & Kraus, 2003; Bristow, 2002; Dong et al., 2015; Kodešová et al., 2013; Rees et al., 2000).....	5
Tabla 1.2. Principales analogías entre el flujo de agua y de calor en suelos (Barba-Galdámez & López-Acosta, 2017; Mitchell & Soga, 2005).....	12
Tabla 1.3. Parámetros empíricos de Cote y Konrad (2005)	22
Tabla 1.4 Desventajas y limitaciones de los modelos térmicos analíticos (Barry-Macaulay et al., 2015; Dong et al., 2015; Farouki, 1981).....	23
Tabla 1.5. Desventajas y limitaciones de los modelos empíricos (Barry-Macaulay et al., 2015; Dong et al., 2015; Farouki, 1981).....	24
Tabla 1.6. Valores típicos de la permeabilidad en diferentes tipos de suelos (Harr, 1962).....	26
Tabla 1.7. Ventajas y limitaciones de los procedimientos para determinar la conductividad hidráulica k y las propiedades térmicas (López Acosta, 2010; Portillo Arreguin, 2019).....	31
Tabla 1.8. Ventajas y limitaciones de los modelos predictivos de la conductividad hidráulica (Dolinar, 2009; López Acosta, 2010)	35
Tabla 3.1. Propiedades índice de las muestras ensayadas en el permeámetro de pared flexible IIUNAM. ..	61
Tabla 4.1. Estadística descriptiva de las propiedades índice del estrato de arena limosa gris oscuro (SM/SP-SM) de la zona de estudio (UG-1 de la Figura 2.4).....	65
Tabla 4.2. Estadística descriptiva de las propiedades índice del estrato de arcilla gris oscuro de alta plasticidad (CH) de la zona de estudio (UG-2 de la Figura 2.4)	66
Tabla 4.3. Estadística descriptiva de las propiedades índice del estrato de arena limosa café amarillento (SM) de la zona de estudio (UG-3 de la Figura 2.4)	66
Tabla 4.4. Estadística descriptiva de las propiedades índice del estrato de arcilla café olivo (CL/CH) de la zona de estudio (UG-5 de la Figura 2.4)	66
Tabla 4.5. Características granulométricas de las muestras de suelo de los estratos arenosos.....	67
Tabla 4.6. Conductividad térmica de los minerales identificados en las muestras de suelo analizadas.....	68
Tabla 4.7. Composición mineralógica de las muestras analizadas a partir del análisis DRX	68
Tabla 4.8. Estadística descriptiva del contenido de materia orgánica MO (%) del suelo de la zona de estudio	69
Tabla 4.9. Estadística descriptiva de las propiedades térmicas del estrato de arena limosa gris oscuro (SM/SP-SM) de la zona de estudio (UG-1 de la Figura 2.4).....	70
Tabla 4.10. Estadística descriptiva de las propiedades térmicas del estrato de arcilla gris oscuro de alta plasticidad (CH) de la zona de estudio (UG-2 de la Figura 2.4)	70
Tabla 4.11. Estadística descriptiva de las propiedades térmicas del estrato de arena limosa café amarillento (SM) de la zona de estudio (UG-3 de la Figura 2.4)	70
Tabla 4.12. Estadística descriptiva de las propiedades térmicas del estrato de arcilla café olivo (CL/CH) de la zona de estudio (UG-5 de la Figura 2.4)	70
Tabla 4.13. Variación de la permeabilidad con el esfuerzo de confinamiento efectivo σ' , en muestras arcillosas.....	79
Tabla 4.14. Valores de la permeabilidad del estrato de arena limosa gris (UG-1).....	80
Tabla 4.15. Permeabilidad in situ	82
Tabla 4.16. Propiedades índice iniciales de las muestras de suelo arcilloso ensayadas.	83
Tabla 4.17. Propiedades índice finales de las muestras de suelo arcilloso ensayadas.....	83
Tabla A.1. Propiedades índice y relaciones gravimétricas y volumétricas de las muestras ensayadas.....	95
Tabla A.2. Propiedades térmicas medidas en laboratorio en las muestras ensayadas.....	96

NOTACIÓN

Las variables que a continuación se mencionan son las más importantes:

A	Área de la muestra en cm^2
A_c	Área corregida de la muestra en cm^2
b_0	Tasa de variación constante de temperatura ambiente para el método de ajuste del equipo de KD2Pro
$b_{1,2}$	Constantes de ajuste del método de ajuste del equipo de KD2Pro
B	Parámetro <i>B</i> de <i>Skempton</i>
BCG	Bomba de calor geotérmico
C	Factor de calibración
c_{ce}	Capacidad calorífica específica
c_{cv}	Capacidad calorífica volumétrica
CPTu	Prueba de piezocono con disipación de presión de poro
CV	Coefficiente de variación
C_{vi}	Cambio volumétrico inferior en cm^3
C_{vs}	Cambio volumétrico superior en cm^3
c_p	Capacidad calorífica específica
D	Difusividad térmica
DRX	Difracción de Rayos X
Δh	Pérdida de carga hidráulica
Δt	Incremento de tiempo para medir la permeabilidad
e	Relación de vacíos
Ei	Función integral exponencial
F	Factor de orientación de las partículas sólidas de <i>De Vries</i>
G	Factor de forma (<i>De Vries</i>)
G_s	Densidad de sólidos de la muestra de suelo
γ_m	Peso volumétrico de la muestra de suelo en g/cm^3
h	Carga hidráulica en cm
h_c	Coefficiente promedio de la transferencia de calor
i	Gradiente hidráulico
IP	Índice plástico
k_v	Permeabilidad vertical en cm/s
k_0	Coefficiente de empuje en reposo
L	Longitud de la muestra
LL	Límite líquido
LP	Límite plástico
m	Media
m_2	Tasa de variación constante de temperatura ambiente
m_3	Pendiente de incremento de temperatura con respecto al logaritmo de temperatura
MAE	Error medio absoluto
ME	Error medio
MO	Contenido de materia orgánica
n	Porosidad
OCR	Grado de preconsolidación del suelo
w	Contenido natural de agua o contenido de agua gravimétrico
q_t	Resistencia a la penetración del cono corregida
q_c	Resistencia a la penetración del cono
q_c	Flujo de calor que se transfiere por convección
r	Distancia radial desde la fuente de calor

RMSE	Raíz del error cuadrático medio
SUCS	Sistema Unificado de Clasificación de Suelos
s	Desviación estándar
S_c	Pendiente en la fase de recuperación
S_h	Pendiente en la fase de calentamiento
S_r	Grado de saturación
T	Temperatura
t	Tiempo de ensaye
T_0	Temperatura inicial
T_s	Temperatura de la superficie que está en contacto con el fluido
t_h	Tiempo en el que se deja de suministrar calor
t_m	Tiempo en el que ocurre el máximo cambio de temperatura
V_s	Volumen de sólidos
V_w	Volumen de agua
σ_{vo}	Esfuerzo efectivo total vertical calculado a la profundidad deseada
$\bar{\sigma}_{vo}$	Esfuerzo efectivo total vertical calculado a la profundidad deseada
$\bar{\sigma}_c$	Esfuerzo efectivo de confinamiento
β	Factor de corrección para suelos secos de <i>Tarnawski et al.</i>
Υ	Constante de Euler
Υ_f	Condición del modelo de <i>Tarnawski et al.</i>
ΔT	Cambio de temperatura
ΔT_m	Máximo cambio de temperatura
θ_w	Contenido de agua volumétrico
λ	Conductividad térmica
λ_e	Conductividad térmica experimental
λ_m	Conductividad térmica modelada
λ_t	Conductividad térmica teórica
ρ	Densidad

Subíndices

a	Aire
w	Agua
s	Partículas sólidas

INTRODUCCIÓN

La creciente popularidad de las energías limpias ha modificado la política energética en diferentes países. A pesar de ello, México sigue consumiendo hidrocarburos fósiles para satisfacer su demanda energética (Bernal *et al.*, 2019). Además, nuestro país muestra dependencia a las importaciones de energía. Al cierre del 2017, presentó un índice de independencia energética¹ equivalente a 0.76. Es decir, se produjo 24% menos energía de la que se puso a disposición para las diversas actividades de consumo dentro del territorio nacional (SENER, 2017). En este contexto, una de las fuentes de energía más prometedoras es la energía geotérmica. Conocer las propiedades térmicas de los suelos permite aprovechar el potencial geotérmico mediante la implementación de técnicas novedosas como las estructuras termoactivas. Adicionalmente, la conductividad térmica del suelo es un parámetro fundamental en proyectos como el aislamiento de sistemas de transmisión subterráneos, el almacenamiento de residuos radiactivos, la congelación de suelos como técnica de estabilidad temporal, entre otros (Farouki, 1981; López-Acosta & Barba-Galdámez, 2018).

Por otra parte, el estudio del flujo de agua a través del suelo es esencial en el análisis y diseño de proyectos de ingeniería en los que se tienen problemas de estabilidad, consolidación y filtración (Mitchell & Soga, 2005). No obstante, las pruebas de permeabilidad en los proyectos de ingeniería generalmente son escasas, incluso en aquéllos de gran envergadura. Por lo anterior, es difícil contar con valores fidedignos de la conductividad hidráulica para el diseño geotécnico de las obras (López-Acosta, 2010; López-Acosta & Espinosa-Santiago, 2016).

El objetivo general de esta tesis es la determinación experimental de las propiedades térmicas e hidráulicas del suelo del sureste del país, específicamente de Paraíso, Tabasco. De esta manera, se contribuye a la caracterización del comportamiento térmico y de la permeabilidad de los suelos mexicanos para que sean utilizados como una guía en investigaciones futuras.

Los objetivos específicos abarcan, en primer lugar, la obtención de las propiedades térmicas con el método transitorio de la aguja para la caracterización térmica de los suelos de la zona de estudio. En segundo lugar, la determinación de sus propiedades índice y su clasificación SUCS para encontrar una relación entre las propiedades índice y las propiedades térmicas. En tercer lugar, la comparación de los valores de conductividad térmica obtenidos con la aguja simple y la aguja doble. Posteriormente, la aplicación de distintos modelos predictivos y la comparación de estos resultados con los datos experimentales. Enseguida, la evaluación del ajuste que utiliza el equipo KD2 Pro con varios métodos. Finalmente, el estudio del comportamiento de la permeabilidad variando el esfuerzo efectivo y la carga hidráulica.

La organización del escrito se estructura en cinco capítulos. En el primer capítulo se abordan los conceptos previos para entender la transferencia de calor y agua en un suelo, sus principales propiedades térmicas, los factores que afectan las propiedades térmicas e hidráulicas y se discute la analogía entre el flujo de calor y de agua. Asimismo, se hace un recuento de los métodos de laboratorio y campo para obtener las propiedades térmicas y la permeabilidad en suelos. En seguida, se resumen algunos modelos predictivos existentes para la determinación de la conductividad térmica y de la permeabilidad.

En el segundo capítulo se describe la localización, geología, hidrología y estratigrafía de la zona de estudio. Se dan las características del equipo KD2 Pro y se expone el procedimiento para usar los sensores de aguja simple y doble. Más adelante, se aborda la metodología implementada para caracterizar el suelo de la zona de estudio con base en las propiedades índice, materia orgánica y análisis mineralógico. Finalmente, se

¹ La independencia energética es el índice utilizado a nivel internacional para medir el grado en que un país puede cubrir su consumo de energía derivado de su producción. Si es mayor que uno, se considera que el país es independiente energéticamente (SENER, 2017).

presenta la metodología para obtener las propiedades térmicas con el método transitorio de la aguja y se discuten los métodos de interpretación aplicados en esta investigación: a) del equipo KD2 Pro, b) el análisis simplificado de la norma ASTM D5334-14 (2014) y c) la teoría del pulso de calor de corta duración de Bristow *et al.* (1994).

En el tercer capítulo se describen los elementos que integran el permeámetro de pared flexible. Posteriormente, se explica la metodología empleada para caracterizar el comportamiento de la permeabilidad de los suelos de la zona de estudio. Por último, se detalla el procedimiento del ensaye.

En el cuarto capítulo se presentan los resultados obtenidos de las propiedades índice, las propiedades térmicas y el contenido de materia orgánica procesados mediante estadística descriptiva. Asimismo, se presentan los resultados del análisis mineralógico con la técnica de Difracción de Rayos X (DRX) y las imágenes con microscopía de barrido electrónico (SEM). Enseguida, se discute la influencia de las propiedades índice en las propiedades térmicas de las muestras ensayadas. Se comparan los resultados obtenidos con los sensores utilizados (de aguja simple y doble) y los distintos métodos de interpretación empleados para obtener las propiedades térmicas. De igual forma, se compara la conductividad térmica obtenida experimentalmente con distintos modelos predictivos. En este apartado, se analiza el comportamiento de la permeabilidad bajo diferentes esfuerzos efectivos y gradientes hidráulicos. Finalmente, se establece una relación empírica entre la conductividad hidráulica y el esfuerzo efectivo para el suelo analizado de la zona de estudio.

En el último capítulo se presentan las conclusiones generales de esta investigación.

1. CONCEPTOS GENERALES

1.1. Principios del flujo de calor en suelos

1.1.1. Transferencia de calor

Los tres procesos principales de transferencia de calor en un medio son: **(a)** conducción, **(b)** convección y **(c)** radiación (Figura 1.1), los cuales, se describen a continuación.

(a) Conducción

La conducción es el proceso dominante en los suelos (Hossam M Abuel-Naga *et al.*, 2009). Cuando existe un gradiente de temperatura, el calor se transfiere desde la región de alta temperatura a la de baja temperatura y la transferencia de calor cesa cuando se alcanza el equilibrio térmico (Figura 1.2). La tasa de calor que se transfiere por conducción es directamente proporcional al gradiente² térmico y al área a través del cual el calor es transferido. El modelo matemático que describe la conducción de calor q_{cond} en un medio homogéneo e isótropo se conoce como la ley de Fourier y su forma diferencial en la dirección x está definida como:

$$q_{cond} = -\lambda A \frac{\partial T}{\partial x} \quad (1.1)$$

Donde q_{cond} es el flujo de calor en la dirección x (W); λ es la conductividad térmica del material ($\text{W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$); A es el área normal respecto a la dirección del flujo de calor (m^2); y $\frac{\partial T}{\partial x}$ es el gradiente de temperatura en la dirección x (K/m). El gradiente es negativo porque indica que el flujo de calor se produce del medio caliente al frío (Kreith & Black, 1980).

(b) Convección

La convección es un fenómeno de transporte de masa resultado de un gradiente térmico. Las partículas más calientes son menos densas y ascienden desplazando a las más frías, este proceso es cíclico y cuanto más rápido es el movimiento del fluido, mayor es la transferencia de calor por convección (Bouazza & Adam, 2012). En los suelos se asume que las partículas sólidas no se mueven y la convección solamente se atribuye al transporte de vapor y agua en los poros (Rees *et al.*, 2000). El flujo de calor que se transfiere por convección q_c se expresa mediante la ley de enfriamiento de Newton (Kreith & Black, 1980):

$$q_c = h_c A (T_s - T_{f,\infty}) \quad (1.2)$$

Donde h_c es el coeficiente promedio de la transferencia de calor por convección en $\text{W/m}^2 \text{ K}$, A es el área de la superficie de contacto con el fluido en m^2 , T_s es la temperatura de la superficie que está en contacto con el fluido en K y $T_{f,\infty}$ es la temperatura del fluido que se encuentra lejos de la superficie de contacto. El valor de h_c se calcula de forma analítica o experimental.

(c) Radiación

² El cambio de la variable de estado (temperatura, presión, voltaje, etc.) de un sistema por unidad de longitud se conoce como gradiente (Barba-Galdámez & López-Acosta, 2017).

La radiación es la emisión de energía en forma de ondas electromagnéticas como resultado de cambios en las configuraciones electrónicas de los átomos o moléculas. La energía transferida por radiación no requiere un medio y puede viajar a través del vacío (Cengel & Heat, 2003; J. Low, 2016). La radiación puede tener importancia en suelos de grano grueso y bajo ciertas condiciones. Por ejemplo, se ha observado que el efecto de la radiación contribuye en un 10% del calor total transferido en una grava con un tamaño de partícula de 20 mm. En general, la radiación es un mecanismo de transferencia de calor que numerosos autores excluyen porque su efecto es despreciable (Martynov, 1959; Rees *et al.*, 2000).

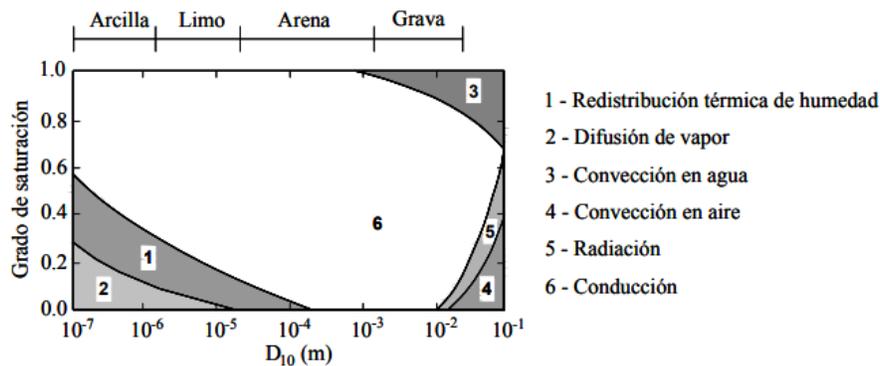


Figura 1.1. Regiones de influencia de varios mecanismos de transferencia de calor en relación con el tamaño del grano de suelo y de su grado de saturación (adaptado de Farouki, 1981).

1.1.2. Propiedades térmicas de los suelos

(a) Conductividad térmica

Se define como la cantidad de calor que pasa a través de una sección transversal unitaria de suelo por unidad de tiempo debido a un gradiente térmico unitario. En el SI se expresa en $W\ m^{-1}\ K^{-1}$ o $W\ m^{-1}\ ^\circ C^{-1}$.

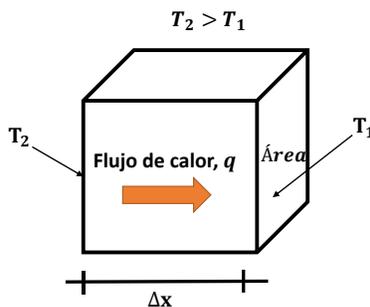


Figura 1.2. Flujo de calor en un elemento prismático de suelo.

(b) Capacidad calorífica

La capacidad calorífica específica c_p representa la cantidad de energía requerida para aumentar la temperatura de una masa unitaria en un grado (Schärli & Rybach, 2001). Matemáticamente, se expresa como:

$$c_p = \frac{Q}{m\Delta T} \tag{1.3}$$

donde Q es la entrada de calor (J), m es la masa del material (kg), ΔT es el cambio en la temperatura ($^\circ C$). La capacidad calorífica específica de un suelo c se calcula como (de Vries, 1963):

$$c = c_s \chi_s + c_w \chi_w + c_a \chi_a \quad (1.4)$$

donde c_s, c_w, c_a son las capacidades caloríficas de los sólidos, del agua y del aire, respectivamente y χ_s, χ_w, χ_a son las fracciones volumétricas de los sólidos, del agua y del aire, respectivamente. Las fracciones volumétricas de los componentes del suelo se calculan a partir de su porosidad n y del grado de saturación S_r (Rees *et al.*, 2000):

- $\chi_s = 1 - n$
- $\chi_w = n S_r$
- $\chi_a = n(1 - S_r)$

La capacidad calorífica se expresa comúnmente por unidad de volumen y no por unidad de masa, por lo que se denomina capacidad calorífica volumétrica c_{cv} ($J m^{-3} K^{-1}$) y se define como la capacidad de cierto volumen de un material para almacenar calor al experimentar un cambio de temperatura sin modificar su fase (Barba-Galdámez & López-Acosta, 2017). Se obtiene a partir de la capacidad calorífica específica c_p multiplicada por su densidad ρ :

$$c_{cv} = \rho c_p \quad (1.5)$$

(c) Difusividad térmica

Es la medida de la facilidad con la que un material experimenta un cambio de temperatura. Se define como la relación entre la capacidad del suelo para conducir calor y su capacidad para almacenarlo ($m^2 s^{-1}$). Se obtiene con:

$$D = \frac{\lambda}{c_{cv}} \quad (1.6)$$

donde λ es la conductividad térmica ($W m^{-1} K^{-1}$) y c_{cv} es la capacidad calorífica volumétrica ($J m^{-3} K^{-1}$). La difusividad térmica es un indicador de la tasa de transferencia de calor. Un material con un valor alto de difusividad térmica, responde más rápido a los cambios de temperatura (Farouki, 1981; J. Low, 2016).

Tabla 1.1. Propiedades térmicas de algunos componentes del suelo (Bejan & Kraus, 2003; Bristow, 2002; Dong *et al.*, 2015; Kodešová *et al.*, 2013; Rees *et al.*, 2000)

Material	Densidad, ρ (kg/m^3)	Capacidad calorífica, c ($kJ/kg K$)	Conductividad térmica, λ ($W/m K$)	Difusividad térmica, D (m^2/s) $\times 10^{-7}$
Aire (10°C)	1.25	1000	0.0026	0.21
Agua (25 °C)	999.87	4200	0.56	1.43
Vapor de agua (1 atm, 400 K)	-	1901	0.016	233.8
Hielo (0 °C)	917	2040	2.25	12
Materia orgánica	-	2.51	0.25	-
Cuarzo	2660	0.733	8.40	43.08
Granito	2750	0.890	1.70-4.00	~12
Yeso	1000	1.090	0.51	4.7
Caliza	2300	0.900	1.26-1.33	~5
Mármol	2600	0.810	2.80	13

1.1.3. Aplicaciones

(a) Bombas de calor geotérmico (BCG)

El uso de bombas de calor geotérmico (BCG) que aprovechan la energía geotérmica superficial o energía de baja entalpía (temperaturas inferiores a 30 °C) es una solución ecológica para satisfacer las necesidades energéticas de la población. A partir de cierta profundidad, la temperatura se mantiene constante, esto se traduce en una ventaja de las bombas de calor geotérmico ya que son un foco de intercambio térmico más estable en comparación con el aire que es el usado por los sistemas tradicionales (Figura 1.3b). Una bomba de calor es una máquina térmica compuesta por un circuito de expansión-compresión que se encarga de transmitir calor de un foco de baja temperatura a uno de alta temperatura a partir de un suministro de energía eléctrica. En el *modo de calefacción* en una bomba de calor geotérmico (BCG), el calor fluye del suelo hacia un fluido refrigerante, evaporándolo. Posteriormente, el vapor se traslada hasta el compresor en donde se incrementa su presión y temperatura. Enseguida, este fluido caliente y presurizado pasa a través de un acondicionador de aire o a un circuito secundario que está integrado en las paredes de la edificación para distribuir calor. La extracción de calor del fluido produce que éste regrese a su fase líquida. Finalmente, pasa por una válvula de expansión donde reduce su presión y su temperatura, iniciando un nuevo ciclo. Este proceso se revierte en el *modo de refrigeración* (Barba-Galdámez, 2018; McCartney *et al.*, 2011). La eficiencia energética de una bomba de calor geotérmico se expresa mediante el *coeficiente de desempeño* (COP) que es igual a la energía térmica entregada por el sistema dividida entre la energía eléctrica para operar el sistema. Un valor típico para una bomba de calor que utiliza el aire como foco de intercambio térmico es $COP = 1$ a 3 (Brandl, 2006). Por otra parte, para una bomba de calor geotérmico es $COP > 3$ (McCartney *et al.*, 2011).

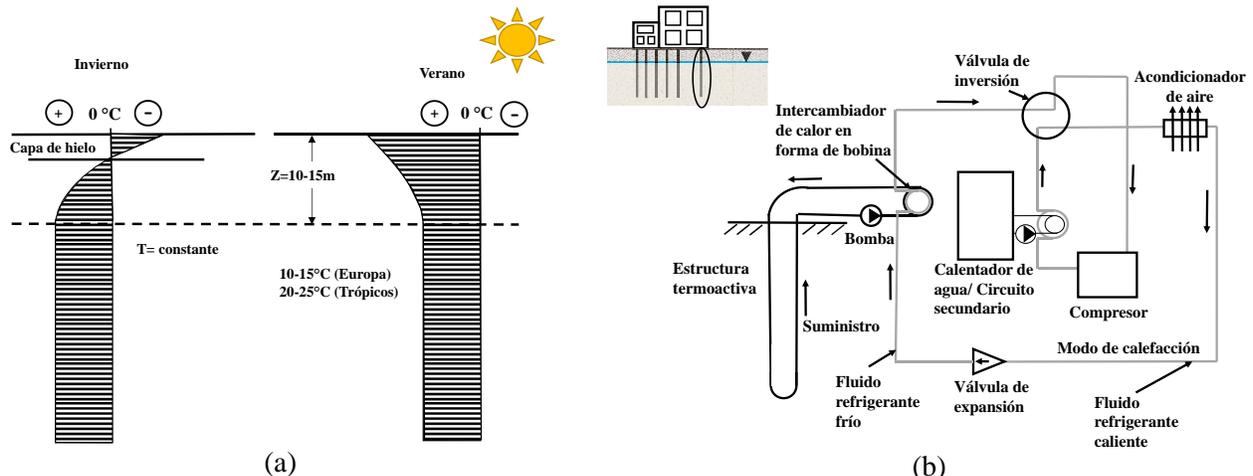


Figura 1.3. a) Perfil de temperatura del suelo (adaptado de Brandl, 2006), b) Componentes de una bomba de calor geotérmico (adaptado de McCartney *et al.*, 2011)

(b) Estructuras termoactivas

Las estructuras termoactivas son elementos estructurales (pilas, losas, muros, túneles, etc.) equipados con un sistema cerrado de tuberías que funcionan como una BCG. Las principales diferencias en el proceso constructivo respecto a elementos estructurales tradicionales son: a) colocación de tubería del circuito primario, b) establecimiento de conexiones, c) instalación del circuito secundario, y d) conexión con la estación de bombeo. El circuito secundario se coloca a la vez que se construye el edificio. Al final se conectan ambos circuitos con un cuadro de distribución en la estación de bombeo (López-Acosta & Barba-Galdámez, 2018). Las tuberías del circuito primario pueden ser de polietileno de alta densidad (HDPE) o policloruro de vinilo (PVC) y su diámetro varía usualmente entre 20 y 25 mm. La disposición del sistema de tuberías es

variable, pueden ser tipo U simples, dobles y triples o en forma de W. Esta última configuración es energéticamente más eficiente, sin embargo, usualmente se opta por la configuración en forma de U por simplicidad (Barba-Galdámez, 2018). Es común el empleo de *propilenglicol* como fluido refrigerante porque permite extraer calor incluso a temperaturas bajo cero. El flujo requerido del fluido refrigerante en un circuito primario es de 1.5 a 3.0 galones por minuto por tonelada de refrigeración (TR)³. Las temperaturas típicas del fluido refrigerante para una BCG están en un intervalo -5 a 50°C (McCartney *et al.*, 2011). En términos de diseño de estructuras termoactivas, se tienen dos objetivos principales: a) determinar la salida de energía dentro de un límite permisible de la temperatura del suelo y de la bomba de calor; b) verificar que cualquier cambio de temperatura adicional que sufra la estructura termoactiva no exceda los límites establecidos en el diseño geotécnico. El primer objetivo requiere información de las propiedades térmicas del suelo y del concreto. El segundo objetivo depende de los parámetros geotécnicos del sistema y cómo éstos son afectados por la temperatura (Loveridge *et al.*, 2017).



Figura 1.4. Intercambiadores de calor en una estructura termoactiva (Brandl, 2006).

(c) Aislamiento de sistemas de transmisión eléctrica subterráneos

La resistividad térmica del suelo (el inverso de la conductividad térmica) es el principal factor para determinar la tasa de calor que puede disipar el suelo que rodea a un sistema de transmisión. El calor que genera el cable provoca que el suelo cercano a éste se seque. Si el agua en los poros del suelo se evapora, la resistividad aumenta y se presentan fallas por sobrecalentamiento (Malmedal *et al.*, 2014). Para conducir la máxima cantidad de calor posible lejos del cable se debe usar una arena bien graduada con un alto contenido de cuarzo. Asimismo, durante la compactación, se debe maximizar la densidad seca y el contenido de agua para mejorar la conductividad térmica (Brandon & Mitchell, 1989).

(d) Almacenamiento de residuos radiactivos

Los contenedores con residuos radiactivos llevan un relleno y un material de amortiguamiento. Se requiere de un valor bajo de difusividad térmica para el material que rodea los contenedores con residuos radiactivos. (Dixon *et al.*, 1985). Cuando un suelo fino saturado que está alrededor de un contenedor de residuos radiactivos se calienta, sus constituyentes experimentan una expansión que genera un exceso de presión de poro. La disipación de esta presión de poro o consolidación térmica modifica las propiedades mecánicas de ese suelo (Delage *et al.*, 2000).

³ La tonelada de refrigeración (TR) se define como la tasa de calor que se requiere para obtener una tonelada corta (2000 lb, 907 kg) de hielo o derretir la tonelada corta de hielo en 24 horas. 1 TR \approx 3.5 kW (Said *et al.*, 2010).

1.1.4. Factores que afectan las propiedades térmicas de los suelos

(a) Temperatura del suelo

Hiraiwa y Kasubuchi (2000) encontraron que en un intervalo de 5-75 °C, la conductividad térmica de un suelo aumenta si su temperatura es mayor (J. Low, 2016). Sin embargo, para suelos con bajos contenidos de agua esto ya no es válido. Por ejemplo, Sakaguchi *et al.* (2007) observaron que en arenas con contenidos de agua volumétricos inferiores a 0.07, la conductividad térmica disminuye cuando la temperatura aumenta. Lo anterior, se debe a la evaporación de los puentes de agua que conectan a las partículas sólidas. Para que se cumpla la tercera ley de la termodinámica, se requiere que la capacidad calorífica específica sea cercana a cero cuando la temperatura es aproximadamente cero (-273.15 °C o 0 K), este comportamiento se observa en la Figura 1.5a. Con respecto a la difusividad térmica, ésta es mayor en suelos congelados con altos contenidos de agua. Kersten (1952) mostró que un suelo con un contenido de agua de 15% tiene un incremento en la difusividad de 50% si está congelado. Asimismo, de acuerdo con Haynes *et al.* (1980) en arenas, limos y arcillas la difusividad térmica aumenta si la temperatura disminuye en un intervalo de -5 a -50 °C (Farouki, 1981).

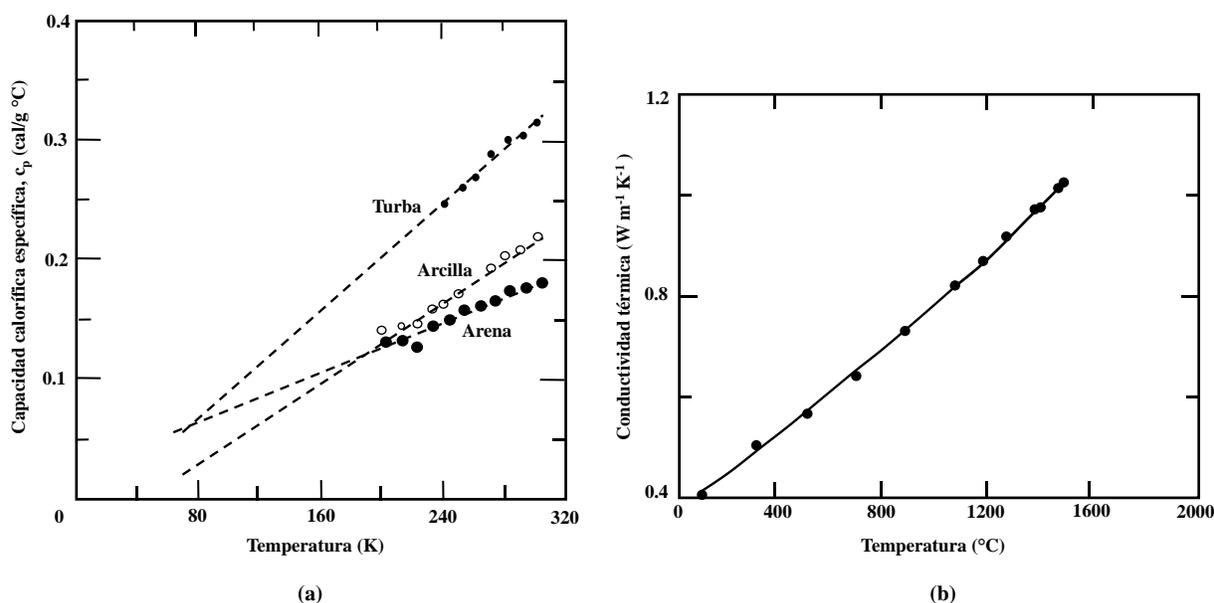


Figura 1.5. a) Capacidad calorífica específica en función de la temperatura, b) Conductividad térmica en función de la temperatura de una arena de Ottawa (adaptado de Farouki, 1981).

(b) Contenido de agua

El contenido de agua en un suelo se refiere al agua que puede ser evaporada calentándola entre 100 y 110 °C durante 18 o 24 horas. La elección de este rango de temperatura es para asegurar la evaporación del agua libre⁴ (Smith & Mullins, 2000). La cantidad de agua existente en un suelo se puede representar en las siguientes tres formas (Das, 2012):

⁴ Por encima de 0 °C, el agua en un suelo se puede clasificar como libre o retenida, el agua libre puede ser removida del suelo por la acción de la gravedad o por la presión hidrostática. El agua retenida está sujeta a fuerzas intermoleculares en las superficies de las partículas sólidas y sólo puede ser removida con un incremento de la temperatura (Farouki, 1981).

- El contenido de agua gravimétrico $w(\%)$, es la relación entre el peso del agua W_w y el peso de los sólidos del suelo W_s :

$$w(\%) = \frac{W_w}{W_s} \times 100 \quad (1.7)$$

- La fracción volumétrica del agua o contenido de agua volumétrico θ o χ_w , es la relación entre el volumen de agua V_w y el volumen total de suelo V :

$$\chi_w = \frac{V_w}{V} \quad (1.8)$$

- El grado de saturación S_r (%), representa la relación del volumen de agua V_w en los espacios vacíos entre el volumen de vacíos V_v :

$$S_r(\%) = \frac{V_w}{V_v} \times 100 \quad (1.9)$$

La influencia del agua en las propiedades térmicas del suelo es alta. Si se añade agua a un suelo seco, éste incrementa su conductividad térmica, ya que se incrementan los puentes de agua entre las partículas sólidas y se expulsa el aire de los vacíos (Figura 1.6). Por otra parte, si se añade agua a un suelo saturado, el esqueleto sólido empieza a separarse y esto genera una disminución en la conductividad térmica. El comportamiento anterior se ha observado en sedimentos marinos compuestos de cuarzo (Farouki, 1981; Kasameyer *et al.*, 1972). La difusividad térmica alcanza un valor máximo para un determinado contenido de agua. Sin embargo, la capacidad calorífica volumétrica sigue incrementando si el contenido de agua continúa incrementando (Farouki, 1981).

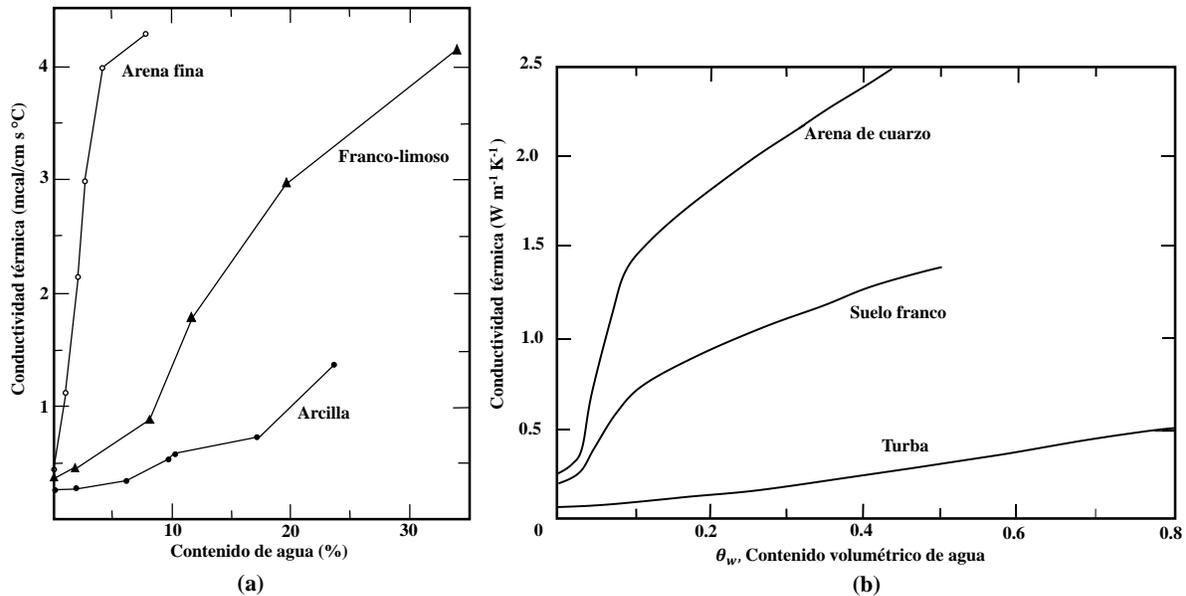


Figura 1.6. a) Conductividad térmica en función del contenido de agua gravimétrico w en tres suelos parcialmente saturados, b) Conductividad térmica en función del contenido de agua volumétrico θ_w (adaptado de Farouki, 1981).

(c) Densidad

Si un suelo es uniformemente graduado, los vacíos que quedan entre los granos gruesos son ocupados por los granos pequeños y su densidad aumenta. Lo anterior genera mayor contacto entre partículas sólidas y mejora la conductividad térmica de ese material. Los minerales de la arcilla (caolinita, ilita, montmorilonita) tienen una conductividad térmica cuatro veces mayor que la del agua. Si la densidad seca de los suelos arcillosos aumenta, la conductividad térmica es mayor. Una situación similar se puede apreciar en los suelos arenosos compuestos de cuarzo. La conductividad térmica en este tipo de suelos incrementa a una tasa mayor en comparación con los suelos arcillosos si su densidad seca aumenta. No ocurre lo mismo con la difusividad térmica. Si se incrementa la densidad seca, la capacidad calorífica también aumenta y la difusividad térmica disminuye debido a la relación inversa entre estas propiedades (Farouki, 1981).

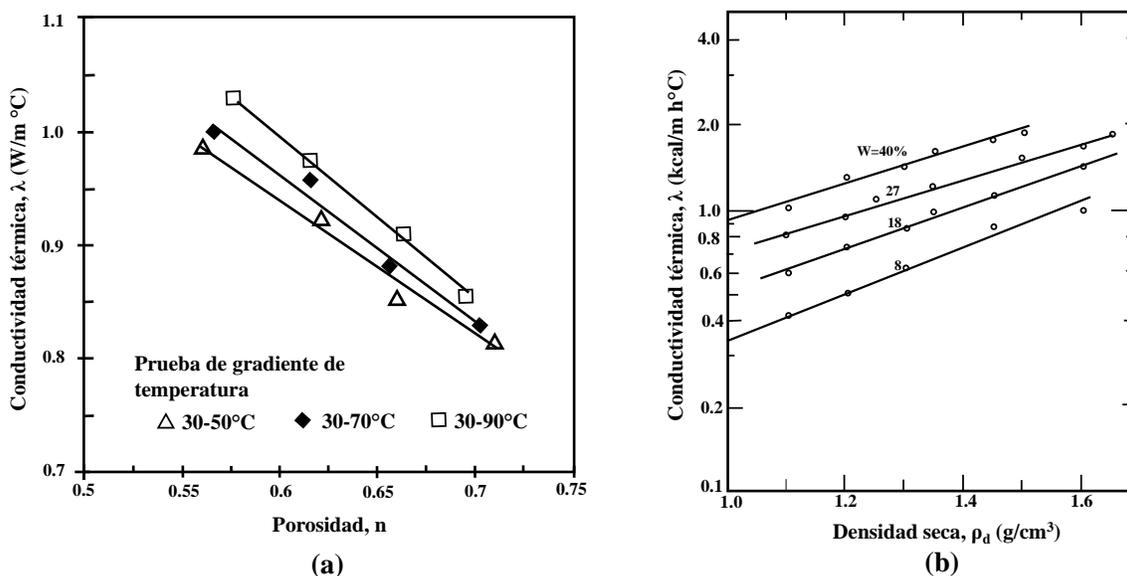


Figura 1.7. a) Relación entre la porosidad y el efecto de la temperatura en la conductividad térmica de una arcilla de consistencia blanda de Bangkok (adaptado de Abuel-Naga *et al.*, 2008), b) Conductividad térmica en función de la densidad seca con diferentes contenidos de agua en un suelo arcilloso (adaptado de Farouki, 1981).

(d) Mineralogía

Las conductividades térmicas de los constituyentes del suelo varían de forma significativa. El cuarzo, que es uno de los minerales que constituyen un suelo, tiene la conductividad térmica más alta. Así, un suelo con un mayor contenido de cuarzo tiene un valor más alto de conductividad térmica y de difusividad térmica. No obstante, su capacidad calorífica volumétrica es menor debido a su baja capacidad para almacenar calor. La fracción de grano grueso de un suelo puede estar compuesta de cuarzo, y otros minerales como plagioclasa, feldespato y piroxeno. Por su parte, la fracción de granos finos puede contener minerales de arcilla y/o feldespato, mica, cuarzo, calcita, entre otros (Farouki, 1981).

1.1.5. Analogía entre el flujo de calor y el flujo de agua

Los fenómenos de transporte se producen por un desequilibrio espacial de las variables de estado de un sistema, las cuales, tienden a redistribuirse hasta alcanzar el equilibrio (Barba-Galdámez & López-Acosta, 2017). El flujo es proporcional a una fuerza motriz X_i y se define por la siguiente expresión:

$$J_i = L_{ii}X_i \quad (1.10)$$

Donde L_{ii} es el coeficiente de conductividad para el flujo. Mientras el flujo y los gradientes conserven una relación lineal, el tratamiento matemático para cualquier tipo de flujo es igual. La fuerza motriz que genera un flujo de agua es el gradiente hidráulico y para el flujo de calor es el gradiente térmico. El coeficiente de conductividad en el flujo de agua es la permeabilidad y en el flujo de calor es la conductividad térmica (Mitchell & Soga, 2005). El agua y el calor fluyen de una región de alto potencial a una región de bajo potencial. Los dispositivos que se encargan de transferir agua y calor de una región de bajo potencial a una región de alto potencial se conocen como bomba hidráulica y bomba de calor respectivamente (Figura 1.8). La eficiencia de una bomba hidráulica depende de la diferencia de carga hidráulica entre la entrada y la salida, mientras que la eficiencia de una bomba de calor depende de la diferencia de temperatura entre el foco de baja temperatura y el de mayor temperatura. Las similitudes entre estos procesos también se pueden apreciar en las pruebas de bombeo y los ensayos de respuesta térmica. Lo anterior, se debe a que en ambas pruebas se perfora un pozo a través del cual se perturba un sistema y se observa su respuesta en el tiempo (Figura 1.9). La Tabla 1.2 resume las principales analogías entre el flujo de agua y calor en suelos (Barba-Galdámez & López-Acosta, 2017).

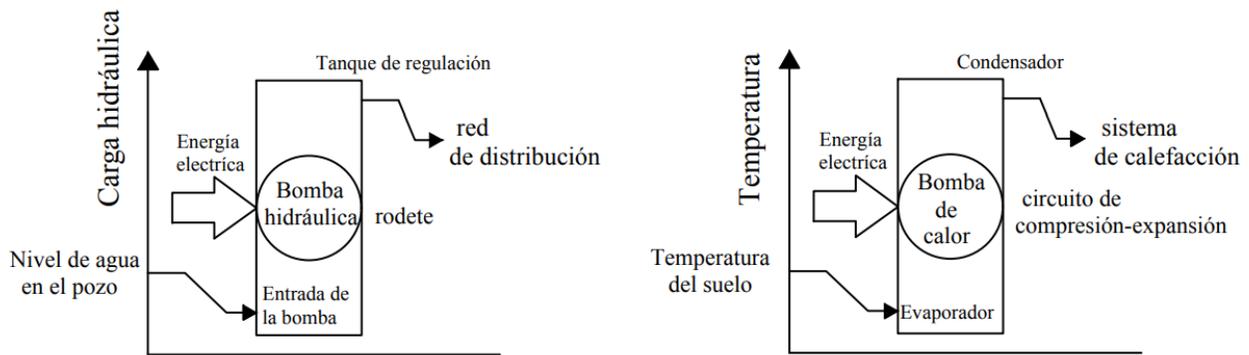


Figura 1.8. Analogía entre una bomba hidráulica centrífuga y una bomba de calor con un circuito eléctrico de compresión-expansión (Barba-Galdámez & López-Acosta, 2017).

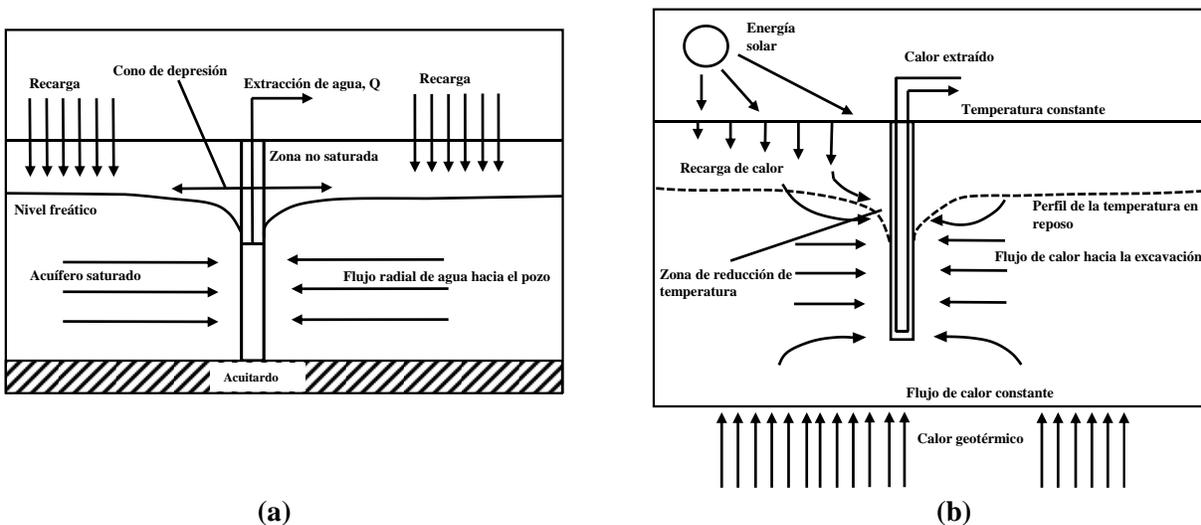


Figura 1.9. a) Extracción de agua en un acuífero no confinado, b) Extracción de calor en un ensayo de respuesta térmica (TRT) (adaptado de Banks, 2012).

Tabla 1.2. Principales analogías entre el flujo de agua y de calor en suelos (Barba-Galdámez & López-Acosta, 2017; Mitchell & Soga, 2005).

Parámetro	Flujo de agua	Flujo de calor
Ley de conductividad	Ley de Darcy, $v = k \frac{\partial h}{\partial x}$	Ley de Fourier, $q = \lambda \frac{\partial T}{\partial x}$
Conductividad	Conductividad hidráulica, $K (ms^{-1})$	Conductividad térmica, $\lambda (W/m^{\circ}C)$
Potencial de energía	Carga hidráulica, $h(m)$	Temperatura, $T(^{\circ}C)$
Capacitancia	Coefficiente de almacenamiento, S	Capacidad calorífica volumétrica, $c_{cv}(Jm^{-3}C^{-1})$
Coefficiente de difusividad	Coefficiente de consolidación, $C_v(m^2s^{-1})$	Difusividad térmica, $D(m^2s^{-1})$
Flujo transitorio	Ecuación de Theis, $s = \frac{z}{4\pi T} W \left(\frac{r^2 S}{4Tt} \right)$	Ecuación de Carslaw, $T = -\frac{q}{4\pi\lambda} E_i \left(\frac{r^2 S}{4Dt} \right)$
Flujo establecido	Ecuación de Laplace, $\nabla^2 h = 0$	Ecuación de Laplace, $\nabla^2 T = 0$

1.2. Principales métodos experimentales (de campo y de laboratorio) para determinar las propiedades térmicas

Existen diferentes maneras para medir la conductividad térmica. Los métodos experimentales (de campo y de laboratorio) se agrupan en dos categorías: (a) métodos en condiciones de estado estacionario y (b) métodos en condiciones de estado no estacionario o transitorio (Sáez Blázquez *et al.*, 2017), como se describe enseguida.

1.2.1. Métodos en condiciones de estado estacionario

Estos métodos permiten estimar la conductividad térmica mediante la ley de Fourier cuando el flujo de calor es unidireccional y constante (Hossam M Abuel-Naga *et al.*, 2009). La limitación de este método es que se requiere de un tiempo largo para alcanzar el estado estacionario (Hailemariam *et al.*, 2016). Asimismo, en suelos parcialmente saturados se puede presentar una migración excesiva del agua debido a los gradientes térmicos (Farouki, 1981). A continuación se describen algunos de estos métodos.

(a) Método de la placa caliente con guarda (GHP)

Este método de estado estacionario es uno de los más conocidos (Fig. 1.10). Consiste en una placa caliente rodeada por una sección de guarda y una placa fría que generan un gradiente térmico a través de dos muestras colocadas entre la placa caliente y las placas frías. La guarda elimina las pérdidas de calor horizontales de la placa caliente y genera un flujo de calor vertical a través de la muestra, si la fuente de calor es uniforme y el material es uniforme entonces el flujo de calor también es uniforme en cualquier punto de la muestra y la conductividad térmica se puede determinar con la ley de Fourier utilizando la Ec (1.11) (Cortés *et al.*, 2006; Farouki, 1981). Este método requiere que se usen dos muestras idénticas para garantizar un flujo de calor simétrico hacia arriba y hacia abajo (Sanjaya *et al.*, 2011).

$$\lambda = \frac{Q L}{A \Delta T} \quad (1.11)$$

Donde Q es la razón de flujo de calor en W, A es el área transversal de la muestra en m^2 , ΔT es la diferencia de temperatura entre las placas fría y caliente en K, y L es el espesor de la muestra en m.

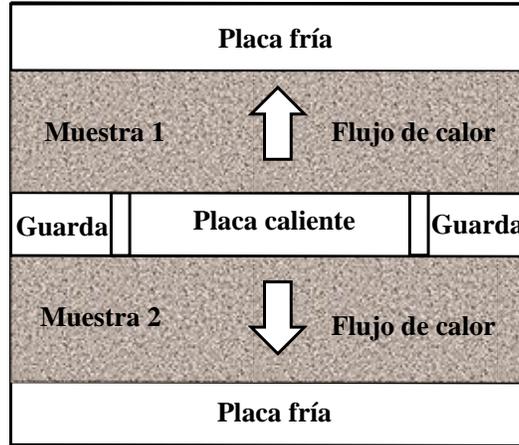


Figura 1.10. Esquema ilustrativo de la placa caliente con guarda

(b) Método de la esfera *in situ*

Consiste en un calentador en forma de esfera que se usa para medir la conductividad térmica *in situ*. La esfera puede ser de aluminio o de cobre, su diámetro externo puede ser de 3" o 4", y se inserta en el suelo con la menor perturbación posible. Se asume que la profundidad a la que se realiza la medición es grande en comparación con el radio de la esfera. La conductividad térmica del suelo que rodea a la esfera se calcula como:

$$\lambda = \frac{Q}{4\pi r(T_1 - T_2)} \tag{1.12}$$

donde r es el radio de la esfera, Q es la tasa del suministro de calor a la esfera, T_2 es la temperatura del sumidero y T_1 es la temperatura de la superficie externa de la esfera en estado estacionario (se requieren de 5 a 10 días para que se logre el estado estacionario, Farouki, 1981).

(c) Ensayo de respuesta térmica (TRT)

Se trata de una prueba de campo que consiste en circular un fluido dentro de una excavación por varios días e ir registrando la temperatura del fluido en la entrada y salida (Fig. 1.11). Con los registros de la variación de la temperatura en función del tiempo se pueden determinar las propiedades térmicas del suelo usando modelos numéricos y analíticos. Para obtener buenos resultados es necesario minimizar los factores externos. Por ejemplo, las variaciones de voltaje en el calentador del fluido provocan variaciones en la energía térmica inyectada al suelo (Esen & Inalli, 2009). Asimismo, si hay un elevado nivel de aguas freáticas, se generan efectos de convección en la excavación, lo que provoca que los valores de la conductividad térmica obtenidos no sean confiables (Sanner *et al.*, 2005). A pesar de su costo elevado, esta prueba es una solución adecuada en proyectos de gran envergadura (Sáez-Blázquez *et al.*, 2017).

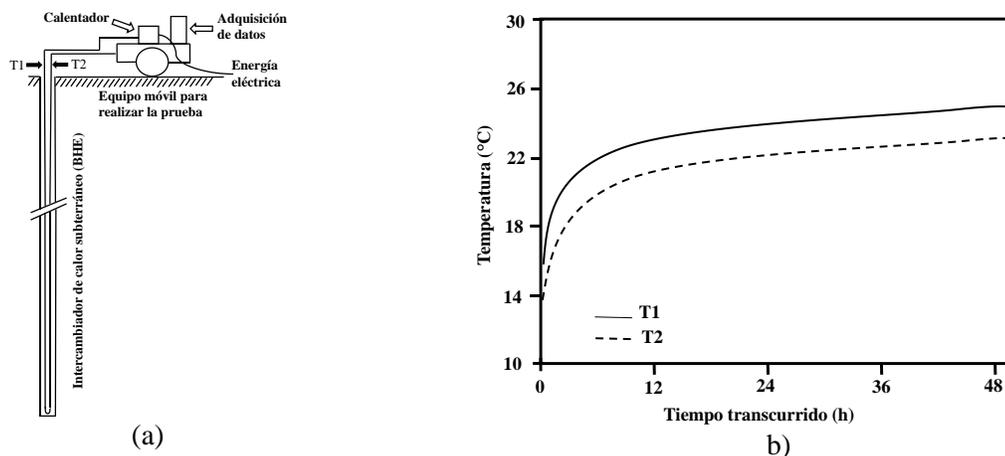


Figura 1.11. a) Configuración del ensaye de respuesta térmica (TRT), b) Variación de la temperatura en función del tiempo en el ensaye de respuesta térmica (adaptado de Sanner *et al.*, 2005).

1.2.2. Métodos en condiciones de estado transitorio

En los métodos en condiciones de estado transitorio se aplica calor a la muestra y se registra la variación de la temperatura en función del tiempo. Estos métodos son más versátiles y son más fáciles de realizar en comparación con los métodos en condiciones de estado estacionario (Hailemariam *et al.*, 2016). Las técnicas más comunes de este tipo, se describen a continuación.

(a) Prueba de la aguja térmica

La aguja térmica se idealiza como una fuente de calor lineal e infinita rodeada de un suelo homogéneo e infinito en todas las direcciones. Se asume que la temperatura inicial en el medio es homogénea. Se aplica una corriente eléctrica a una tasa constante que induce un flujo de calor en la aguja. Se calcula la conductividad térmica mediante el monitoreo de la disipación de calor por medio de un termistor o termopar (Farouki, 1981; Johansen, 1977). En la Figura 1.12 se muestra que la fase de calentamiento se puede dividir en tres etapas: a) la Región A corresponde a un periodo corto de la fase de calentamiento y está influenciada por las propiedades de la aguja, del medio y por la resistencia que se genera en el contacto entre la aguja y el medio, b) la Región B es la etapa donde el incremento de la temperatura se vuelve proporcional al logaritmo del tiempo y c) la Región C se caracteriza por tener desviaciones debido a las dimensiones de la aguja y por el tamaño finito del medio (Farouki, 1981; Lockmuller *et al.*, 2004). Este método se explica con mayor detalle en el Capítulo 2, pues fue la técnica empleada para la medición de las propiedades térmicas en esta tesis.

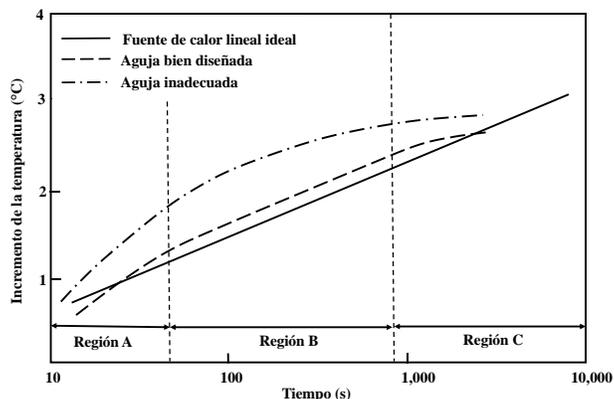


Figura 1.12. Variación de la temperatura en función del tiempo en el método de la aguja térmica (adaptado de Farouki, 1981)

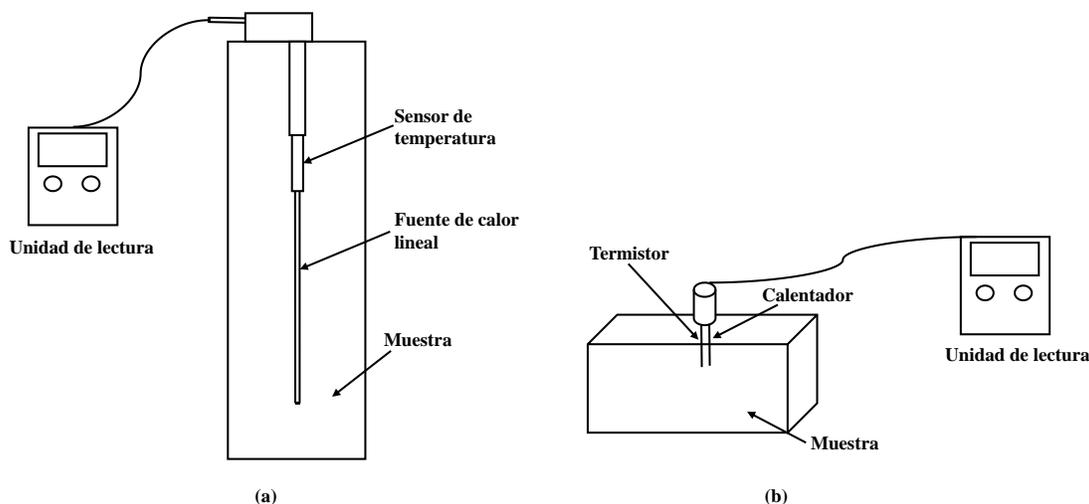


Figura 1.13. a) Sensor de aguja simple, b) Sensor de aguja doble.

(b) Método del disco caliente o de fuente plana transitoria (TPS)

Este método consiste en una lámina delgada de níquel en forma de espiral con un espesor de $10\ \mu\text{m}$ que funciona como sensor de temperatura y como fuente de calor. Se colocan dos muestras de suelo idénticas en contacto con las dos caras del sensor y una corriente eléctrica constante se aplica para incrementar la temperatura de la espiral. La conductividad y la difusividad térmicas se determinan a partir de un análisis de la variación de la temperatura en función del tiempo, la capacidad calorífica volumétrica se obtiene a partir de la Ec (1.6). Las ventajas de usar este método son la precisión y el intervalo amplio de mediciones de conductividad térmica (0.01 hasta $500\ \text{W/m K}$) que son posibles en un tiempo relativamente corto ($10\ \text{s}$ a $10\ \text{min}$), Asimismo, las muestras que se utilizan en el ensaye son pequeñas y no se perturban en comparación con el método de la aguja. El requisito que se debe cumplir es que la superficie de las muestras que están en contacto con el sensor debe ser completamente plana (Al-Ajlan, 2006; Almanza *et al.*, 2004; J. Low, 2016).

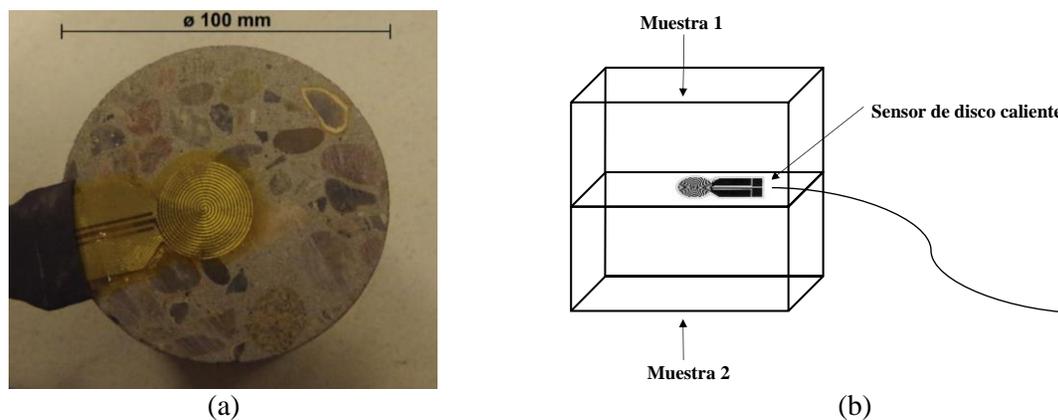


Figura 1.14. a) Sensor de disco caliente (Alberdi-Pagola *et al.*, 2017), b) Arreglo del sensor y las muestras de suelo.

(c) Cono térmico

Esta idea fue inspirada por la analogía que existe entre la disipación de presión de poro y la disipación de calor. El método permite obtener las propiedades térmicas *in situ* a partir de un ensaye de penetración de cono (CPT). La penetración del cono se realiza a una velocidad de $2\ \text{cm/s}$ y con la implementación de unos

termopares ubicados atrás de la punta del cono se va registrando la variación de la temperatura generada por la fricción del cono con el suelo. Esta información se utiliza para determinar las propiedades térmicas del suelo. El cono térmico ofrece las siguientes ventajas: a) la duración del ensaye es pequeña (menor que 1 h), b) no se necesita energía adicional para calentar el dispositivo (el calor generado por la fricción del cono con el suelo es suficiente para determinar las propiedades térmicas) y c) el ensaye del cono térmico se realiza de forma simultánea con el CPT, por lo que además de obtener las propiedades térmicas, es posible conocer la estratigrafía, las propiedades hidráulicas y mecánicas del suelo (Akrouch *et al.*, 2016).

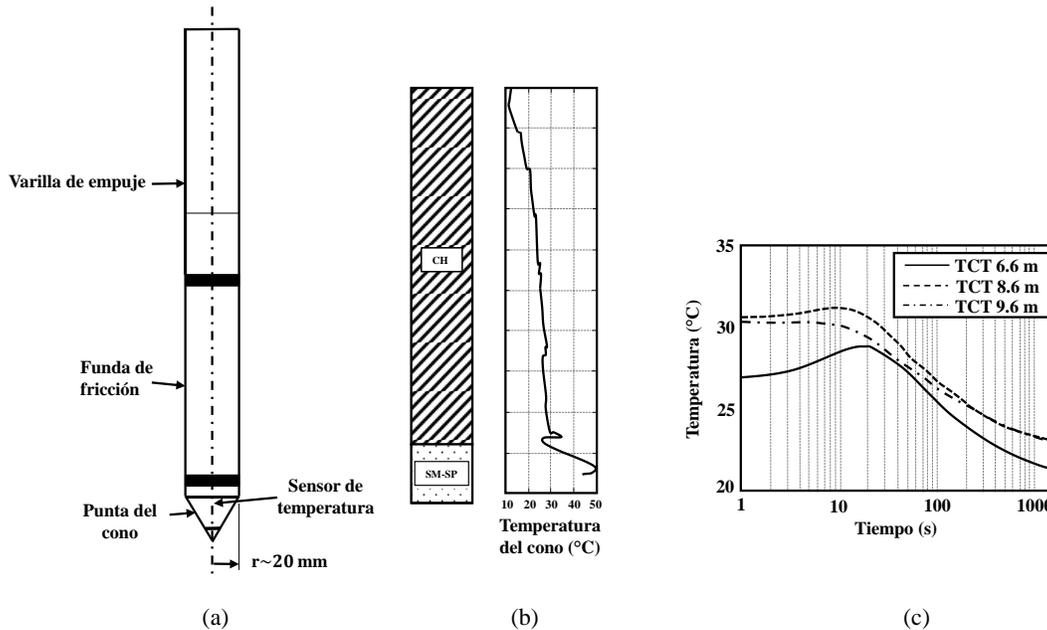


Figura 1.15. a) Cono térmico (adaptado de Vardon *et al.*, 2019), b) Perfil de la temperatura del cono, c) Variación de la temperatura del cono en función del tiempo (adaptado de Akrouch *et al.*, 2016).

1.3. Modelos predictivos de la conductividad térmica

1.3.1. Modelos analíticos

(a) Modelos de Wiener (1912)

La conductividad térmica de un medio poroso alcanza su valor más bajo cuando los elementos están dispuestos en serie y el valor más alto cuando los elementos tienen un arreglo en paralelo respecto a la dirección del flujo de calor (Fig. 1.16). El modelo en serie establece que un flujo de calor constante pasa a través de cada elemento conectado en serie. Cada elemento en este modelo desarrolla un gradiente de temperatura diferente dependiendo de su conductividad térmica. El modelo en paralelo establece el mismo gradiente de temperatura a cada elemento pero cada uno conduce un flujo de calor diferente en función de su conductividad térmica (Wiener, 1912):

$$\lambda = \left[\sum \frac{\chi_i}{\lambda_i} \right]^{-1} \text{ (Serie)} \quad (1.13a)$$

$$\lambda = \sum \chi_i \lambda_i \text{ (Paralelo)} \quad (1.13b)$$

Donde χ_i es la fracción volumétrica de cada elemento y λ_i es la conductividad térmica de cada elemento.

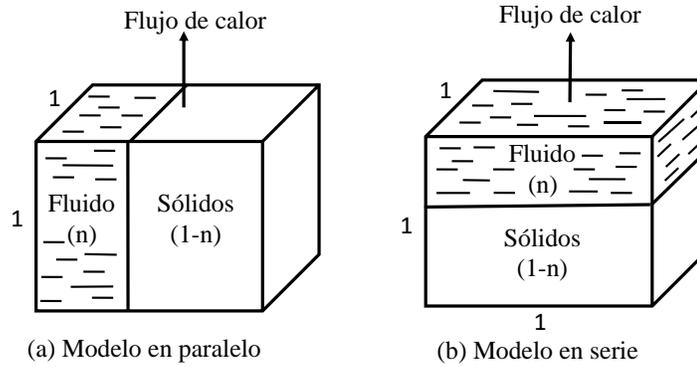


Figura 1.16. Modelos idealizados del flujo de calor a través de un cubo unitario de suelo saturado (adaptado de Farouki, 1981).

(b) Johansen (1975)

Johansen (1975) introdujo una conductividad térmica normalizada denominada número de Kersten K_e . Para suelos de grano grueso con un $S_r > 0.05$ se define como:

$$K_e = 0.7 \log S_r + 1 \quad (1.14)$$

Para suelos de grano fino con un $S_r > 0.1$ se define como:

$$K_e = \log S_r + 1 \quad (1.15)$$

La conductividad térmica de un suelo parcialmente saturado es igual:

$$\lambda = (\lambda_{sat} - \lambda_{seco})K_e + \lambda_{seco} \quad (1.16)$$

Donde λ_{seco} y λ_{sat} , son las conductividades térmicas en estados seco y saturado, respectivamente. Para determinar la conductividad térmica en suelos saturados se emplea la siguiente expresión:

$$\lambda_{sat} = \lambda_w^n \lambda_s^{1-n} \quad (1.17)$$

Donde λ_w y λ_s son las conductividades térmicas del agua y de los sólidos, respectivamente, y n es la porosidad. La conductividad térmica en suelos secos se obtiene con:

$$\lambda_{seco} = \frac{0.137\rho_d + 64.7}{2650 - 0.947\rho_d} \quad (1.18)$$

Donde ρ_d es la densidad seca en kg m^{-3} .

Finalmente, sustituyendo las Ecs (1.17) y (1.18) en la Ec (1.16), la conductividad térmica en un suelo parcialmente saturado puede estimarse como (Barry-Macaulay *et al.*, 2015; Zhang & Wang, 2017):

$$\lambda = \left(\lambda_w^n \lambda_s^{1-n} - \frac{0.137\rho_d + 64.7}{2650 - 0.947\rho_d} \right) K_e + \frac{0.137\rho_d + 64.7}{2650 - 0.947\rho_d} \quad (1.19)$$

(c) Modelo de De Vries (1963)

De Vries (1963) propuso una distribución uniforme de partículas con forma elipsoidal en un medio continuo de agua para determinar la conductividad térmica λ :

$$\lambda = \frac{\lambda_w \chi_w + F_a \lambda_a \chi_a + F_s \lambda_s \chi_s}{\chi_w + F_a \chi_a + F_s \chi_s} \quad (1.20)$$

Donde χ_w , χ_a y χ_s se refieren a la fracción volumétrica de agua, aire y partículas sólidas, respectivamente. F_a y F_s son los factores que consideran la forma de los poros y las partículas sólidas respectivamente, se obtienen con:

$$F_s = \frac{1}{3} \left[\frac{2}{1 + 0.125(\lambda_s/\lambda_w - 1)} + \frac{1}{1 + 0.75(\lambda_s/\lambda_w - 1)} \right] \quad (1.21)$$

$$F_a = \frac{1}{3} \left[\frac{2}{1 + g_a(\lambda_s/\lambda_w - 1)} + \frac{1}{1 + g_c(\lambda_s/\lambda_w - 1)} \right] \quad (1.22)$$

Donde g_a y g_c son factores de forma, definidos como:

$$g_a = \begin{cases} 0.333 - \frac{\chi_a}{n}(0.333 - 0.035) & 0.09 \leq \chi_w \leq n \\ 0.013 + 0.944\chi_w & 0 \leq \chi_w \leq 0.09 \end{cases} \quad (1.23)$$

$$g_c = 1 - 2g_a \quad (1.24)$$

Donde n es la porosidad del suelo.

(d) Maxwell–Eucken

Maxwell (1954) desarrolló un modelo para determinar la conductividad eléctrica en un medio homogéneo continuo con esferas dispersas que no tienen interacción entre sí. Cuando se considera que las partículas esféricas líquidas están dispersas dentro de un medio sólido continuo (Carson *et al.*, 2005), la conductividad térmica se estima con:

Maxwell-Eucken 1

$$\lambda = \lambda_s \frac{2\lambda_s + \lambda_w - 2n(\lambda_s - \lambda_w)}{2\lambda_s + \lambda_w + n(\lambda_s - \lambda_w)} \quad (1.25)$$

Cuando las partículas esféricas sólidas están dispersas dentro de un medio líquido continuo, la conductividad térmica se estima con:

Maxwell-Eucken 2

$$\lambda = \lambda_w \frac{2\lambda_w + \lambda_s - 2(1 - n)(\lambda_w - \lambda_s)}{2\lambda_w + \lambda_s + (1 - n)(\lambda_w - \lambda_s)} \quad (1.26)$$

(e) Teoría del medio efectivo (EMT)

La teoría del medio efectivo considera una dispersión de las partículas en un medio heterogéneo (Figura 1.17). La teoría se expresa con la siguiente ecuación implícita:

$$1 - n \left(\frac{\lambda_s - \lambda}{\lambda_s - 2\lambda} \right) + n \left(\frac{\lambda_w - \lambda}{\lambda_w - 2\lambda} \right) = 0 \quad (1.27)$$

Adicionalmente, también se puede expresar mediante una ecuación explícita (Carson *et al.*, 2005):

$$\lambda = \frac{1}{4} \left((3n - 1)\lambda_w + [3(1 - n) - 1]\lambda_s + \sqrt{[(3n - 1)\lambda_w + (3\{1 - n\} - 1)\lambda_s]^2 + 8\lambda_s\lambda_w} \right) \quad (1.28)$$

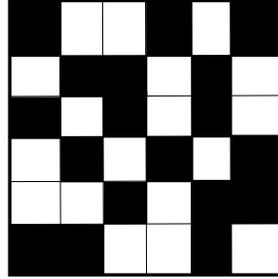


Figura 1.17. Distribución aleatoria de las partículas sólidas (cuadros negros) y de agua (cuadros blancos) en un suelo saturado.

(f) Gori y Corasaniti (2002)

Este método considera una partícula sólida cúbica rodeada por aire (en suelos secos), por agua (en suelos saturados) o por una combinación de ambos (en suelos parcialmente saturados). Es más sencillo determinar la conductividad térmica en suelos saturados y secos debido a que tanto el agua como el aire se consideran como medios continuos (Portillo-Arreguín, 2019; Tarnawski *et al.*, 2000).

Para suelos secos:

$$\frac{1}{\lambda} = \frac{\beta - 1}{\lambda_a \beta} + \frac{\beta}{\lambda_s + \lambda_a [\beta^2 - 1]} \quad (1.29)$$

Para suelos saturados:

$$\frac{1}{\lambda} = \frac{\beta - 1}{\lambda_w \beta} + \frac{\beta}{\lambda_s + \lambda_w [\beta^2 - 1]} \quad (1.30)$$

Donde β se calcula con:

$$\beta = \sqrt[3]{\frac{1}{1 - n}} \quad (1.31)$$

Para suelos parcialmente saturados con contenido de agua volumétrico $\theta_w < 0.083n$, la conductividad térmica se determina:

$$\lambda = \left(\frac{\beta - 1 - (\delta/3)}{\beta\lambda_a} + \frac{\beta\delta}{3[\lambda_a(\beta^2 - 1) + \lambda_w]} + \frac{\beta}{\lambda_s + \frac{2}{3}\delta\lambda_w + \lambda_a(\beta^2 - 1 - \frac{2}{3}\delta)} \right)^{-1} \quad (1.32)$$

Siendo:

$$\delta = \frac{\theta_w}{1 - n} \quad (1.33)$$

Si $\theta_w > 0.083n$, se presentan dos casos:

Cuando $\gamma_f < 1$:

$$\lambda = \left(\frac{\beta^2 - \beta\gamma}{\lambda_a(\beta^2 - \gamma_f^2) + \lambda_w\gamma_f^2} + \frac{\beta\gamma - \beta}{\lambda_a(\beta^2 - \gamma^2) + \lambda_w\gamma^2} + \frac{\beta - \beta\gamma_f}{\lambda_a(\beta^2 - \gamma^2) + \lambda_w(\gamma^2 - 1) + \lambda_s} + \frac{\beta\gamma_f}{\lambda_s + \lambda_w(\gamma^2 - 1 + 2\beta\gamma_f - 2\gamma\gamma_f) + \lambda_a(\beta^2 - \gamma^2 - 2\beta\gamma_f + 2\gamma\gamma_f)} \right)^{-1} \quad (1.34)$$

Cuando $\gamma_f > 1$:

$$\lambda = \left(\frac{\beta^2 - \beta\gamma}{\lambda_a(\beta^2 - \gamma_f^2) + \lambda_w\gamma_f^2} + \frac{\beta\gamma - \beta\gamma_f}{\lambda_a(\beta^2 - \gamma^2) + \lambda_w\gamma^2} + \frac{\beta\gamma_f - \beta}{\lambda_a(\beta^2 - \gamma^2 - 2\beta\gamma_f + 2\gamma\gamma_f) + \lambda_w(\gamma^2 + 2\beta\gamma_f - 2\gamma\gamma_f)} + \frac{\beta}{\lambda_s + \lambda_w(\gamma^2 + 2\beta\gamma_f - 2\gamma\gamma_f - 1) + \lambda_a(\beta^2 - \gamma^2 - 2\beta\gamma_f + 2\gamma\gamma_f)} \right)^{-1} \quad (1.35)$$

Donde:

$$\gamma_f = \sqrt{\frac{V_{wf}/V_s}{3(|\beta - \gamma|)}} \quad (1.36)$$

$$\gamma = \sqrt[3]{\frac{V_w}{V_s} - \frac{V_{wf}}{V_s} + 1} \quad (1.37)$$

$$\frac{V_{wf}}{V_s} = \left[0.183 + \frac{0.226 - 0.183}{0.4764 - 0.2595} (0.4764 - n) \right] (\beta^3 - 1) \quad (1.38)$$

(g) Serie y paralelo (Abuel-Naga *et al.*, 2008)

Este modelo se basa en las siguientes hipótesis:

- El suelo está completamente saturado.
- Solamente se considera la transferencia de calor mediante conducción y se desprecian los mecanismos de radiación y convección.
- Los modelos en paralelo y en serie se consideran los límites teóricos extremos.

- El proceso de consolidación sólo provoca un cambio en la porosidad. La orientación de las partículas, tamaño y forma permanecen iguales.
- La conductividad térmica de las partículas sólidas es independiente de la temperatura, mientras que, la conductividad térmica del agua depende de la temperatura.

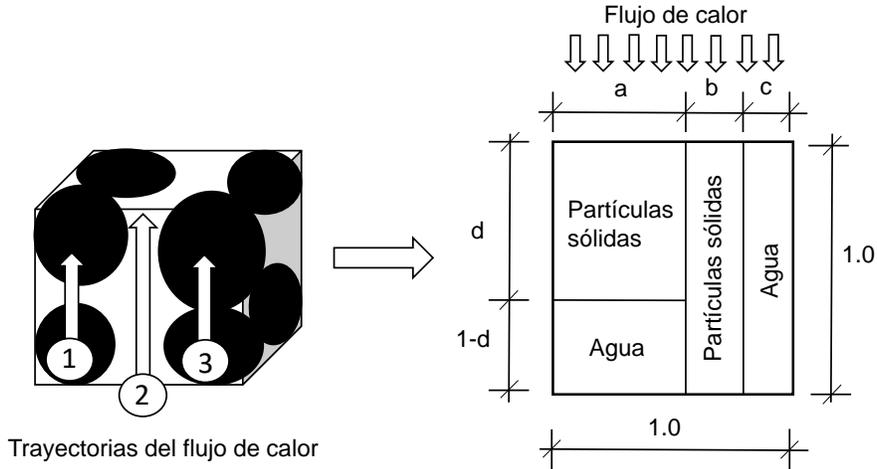


Figura 1.18. Modelo teórico del flujo de calor a través de un medio poroso (adaptado de Abuel-Naga *et al.*, 2008)

Como se muestra en la Figura 1.18, el flujo de calor en un medio poroso puede definirse mediante tres trayectorias: 1) entre las partículas sólidas unidas a través de un puente de fluido, 2) a través del fluido y 3) a través de los contactos entre las partículas sólidas. Por lo que, el flujo de calor unidimensional se puede representar como:

$$\lambda = \frac{a}{\frac{d}{\lambda_s} + \frac{1.0-d}{\lambda_f}} + b\lambda_s + c\lambda_f \quad (1.39)$$

Donde d es el aporte de la fase sólida en el modelo en serie, los parámetros a, b, c y d representan la proporción del calor total transferido por conducción en un suelo saturado ($a + b + c = 1.0$). El volumen de los sólidos v_s y el volumen de agua v_w se pueden expresar de la siguiente forma:

$$v_s = 1 - n = ad + b \quad (1.40)$$

$$v_w = n = c + a(1 - d) \quad (1.41)$$

En la práctica resulta complicado determinar los parámetros a, b, c y d por lo que, este modelo se simplifica mediante una combinación de los modelos en serie y en paralelo:

$$\lambda_T = \Omega \lambda_T^{Paralelo} + (1 - \Omega) \lambda_T^{Serie} \quad (1.42)$$

Donde $\lambda_T^{Paralelo}$ y λ_T^{Serie} son las conductividades térmicas determinadas con el modelo en paralelo y en serie, respectivamente. Ω es un parámetro que representa la orientación de las partículas respecto al flujo de calor y varía entre 0 y 1. Un valor igual a cero indica que el flujo de calor es normal a las partículas, un valor cercano a 1 sugiere que la orientación de las partículas es paralela al flujo de calor y un valor de 0.5 se interpreta como una configuración aleatoria de las partículas. El parámetro Ω se determina con el método de

la máxima verosimilitud MLE (ver Anexo C). Los parámetros a , b y c d se pueden expresar en términos de la porosidad n y de Ω :

$$b = \Omega(1 - n) \quad (1.43)$$

$$c = \Omega n \quad (1.44)$$

$$a = 1 - \Omega \quad (1.45)$$

$$d = 1 - n \quad (1.46)$$

De acuerdo con lo anterior, la Ec (1.42) se puede expresar como:

$$\lambda_T = \frac{1 - \Omega}{\frac{1 - n}{\lambda_s} + \frac{n}{\lambda_f}} + \Omega[(1 - n)\lambda_s + n\lambda_f] \quad (1.47)$$

1.3.2. Modelos empíricos

(a) Côté y Konrad (2005)

Côté y Konrad (2005) modificaron el modelo de Johansen (1975) para eliminar la dependencia logarítmica del grado de saturación:

$$\lambda = (\lambda_w^\eta \lambda_s^{1-\eta} - \chi 10^{-\eta n}) \left[\frac{\alpha S_r}{1 + (\alpha - 1) S_r} \right] + \chi 10^{-\eta n} \quad (1.48)$$

donde χ y η toman en cuenta los efectos de la forma de la partícula, y α toma en cuenta el efecto de la textura del suelo. Los valores de estos parámetros se presentan en la Tabla 1.3 (Barry-Macaulay *et al.*, 2015).

Tabla 1.3. Parámetros empíricos de Cote y Konrad (2005)

Tipo de partícula	χ (W/m K)	η
Grava y roca triturada	1.70	1.80
Suelos de grano fino y arena natural	0.75	1.20
Turba	0.30	0.87

Tipo de suelo	α	
	Suelo descongelado	Suelo congelado
Arena gruesa y grava bien graduada	4.60	1.70
Arena media y fina	3.55	0.95
Arcilla y limo	1.90	0.85
Turba	0.60	0.25

(b) Balland y Arp (2005)

Balland y Arp (2005) hicieron modificaciones al modelo de Johansen (1975) para tomar en cuenta el contenido de materia orgánica e introdujeron una nueva función para predecir la conductividad térmica de un suelo seco:

$$\lambda_{seco} = \frac{(a\lambda_s - \lambda_{aire})\rho_b + \lambda_{aire}\rho_p}{\rho_p - (1 - a)\rho_b} \quad (1.49)$$

Donde λ_s y λ_{aire} es la conductividad térmica de los sólidos y del aire respectivamente, $a = 0.053$ es un parámetro empírico, ρ_p es la densidad de sólidos y ρ_b es la densidad del suelo en kg/m^3 . Asimismo propusieron una nueva función para determinar el número de Kersten K_e :

$$K_e = S_r^{0.5(1+V_{om}-\alpha V_{arena}-V_{cr})} \left\{ \left[\frac{1}{1 + \exp(-\beta S_r)} \right]^3 - \left(\frac{1 - S_r}{2} \right)^3 \right\}^{1-V_{om}} \quad (1.50)$$

donde $\alpha \approx 0.24 \pm 0.04$ y $\beta \approx 18.1 \pm 1.1$ son parámetros empíricos aplicables a cualquier tipo de suelo, V_{arena} , V_{cr} y V_{om} representan las fracciones volumétricas de arena, fracción gruesa y materia orgánica, respectivamente (Barry-Macaulay *et al.*, 2015).

(c) Chen (2008)

Chen (2008) propuso una ecuación empírica basada en 80 ensayos con el sensor de aguja térmica en suelos arenosos en un intervalo amplio de tamaños de partículas, grados de saturación y relaciones de vacíos:

$$\lambda = \lambda_w^n \lambda_s^{1-n} [(1 - 0.0022)S_r + 0.0022]^{0.78n} \quad (1.51)$$

(d) Lu *et al.* (2007)

Lu *et al.* (2007) midieron la conductividad térmica en 12 tipos de suelos diferentes y establecieron una relación lineal entre la conductividad térmica del suelo seco y la porosidad mediante parámetros empíricos (Zhang & Wang, 2017):

$$\lambda = [\lambda_w^n \lambda_s^{1-n} - (b - an)] \exp[\alpha(1 - S_r^{\alpha-1.33})] + (b - an) \quad (1.52)$$

Donde a y b son parámetros empíricos, siendo $a = 0.56$ y $b = 0.51$ para suelos con $0.2 < n < 0.6$. Los valores de α para suelos arenosos y para suelos arcillosos son $\alpha = 0.96$ y $\alpha = 0.27$, respectivamente.

(e) Donazzi (1979)

Donazzi (1979) propuso un modelo empírico definido por:

$$\lambda = \lambda_w^n \lambda_s^{1-n} \exp[-3.08n(1 - S_r)^2] \quad (1.53)$$

Tabla 1.4 Desventajas y limitaciones de los modelos térmicos analíticos (Barry-Macaulay *et al.*, 2015; Dong *et al.*, 2015; Farouki, 1981)

Ventajas	Limitaciones
<ul style="list-style-type: none"> El modelo de Johansen permite ajustes apropiados para una gran variedad de tipos de suelo y para diferentes grados de saturación Los modelos en serie y paralelo se basan en expresiones matemáticas simples y fáciles de usar 	<ul style="list-style-type: none"> Los modelos en serie y paralelo de Wiener (1912) tienden a subestimar y sobrestimar la conductividad térmica respectivamente Los modelos simplifican la microestructura del suelo y no toman en cuenta la geometría de la partícula sólida y la distribución granulométrica

Tabla 1.5. Desventajas y limitaciones de los modelos empíricos (Barry-Macaulay *et al.*, 2015; Dong *et al.*, 2015; Farouki, 1981).

Ventajas	Limitaciones
<ul style="list-style-type: none"> Conociendo el grado de saturación, porosidad y el tipo de suelo se puede determinar la conductividad térmica con la mayoría de los modelos 	<ul style="list-style-type: none"> Los parámetros empíricos carecen de sentido físico La aplicabilidad de cada modelo está en función del tipo de suelo Los modelos empíricos se basan en una interpolación entre el valor mínimo de conductividad térmica (suelo seco) y el valor máximo de la conductividad térmica (suelo saturado). Sin embargo, la determinación de la conductividad térmica en los estados seco y saturado del suelo no está bien definida

1.4. Principios de flujo de agua en suelos

Para un flujo en estado estacionario que se considera como no compresible y viscoso, la ecuación de Bernoulli se define como (Harr, 1962):

$$\frac{p}{\gamma_w} + z + \frac{v^2}{2g} = h = \text{constante} \quad (1.54)$$

Donde $\frac{p}{\gamma_w}$ es la carga de presión, z la carga de elevación y $\frac{v^2}{2g}$ es la carga de velocidad. En el flujo de agua a través del suelo se considera una pérdida de carga hidráulica debida a la pérdida de energía por efecto de la resistencia al flujo que origina la estructura granular del suelo (Figura 1.18). De lo anterior, el balance de energía entre dos puntos de la región de flujo se expresa como:

$$\frac{p_A}{\gamma_w} + z_A + \frac{v_A^2}{2g} = \frac{p_B}{\gamma_w} + z_B + \frac{v_B^2}{2g} + \Delta h \quad (1.55)$$

Donde Δh es la pérdida de carga en una distancia Δs .

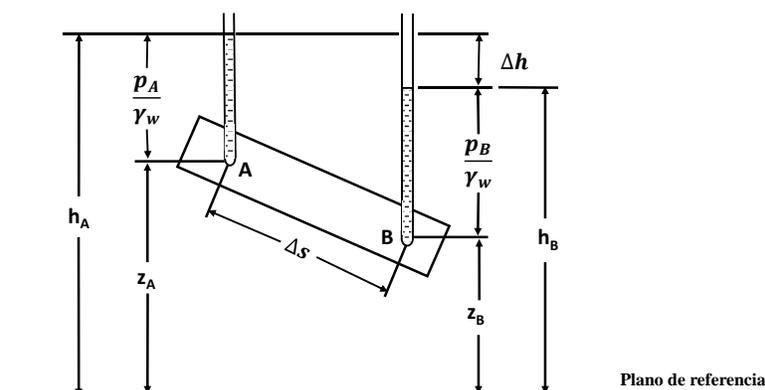


Figura 1.19. Definición esquemática de las cargas en la ecuación de Bernoulli.

El gradiente hidráulico i es la relación de la pérdida de carga entre la distancia, y representa la tasa de pérdida de energía por unidad de peso (Harr, 1962):

$$i = - \lim_{\Delta s \rightarrow 0} \frac{\Delta h}{\Delta s} = - \frac{dh}{ds} \quad (1.56)$$

En la mayoría de los problemas de flujo de agua en suelos, la carga de velocidad se desprecia, debido a que la velocidad del agua a través del suelo es pequeña. Por lo que, la carga total en cualquier punto del fluido es (Harr, 1962):

$$h = \frac{p}{\gamma_w} + z \quad (1.57)$$

1.4.1. Ley de Darcy

Para un flujo laminar⁵, la ley de Darcy establece que la velocidad de descarga (o simplemente velocidad) es proporcional⁶ al gradiente hidráulico:

$$V \propto i \text{ o } V = -ki \quad (1.58)$$

donde V es la velocidad de descarga, $i = \frac{\Delta h}{L}$ es el gradiente hidráulico y k es una constante física de proporcionalidad denominada coeficiente de permeabilidad del suelo. El signo negativo indica que V es positiva en la dirección del flujo, es decir, en la dirección en que disminuye la carga total h (López-Acosta, 1999).

1.4.2. Conductividad hidráulica o permeabilidad

La permeabilidad es una propiedad física que representa la facilidad con que fluye el agua a través del suelo. Si al gradiente hidráulico i se le asigna un valor unitario en la Ec (1.58), se puede definir el coeficiente de permeabilidad k como la velocidad de flujo inducida por un gradiente hidráulico unitario. Debido a que i es adimensional, el coeficiente de permeabilidad k se expresa en unidades de velocidad (López-Acosta, 2010). Cuando el fluido que circula a través del medio poroso es el agua, se prefiere utilizar el término conductividad hidráulica o simplemente permeabilidad para referirse a k , y solamente recurrir al término coeficiente de permeabilidad en un sentido general cuando no se especifique el líquido permeante (López-Acosta, 2017). La propiedad hidráulica más representativa de un suelo es la permeabilidad y es una de las propiedades geotécnicas que tiene mayor variabilidad natural. Así, en los suelos no es de extrañarse encontrar coeficientes de variación⁷ hasta de varios ordenes de magnitud para la permeabilidad (López Acosta, 2010). Por ejemplo, Benson (1993) reportó coeficientes de variación de 27 a 767% para la permeabilidad.

⁵ En el flujo laminar cada partícula de agua fluye siguiendo una trayectoria definida que no corta la trayectoria de otra partícula. Esta clase de flujo es típica cuando las velocidades son bajas (López-Acosta, 1999).

⁶ La ley de Darcy puede no tener validez en suelos con poros muy pequeños y con pequeños gradientes, porque el agua cercana a las partículas sólidas está sujeta al campo de las fuerzas de absorción, por lo que esa agua puede ser más viscosa que el agua común. Asimismo, la ley no se cumple en gravas y pedraplenes de graduación abierta porque el incremento de la velocidad del flujo no es proporcional al gradiente hidráulico y conduce a condiciones de flujo irregular y turbulento (Das, 2012; García-Alva, 2019).

⁷ El coeficiente de variación mide la variabilidad de un grupo de datos y se define como la razón entre la desviación estándar y la media del grupo de datos (Abdi, 2010).

Tabla 1.6. Valores típicos de la permeabilidad en diferentes tipos de suelos (Harr, 1962).

Tipo de suelo	Permeabilidad k (cm/s)
Grava limpia	Mayor que 1.0
Arena limpia (gruesa)	1.0-0.01
Mezcla de arena	0.01-0.005
Arena fina	0.05-0.001
Arena limosa	0.002-0.0001
Limo	0.0005-0.00001
Arcilla	0.000001 o menor

1.4.3. Aplicaciones

Es indiscutible la importancia de conocer con detalle el flujo de agua que puede circular a través del suelo para garantizar el buen funcionamiento de las obras geotécnicas, y evitar alguno de los siguientes problemas (López-Acosta, 1999):

- Pérdidas de agua por el flujo a través de una presa y su cimentación, o en una laguna artificial o vaso de almacenamiento.
- Altas presiones que tienden a causar volteo o flotación de estructuras apoyadas en el suelo.
- Altos gradientes hidráulicos que pueden ocasionar la tubificación e incluso la falla total de la estructura soportada por el suelo.

Existen numerosos problemas geotécnicos en los cuales es importante conocer el flujo de agua a través del suelo (López Acosta, 1999).

- Flujo a través de la cimentación de presas de concreto.
- Flujo a través del cuerpo de presas de tierra y sus cimentaciones.
- Flujo hacia drenes.
- Flujo alrededor de muros de contención.
- Flujo hacia pozos.
- Flujo en excavaciones.
- Infiltración en lagunas artificiales, entre otros.

1.4.4. Factores que afectan la permeabilidad

(a) Temperatura

Delage *et al.* (2000) realizaron ensayos de permeabilidad con incrementos de temperatura de 20, 60, 70, 80 y 90 °C con una presión isotrópica de 2.5 MPa. Las fases de calentamiento fueron a una tasa de 0.1 °C/20 min. Posteriormente, se inició una fase de enfriamiento de 90, 80, 70, 60 y 30 °C. Estos autores observaron que, cuando se incrementa la temperatura de arcillas saturadas, su permeabilidad aumenta. Por el contrario, cuando se enfrían, su permeabilidad disminuye (Figura 1.20). Pillsbury (1950) reportó que el efecto de la temperatura en la permeabilidad de un suelo saturado es función de la viscosidad del agua (Constantz, 1982). A medida que aumenta la temperatura, la viscosidad del fluido en los poros disminuye y la permeabilidad aumenta, es decir, la velocidad de flujo aumenta (Bowles, 1981).

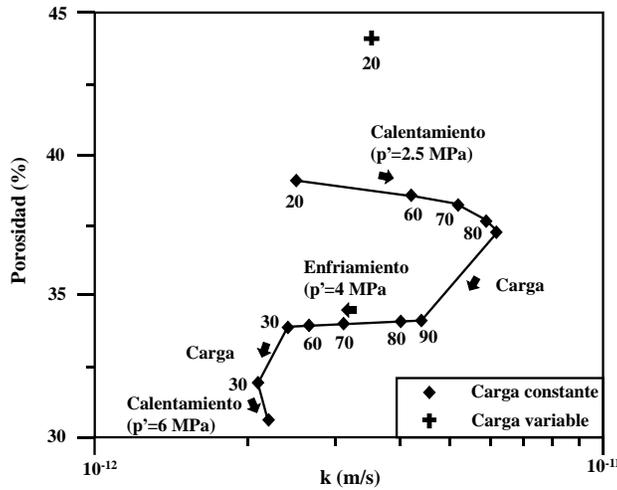


Figura 1.20. Ensayes de permeabilidad en una arcilla con distintas temperaturas y esfuerzos (adaptado de Delage *et al.*, 2000)

(b) Grado de saturación

La conductividad hidráulica en suelos parcialmente saturados ($S_r < 100\%$) varía en función del contenido de agua (López-Acosta, 2017). En suelos parcialmente saturados se presenta el fenómeno de succión debido a los potenciales mátrico⁸ y osmótico (Mendoza-Promotor, 2018). Cuando se realiza una prueba de permeabilidad se debe saturar el suelo para reducir los gradientes de succión. De esta manera, se cuantifica el agua que realmente pasa a través del suelo y no aquella que éste absorbe. En general, se ha observado que para grados de saturación mayores que 90%, la variación de la permeabilidad no es significativa (Ayala, 1981).

(c) Relación de vacíos

Cuando se aplica un esfuerzo relativamente grande a un suelo, su permeabilidad se reduce como resultado de la disminución de su relación de vacíos durante la consolidación (Indraratna *et al.*, 2005). Para relaciones de vacíos iguales pueden existir estructuras completamente distintas, y por tanto, permeabilidades distintas. En la Figura 1.21a se muestra un suelo con poros de diferentes tamaños que dejan pasar un gasto Q_1 , en la Figura 1.21b los poros tienen una distribución uniforme con un gasto Q_2 . El gasto Q_2 es en este caso es menor que el gasto Q_1 , ya que de acuerdo con la ley de Poiseuille, el gasto se reduce con la cuarta potencia del diámetro de cada poro lo que implica un flujo menor debido a la desaparición de los poros de tamaño mayor (Ayala, 1981). Una muestra inalterada y remodelada de suelo suele tener permeabilidades diferentes, aun cuando ambas muestras tengan la misma relación de vacíos. Lo anterior, se debe a los cambios en la estructura y estratificación, o una combinación de los dos factores (García-Alva, 2019; Juárez Badillo & Rico Rodríguez, 1998).

⁸ El potencial mátrico se puede definir como la diferencia entre la presión de aire U_a y la presión del agua U_b y se expresa por la siguiente ecuación: $\psi_m = U_a - U_b$. La succión mátrica está relacionada principalmente por la interfaz agua-aire y con el fenómeno de capilaridad debido a la tensión superficial del agua. Con base en esto, el agua capilar tiene presión negativa con respecto a la presión del aire, donde esta última se considera nula ya que en campo es la atmosférica. El potencial osmótico se puede plantear como la presión negativa que se produce por el efecto de las sales disueltas en el agua en la matriz de suelo. La mayoría de las veces la succión osmótica puede despreciarse debido a su poca influencia en la succión total. Sin embargo, en suelos con altos contenidos de sales por contaminación química, la succión osmótica se vuelve relevante (Mendoza Promotor, 2015).

A partir de una prueba de bombeo es posible determinar la permeabilidad con las siguientes fórmulas (Ortíz-Mendoza, 2005):

Para un acuífero libre:

$$k = \left[\frac{Q}{\pi[h_2^2 - h_1^2]} \right] \ln \frac{r_1}{r_2} \quad (1.59)$$

Para un acuífero confinado:

$$k = \left[\frac{Q}{2\pi D[h_1 - h_2]} \right] \ln \frac{r_1}{r_2} \quad (1.60)$$

donde Q es el caudal de bombeo, h_1 es la altura piezométrica a la distancia r_1 del pozo de bombeo, h_2 es la altura piezométrica a la distancia r_2 del pozo de bombeo y D es el espesor del acuífero.

1.5.2. Métodos indirectos

No es recomendable utilizar métodos indirectos para determinar la permeabilidad del suelo, se debe preferir, siempre que sea posible, la realización de pruebas directas de permeabilidad de campo o de laboratorio. Los métodos indirectos deben considerarse como una guía en la estimación de la permeabilidad de los suelos (López-Acosta, 2017).

(a) Pruebas de laboratorio

(a.1) Prueba de consolidación

La consolidación se define de manera general como el asentamiento del suelo en función del tiempo como resultado de la disminución del volumen debido al aumento de los esfuerzos efectivos (Pinzón-Franco, 2007). La teoría de consolidación de Terzaghi se fundamenta en las siguientes hipótesis: (a) el agua y los granos del suelo son incompresibles, (b) la permeabilidad no varía a través del estrato, (c) existe una relación lineal esfuerzo-deformación, (d) se asume el principio de esfuerzos efectivos y (e) existe un flujo unidireccional. La teoría de consolidación de Terzaghi permite calcular el coeficiente de permeabilidad en suelos finos saturados a partir de la expresión que describe el proceso de consolidación unidimensional en suelos (Bustamante-Méndez, 2020):

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \frac{k_v}{m_v \gamma_w} \text{ o } c_v = \frac{k_v}{m_v \gamma_w} \quad (1.61)$$

donde k_v es el coeficiente de permeabilidad, γ_w es el peso específico del agua, c_v es el coeficiente de consolidación y m_v es el coeficiente de compresibilidad volumétrica. El coeficiente de compresibilidad volumétrica m_v está relacionado con el coeficiente de compresibilidad a_v de la siguiente manera:

$$m_v = \frac{a_v}{1 + e_o} \quad (1.62)$$

Donde e_o es la relación de vacíos inicial y a_v expresa la razón de la variación de la relación de vacíos con la variación de la presión, se define como:

$$a_v = \frac{\Delta e}{\Delta \sigma'_v} \quad (1.63)$$

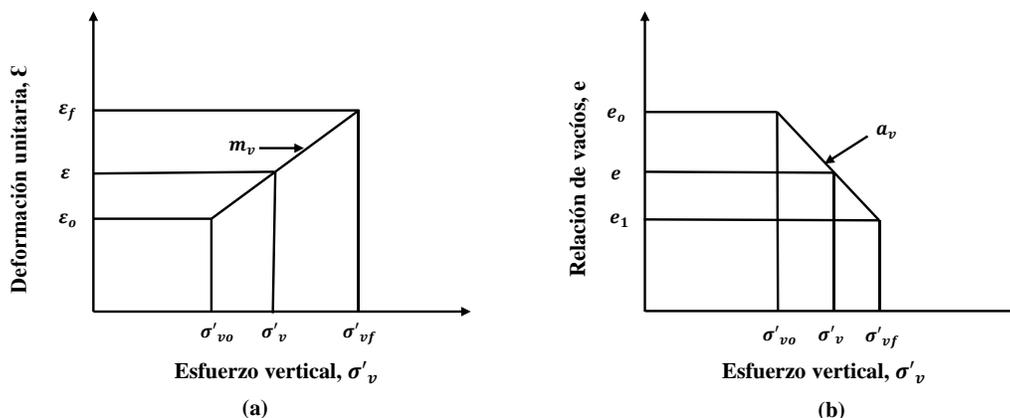


Figura 1.23. a) Coeficiente de compresibilidad volumétrica m_v , b) Coeficiente de compresibilidad a_v .

El coeficiente de consolidación se define como:

$$c_v = \frac{t_v H^2}{t_{50}} \quad (1.64)$$

donde t_{50} es el tiempo de consolidación al 50% de una gráfica típica de deformación en función del tiempo, H es la trayectoria más larga de drenaje de una partícula de agua y es la mitad de la probeta si se considera que drena por ambos lados, t_v es un valor que se obtiene de tablas, por ejemplo para un tiempo de 50% el valor corresponde a $t_v = 0.197$ (Feng & Lee, 2001; Kirmani, 2004). Si el método empleado es el de Taylor mediante una gráfica de deformación en función de la raíz del tiempo, t es el tiempo de consolidación al 90% y $t_v = 0.848$ (Darga, 2016).

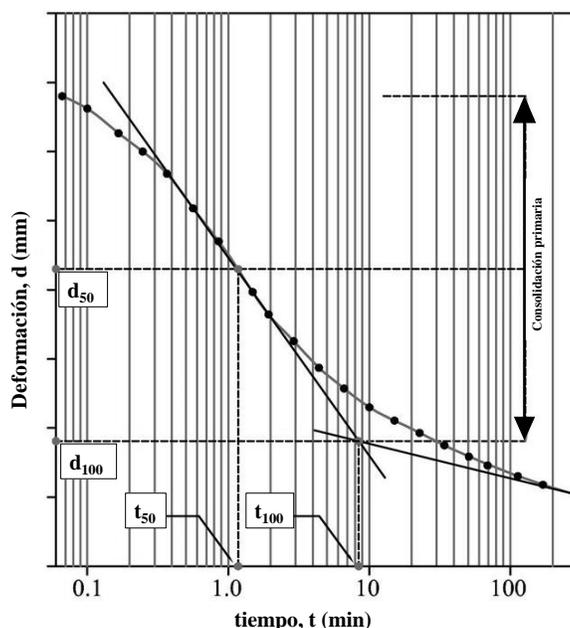


Figura 1.24. Obtención de t_{50} en la curva de consolidación (adaptado de Di Francesco, 2013)

(b) Pruebas de campo

(b.1) Sondeos de piezocono con disipación de presión de poro tipo CPTu

El ensayo de penetración estática (CPT) consiste en hincar el cono en el terreno usualmente a una velocidad constante de 2 cm/s para medir propiedades como la resistencia a la penetración q_c y la resistencia por fricción f_s . Para las arcillas de la Ciudad de México se ha adoptado 1 cm/s porque así se controla mejor la prueba. El ángulo estándar del cono es 60° y el área es 10 cm^2 . La prueba CPTu consiste básicamente en la medición del tiempo requerido para que se disipe el exceso de presión de poro que se genera por la penetración del cono hasta alcanzar completamente el valor de la presión de equilibrio o un porcentaje de ésta. La velocidad de disipación depende del coeficiente de consolidación, que a su vez, depende de la compresibilidad y permeabilidad del suelo (López-Acosta & Espinosa-Santiago, 2016; Santoyo *et al.*, 1989). La fuerza total actuando en el cono Q_c dividida entre el área proyectada del cono A_c , produce la resistencia del cono q_c . La fuerza total actuando en la funda de fricción F_s dividida entre el área de la funda de fricción A_s , produce la resistencia por fricción f_s . En el piezocono, las mediciones de presión de poro se realizan en tres lugares: a) en el cono (u_1), b) atrás del cono (u_2) y c) atrás de la funda de fricción (u_3) (Lunne *et al.*, 2002) (Figura 1.25a). El coeficiente de permeabilidad horizontal k_h puede estimarse a partir de los resultados del cono CPT con base en los gráficos del tipo de comportamiento de suelo (SBT) propuestos por Lunne *et al.* (2002) o con los resultados del piezocono CPTu a partir de la disipación de presión de poro. En este último caso, se utiliza el tiempo en el que se disipa el 50% de la presión de poro (t_{50}) o un tiempo de disipación de 90% (t_{90}) (Elhakim, 2016; López-Acosta & Espinosa-Santiago, 2016; Robertson, 2010; Schmertmann, 1978). En la Tabla 1.7 se proporcionan las ventajas y limitaciones de las pruebas de campo y de laboratorio para obtener la permeabilidad y las propiedades térmicas, debido a que ambos procesos de conducción se rigen por leyes físicas de la misma naturaleza.

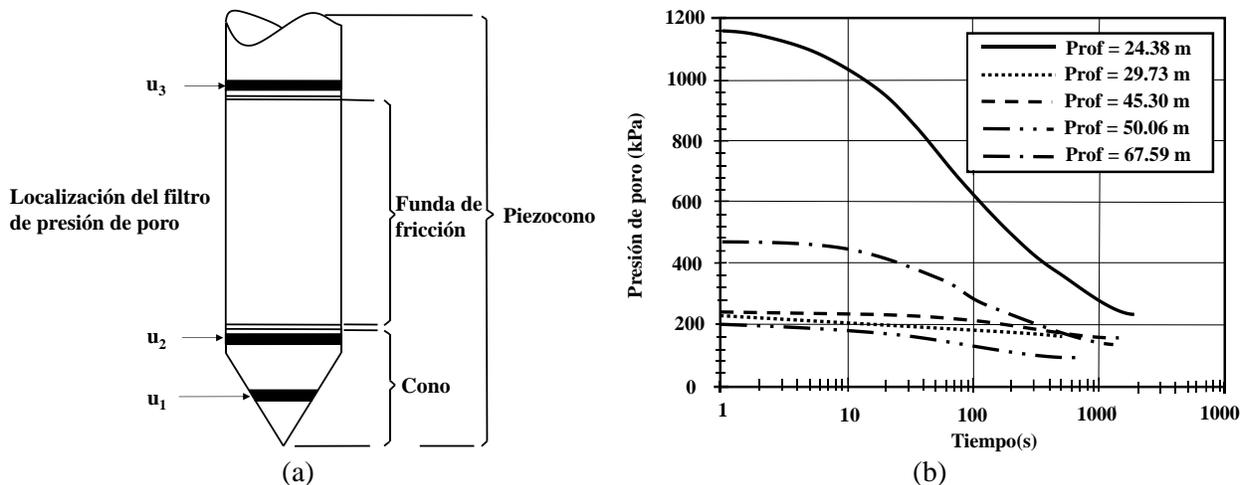


Figura 1.25. a) Piezocono con medición de presión de poro (adaptado de Powell & Lunne, 2005), b) Curvas de disipación de presión de poro obtenidas de ensayos CPTu a distintas profundidades en el ex Lago de Texcoco (López Acosta & Espinosa Santiago, 2016).

Tabla 1.7. Ventajas y limitaciones de los procedimientos para determinar la conductividad hidráulica k y las propiedades térmicas (López Acosta, 2010; Portillo Arreguin, 2019).

Procedimiento para determinar las propiedades térmicas y la conductividad hidráulica k	Ventajas	Limitaciones
--	----------	--------------

Laboratorio	<ul style="list-style-type: none"> • Bajo costo • Rapidez • Posibilidad de controlar las fronteras del suelo 	<ul style="list-style-type: none"> • Requiere de una extracción, manejo y transporte adecuado de las muestras inalteradas. • Falta de representatividad porque no se ve reflejada la macroestructura del medio; pueden escapar así algunos rasgos importantes del suelo, como la estratificación, la existencia de fisuras, lentes, etc.
Campo	<ul style="list-style-type: none"> • Permite obtener valores promedio de la conductividad térmica λ y la conductividad hidráulica k en las condiciones reales de campo 	<ul style="list-style-type: none"> • Las pruebas son más costosas • Se requiere de un tiempo prolongado para obtener valores confiables.

1.6. Modelos predictivos de la permeabilidad

(a) Hazen (1911)

En 1911 Hazen encontró que la permeabilidad es directamente proporcional al cuadrado del tamaño efectivo de grano D_{10} en mm. Para arenas limpias (con menos del 5% pasando la malla número 200) con valores de D_{10} entre 0.1 y 3.0 mm, el coeficiente de permeabilidad k (cm/s) es (Das, 2012):

$$k = CD_{10}^2 \quad (1.65)$$

Donde C es una constante que se supone igual a 1.0 pero puede variar entre 0.4 a 1.4 (Budhu, 2010).

Sin embargo, la Ec (1.65) no es la verdadera ecuación que Hazen propuso, la ecuación original es (Chapuis, 2012; Hazen, 1892):

$$k = 1.157 \left(\frac{D_{10}}{1 \text{ mm}} \right)^2 \left[0.70 + 0.03 \left(\frac{T}{1^\circ\text{C}} \right) \right] \quad (1.66)$$

Donde T ($^\circ\text{C}$) es la temperatura del agua.

(b) Chapuis (2004)

Chapuis propuso una relación empírica válida para obtener la permeabilidad k (cm/s) en arenas y gravas naturales y uniformes en un rango de $0.003 \leq D_{10} \leq 3$ mm y $0.3 \leq e \leq 1$, a partir de la siguiente expresión (Das, 2012):

$$k = 2.4622 \left[D_{10}^2 \frac{e^3}{(1+e)} \right]^{0.7825} \quad (1.67)$$

Donde e es la relación de vacíos. La precisión de la expresión anterior es baja en materiales triturados. Es aplicable en suelos no plásticos, como los limos (Chapuis, 2012).

(c) Terzaghi (1925)

Terzaghi (1925) propuso determinar la permeabilidad k (cm/s) en arenas mediante la siguiente ecuación:

$$k = C_0 \frac{\mu_{10}}{\mu_T} \left(\frac{n - 0.13}{\sqrt[3]{1 - n}} \right)^2 D_{10}^2 \quad (1.68)$$

Donde la constante $C_0 = 8$ en suelos con granos de forma redondeada y $C_0 = 4.6$ en suelos con granos de forma angulosa e irregular, μ_{10} y μ_T son la viscosidad del agua a 10°C y la viscosidad del agua en T(°C), respectivamente. En general, los ensayos de laboratorio se realizan a una temperatura de 20°C, en la que la relación de la viscosidad es 1.30 (Chapuis, 2012).

(d) Kozeny-Carman

En esta ecuación, propuesta por Kozeny (1927) y mejorada por Carman (1937), la permeabilidad k (m/s) se determina como:

$$k = C_F \frac{1}{S_s^2} \frac{\gamma_w}{\mu \rho_m^2} \frac{e^3}{(1 + e)} \quad (1.69)$$

Donde C_F es un factor de forma adimensional con un valor de $C_F \approx 0.2$, S_s es el área específica de las partículas (m²/g), γ_w es el peso específico del agua (N/m³), ρ_m (kg/m³) es la densidad de los sólidos y μ (N s/m²) es la viscosidad del fluido. La Ec (1.69) se formuló a partir de la idealización del suelo como una sección uniforme de tubos. Su aplicabilidad se limita a suelos arenosos (Ren *et al.*, 2016; Taylor, 1948).

(e) (1982)

Samarasinghe *et al.* (1982) propusieron una ecuación empírica definida como:

$$k = C \frac{e^k}{1 + e} \quad (1.70)$$

Donde C es una constante que tiene las mismas unidades que k y puede variar de 3.2 a 14.2, k es una constante que depende del tipo de suelo (Ren *et al.*, 2016). Shridharan y Nagaraj determinaron que $n = 5$ en suelos de grano fino, mientras que el parámetro C puede determinarse a partir del índice de contracción IC (%) y el índice de plasticidad IP (%) como (Dolinar, 2009):

$$C = 0.00025IC^{-3.69} \quad (1.71)$$

$$C = 0.00104IP^{-5.2} \quad (1.72)$$

(f) Nishida y Nakagawa (1969)

Nishida y Nakagawa (1969) propusieron una expresión para calcular la conductividad hidráulica k (cm/s) en suelos de grano fino a partir del índice de plasticidad IP (%) y la relación de vacíos e :

$$e = \alpha + \beta \log_{10} k \quad (1.73)$$

Donde α y β son parámetros que dependen del tipo de arcilla. Estos autores encontraron que un valor promedio $\alpha \approx 10$, mientras que el parámetro β se obtiene a partir del índice de plasticidad IP (%), de acuerdo con:

$$\beta = 0.01IP + \gamma \quad (1.74)$$

donde $\gamma \approx 0.05$ (Dolinar, 2009).

(g) Carrier y Beckman (1984)

Para determinar la permeabilidad k (m/s) en arcillas remoldeadas, Carrier y Beckman (1984) sugirieron el uso de la siguiente expresión:

$$k = \frac{0.0174(e - 0.027(LP - 0.242IP)/IP)4.29}{1 + e} \quad (1.75)$$

Donde LP (%) es el límite plástico.

(h) Nagaraj *et al.* (1993)

Para determinar la permeabilidad k (cm/s) en arcillas normalmente consolidadas⁹, Nagaraj *et al.* (1993) propusieron la siguiente expresión:

$$e/e_L = 2.28 + 0.233 \log k \quad (1.76)$$

Donde e_L es la relación de vacíos en el límite líquido.

(i) Sivappulaiah *et al.* (2000)

Este método predictivo de la conductividad hidráulica k (m/s) es aplicable en arcillas remoldeadas:

$$\log_{10} k = \frac{(e - 0.0535LL - 5.286)}{(0.0063LL + 0.2516)} \quad (1.77)$$

Donde LL (%) es el límite líquido. La mayor limitación de la Ec (1.77) es que solo es válida para suelos con un LL > 50% (Dolinar, 2009).

(j) Somogyi (1979)

⁹ Un suelo normalmente consolidado es aquel que nunca ha experimentado un esfuerzo efectivo vertical mayor que su esfuerzo efectivo vertical actual (Budhu, 2010).

Somogyi (1979) definió la permeabilidad en función de unos coeficientes empíricos C y D (m/s):

$$k = C(e)^D \quad (1.78)$$

Berilgen *et al.* (2006) encontraron que esos coeficientes pueden ser correlacionados con el índice de plasticidad IP (%) y el índice líquido IL (%):

$$C = \exp(-5.51 - 4\ln IP) \quad (1.79)$$

$$D = 7.52\exp(-0.25IL) \quad (1.80)$$

Tabla 1.8. Ventajas y limitaciones de los modelos predictivos de la conductividad hidráulica (Dolinar, 2009; López Acosta, 2010)

Ventajas	Limitaciones
<ul style="list-style-type: none"> • Se puede determinar la conductividad hidráulica a partir datos del suelo que son fáciles de obtener como la plasticidad o la relación de vacíos. Se sabe, por ejemplo, que con un incremento de la plasticidad del suelo la conductividad hidráulica disminuye 	<ul style="list-style-type: none"> • Las correlaciones entre la conductividad hidráulica y las propiedades índice son poco confiables • No se toman en cuenta detalles geológicos que pueden condicionar el comportamiento de las muestras de suelo

2. DETERMINACIÓN EXPERIMENTAL DE LAS PROPIEDADES TÉRMICAS DEL SUELO DE PARAÍSO TABASCO

2.1. Consideraciones generales

El objetivo de este capítulo es presentar los ensayos de laboratorio que se llevaron a cabo para determinar las propiedades térmicas del suelo de Paraíso, Tabasco. Las pruebas, que se ejecutaron en el laboratorio de Mecánica de Suelos del Instituto de Ingeniería de la UNAM, permitieron determinar las propiedades térmicas mediante el equipo KD2 Pro en 26 muestras inalteradas extraídas de tubos de pared delgada, a partir de la exploración geotécnica en el sitio de estudio. Asimismo, las muestras de suelo se caracterizaron mediante la determinación de las propiedades índice y su clasificación SUCS. De manera análoga, las 26 muestras fueron analizadas con pruebas de contenido de materia orgánica en las instalaciones del laboratorio de Vías Terrestres del Instituto de Ingeniería de la UNAM mediante el método de ignición utilizando la norma ASTM D2974-14 (2014). Finalmente, se realizó el análisis mineralógico de cinco muestras representativas en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM. Los resultados de todo lo anterior, se describen en los siguientes párrafos.

2.1.1. Zona de estudio

Tabasco es una puerta de entrada al sureste mexicano. El estado de Tabasco tiene una superficie de 24661 km², representa 1.3 % del territorio del país. Limita al norte con el Golfo de México, al noreste con el estado de Campeche, al noroeste con Veracruz, al sur con Chiapas, y al sureste con la república de Guatemala. Tabasco es territorialmente una de las entidades más pequeñas de México, pero económicamente una de las más productivas, ubicándose entre los diez estados con mayores aportaciones al producto interno bruto (PIB) nacional. Con 200 km de litoral costero, la región costera del estado constituye el principal motor económico de la entidad (Gómez *et al.*, 2016). El puerto de Dos Bocas ha sido clave para el crecimiento y desarrollo económicos de la región y el país, impulsando a los sectores industrial, comercial y petrolero (Cato, 2008). La zona de estudio se ubica en el puerto de Dos Bocas, en el municipio de Paraíso, estado de Tabasco, en la parte sur del Golfo de México.



Figura 2.1. Localización de la zona de estudio (Paraíso, Tabasco).

2.1.2. Geología

La zona de estudio se ubica en las tierras bajas de Tabasco, región que se compone de dos diferentes tipos de superficie: a) Los llanos aluviales de la época Reciente, formados por los deltas de los ríos, llanos inundados y depósitos en las playas, y b) tierra adentro, las superficies aluviales del Pleistoceno de depósitos muy desgastados con sedimentos llevados por las corrientes. Los llanos aluviales *recientes* se originaron principalmente por el asentamiento de grandes cantidades de sedimentos acarreados por los dos ríos más caudalosos de México, el Grijalva-Mezcalapa y el Usumacinta. La superficie del Pleistoceno debe su origen a los asientos de corrientes precursoras del Grijalva y Usumacinta (West *et al.*, 1969). La deposición de materiales finos de baja permeabilidad, las abundantes lluvias y los numerosos ríos, han propiciado que el manto freático se encuentre muy cerca de la superficie. El drenaje imperfecto y las inundaciones han dado lugar a un proceso llamado gleyzación, que es la reducción de oxígeno, que ocasiona la formación de suelos con colores gris verdoso (Méndez, 2007).

2.1.3. Hidrología

Las tierras de Tabasco se caracterizan por su abundancia de agua. “Es una tierra muy caliente y húmeda, que abunda en ríos grandes y pequeños, en estuarios, lagunas y lagos, pantanos y tremedales”. Esta breve descripción de los llanos de Tabasco, escrita por Melchor de Alfaro en 1579, resume casi todas las crónicas elaboradas por los observadores desde la llegada de los españoles (West *et al.*, 1969). La costa tabasqueña es resultado de importantes procesos aluviales originados por la dinámica fluvial ejercida por la cuenca Grijalva-Usumacinta y los ríos González y Tonalá. El litoral tabasqueño alberga ecosistemas de gran valor como las lagunas costeras Carmen-Pajonal-Machona y Mecoacán. Los ríos que desembocan en la parte de costa en el Golfo de México, donde se ubica la zona de estudio, colectan las aguas y materiales que arrastran de una gran área que abarca parte de la República de Guatemala, casi la totalidad del Estado de Chiapas, el Estado de Tabasco y parte de Campeche (Trujillo, 1984).

2.1.4. Estratigrafía

Debido a la erraticidad del subsuelo de la zona de estudio, se llevó a cabo una amplia campaña de exploración geotécnica que permitió su caracterización. A partir de los sondeos de cono eléctrico realizados, cuya ubicación se muestra en la Figura 2.2, se obtuvieron los dos cortes estratigráficos que se ilustran en las Figuras 2.3a y 2.3b (CFE, 2019). Asimismo, a partir de los sondeos mixtos con penetración estándar se obtuvieron las 26 muestras inalteradas de suelo (extraídas con tubo *Shelby*) que se utilizaron para el estudio de las propiedades térmicas. De igual forma, estas muestras inalteradas fueron caracterizadas en el laboratorio con distintas pruebas cuyos resultados pueden consultarse con detalle en el Anexo A. Tomando en cuenta la exploración en campo y la caracterización hecha en el laboratorio, se definió el perfil estratigráfico simplificado de la Figura 2.4, que se asumió en esta tesis. Con base en lo anterior, la estratigrafía de la zona de estudio se compone de manera general de las siguientes cinco unidades geotécnicas:

- 1) **UG-1** (0.00 a 8.60 m). Se caracteriza por una formación arenosa con un porcentaje de finos no plásticos que varía de 25% a 35% (SM), su contenido de agua varía de 10 a 15% y una densidad en el rango de $\rho = 2.17$ a 2.29 g/cm³. Su estructura es heterogénea, predominando un color gris claro con algunas tonalidades en café oscuro y negro.
- 2) **UG-2** (8.60 a 14.60 m). Constituida por 85% a 99% de arcilla gris oscuro de alta plasticidad (CH) y consistencia muy blanda con fragmentos de conchas marinas, su contenido de agua varía de 43 a 60% y una densidad en el rango $\rho = 1.66$ a 1.81 g/cm³. Su IP (%) oscila de 35 a 57%.

3) **UG-3** (14.60 a 29.1 m). Formada por un 70% a 88% de arena con finos no plásticos (SM) con tonalidades que van desde un color café rojizo a un café amarillento, con un contenido de agua de 19% a 27% y una densidad en el rango $\rho = 1.77$ a 2.06 g/cm^3 .

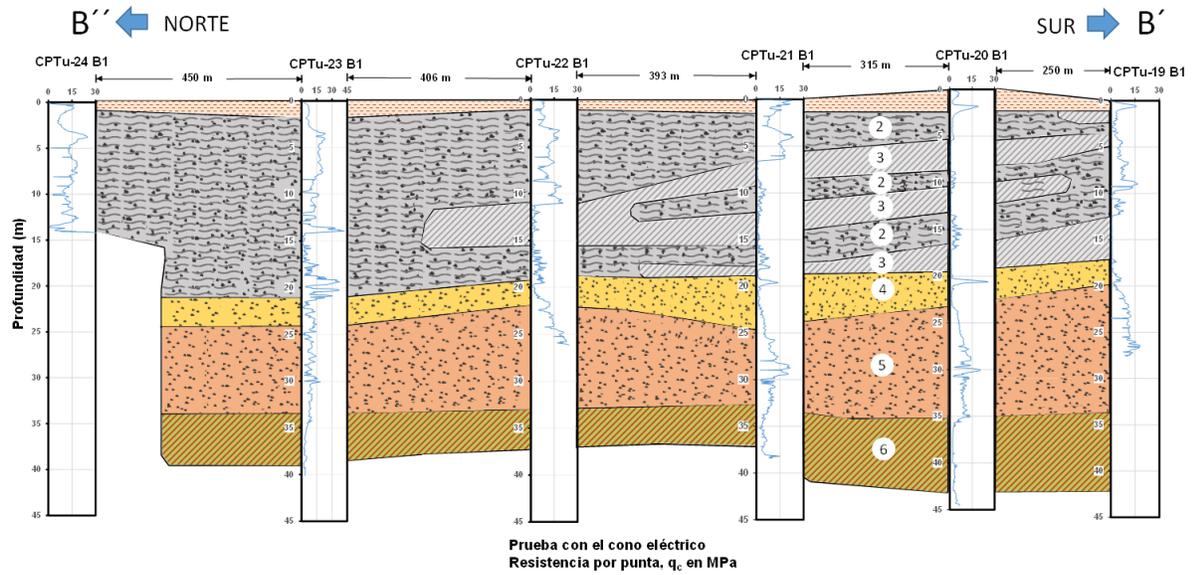
4) **UG-4** (29.1 a 33.3 m). Tiene una estructura homogénea de color gris verdoso constituida por 35% de finos no plásticos (SM), un contenido de agua variable de 18% a 23% y una densidad en el rango $\rho = 2.01$ a 2.06 g/cm^3 .

5) **UG-5** (> 33.3 m). Está compuesta por 61% a 91% de arcilla color café olivo de alta y baja plasticidad y consistencia dura (CH/CL), con un contenido de agua que varía de 22% a 29% y una densidad en el rango $\rho = 1.96$ a 2.26 g/cm^3 . El IP (%) oscila entre 24 y 51 %.

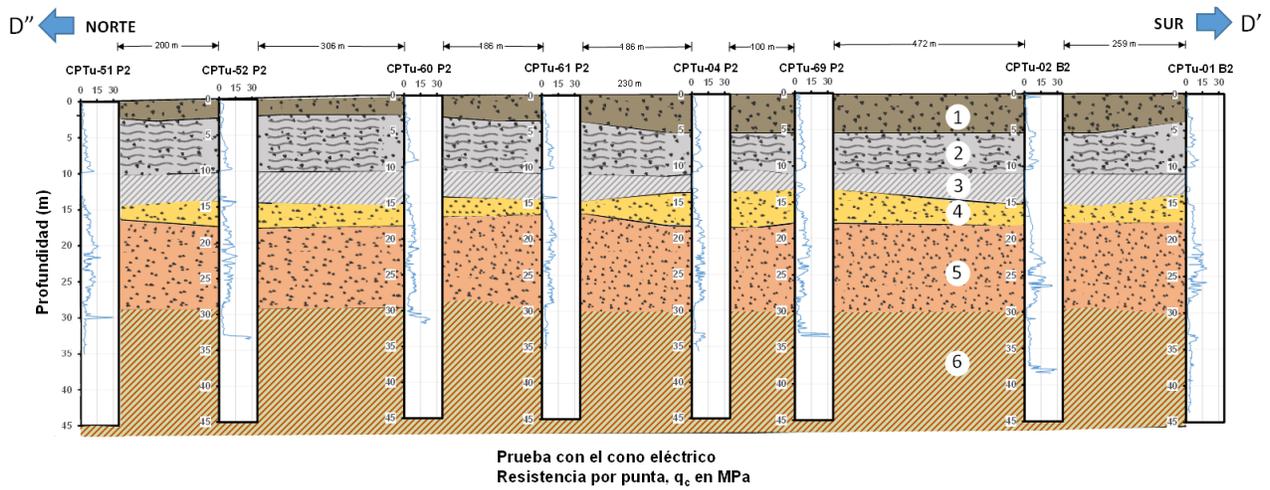


Figura 2.2. Ubicación en planta de los cortes estratigráficos D'-D'' y B'-B'' en la zona de estudio (CFE, 2019).

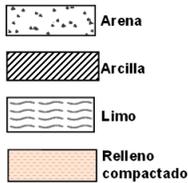
2. Determinación experimental de las propiedades térmicas del suelo de Paraíso, Tabasco



(a) Corte B'-B''



Simbología:



- 1.-Arena café grisáceo de compactad muy suelta a media
- 2.-Arena limosa gris oscuro de compactad media a densa
- 3.-Arcilla gris oscuro de consistencia blanda con fragmentos de concha
- 4.-Arena limosa de compactad de media a densa café amarillento
- 5.-Arena limosa de compactad media a densa café claro
- 6.-Arcilla café olivo de consistencia dura con arena

(b) Corte D'-D''

Figura 2.3. Perfiles estratigráficos de la zona de estudio obtenidos a partir de sondeos de cono eléctrico (CFE, 2019).

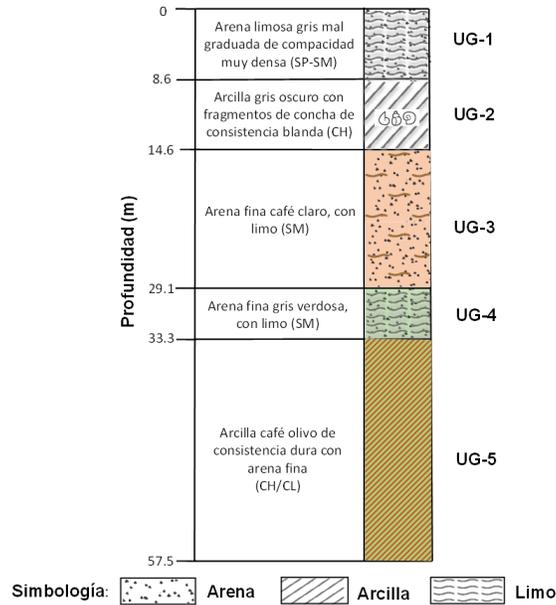


Figura 2.4 Perfil estratigráfico simplificado de la zona de estudio asumido en esta tesis.

2.2. Descripción del equipo utilizado para determinar las propiedades térmicas

Las propiedades térmicas del suelo en estudio se determinaron experimentalmente con la prueba de la aguja térmica. Para la realización de esta prueba, en esta tesis se utiliza el equipo KD2 Pro, cuyas características, fundamentos teóricos, calibración y limitaciones, se describen en los siguientes párrafos.

2.2.1. Fundamentos teóricos de la prueba de la aguja térmica

La determinación de la conductividad térmica con el método de la aguja térmica se basa en una fuente de calor lineal e infinita (ver Inciso 1.2.2). El incremento de temperatura en el tiempo t a una distancia r de la fuente de calor es (Carslaw & Jaeger, 1959):

$$\Delta T = \frac{q}{4\pi\lambda} \left[-E_i \left(-\frac{r^2}{4Dt} \right) \right] \quad 0 \leq t \leq t_h \quad (2.1)$$

Donde q es la tasa de transferencia de calor por unidad de longitud, λ es la conductividad térmica del medio, E_i es una función integral exponencial y D es la difusividad del material. Una vez que se apaga la fuente de calor y empieza la fase de enfriamiento, la disminución de la temperatura se expresa con la ecuación (Carslaw & Jaeger, 1959; J. E. Low *et al.*, 2015):

$$\Delta T = \frac{q}{4\pi\lambda} \left[-E_i \left(-\frac{r^2}{4Dt} \right) + E_i \left(-\frac{r^2}{4D(t-t_h)} \right) \right] \quad t > t_h \quad (2.2)$$

Donde t_h es el tiempo en que se apaga la fuente de calor. Se requiere de la técnica de mínimos cuadrados no lineales para determinar la conductividad térmica λ (ASTM D5334-14, 2014).

2.2.2. Equipo KD2 Pro para ejecutar la prueba de la aguja térmica

El dispositivo *KD2 Pro*, es un equipo portátil para medir en laboratorio las propiedades térmicas de suelos y rocas. El equipo incluye el software *KD2 Pro Utility* que permite descargar las lecturas del equipo. Para

llevar a cabo las mediciones se utilizan los sensores TR-1 y SH-1 que se describen a continuación (Decagon Devices, 2016):

- El *sensor de aguja simple TR-1* tiene una longitud de 10 cm y un diámetro de 2.4 mm, está diseñado principalmente para suelos y materiales granulares o porosos (no se debe usar para medir muestras de líquido, porque provoca convección debido a su pulso de calor largo). El sensor TR-1 mide conductividades térmicas en un rango de 0.1 a 4.0 $\frac{W}{(m*K)}$ con una precisión del $\pm 10\%$.
- El *sensor de aguja doble SH-1* (3 cm largo, 1.3 mm diámetro, 6 mm de espacio entre sensores) mide la conductividad térmica, resistividad térmica, capacidad calorífica volumétrica y difusividad térmica. El sensor SH-1 está diseñado para una gran cantidad de sólidos y materiales granulares, pero no se debe usar en líquidos.

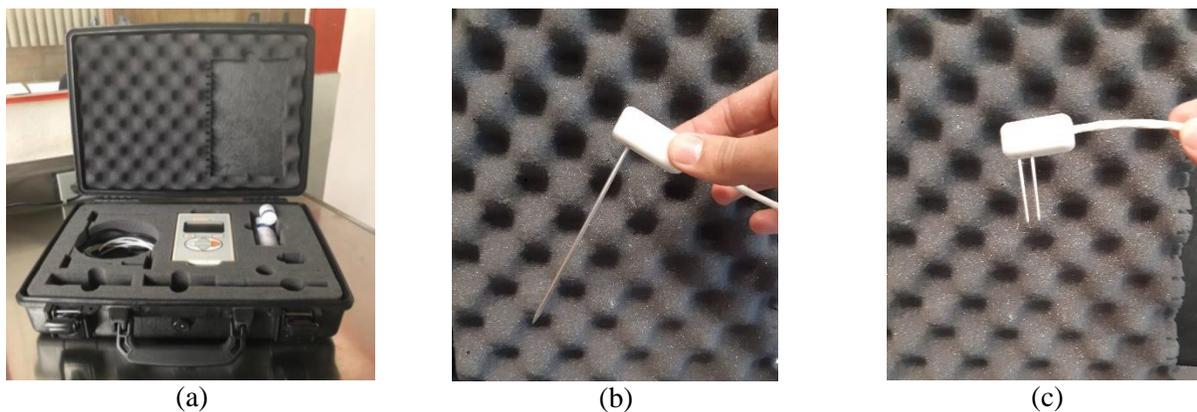


Figura 2.5. a) Equipo KD2 Pro, b) Sensor de aguja simple (TR-1), c) Sensor de aguja doble (SH-1).

2.2.3. Calibración del equipo KD2 Pro

La aguja simula una fuente de calor lineal e infinita. Sin embargo, esta condición no se cumple porque la aguja tiene dimensiones finitas. Lo anterior, ocasiona una desviación entre los valores medidos experimentalmente y los calculados a través de las Ecs. (2.1) y (2.2). De acuerdo con la norma ASTM D5334-14, para corregir dichas diferencias se efectúa una calibración comparando la conductividad térmica de un material con propiedades conocidas ($\lambda_{teórica}$) y la medición registrada con el equipo KD2 Pro (λ_{medida}). A partir de lo anterior, el factor de calibración C se calcula como:

$$C = \frac{\lambda_{teórica}}{\lambda_{medida}} \quad (2.3)$$

El equipo KD2 Pro incluye un material estándar para la calibración del sensor de aguja simple TR-1. Se trata de un bloque de silicón epóxico (Figura 2.6a) con una conductividad térmica de $0.99 \text{ W m}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$. La lectura debe tener una diferencia máxima admisible de 10% respecto al valor teórico. Todos los valores subsecuentes resultantes de las mediciones al ejecutar la prueba se deben multiplicar por este factor de calibración C (ASTM D5334-14). En esta tesis el valor del factor de calibración que se obtuvo en el laboratorio fue $C = 0.9744$ y la diferencia del valor teórico con el valor medido fue 2.63%. De igual forma, el sensor de aguja doble SH-1 se puede calibrar con un bloque de Delrin (Figura 2.6).

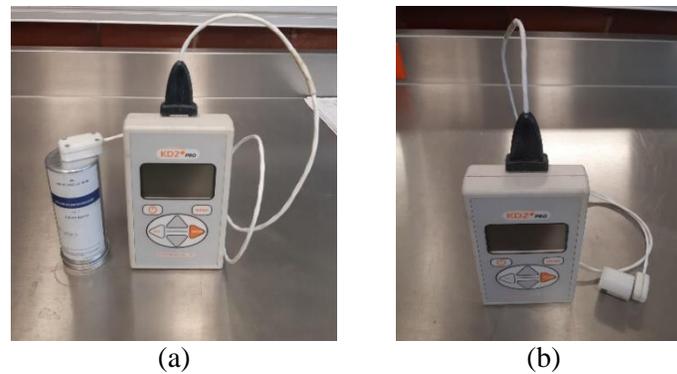


Figura 2.6. a) Calibración de la aguja simple con silicón epóxico, b) Calibración de la aguja doble con bloque de Delrin.

2.2.4. Limitaciones de la prueba de la aguja térmica

Se puede presentar migración excesiva del agua en los suelos parcialmente saturados debido al incremento del gradiente térmico resultado del calentamiento de la aguja. Este problema puede minimizarse añadiendo menos calor a la muestra o disminuyendo la duración de la fase de calentamiento durante la medición. Asimismo, si la prueba se lleva a cabo en un tiempo prolongado, el pulso de calor alcanza la fronteras de la muestra y el método pierde validez (Farouki, 1981). Por otra parte, Mitchell y Kao (1978) demostraron que la variación en la corriente eléctrica puede causar errores considerables en la prueba. Todo lo anterior debe considerarse al ejecutar la prueba de la aguja térmica para evitar errores en los resultados.

2.3. Caracterización del material ensayado

2.3.1. Localización de las muestras ensayadas

Las principales características de las 26 muestras ensayadas se indican con detalle en el Anexo A. Dichas muestras inalteradas del suelo del sitio en estudio se obtuvieron de los sondeos mixtos con penetración estándar siguientes: SM-51-P1, SM-53-P2, SM-62-P2, SM-18-P1 (SS-01-P1), SM-19-P1 (SS-02-P1), SM-17-P2 (SS-04-P2), SM-32-P2, SM-35-P2, y SM-55-P2. La ubicación de estos sondeos se ilustra en la Figura 2.4.

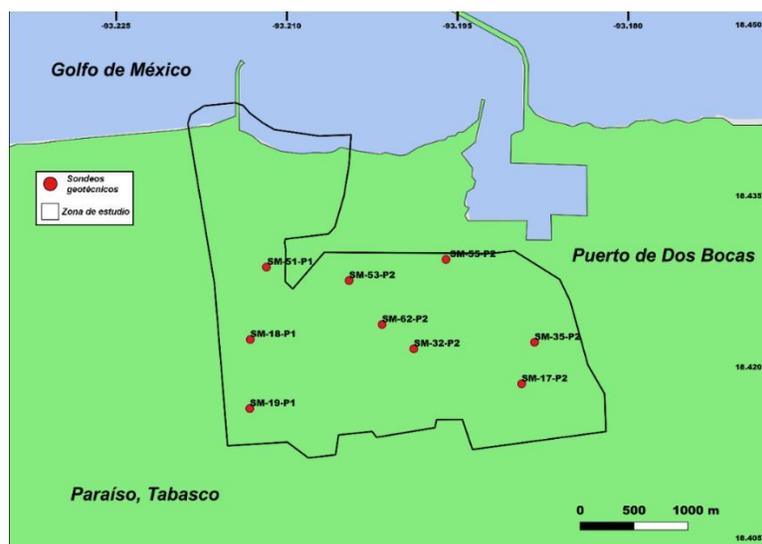


Figura 2.7. Ubicación de los sondeos geotécnicos de interés en la zona de estudio.

2.3.2. Propiedades índice

Las propiedades índice permitieron identificar los diferentes materiales de la zona de estudio con base en el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS). El SUCS permite clasificar el suelo en grupos que presentan intervalos de propiedades mecánicas e hidráulicas semejantes, basándose en el tamaño de partículas que los constituyen y en su plasticidad. El contenido natural de agua y los límites líquido y plástico son propiedades cuyo valor puede estar afectado por la concentración salina o el contenido de sales del suelo. Así, las propiedades que se presentan en este capítulo son aparentes y deben corregirse una vez conocida la concentración salina en cada profundidad explorada, para tomar en cuenta la salinidad (Alanís-González, 2003).



Figura 2.8. a) Tubo *Shelby* o de pared delgada, b) Corte del tubo, c) Gato hidráulico para extraer la muestra.

Con la finalidad de determinar las relaciones gravimétricas y volumétricas se obtuvo la densidad total del suelo ρ_m (conocida en inglés como *bulk density*) en las muestras del suelo analizado mediante el labrado de una pastilla con un anillo de volumen conocido (Figura 2.10b). Adicionalmente, en algunos casos se utilizó la E_c (2.4) para determinar la densidad total del suelo ρ_m de ciertas muestras de suelo cubiertas de cera siguiendo los lineamientos de la norma ASTM D7263-09 (2009) (Figura 2.10d). El procedimiento detallado se puede consultar en el Anexo E.

$$\rho_m = \frac{M_t}{\left[\left(\frac{M_c - M_{sub}}{\rho_w} \right) + \left(\frac{M_c - M_t}{\rho_p} \right) \right]} \quad (2.4)$$

Donde M_t es la masa total de suelo en g, M_c es el suelo encerado en g, M_{sub} es el peso del suelo encerado sumergido en g, ρ_w es la densidad del agua en g/cm^3 y ρ_p es la densidad de la cera en g/cm^3 .



(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 2.9. a) Determinación de la densidad de sólidos en las muestras de suelo, b) Labrado de una pastilla de suelo con un anillo metálico, c) Algunas pastillas de suelo secadas en el horno, d) Ejemplo de un cubo de suelo cubierto de cera para medir el peso sumergido.

Dependiendo del contenido de agua de un suelo, es posible clasificarlo en los siguientes estados básicos: sólido, semisólido, plástico y líquido. La transición de estado semisólido a plástico es el límite plástico, y de estado plástico a líquido es el límite líquido. El límite líquido es una medida de la resistencia al corte del suelo a un determinado contenido de agua y aumenta a medida que el tamaño de las partículas presentes en la muestra disminuye. El límite líquido representa para todos los suelos un valor de resistencia al corte entre 20 y 25 g/cm^2 (Bowles, 1981). Para determinar el límite líquido en suelos arcillosos se utilizó el método tradicional usando la copa de Casagrande (Figura 2.11a). En adición, para obtener el límite líquido en suelos arenosos con finos no plásticos, se empleó el cono sueco (Figura 2.11b), siendo esta técnica más simple y menos influenciada por la experiencia del operador en comparación con la copa de Casagrande (Mendoza López & Orozco Calderón, 1998). Los ensayos de límites de Atterberg deben ejecutarse en suelos tamizados a través de la malla No. 40, si el suelo no pasa por la malla debido a su estado de humedad, se puede secar a temperatura ambiente para obtener la fracción de suelo que pasa la malla No. 40. Se debe evitar secar al horno la muestra de suelo, esta práctica generalmente disminuye el valor de los límites líquido y plástico. El límite líquido y el límite plástico dependen del porcentaje de arcilla presente en la fracción de suelo que pasa a través del tamiz No. 40 (Bowles, 1981).

El cono sueco tiene 60° en su punta y 60 g de masa (Figura 2.10b). Este dispositivo consta de un pedestal con un brazo que se ajusta de forma vertical permitiendo de esta manera que la punta apenas toque la superficie del suelo. En esta tesis, para la prueba del límite líquido en el cono, el suelo se pasó por la malla No.40, la copa se llenó con el material que pasó por esa malla. El llenado de la copa se debe realizar con cuidado para evitar que quede atrapado aire dentro de la muestra. Se enrasó del centro hacia los extremos y la punta del cono metálico se colocó sobre la superficie enrasada. Se dejó que el cono penetrará por peso propio por 5 segundos, a partir de que transcurrió ese lapso, se tomó un testigo de humedad donde penetró el cono. Enseguida, el testigo se colocó dentro del horno por 24 horas a una temperatura de $110 \pm 5^\circ\text{C}$. El proceso anterior se realizó cuatro veces. El límite líquido se obtiene a partir de la curva de fluidez cuando el cono penetra 10 mm (Figura 2.11b).

La prueba del límite líquido con la copa de Casagrande se realizó de acuerdo con la norma ASTM D4318. Se colocó una muestra de suelo remoldeada en la copa y se dividió el suelo con un ranurador (Figura 2.10a). Posteriormente, se elevó la copa por medio de una manivela, la copa se dejó caer desde una altura de 10 mm dos veces por segundo hasta que la ranura cerrara 13 mm. Se tomó un testigo de la parte donde la ranura cerró. Este proceso se realizó varias veces para graficar la curva de fluidez. El contenido de agua que tiene el suelo cuando la ranura cierra con 25 golpes se define como el límite líquido (Figura 2.12b). La pendiente de la curva de fluidez utilizando el cono sueco es positiva (Figura 2.12a) debido a que a mayor penetración del cono es mayor el contenido de agua y la pendiente con la copa de Casagrande es negativa ya que con un menor número de golpes es mayor el contenido de agua.

El límite plástico es el contenido de agua que corresponde a la condición en la que los finos de un suelo pierden su condición plástica. En esta tesis, con la mano extendida se enrolló una porción de suelo en forma de cilindro sobre una placa de vidrio hasta obtener un diámetro de aproximadamente 3 mm y empezaron a aparecer grietas (ASTM D4318-17). El diámetro pudo establecerse por comparación con un alambre del mismo diámetro. El suelo en la condición anterior se muestra en la Figura 2.10c. Cabe señalar que el punto en el que empieza el resquebrajamiento del cilindro de suelo es bastante subjetivo (Bowles, 1981).

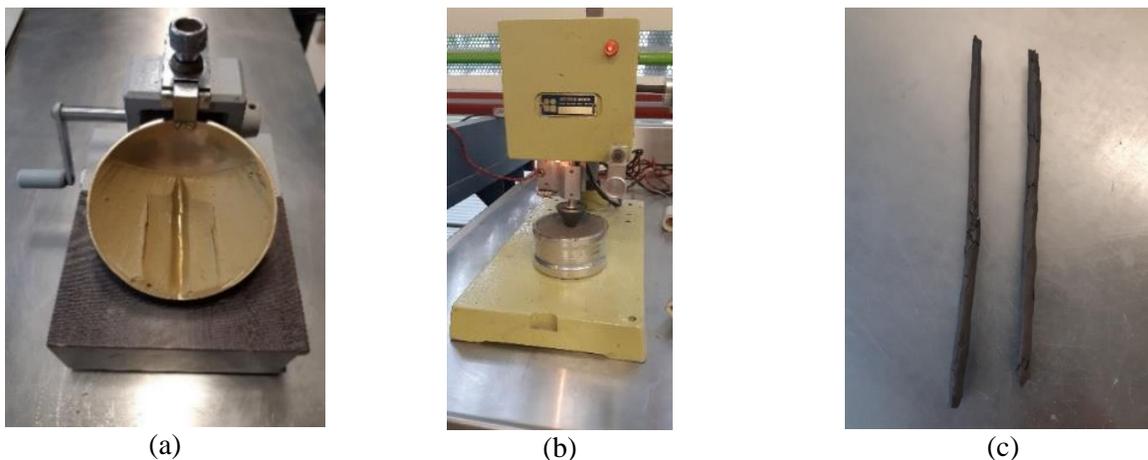


Figura 2.10. a) Límite líquido usando la copa de Casagrande, b) Límite líquido usando el cono sueco, c) Límite plástico

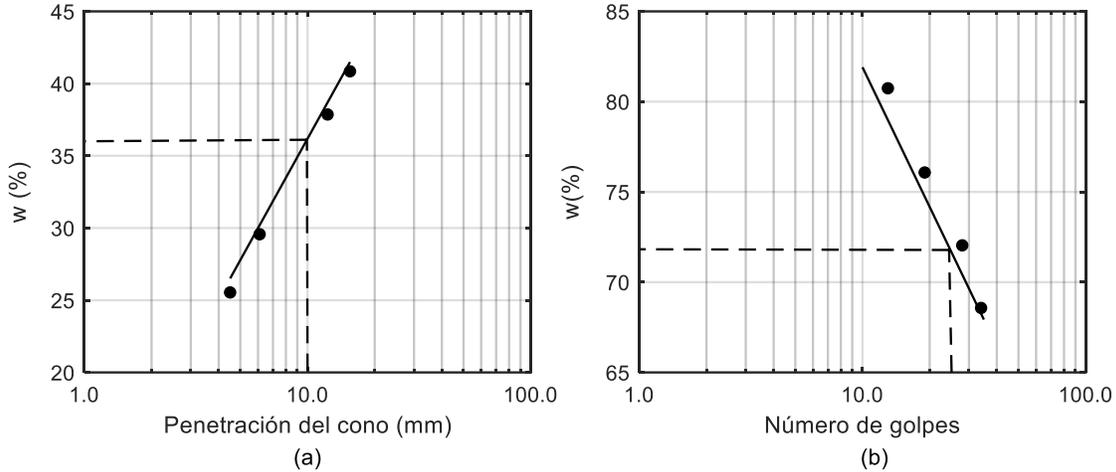


Figura 2.11. a) Curva de fluidez usando el cono sueco, b) Curva de fluidez usando la copa de Casagrande.

El análisis granulométrico es importante para determinar la proporción relativa del tamaño de las partículas de un suelo en una masa de suelo dada. Se utilizó el procedimiento de la vía húmeda para eliminar la reducción de todos los grumos a partículas elementales. El análisis consistió en separar y clasificar por tamaños una muestra de suelo pasándolo a través de un conjunto de mallas o tamices con aberturas cada vez más pequeñas, desde la malla No. 4 (5.0 mm) hasta llegar a la malla No. 200 (0.075 mm) (Figura 2.12). El material retenido en cada malla se sometió a un proceso de secado por 24 horas en un horno. El porcentaje de finos es la fracción de suelo que pasa la malla No. 200. A partir de la curva de distribución granulométrica se pueden obtener los diámetros efectivos D_{10} , D_{30} y D_{60} . El D se refiere al tamaño del grano de la partícula de suelo y el subíndice (10,30,60) denota el porcentaje de material más fino (Bowles, 1981). Es necesario usar una escala logarítmica para el tamaño de partículas debido a que se ha encontrado que la relación entre la partícula más grande y la más pequeña puede ser mayor que 10^4 (Budhu, 2010).

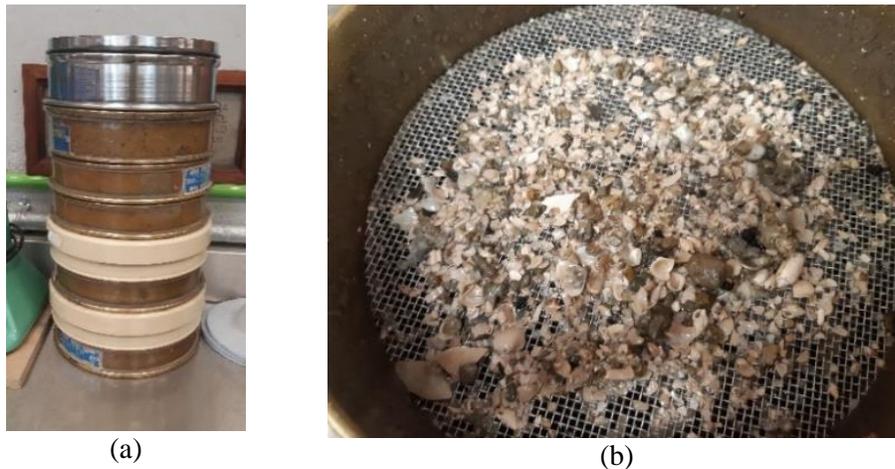


Figura 2.12. a) Mallas o tamices para el análisis granulométrico, b) Suelo con fragmentos de concha retenidos en la malla No. 10

2.3.3. Mineralogía

El análisis mineralógico se determinó mediante la técnica de Difracción de Rayos X en cinco muestras elegidas con base en las unidades geotécnicas de la zona de estudio, dos suelos arcillosos (UG-2 y UG-5) y tres suelos arenosos (UG-1, UG-3 y UG-4) (Figura 2.14a). Este método se basa en la difracción de los Rayos X debida a la interacción de estos rayos con la estructura cristalina del suelo, en la cual participan todos los

átomos que constituyen el material irradiado. Se libera energía con una longitud de onda. Esta longitud es única para cada elemento y con base en esta longitud se puede identificar la composición del material. En un difractograma cada pico de difracción es producido por una familia de planos atómicos. La intensidad del pico de difracción está asociado a los átomos que están presentes y la ubicación de éstos, a los planos atómicos (Portillo-Arreguín, 2019; Tuesta *et al.*, 2012).

Se realizaron dos tipos de análisis de identificación de fases: a) roca total y b) fracción de arcilla. Para determinar la roca total, el suelo se homogeneiza y se tamiza a un tamaño menor que 75 μm para después ser montado en el difractómetro y ser expuesto a Rayos X para analizar la reflexión de los mismos.

Para la fracción de arcilla de la muestra (partículas menores a 2 micras), cada muestra fue disgregada y dispersada en agua destilada por 24 horas. Posteriormente, la fracción fina se separó por decantación de los componentes de mayor granulometría. Se centrifugó a 15000 rpm para eliminar las sales. Se decantó el sobrenadante, se añadió agua destilada y se volvió a centrifugar a 6000 rpm para recuperar la fracción fina. Se prepararon tres agregados orientados en portamuestras de vidrio. Los agregados fueron secados a temperatura ambiente aproximadamente durante 24 horas. El primer agregado orientado de la muestra se analizó sin tratamiento, el segundo agregado fue tratado con etilenglicol a 70°C durante 24 horas y el tercer agregado orientado se calentó a 550 °C, con el fin de evaluar los cambios estructurales que son característicos para ciertas arcillas (Tuesta *et al.*, 2012).

Para obtener las imágenes con el Microscopio Electrónico de Barrido (JEOL JSM6360LV), se cubrieron las muestras de suelo con una capa de oro y se obtuvieron imágenes a diferentes escalas para poder estudiar la estructura del suelo y la presencia de microorganismos. Para hacer este análisis en el suelo arcilloso, se labró un cubo de aproximadamente 1 cm^3 para cubrirlo de oro.

Los resultados del análisis mineralógico se discuten en el Capítulo 4.

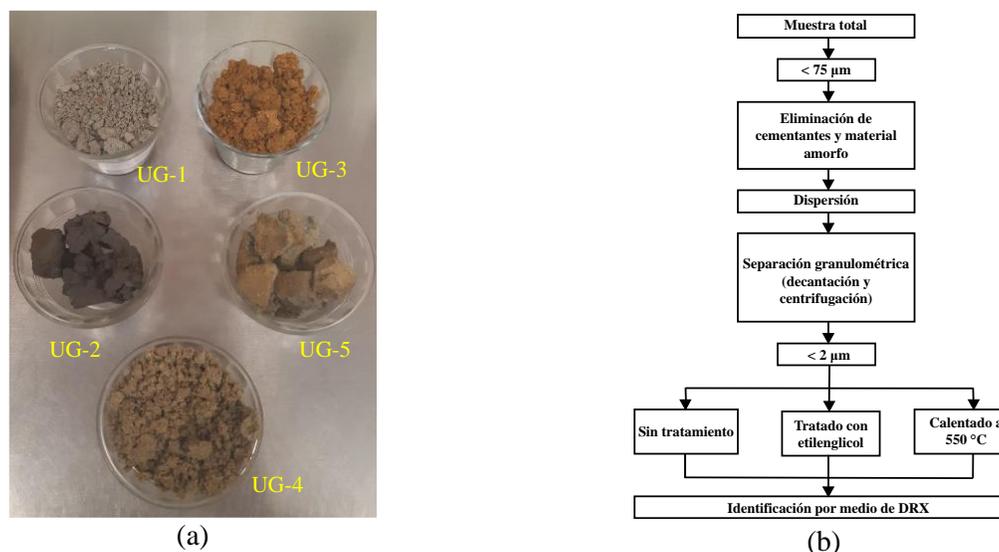


Figura 2.13. a) Muestra de suelo de cada unidad geotécnica, b) Esquema de preparación de muestras para la identificación de minerales arcillosos por DRX (Portillo-Arreguín, 2019).

2.3.4. Contenido de materia orgánica

La materia orgánica modifica las propiedades geotécnicas de un suelo. La resistencia de un suelo disminuye rápidamente con altos contenidos de agua y materia orgánica en comparación con los suelos con bajo contenido de materia orgánica (Husein-Malkawi *et al.*, 1999). El procedimiento para determinar el porcentaje

de materia orgánica en los suelos de la zona de estudio se realizó de acuerdo con la norma ASTM D2974-14 (2014). Primero, se colocaron 50 gramos de una muestra previamente remoldeada en una cápsula de porcelana resistente a altas temperaturas, se registró el peso y se secó en el horno a $110 \pm 5^\circ\text{C}$ durante al menos 16 horas (Figura 2.15a). Posteriormente, se registró el peso de la muestra seca. Enseguida, se colocó la muestra en el horno a una temperatura de $440 \pm 40^\circ\text{C}$ para incinerar la materia orgánica (Figura 2.14b). Finalmente, tras una hora de haber estado en el horno, la materia restante es la ceniza. El contenido de ceniza (%) se calcula como:

$$\text{Contenido de ceniza (\%)} = \frac{\text{Masa de la ceniza}}{\text{Masa de la muestra seca}} \times 100 \quad (2.5)$$

Finalmente, el contenido de materia orgánica *MO* se determina restando el porcentaje de contenido de cenizas de 100 %:

$$MO (\%) = 100 - \text{Contenido de ceniza (\%)} \quad (2.6)$$

Los resultados del contenido de materia orgánica de las muestras de suelo analizadas se presentan en el Capítulo 4.

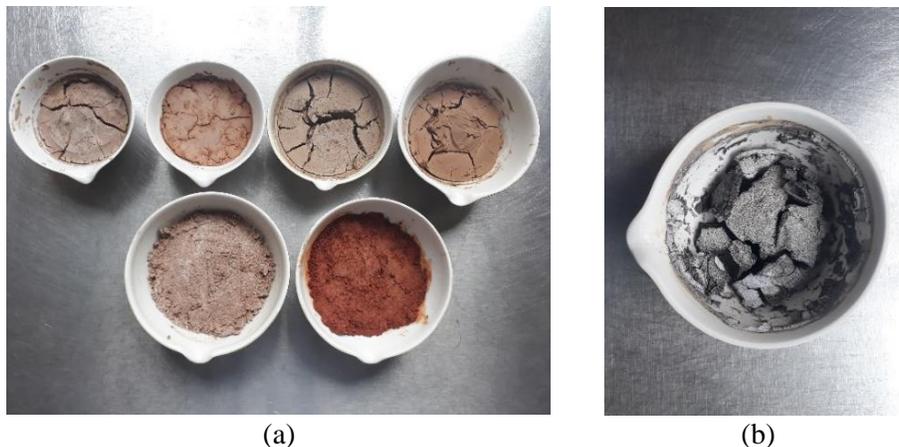


Figura 2.14. a) Prueba de contenido de materia orgánica en muestras de suelo secadas en el horno, b) Muestra de suelo calcinada en el horno.

2.4. Procedimiento del ensayo de la aguja térmica

2.4.1. Desarrollo de la prueba

La prueba de la aguja térmica consiste en dos etapas. En la primera, denominada fase de calentamiento (Figura 2.16a), se inserta la aguja en la muestra de suelo y se deja reposar durante 15 minutos hasta alcanzar el equilibrio térmico con el medio. Cabe señalar que, cuando se utiliza el sensor de doble aguja se debe verificar que ambas agujas entren paralelas a la muestra de suelo (Figura 2.16b). Posteriormente, el equipo suministra calor a una tasa constante dentro de la muestra y registra el aumento de la temperatura en el medio en intervalos cortos de tiempo. En la segunda etapa, fase de recuperación o enfriamiento, se apaga la fuente de calor y se registra la disminución de la temperatura (Figura 2.16a) (Decagon Devices, 2016).

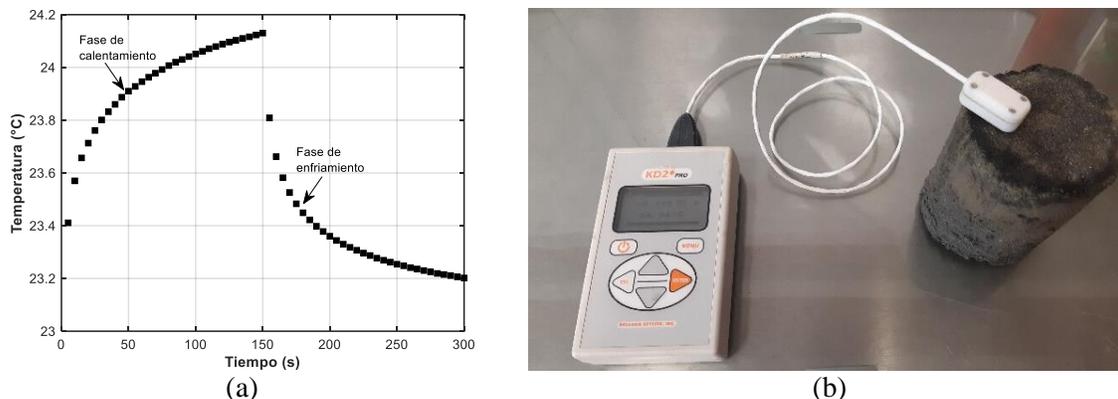


Figura 2.15. a) Variación de la temperatura respecto al tiempo en la muestra de suelo con la aguja simple, b) Prueba de la aguja térmica.

2.4.2. Métodos de interpretación

(a) Método de interpretación del equipo KD2 Pro

Cuando se emplea la aguja simple, la temperatura T durante la fase de calentamiento se calcula con:

$$T = m_0 + m_2 t + m_3 \ln t \quad (2.7)$$

Donde m_0 es la temperatura del ambiente durante la fase de calentamiento, m_2 es la tasa de desviación de la temperatura ambiente, m_3 es la pendiente de la recta que relaciona el incremento de temperatura con el logaritmo de la temperatura, y t es el tiempo en el cual se realiza la medición. La temperatura T durante la fase de enfriamiento se determina con:

$$T = m_1 + m_2 t + m_3 \ln \left[\frac{t}{t - t_h} \right] \quad (2.8)$$

Donde t_h es el tiempo que dura la fase de calentamiento. La conductividad térmica λ se calcula con la siguiente ecuación (para el caso de la aguja simple):

$$\lambda = \frac{q}{4m_3} \quad (2.9)$$

Donde q es el flujo de calor aplicado a través de la aguja térmica por unidad de longitud en un determinado lapso de tiempo. Este calor se disipa dentro de la muestra.

Debido a que las ecuaciones anteriores son aproximaciones de la integral exponencial, solamente se utilizan las últimas 2/3 partes de los datos obtenidos con el equipo tanto en la etapa de enfriamiento como de calentamiento. Este enfoque tiene varias ventajas, una de ellas es que los efectos de la resistencia por el contacto entre la aguja y el medio se eliminan descartando los resultados iniciales.

Cuando se emplea la aguja doble, durante la fase de calentamiento el calor se aplica a una sola aguja por un tiempo y la temperatura se registra con la otra aguja que está a 6 mm de distancia en la fase de calentamiento y enfriamiento (Decagon Devices, 2016). Las temperaturas T^* en las etapas de calentamiento y enfriamiento se determinan con las Ec (2.10) y Ec (2.11), respectivamente.

$$T^* = b_0 t + b_1 E_i \left(\frac{b_2}{t} \right) \quad \text{Para } t \leq t_1 \quad (2.10)$$

$$T^* = b_0 t + b_1 \left\{ E_i \left(\frac{b_2}{t} \right) - E_i \left(\frac{b_2}{t - t_h} \right) \right\} \quad \text{Para } t > t_1 \quad (2.11)$$

Donde b_0 , b_1 y b_2 son constantes de ajuste, y E_i es la integral exponencial.

De esta manera T^* :

$$T^* = \frac{4\pi(T - T_0)}{q} \quad (2.12)$$

Donde T_0 es la temperatura del ambiente al inicio de las mediciones. Finalmente, la conductividad y la difusividad térmicas se calculan de la siguiente manera (para el caso de la aguja doble):

$$\lambda = \frac{1}{b_1} \quad (2.13)$$

$$D = \frac{r^2}{4b_2} \quad (2.14)$$

El equipo emplea el método de mínimos cuadrados no lineales de Marquadt (1963) para encontrar los parámetros b_0 , b_1 y b_2 .

(b) Método simplificado (2014)

$E_i(x)$ es una función integral exponencial expresada como una integral definida de la relación entre una función exponencial y su argumento (Abramowitz & Stegun, 1999):

$$E_i(x) = \int_x^\infty \frac{e^{-u}}{u} du \quad (2.15)$$

La función integral exponencial se puede representar como una serie (Abramowitz & Stegun, 1999; Masina, 2017):

$$E_i(x) = \gamma + \ln x + \sum_{n=1}^{+\infty} \frac{x^n}{n n!} \quad (2.16)$$

Donde γ es la constante de Euler-Mascheroni con valor igual a $\gamma=0.5772$ y $x = r^2/4at$. Para valores pequeños del argumento ($x < 0.01$), los términos de orden mayor se pueden ignorar (Sahin, 2016). Durante la prueba con la aguja, la respuesta térmica del medio se vuelve proporcional al logaritmo del tiempo. La ecuación para la fase de calentamiento resulta (Portillo-Arreguín, 2019):

$$\Delta T \cong \frac{q}{4\pi\lambda} \gamma + \frac{q}{4\pi\lambda} \ln(t) \quad (2.17)$$

De manera similar la ecuación para la fase de enfriamiento se expresa como:

$$\Delta T \cong \frac{q}{4\pi\lambda} \gamma + \frac{q}{4\pi\lambda} \ln \left[\frac{t}{t - t_1} \right] \quad (2.18)$$

Se observa que las ecuaciones (2.17) y (2.18) tienen la forma de una ecuación lineal, donde la pendiente S se obtiene con:

$$S = \frac{q}{4\pi\lambda} \quad (2.19)$$

En la fase de calentamiento se grafica la temperatura contra $\ln(t)$ para la obtener la pendiente S_h y en la fase de enfriamiento se grafica la temperatura contra $\ln(t/t - t_h)$ para obtener la pendiente S_c . Se promedian ambos valores y la conductividad térmica se obtiene como (ASTM D5334-14):

$$\lambda = \frac{Cq}{4\pi S} \quad (2.20)$$

Donde C es una constante de calibración y q es el calor aplicado por unidad de tiempo (W/h).

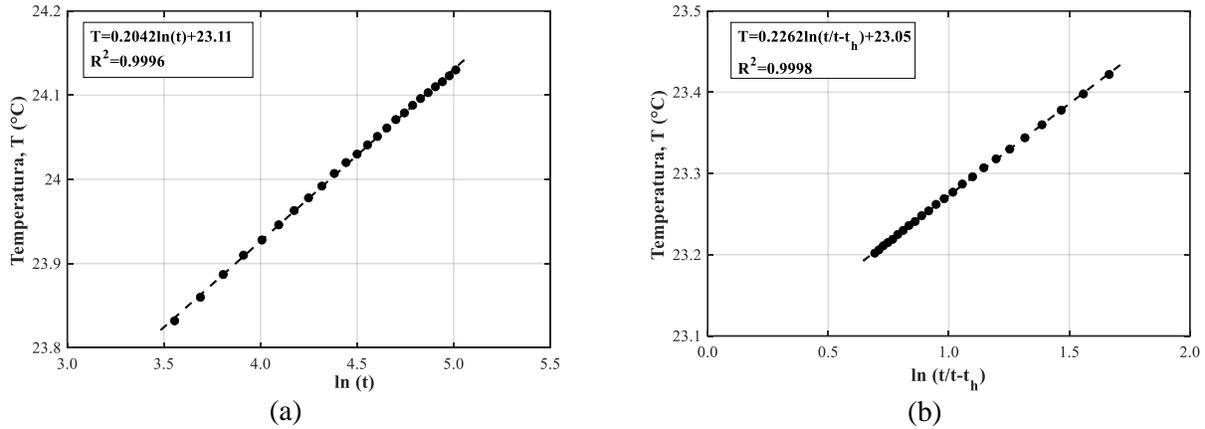


Figura 2.16. a) Pendiente S_h en la fase de calentamiento, b) Pendiente S_c en la fase de enfriamiento.

(c) Método de Bristow *et al.* (1994)

Bristow *et al.* (1994) desarrollaron una teoría para determinar las propiedades térmicas a partir de un pulso de calor instantáneo de una fuente de calor lineal e infinita. En la práctica el pulso de calor instantáneo no se aplica. Se aplica un pulso de calor finito que generalmente tiene una duración de 8 segundos. En la Figura 2.18b se muestra que, si se aplica un pulso de calor de 8 segundos, el tiempo en el que se alcanza la temperatura máxima t_m es mayor en comparación con el pulso de calor instantáneo. Sin embargo, el valor de la temperatura máxima ΔT_m en ambos casos es similar. Asimismo, se observa en la Figura 2.18a que, con diferentes pulsos de calor, el t_m siempre se presenta después de que termina la fase de calentamiento. La solución analítica para un pulso de calor de corta duración proveniente de una fuente lineal e infinita se define como:

$$T(r, t) = \begin{cases} \frac{Q}{4\pi\lambda} E_1 \left(\frac{r^2 c_{cv}}{4\lambda t} \right) & \text{Para } t \leq t_h \\ \frac{Q}{4\pi\lambda} \left[E_1 \left(\frac{r^2 c_{cv}}{4\lambda t} \right) - E_1 \left(\frac{r^2 c_{cv}}{4\lambda(t - t_h)} \right) \right] & \text{Para } t > t_h \end{cases} \quad (2.21)$$

Donde Q es la tasa de transferencia de calor por unidad de longitud (W m^{-1}), r es la distancia desde la fuente de calor (m), c_{cv} es la capacidad calorífica volumétrica, E_1 es la integral exponencial y t_h es el tiempo en que se deja de aplicar el calor.

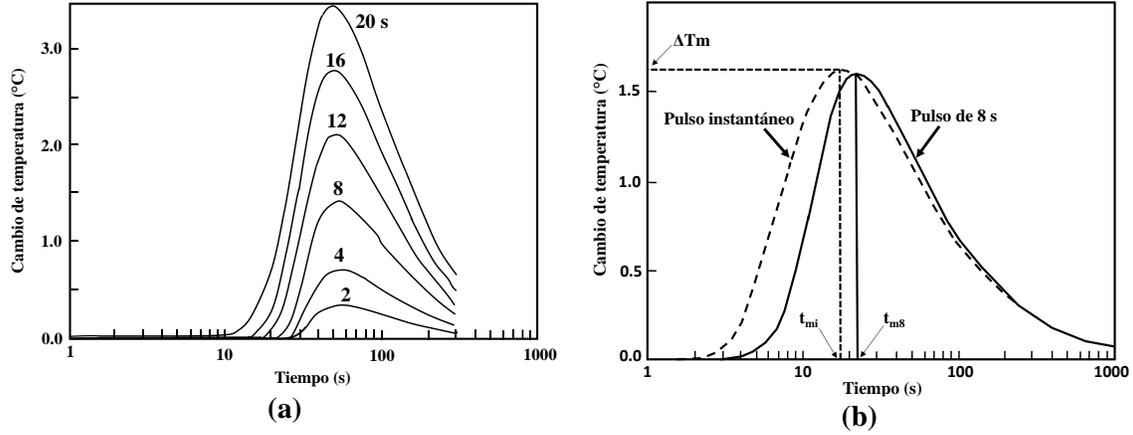


Figura 2.17. a) Mediciones de temperatura aplicando diferentes pulsos de calor con la aguja doble. b) Comparación de los gráficos de la variación de la temperatura respecto al tiempo para un pulso instantáneo y un pulso de tiempo de 8 segundos (adaptado de Bristow *et al.*, 1994)

Considerando la Ec. (1.6) de difusividad térmica (Inciso 1.1.2), la Ec. (2.21) se transforma en:

$$T(r, t) = \begin{cases} \frac{Q}{4\pi D c_{cv}} E_1\left(\frac{r^2}{4Dt}\right) & \text{Para } t \leq t_h \\ \frac{Q}{4\pi D c_{cv}} \left[E_1\left(\frac{r^2}{4Dt}\right) - E_1\left(\frac{r^2}{4D(t-t_h)}\right) \right] & \text{Para } t > t_h \end{cases} \quad (2.22)$$

Se deriva la Ec (2.22) cuando $t > t_h$:

$$\frac{\partial}{\partial t} T(r, t) = \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{Q}{4\pi D c_{cv}} \left[E_1\left(\frac{r^2}{4Dt}\right) - E_1\left(\frac{r^2}{4D(t-t_h)}\right) \right] \right\} \quad (2.23)$$

Se sabe que (Abramowitz & Stegun, 1999; Portillo-Arreguín, 2019):

$$E_1(x) = \int_1^{\infty} \frac{e^{-xu}}{u} du$$

Por lo tanto:

$$\frac{\partial}{\partial t} E_1\left(\frac{r^2}{4Dt}\right) = \frac{\partial}{\partial t} \int_1^{\infty} \frac{e^{-\frac{r^2}{4Dt}u}}{u} du = \int_1^{\infty} \frac{1}{u} \frac{\partial}{\partial t} e^{-\frac{r^2}{4Dt}u} du = \int_1^{\infty} -\frac{r^2}{4Dt^2} e^{-\frac{r^2}{4Dt}u} du \quad (2.24)$$

La integración se realiza con un cambio de variable:

$$w = \frac{r^2}{4Dt^2} u \quad dw = \frac{r^2}{4Dt^2} du$$

Si:

$$u = 1 \quad w = \frac{r^2}{4Dt}$$

$$u = \infty \quad w = \infty$$

$$\begin{aligned} \int_1^\infty -\frac{r^2}{4Dt^2} e^{-\frac{r^2}{4Dt}u} du &= \int_{\frac{r^2}{4Dt}}^\infty -\frac{1}{t} e^{-w} dw = \frac{1}{t} \lim_{z \rightarrow \infty} \int_{\frac{r^2}{4Dt}}^z e^{-w} dw = \frac{1}{t} \lim_{z \rightarrow \infty} [-e^{-w}] \frac{z}{4Dt} \\ &= \frac{1}{t} \lim_{z \rightarrow \infty} \left[-e^{-z} + e^{-\frac{r^2}{4Dt}} \right] \end{aligned}$$

Finalmente, se tiene que para la fase de calentamiento:

$$\frac{\partial}{\partial t} E_1 \left(\frac{r^2}{4Dt} \right) = \frac{1}{t} e^{-\frac{r^2}{4Dt}} \quad (2.25)$$

De manera análoga para la fase de enfriamiento:

$$\frac{\partial}{\partial t} E_1 \left(\frac{r^2}{4D(t-t_h)} \right) = \frac{1}{t-t_h} e^{-\frac{r^2}{4D(t-t_h)}} \quad (2.26)$$

Sustituyendo las Ecs (2.25) y (2.26) en la Ec (2.23), se obtiene:

$$\frac{\partial}{\partial t} T(r, t) = \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{Q}{4\pi c_{cv}} \left[\frac{1}{t} e^{-\frac{r^2}{4Dt}} - \frac{1}{t-t_h} e^{-\frac{r^2}{4D(t-t_h)}} \right] \right\} \quad (2.27)$$

Se iguala a cero y $t = t_m$:

$$\frac{1}{t} e^{-\frac{r^2}{4Dt}} = \frac{1}{t-t_h} e^{-\frac{r^2}{4D(t-t_h)}}$$

Se aplica ln en ambos lados de la ecuación anterior:

$$-\frac{r^2}{4Dt_m} + \frac{r^2}{4D(t_m-t_h)} = \ln \frac{t_m}{t_m-t_h}$$

Finalmente, se despeja la difusividad térmica D (Portillo-Arreguín, 2019):

$$D = \frac{r^2}{4} \left(\frac{\frac{1}{t_m-t_h} - \frac{1}{t_m}}{\ln \left[\frac{t_m}{t_m-t_h} \right]} \right) \quad (2.28)$$

Si se conoce el valor de D , la capacidad volumétrica calorífica c_{cv} puede despejarse de la Ec (2.27) (Portillo-Arreguín, 2019):

$$c_{cv} = \frac{Q}{4\pi D \Delta T_m} \left[E_i \left(\frac{-r^2}{4D(t_m - t_0)} \right) - E_i \left(\frac{-r^2}{4Dt_m} \right) \right] \quad (2.29)$$

Se sabe que:

$$E_1(x) = -E_i(-x) \quad (2.30)$$

$$c_{cv} = \frac{Q}{4\pi D \Delta T_m} \left[-E_1 \left(\frac{r^2}{4D(t_m - t_0)} \right) + E_1 \left(\frac{r^2}{4Dt_m} \right) \right] \quad (2.31)$$

Para $0 \leq x \leq 1$ (Abramowitz & Stegun, 1999; Sahin, 2016):

$$E_1(x) + \ln(x) = -\gamma + a_1x + a_2x^2 + a_3x^3 + a_4x^4 + a_5x^5 + \epsilon(x) \quad (2.32)$$

El error es:

$$\epsilon(x) \leq |2 \times 10^{-7}|$$

Y los coeficientes son:

$$\begin{array}{ll} \gamma = -0.57721566 & a_3 = 0.05519968 \\ a_1 = 0.99999193 & a_4 = -0.000976004 \\ a_2 = -0.24991055 & a_5 = -0.0107857 \end{array}$$

Para $1 \leq x \leq \infty$:

$$xe^x E_1(x) = \frac{x^4 + a_1x^3 + a_2x^2 + a_3x + a_4}{x^4 + b_1x^3 + b_2x^2 + b_3x + b_4} + \epsilon(x) \quad (2.33)$$

El error es:

$$\epsilon(x) \leq |2 \times 10^{-8}|$$

Y los coeficientes son:

$$\begin{array}{ll} a_1 = 8.5733287401 & b_1 = 9.5733223454 \\ a_2 = 18.0590169730 & b_2 = 25.6329561486 \\ a_3 = 8.6347608925 & b_3 = 21.0996530827 \\ a_4 = 0.2677737343 & b_4 = 3.9584969228 \end{array}$$

Las Ecs (2.28) y (2.31) se usan con la Ec (1.6) para despejar la conductividad térmica λ .

3. DETERMINACIÓN EXPERIMENTAL DE LA PERMEABILIDAD DEL SUELO DE PARAÍSO TABASCO

3.1. Consideraciones generales

El objetivo de este capítulo es presentar los componentes del permeámetro de pared flexible y describir el procedimiento de prueba seguido para determinar la permeabilidad en esta tesis. Enseguida, se muestra el proceso de calibración del permeámetro y finalmente se discuten las limitaciones del ensaye.

3.2. Descripción del equipo para determinar la permeabilidad en el Laboratorio de Mecánica de Suelos del IIUNAM

3.2.1. Fundamentos teóricos

(a) Permeámetro de carga constante

En el permeámetro de carga constante (Figura 3.1a), una muestra de suelo de área transversal A y longitud L , confinada en un tubo, se somete a una carga hidráulica h . Se mide la cantidad de agua V que fluye a través de la muestra en el tiempo t . El valor de la permeabilidad k se determina a partir de las ecuaciones de continuidad de flujo y la ley de Darcy (Juárez Badillo & Rico Rodríguez, 1998):

$$Q = \frac{V}{t} = Av$$

$$v = ki = k \frac{h}{L}$$

$$k = \frac{VL}{hAt} \quad (3.1)$$

(b) Permeámetro de carga variable

En el permeámetro de carga variable (Figura 3.1b), la prueba consiste en medir el volumen de agua V que fluye a través de una muestra de suelo de área transversal A . Se aplica una carga hidráulica que varía respecto al tiempo durante el ensaye y se obtienen lecturas de h_1 en el tiempo t_1 y h_2 para t_2 . Se efectúa la integración entre los límites h_1 y h_2 para h y t_1 y t_2 para t y se obtiene la permeabilidad con la siguiente ecuación (Holtz & Kovacs, 1981; Juárez Badillo & Rico Rodríguez, 1998):

La velocidad de caída en la bureta es:

$$v = -\frac{dh}{dt}$$

El flujo q_{in} que entra a la muestra es:

$$q_{in} = -a \frac{dh}{dt}$$

De la ley de Darcy, se tiene que el flujo de salida q_{out} es:

$$q_{out} = kiA = k \frac{h}{L} A$$

Por continuidad de flujo:

$$-a \frac{dh}{dt} = k \frac{h}{L} A$$

Separando variables e integrando:

$$a \int_{h_1}^{h_2} \frac{dh}{h} = \frac{kA}{L} \int_0^t dt$$

Finalmente, la permeabilidad se obtiene con la siguiente ecuación:

$$k = \frac{La}{A(t_2-t_1)} \ln \left(\frac{h_1}{h_2} \right) = 2.3 \frac{La}{A(t_2-t_1)} \log \left(\frac{h_1}{h_2} \right) \quad (3.2)$$

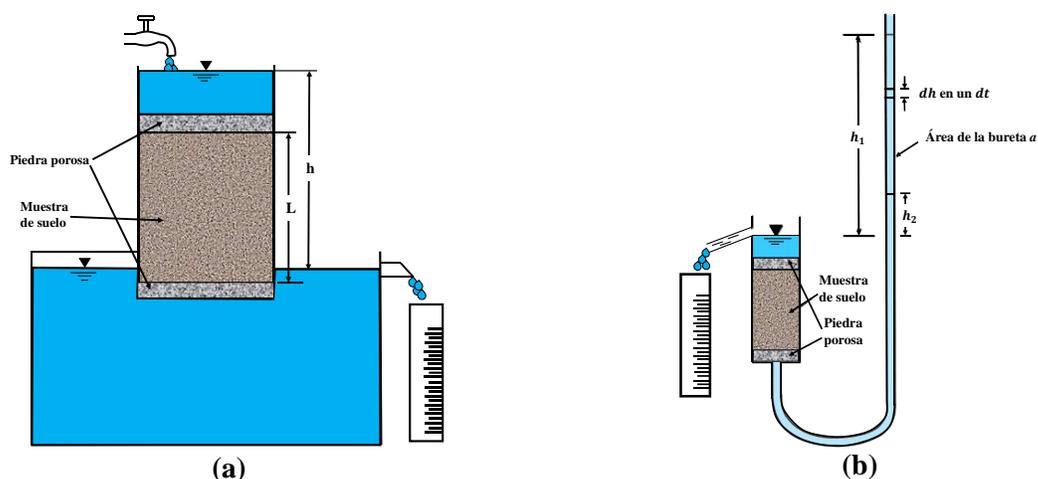


Figura 3.1. a) Permeámetro de carga constante, b) Permeámetro de carga variable.

3.2.2. Equipo para ejecutar la prueba de permeabilidad

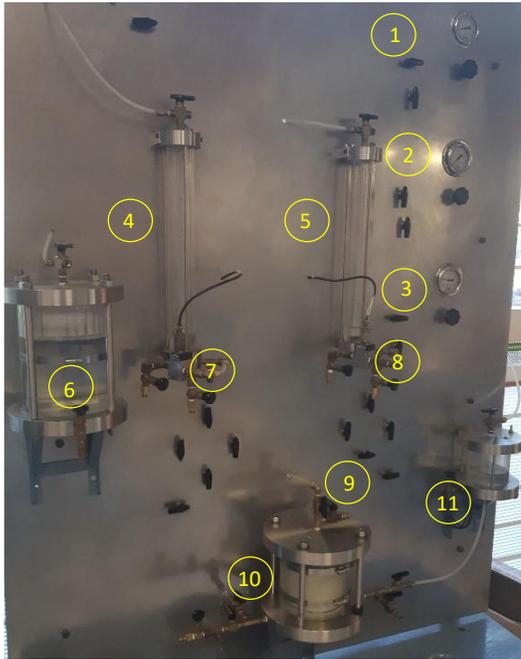
En esta tesis para determinar la permeabilidad se utilizó un permeámetro de pared flexible de carga constante (FWP). Los constituyentes del permeámetro del IIUNAM se dividen en tres partes principales:

(1) Parte mecánica y neumática. Los elementos que integran este sistema son: a) un sistema de cambio volumétrico que está integrado por un par de buretas dobles formadas por una bureta externa y una interna de menor diámetro. Las lecturas de cambio volumétrico se obtienen de la bureta interna, el nivel de la bureta externa permanece constante a lo largo de las etapas del ensaye; b) un sistema de cambio de presiones compuesto por tres reguladores con sus respectivos manómetros y sensores de presión, este sistema está suministrado por tres líneas de presión para el confinamiento, contrapresión inferior y superior. Para generar contrapresión se utilizan las buretas internas (éstas reciben los cambios de presión a través de una válvula situada en la parte superior de la misma) que funcionan como interfaz de agua-aire que suministran de presión a los cabezales en la cámara y un tanque de almacenamiento que también es una interfaz de agua-aire y suministra de agua a las buretas internas. Asimismo, se cuenta con una interfaz de agua-aire para suministrar presión a la cámara de confinamiento y c) una cámara de ensaye donde se aloja la muestra y se aplican los esfuerzos efectivos y las contrapresiones (García-Alva, 2019).

(2) Sistema de adquisición de datos. Se utiliza un acondicionador de señal con 10 canales analógicos, que reciben y amplifican las señales eléctricas registradas por los sensores. La señal se envía a una tarjeta de

adquisición de datos de *National Instruments*. Esta tarjeta permite la interpretación de la señal en cantidades cuantitativas como es la presión medida en kg/cm^2 y el volumen en cm^3 (García-Alva, 2019).

(3) Programa para el control del equipo. El software que funciona como la interfaz, es un lenguaje de programación conocido como *LabView*, que está bajo la plataforma de *National Instruments*. El programa se divide en dos módulos: a) Calibración, para determinar las constantes de calibración de forma experimental y b) Operación que permite monitorear las etapas del ensaye (García-Alva, 2019).



Nomenclatura

1. Regulador de contrapresión inferior
2. Regulador de contrapresión superior
3. Regulador de confinamiento
4. Bureta de flujo inferior
5. Bureta de flujo superior
6. Depósito de agua para alimentar las buretas
7. Sensor de cambio volumétrico inferior
8. Sensor de cambio volumétrico superior
9. Dren superior
10. Dren inferior
11. Interfaz aire-agua.

Figura 3.2. Permeámetro de pared flexible implementado en el Laboratorio de Mecánica de Suelos del Instituto de Ingeniería UNAM.

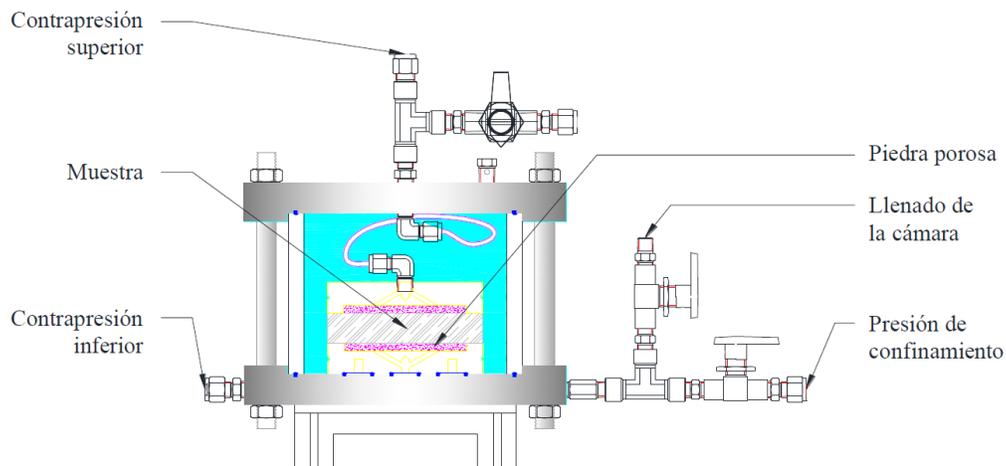


Figura 3.3. Esquema de la cámara de ensaye del permeámetro de pared flexible IIUNAM (Acevedo-Valle, 2017).

3.2.3. Calibración del permeámetro de pared flexible IIUNAM

La calibración de los sensores se rigen por un principio de proporcionalidad entre las lecturas directas desde una fuente externa con las lecturas de cambio de voltaje. Al seleccionar el sensor a calibrar, el programa despliega una pantalla que permite realizar la calibración. Esta pantalla relaciona las variaciones de voltaje registradas por los sensores con una magnitud física obtenida de un elemento patrón (columna de mercurio para el sensor de presión y el área al interior de la bureta para el sensor de cambio volumétrico)(Acevedo Valle, 2017; García-Alva, 2019). Así pues, para obtener la curva de calibración para el sensor de cambio volumétrico, se accede a transductores en el programa, la interfaz pide que se introduzca la pendiente y la ordenada, siendo la primera el área de la bureta y la segunda la altura de la columna de agua, con ello el programa puede calcular el volumen de agua que circula a través de la probeta en los ensayos. Se llena la bureta interna con agua desaireada y destilada hasta un cierto nivel, por ejemplo, hasta 30 cm y se vacía en etapas. Cada etapa consiste en disminuir cada 2 o 3 cm de columna de agua en la bureta interna hasta llegar al nivel de la bureta externa. Se introducen de forma manual las lecturas patrón y de manera simultánea el programa registra la lectura de cambio de voltaje, con ello se obtiene la curva de calibración que tiene en el eje de las abscisas la variación de voltaje y en las ordenadas la magnitud física. Cabe remarcar que el nivel de la bureta externa representa el cero de las mediciones de volumen y no se debe cambiar durante los ensayos, ya que si esto sucede, se tiene que volver a calibrar el sensor (Bustamante Méndez, 2020).

La calibración de los sensores de contrapresión se rigen por un principio de proporcionalidad entre las lecturas de la columna de mercurio y las lecturas de cambio de voltaje. La calibración se realiza conectando la columna de mercurio con los sensores de contrapresión inferior, contrapresión superior y el depósito de agua de la presión de confinamiento, una vez que éstos se conectan, se dan incrementos de 0.5 kg/cm^2 de presión con el regulador. La densidad del mercurio se utiliza como constante del elemento patrón, que es igual a 13.56 g/cm^3 a 18°C , la cual se utiliza para convertir las lecturas en presión (García-Alva, 2019). Se calcula que para un incremento de 0.5 kg/cm^2 se tiene una altura en la columna de mercurio de aproximadamente 36 cm.

Finalmente, se verifica el procedimiento de calibración para confirmar la calidad de los datos que se registren en los sensores. Se comparan los datos registrados por los sensores y por el elemento patrón. El procedimiento es parecido al de la calibración, pero en este caso se abre la pantalla de transductores y de forma manual en una hoja de cálculo se grafican las lecturas del sensor de cambio volumétrico en función de las de la bureta, para el sensor de presión se grafican las lecturas del sensor de presión en función de la columna de mercurio. La relación debe ser lineal ya que teóricamente los valores son iguales, con un coeficiente de correlación cercano a 1 (Bustamante Méndez, 2020; García-Alva, 2019).

3.2.4. Limitaciones del permeámetro de pared flexible IIUNAM

No se pueden monitorear los cambios radiales y la longitud de la probeta a lo largo de la etapa de consolidación. Por otra parte, la contrapresión inferior y superior se ven afectadas de forma lineal debido a la transferencia de agua de una bureta a otra. Este fenómeno es más notorio en suelos granulares debido a la permeabilidad alta del material en comparación con la arcilla (Rodríguez, 2008).

3.3. Descripción del material ensayado

3.3.1. Propiedades índice

El material empleado en el presente estudio fueron tres muestras inalteradas de suelo arcilloso y una muestra de suelo arenoso del sitio de estudio en Paraíso, Tabasco. El suelo arenoso tiene un contenido de finos no plásticos de aproximadamente 25%, clasificado según el SUCS como SM (arena limosa). En la Tabla 3.1 se resumen las propiedades índice de los materiales ensayados.

Tabla 3.1. Propiedades índice de las muestras ensayadas en el permeámetro de pared flexible IIUNAM.

Sondeo	Muestra	Profundidad media (m)	w(%)	Lp (%)	L _L (%)	I _p (%)	% Arena	% Finos	G _s	SUCS
SS-32-P2	2	7.9	15.43	-	20.2	-	74.09	25.91	2.70	SM-arena limosa
SS-62-P2	6	14.6	53.42	31.27	71.09	39.82	3.53	96.47	2.77	CH-arcilla de alta plasticidad
SS-62-P2	17	34.7	22.54	25.14	65.17	40.03	9.17	90.83	2.77	CH-arcilla de alta plasticidad
SS-62-P2	18	36.7	26.87	21.41	46.17	24.76	23.24	76.76	2.77	CL-arcilla de baja plasticidad con arena

3.4. Procedimiento de la prueba de permeabilidad en el permeámetro de pared flexible (FWP)

3.4.1. Montaje de la probeta

Antes de montar la probeta, se colocaron las piedras porosas dentro de un recipiente con agua hirviendo. El objetivo de este procedimiento es quitar los finos que puedan obstruir el paso del agua a través de la probeta. Posteriormente, se hizo circular agua por las líneas de flujo inferior y superior para purgar todo el conducto y evitar que el aire atrapado entre en la estructura interna del suelo. Las muestras se extrajeron de tubos de acero de 10 cm de diámetro de pared delgada y se labraron para que tuvieran un diámetro de 8 cm. Enseguida, se cortó aproximadamente un centímetro y medio de la parte superior e inferior de la muestra para determinar el contenido natural de agua. Se colocó papel filtro en las partes superior e inferior y se colocó la muestra de suelo dentro de la cámara del permeámetro respetando la dirección de extracción de la muestra. Se acomodó la membrana y se colocaron los arosellos para asegurar la probeta con los cabezales inferior y superior dentro de la cámara. Para evitar fugas, se colocó grasa de silicón en la parte inferior y superior de la cámara. Finalmente, se procedió al llenado de la cámara del permeámetro con agua destilada y desaireada. El proceso anterior se describe en la Figura 3.4, asimismo, se puede consultar con mayor detalle en el Anexo D.

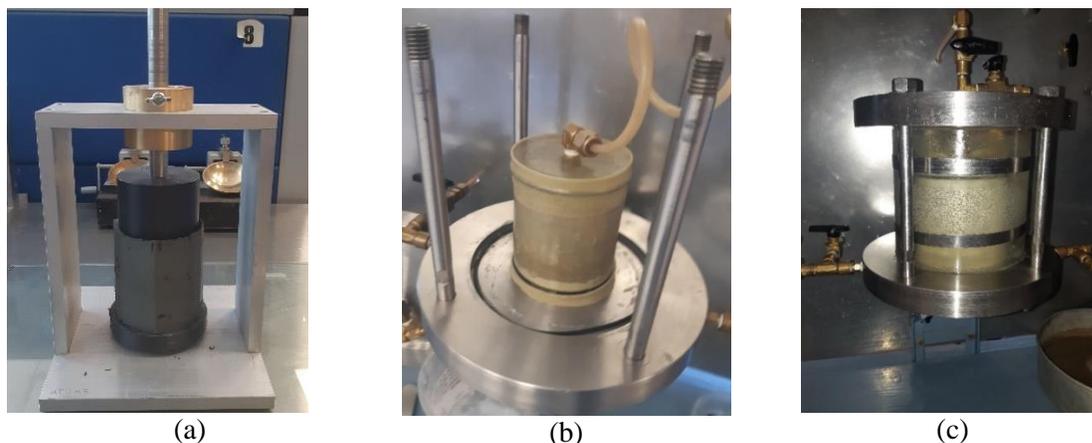


Figura 3.4. a) Labrado de la muestra inalterada, b) Colocación de la membrana, arosellos y cabezales, c) Montaje completo en la cámara.

3.4.2. Saturación por contrapresión

Antes de empezar el ensaye, se hizo circular agua para facilitar la etapa de saturación por contrapresión y expulsar el aire atrapado en los espacios vacíos de la muestra. La cantidad de agua que se hace circular es dos veces el volumen de la probeta. Para saturar la probeta por contrapresión se dieron incrementos de presión de confinamiento y de contrapresión dejando un esfuerzo efectivo de aproximadamente 0.1 kg/cm². Primero se aplicó el esfuerzo de confinamiento, se registró el nivel inicial de la bureta y después se abrieron lentamente las válvulas de contrapresión inferior y superior. Se repitió el proceso anterior dando incrementos de 0.5 kg/cm² a la presión de confinamiento y de contrapresión manteniendo esa diferencia de 0.1 kg/cm². Cabe remarcar que en esta etapa se debe verificar que el nivel de agua de las buretas disminuya para garantizar que

3. Determinación experimental de la permeabilidad del suelo de Paraíso, Tabasco

el agua está entrando en la muestra o se mantiene estable si la muestra ya se saturó. De lo contrario, el agua de la muestra de suelo está siendo expulsada de la probeta.



Figura 3.5. Etapa de saturación por contrapresión.

3.4.3. Medición del parámetro B de Skempton

Cuando un suelo saturado se somete a un incremento de carga, inicialmente el agua que está presente en los poros soporta dicha carga, se genera un aumento en la presión de poro de igual magnitud que la carga aplicada. El parámetro B se define como la relación que existe entre el incremento de presión de poro Δu debido al aumento de la presión de confinamiento $\Delta \sigma$:

$$B = \frac{\Delta u}{\Delta \sigma} \quad (3.2)$$

El parámetro B de Skempton permite confirmar la saturación de la muestra. Esta etapa se realizó dando un incremento de 1.0 kg/cm^2 en la presión de confinamiento. Se aplicó esta presión y se esperó unos minutos para que se distribuyera de forma uniforme en la probeta. Después, se permitió el registro de esta presión al sensor que mide la presión de poro. La saturación se considera aceptable cuando $B \geq 0.95$ (ASTM D5084-10 (2010)).



Figura 3.6. Medición del parámetro B de Skempton.

3.4.4. Consolidación

La consolidación se realiza después de verificar que el parámetro B de Skempton es apropiado y garantiza la correcta saturación de la muestra. Se ajustaron las presiones de contrapresión y confinamiento. Se elige el

dren de expulsión de agua. Por ejemplo, si se elige el dren inferior, la diferencia del confinamiento con la presión de contrapresión inferior es el esfuerzo efectivo de consolidación, siendo el confinamiento siempre mayor que la contrapresión. En los ensayos realizados en esta tesis, se eligió el dren inferior para expulsar el agua de la probeta a la bureta inferior. Asimismo, si se desea registrar la disipación de presión de poro, se debe cerrar el paso a la bureta superior si se consolida por el dren inferior, para que el sensor de presión ubicado entre la bureta y el dren superior registre el incremento de la presión de poro debido al incremento en el confinamiento. La duración de la etapa de consolidación primaria se termina cuando la contrapresión inferior es igual a la superior, es decir cuando se disipó la presión de poro debido al aumento de la presión de confinamiento en la muestra de suelo alojada en la cámara. En este trabajo se esperó a que la curva de Casagrande y Taylor se estabilizaran para definir la consolidación primaria.



Figura 3.7. Curvas de consolidación con los métodos de Taylor y Casagrande.

3.4.5. Etapa de ensaye

El flujo en la probeta puede ser ascendente o descendente. Para establecer un flujo ascendente, la presión de contrapresión inferior debe ser mayor que la presión de contrapresión superior, con una diferencia igual a la carga hidráulica que se desea aplicar. Así, si se desea asignar una carga hidráulica de 100 cm de columna de agua, la contrapresión inferior y la superior deben tener una diferencia de 0.1 kg/cm² registrada en los transductores. El programa implementado en el FWP-IIUNAM calcula la permeabilidad en cada intervalo de tiempo Δt que se establece al inicio del ensaye. Los valores de permeabilidad obtenidos inicialmente por el programa deben corregirse, ya que los cálculos del programa no toman en cuenta la reducción del área de la probeta durante la consolidación.

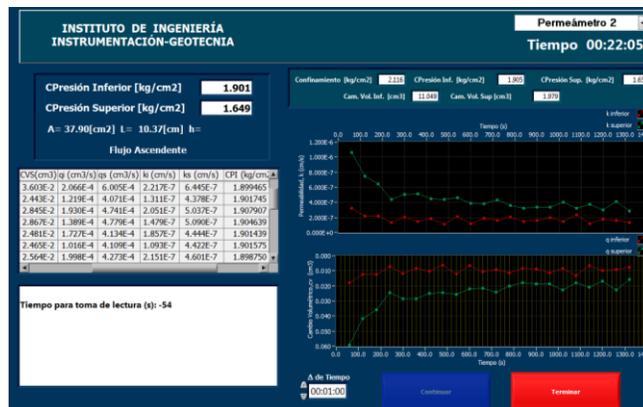


Figura 3.8. Gráficas de la permeabilidad y cambio volumétrico respecto al tiempo para una carga hidráulica de 0.15 kg/cm² o 150 cm de columna de agua en el FWP-IIUNAM.

4. INTERPRETACIÓN Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

En la realidad el suelo es un medio heterogéneo, anisótropo y discontinuo que presenta una variación espacial que está asociada al proceso de formación geológica (Einstein & Baecher, 1982; López Acosta, 2010).

En este capítulo se presentan los resultados de todas las pruebas de laboratorio ejecutadas haciendo uso de estadística descriptiva y diagramas de caja (denominados en inglés *boxplot*). Se analiza la relación de las propiedades índice con las propiedades térmicas e hidráulicas del suelo de la zona de estudio. Se comparan los valores obtenidos con la aguja simple y doble. Se comparan los resultados experimentales con varios modelos predictivos de conductividad térmica. Por último, se comparan los métodos de interpretación para obtener las propiedades térmicas del equipo KD2 Pro con el método propuesto por la ASTM D5334-14 (2014) y la teoría del pulso de calor de corta duración propuesta por Bristow *et al.* (1994) para la aguja simple y doble respectivamente.

4.1. Propiedades índice

Los resultados de las pruebas de laboratorio indican que las propiedades índice obtenidas en las muestras de suelo arenoso y arcilloso de la zona de estudio (ver perfil estratigráfico en la Figura 2.4) están dentro de los valores reportados en la literatura para la mayoría de los suelos (Ameratunga *et al.*, 2016). Es importante remarcar que las densidades de las muestras del estrato de arcilla café olivo (UG-5 de la Figura 2.4), que se indican en la Tabla 4.4, tuvieron valores cercanos a los valores de la arena limosa, esto se debe a las presiones altas a las que está sometido el suelo arcilloso café olivo debido a la profundidad en donde se ubica. Se observa en la Tabla 4.5 que la mayor parte de los estratos de suelo arenoso de la zona de estudio en Paraíso, Tabasco (UG-1, UG-3, UG-4, de Figura la 2.4) son un material clasificado según el SUCS (ASTM D2487-17 (2017) como SM (arena limosa) con un porcentaje mayor a 12% de finos no plásticos. Los cambios bruscos de las pendientes en las curvas de distribución granulométrica (Figura 4.2) muestran una ausencia de tamaños de partículas (Budhu, 2010). Dos muestras arenosas tuvieron un porcentaje de finos no plásticos entre 5 y 12% y además se cumplió que $C_u < 6.0$ y $C_c < 1.0$ o $C_c > 3.0$, por lo que, de acuerdo con la norma ASTM D2487-17 (2017) este material tuvo doble clasificación SP-SM (arena pobremente graduada con limo) (ver Tabla 4.5). La plasticidad de un suelo está asociada a la presencia de minerales de arcilla (Polidori, 2003). En la Figura 4.3 se observa que la mayoría de las muestras de los estratos arcillosos analizados corresponden a arcillas de alta plasticidad (CH). Se omite incluir la estadística descriptiva del estrato de arena verde (UG-4 de la Figura 2.4) ya que solamente fue posible recuperar dos muestras de ese material.

Tabla 4.1. Estadística descriptiva de las propiedades índice del estrato de arena limosa gris oscuro (SM/SP-SM) de la zona de estudio (UG-1 de la Figura 2.4)

Propiedades índice	N	m	s	CV	Valor mínimo	Valor máximo
Densidad de sólidos, G_s (g cm^{-3})	3	2.72	0.03	1.09%	2.69	2.75
Densidad de la muestra, ρ (g cm^{-3})	3	2.13	0.18	8.43%	1.94	2.29
Densidad seca, ρ_d (g cm^{-3})	3	1.86	0.26	14.17%	1.57	2.09
Contenido natural de agua, w (%)	3	13.40	2.84	21.20%	10.15	15.43
Relación de vacíos, e	3	0.49	0.24	48.99%	0.29	0.75
Porosidad, n	3	0.32	0.10	32.86%	0.22	0.43
Grado de saturación, S_r (%)	3	91.77	4.92	5.36%	86.09	94.69
Contenido de agua volumétrico, θ_w (%)	3	28.88	7.73	26.78%	21.11	36.58
Límite líquido, LL (%)	3	20.57	2.43	11.80%	18.35	23.16

Nota: N = número de muestras, m = media aritmética, s =desviación estándar, CV =coeficiente de variación.

4. Interpretación y análisis de resultados

Tabla 4.2. Estadística descriptiva de las propiedades índice del estrato de arcilla gris oscuro de alta plasticidad (CH) de la zona de estudio (UG-2 de la Figura 2.4)

Propiedades índice	<i>N</i>	<i>m</i>	<i>s</i>	<i>CV</i>	Valor mínimo	Valor máximo
Densidad de sólidos, G_s (g cm^{-3})	9	2.75	0.03	1.08%	2.68	2.79
Densidad de la muestra, ρ (g cm^{-3})	9	1.72	0.04	2.26%	1.66	1.81
Densidad seca, ρ_d (g cm^{-3})	9	1.16	0.08	6.56%	1.02	1.26
Contenido natural de agua, w (%)	9	50.52	5.14	10.17%	43.21	60.06
Relación de vacíos, e	9	1.38	0.17	12.33%	1.21	1.72
Porosidad, n	9	0.59	0.03	4.91%	0.55	0.63
Grado de saturación, S_r (%)	9	98.76	1.36	1.38%	96.42	100
Contenido volumétrico de agua, θ_w (%)	9	57.09	2.73	4.78%	54.19	61.02
Límite líquido, LL (%)	9	69.41	9.77	14.08%	53.23	85.21
Límite plástico, LP (%)	9	27.45	4.08	14.86%	18.05	31.27
Índice plástico, IP (%)	9	41.96	7.50	17.87%	35.18	56.34

Nota: N = número de muestras, m = media aritmética, s =desviación estándar, CV =coeficiente de variación.

Tabla 4.3. Estadística descriptiva de las propiedades índice del estrato de arena limosa café amarillento (SM) de la zona de estudio (UG-3 de la Figura 2.4)

Propiedades índice	<i>N</i>	<i>m</i>	<i>s</i>	<i>CV</i>	Valor mínimo	Valor máximo
Densidad de sólidos, G_s (g cm^{-3})	7	2.71	0.04	1.60%	2.66	2.79
Densidad de la muestra, ρ (g cm^{-3})	7	1.95	0.10	4.97%	1.77	2.06
Densidad seca, ρ_d (g cm^{-3})	7	1.54	0.10	6.69%	1.33	1.62
Contenido natural de agua, w (%)	7	22.66	3.46	15.28%	19.04	27.11
Relación de vacíos, e	7	0.75	0.15	19.88%	0.61	1.06
Porosidad, n	7	0.43	0.05	10.59%	0.38	0.51
Grado de saturación, S_r (%)	7	90.99	5.55	6.10%	84.28	100
Contenido volumétrico de agua, θ_w (%)	7	38.88	4.05	10.43%	32.94	43.40
Límite líquido, LL (%)	7	31.39	4.07	12.95%	25.79	36.61

Nota: N = número de muestras, m = media aritmética, s =desviación estándar, CV =coeficiente de variación.

Tabla 4.4. Estadística descriptiva de las propiedades índice del estrato de arcilla café olivo (CL/CH) de la zona de estudio (UG-5 de la Figura 2.4)

Propiedades índice	<i>N</i>	<i>m</i>	<i>s</i>	<i>CV</i>	Valor mínimo	Valor máximo
Densidad de sólidos, G_s (g cm^{-3})	5	2.77	0.03	0.91%	2.74	2.80
Densidad de la muestra, ρ (g cm^{-3})	5	2.09	0.13	6.10%	1.96	2.26
Densidad seca, ρ_d (g cm^{-3})	5	1.62	0.08	5.13%	1.52	1.74
Contenido natural de agua, w (%)	5	26.16	2.64	10.08%	22.15	28.67
Relación de vacíos, e	5	0.71	0.10	13.53%	0.59	0.84
Porosidad, n	5	0.48	0.08	16.86%	0.38	0.59
Grado de saturación, S_r (%)	5	99.16	1.88	1.64%	95.79	100
Contenido volumétrico de agua, θ_w (%)	5	42.07	1.41	3.35%	40.09	43.73
Límite líquido, LL (%)	5	57.02	12.29	21.54%	46.17	74.60
Límite plástico, LP (%)	5	25.12	1.37	5.44%	21.41	25.14
Índice plástico, IP (%)	5	39.34	11.34	28.82%	24.76	50.49

Nota: N = número de muestras, m = media aritmética, s =desviación estándar, CV =coeficiente de variación.

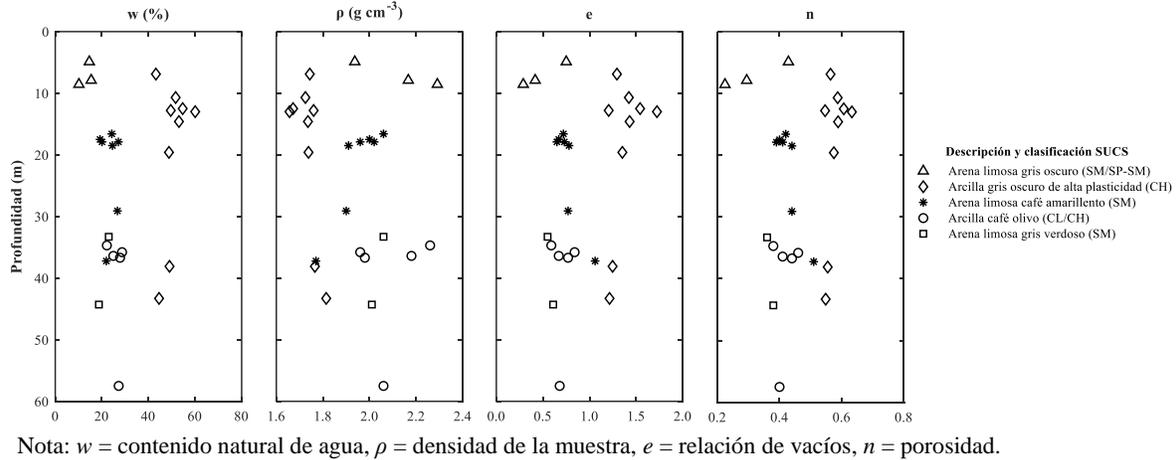


Figura 4.1. Perfil de propiedades índice del suelo de la zona de estudio

Tabla 4.5. Características granulométricas de las muestras de suelo de los estratos arenosos

Sondeo	Muestra	Clasificación SUCS	D_{10} (mm)	D_{30} (mm)	D_{60} (mm)	C_u	C_c	% Finos
SM-51-P1	17	Arena limosa mal graduada (SP-SM)	0.0618	0.1609	0.2451	3.96	1.71	11.97
SM-53-P2	2	Arena limosa mal graduada (SP-SM)	0.0626	0.2028	0.3612	5.77	1.82	11.83
SM-62-P2	2	Arena limosa (SM)	0.0212	0.0636	0.3380	15.95	0.56	34.92
	10	Arena limosa (SM)	0.0300	0.1133	0.1909	6.36	2.24	24.66
SM-19-P1 (SS-02-P1)	12	Arena limosa (SM)	0.0228	0.0684	0.2788	12.23	0.74	32.47
SM-17-P2 (SS-04-P2)	7	Arena limosa (SM)	0.0272	0.0871	0.1699	6.26	1.64	27.25
	8	Arena limosa (SM)	0.0313	0.1535	0.3057	9.77	2.46	23.65
SM-32-P2	16	Arena limosa (SM)	0.0220	0.0659	0.1440	6.56	1.37	29.52
	26	Arena limosa (SM)	0.0243	0.0729	0.3386	13.94	0.65	30.47
	2	Arena limosa (SM)	0.0286	0.1065	0.3250	11.38	1.22	25.91
	10	Arena limosa (SM)	0.0284	0.0881	0.1679	5.92	1.63	26.12

Nota: D_{10} = el diámetro o tamaño por debajo del cual queda el 10% del suelo, D_{30} = el diámetro o tamaño por debajo del cual queda el 30% del suelo, D_{60} = el diámetro o tamaño por debajo del cual queda el 60% del suelo, C_u = coeficiente de uniformidad, C_c = coeficiente de curvatura.

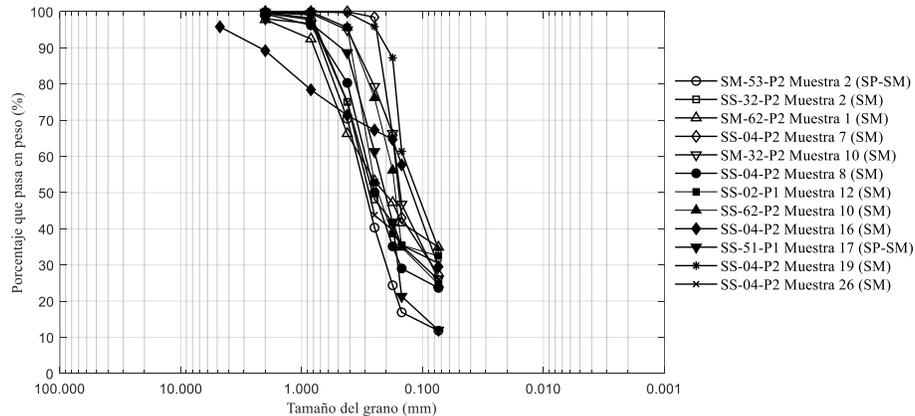


Figura 4.2. Curvas granulométricas de las muestras de suelo de los estratos arenosos del sitio de estudio

4. Interpretación y análisis de resultados

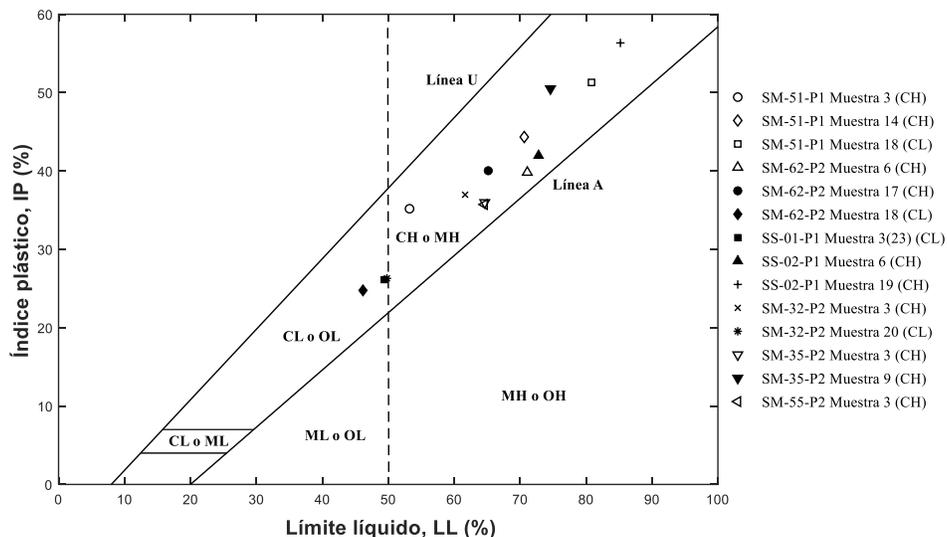


Figura 4.3. Localización de las muestras arcillosas del sitio de estudio en la Carta de plasticidad de Casagrande

4.2. Mineralogía

En la Tabla 4.6 se presenta la conductividad térmica de los minerales identificados en las muestras de suelo analizadas. Por su parte, la Tabla 4.7 muestra los resultados del análisis mineralógico a partir de la difracción de Rayos X (DRX). La formación de piritas framboidales ocurre en presencia de materia orgánica de sedimentos marinos (Sawlowicz, 1993). Se pueden observar en la Figura 4.4b, a partir de las imágenes SEM con microscopía de barrido electrónico, los minerales arcillosos (caolinita, ilita y esmectita) en forma de lámina, estos minerales adoptan esta forma porque las partículas tienden a ser aplastadas (Juárez Badillo & Rico Rodríguez, 1998).

Tabla 4.6. Conductividad térmica de los minerales identificados en las muestras de suelo analizadas

Minerales identificados	Conductividad térmica, λ ($W m^{-1} \circ C^{-1}$ o $W m^{-1} K^{-1}$) ¹⁰
Qtz: Cuarzo (SiO ₂)	7.7
Ab: Plagioclasa intermedia (NaAlSi ₃ O ₈ -CaAl ₂ Si ₂ O ₈)	2.0
Or: Ortoclasa (KAlSi ₃ O ₈)	2.3
Amph: Anfíbol tipo actinolita (Ca ₂ (Mg _{4.5-2.5} Fe ²⁺ _{0.5-2.5})Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂)	3.5
Ill: Iilita	1.9
Kao: Caolinita	2.6
Smc: Esmectita	1.9
HI: Halita (NaCl)	6.1

Tabla 4.7. Composición mineralógica de las muestras analizadas a partir del análisis DRX

Sondeo	Muestra	SUCS	Minerales identificados ¹¹							
			Qtz	Ab	Or	Amph	Ill	Kao	Smc	HI
SM-62-P2	2	SM/SP-SM	++++	++++	++++	++	++	++		+
SS-62-P2	6	CH	++++	++++	+++	++	++	++	+	+
SS-62-P2	18	CL/CH	++++	++++	++++	++	+	++	+++	+
SS-04-P2	26	SM	++++	++++	+++	++	+	++	++	+
SS-04-P2	8	SM	++++	++++	+++	+	+	++	++	+

¹⁰ Obtenido de Côté & Konrad (2005); Brigaud & Vasseur (1989).

¹¹ +++++ Componente principal (>50%); ++++ (20–50%); +++ (10–20%); ++ (5–10%); + (1–5%); I (rastros identificables).

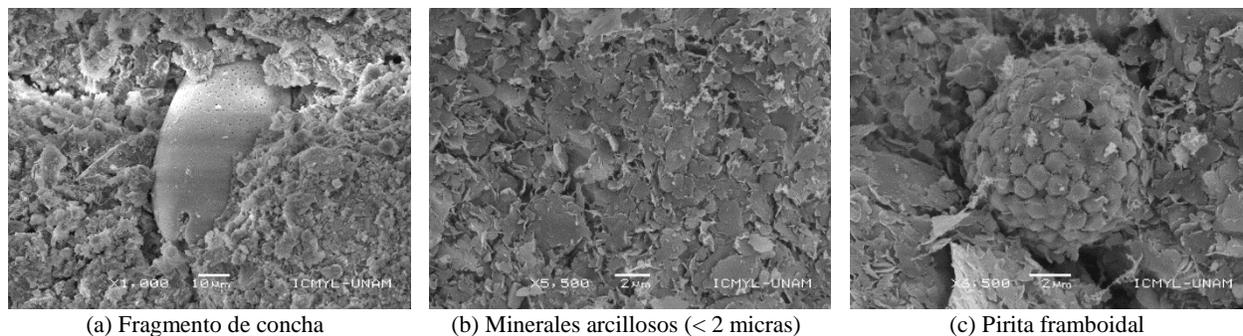


Figura 4.4. Imágenes con microscopía de barrido electrónico (SEM) en muestras de suelo representativas de la zona de estudio.

4.3. Materia orgánica

Los suelos arcillosos tienen un alto contenido de materia orgánica en relación con su peso en comparación con los suelos arenosos, lo cual, resulta lógico debido a la presencia de fósiles marinos en la estructura de las arcillas (Tabla 4.8). De acuerdo con el perfil mostrado en la Figura 4.5, se observa que las muestras de suelo del estrato superficial de arena limosa gris oscuro (UG-1 de la Figura 2.4) tuvieron la menor cantidad de materia orgánica.

Tabla 4.8. Estadística descriptiva del contenido de materia orgánica *MO* (%) del suelo de la zona de estudio

Descripción y clasificación SUCS	Estrato	<i>N</i>	<i>m</i>	<i>s</i>	<i>CV</i>	Valor	
						mínimo	máximo
Arena limosa gris oscuro (SM/SP-SM)	UG-1	3	0.58	0.22	38.24%	0.39	0.82
Arcilla gris oscuro de alta plasticidad (CH)	UG-2	9	3.88	1.04	26.91%	2.32	5.81
Arena limosa café amarillento (SM)	UG-3	7	1.99	0.71	35.69%	1.16	3.35
Arcilla café olivo (CL/CH)	UG-5	5	2.26	0.48	21.39%	1.66	2.93

Nota: *N* = número de muestras, *m* = media, *s* = desviación estándar, *CV* = coeficiente de variación.

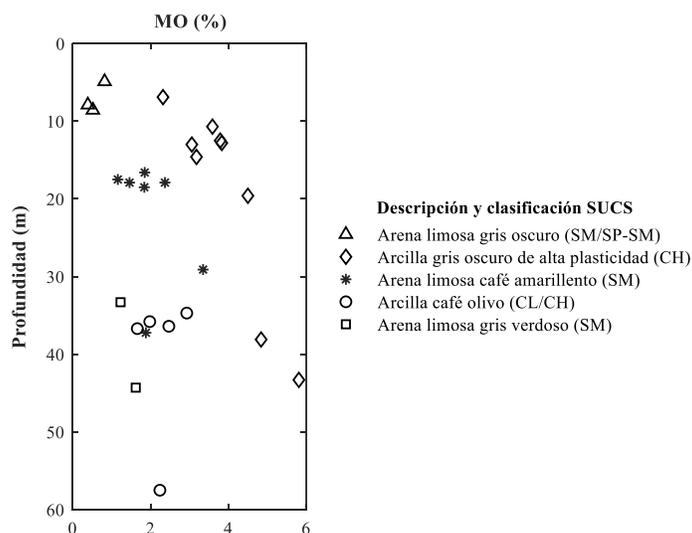


Figura 4.5. Perfil de contenido de materia orgánica *MO* (%) de la zona de estudio

4.4. Propiedades térmicas

Los resultados de las propiedades térmicas obtenidas en las pruebas experimentales, se presentan en la Figura 4.6 mediante diagramas de caja (*boxplot*), y en la Figura 4.7 como perfiles en función de la profundidad. Los diagramas de caja resultan de gran utilidad para evaluar el comportamiento estadístico de los resultados

4. Interpretación y análisis de resultados

obtenidos. La forma de interpretarlos se explica a continuación. El primer cuartil está representado como la parte inferior de la caja y el tercer cuartil como la parte superior de la caja. El rango intercuartil IQR se define como la diferencia entre el primer cuartil y el tercer cuartil. Un valor alto del IQR indica mayor dispersión de los datos. Las líneas que sobresalen de la caja (denominadas *bigotes* por algunos autores, del inglés *whiskers*) se extienden a los valores máximo y mínimo. Si un dato es menor al primer cuartil menos 1.5 veces el IQR o si un valor es mayor al tercer cuartil más 1.5 veces, el IQR se representa como un punto negro afuera de la caja. La línea central de la caja indica la media. La simetría de la caja indica que los datos se ajustan a una distribución normal. Una caja asimétrica indica una distribución con sesgo. Con respecto a los resultados experimentales obtenidos en esta tesis, los suelos arenosos exhibieron los valores más altos de conductividad y difusividad térmicas. Por otra parte, las muestras de suelo del estrato de arcilla gris oscuro de alta plasticidad (CH, UG-2 de la Figura 2.4) tuvieron la capacidad calorífica volumétrica más alta. Adicionalmente, se distingue que los valores de conductividad térmica presentaron menor dispersión en comparación con los datos de capacidad calorífica volumétrica y difusividad térmica.

Tabla 4.9. Estadística descriptiva de las propiedades térmicas del estrato de arena limosa gris oscuro (SM/SP-SM) de la zona de estudio (UG-1 de la Figura 2.4)

Propiedades térmicas	<i>N</i>	<i>m</i>	<i>s</i>	<i>CV</i>	Valor mínimo	Valor máximo
Conductividad térmica medida con la aguja simple, λ ($W m^{-1}C^{-1}$)	3	2.02	0.29	14.33%	1.74	2.32
Conductividad térmica medida con la aguja doble, λ ($W m^{-1}C^{-1}$)	3	1.99	0.09	4.58%	1.89	2.07
Capacidad calorífica volumétrica, c_{cv} ($MJ m^{-3}C^{-1}$)	3	1.90	0.11	5.91%	1.78	2.00
Difusividad térmica, D (mm^2s^{-1})	3	1.05	0.08	7.56%	0.98	1.13

Nota: *N* = número de muestras, *m* = media aritmética, *s* =desviación estándar, *CV* =coeficiente de variación

Tabla 4.10. Estadística descriptiva de las propiedades térmicas del estrato de arcilla gris oscuro de alta plasticidad (CH) de la zona de estudio (UG-2 de la Figura 2.4)

Propiedades térmicas	<i>N</i>	<i>m</i>	<i>s</i>	<i>CV</i>	Valor mínimo	Valor máximo
Conductividad térmica medida con la aguja simple, λ ($W m^{-1}C^{-1}$)	9	1.23	0.05	4.29%	1.17	1.33
Conductividad térmica medida con la aguja doble, λ ($W m^{-1}C^{-1}$)	9	1.18	0.05	4.42%	1.09	1.33
Capacidad calorífica volumétrica, c_{cv} ($MJ m^{-3}C^{-1}$)	9	2.45	0.43	17.42%	2.02	3.06
Difusividad térmica, D (mm^2s^{-1})	9	0.50	0.09	18.94%	0.40	0.57

Nota: *N* = número de muestras, *m* = media aritmética, *s* =desviación estándar, *CV* =coeficiente de variación

Tabla 4.11. Estadística descriptiva de las propiedades térmicas del estrato de arena limosa café amarillento (SM) de la zona de estudio (UG-3 de la Figura 2.4)

Propiedades térmicas	<i>N</i>	<i>m</i>	<i>s</i>	<i>CV</i>	Valor mínimo	Valor máximo
Conductividad térmica medida con la aguja simple, λ ($W m^{-1}C^{-1}$)	7	1.91	0.27	14.24%	1.54	2.23
Conductividad térmica medida con la aguja doble, λ ($W m^{-1}C^{-1}$)	7	1.90	0.14	7.56%	1.63	2.08
Capacidad calorífica volumétrica, c_{cv} ($MJ m^{-3}C^{-1}$)	7	2.27	0.27	11.94%	1.74	2.53
Difusividad térmica, D (mm^2s^{-1})	7	0.85	0.15	18.19%	0.75	1.20

Nota: *N* = número de muestras, *m* = media aritmética, *s* =desviación estándar, *CV* =coeficiente de variación.

Tabla 4.12. Estadística descriptiva de las propiedades térmicas del estrato de arcilla café olivo (CL/CH) de la zona de estudio (UG-5 de la Figura 2.4)

Propiedades térmicas	<i>N</i>	<i>m</i>	<i>s</i>	<i>CV</i>	Valor mínimo	Valor máximo
Conductividad térmica medida con la aguja simple, λ ($W m^{-1}C^{-1}$)	5	1.51	0.04	2.47%	1.47	1.56
Conductividad térmica medida con la aguja doble, λ ($W m^{-1}C^{-1}$)	5	1.44	0.06	3.86%	1.23	1.50
Capacidad calorífica volumétrica, c_{cv} ($MJ m^{-3}C^{-1}$)	5	2.33	0.42	18.09%	1.71	2.85
Difusividad térmica, D (mm^2s^{-1})	5	0.64	0.14	22.48%	0.43	0.87

Nota: *N* = número de muestras, *m* = media aritmética, *s* =desviación estándar, *CV* =coeficiente de variación.

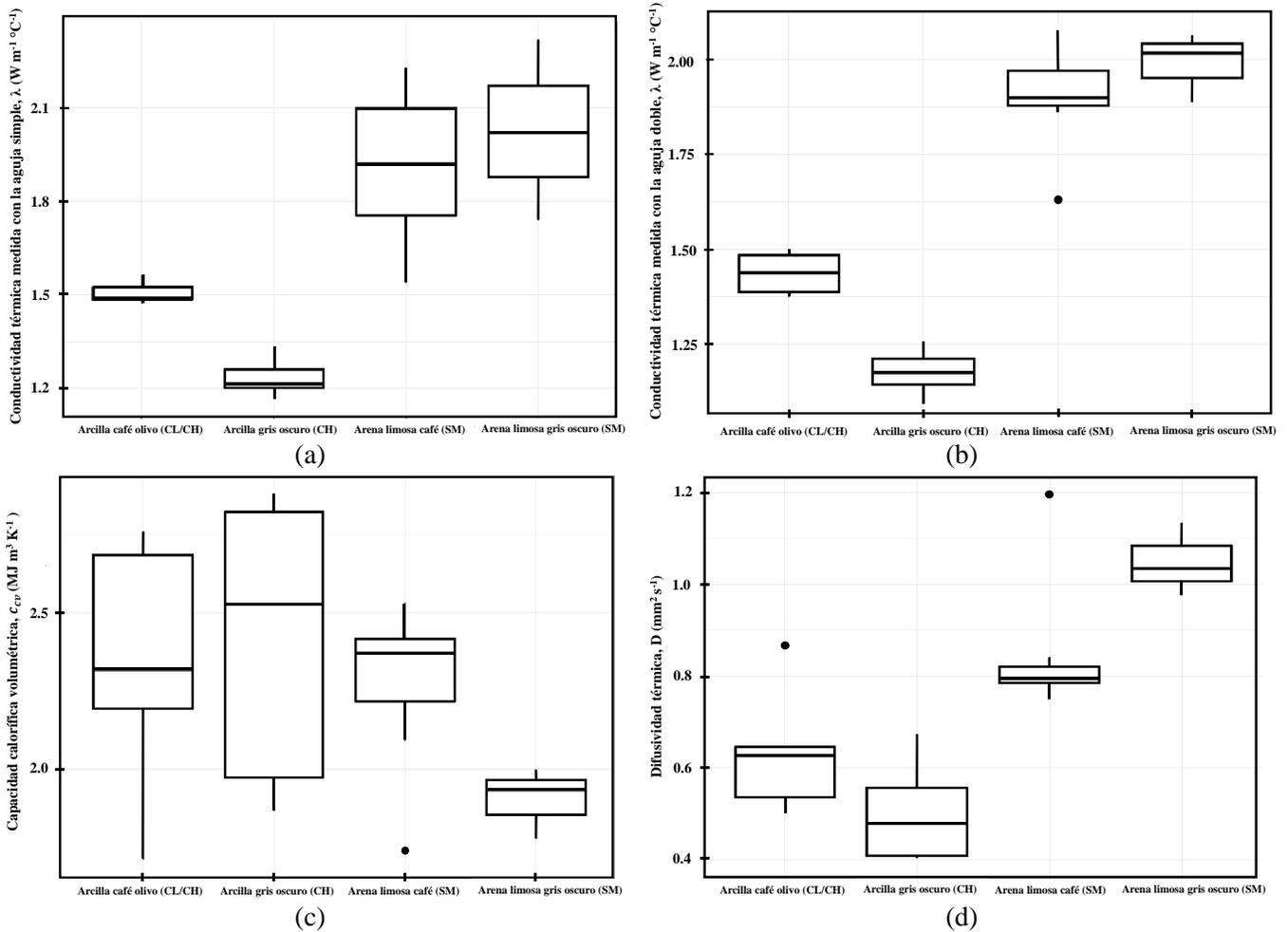


Figura 4.6. Diagramas de caja de: a) Conductividad térmica medida con la aguja simple, b) Conductividad térmica medida con la aguja doble, c) Capacidad calorífica volumétrica, y d) Difusividad térmica.

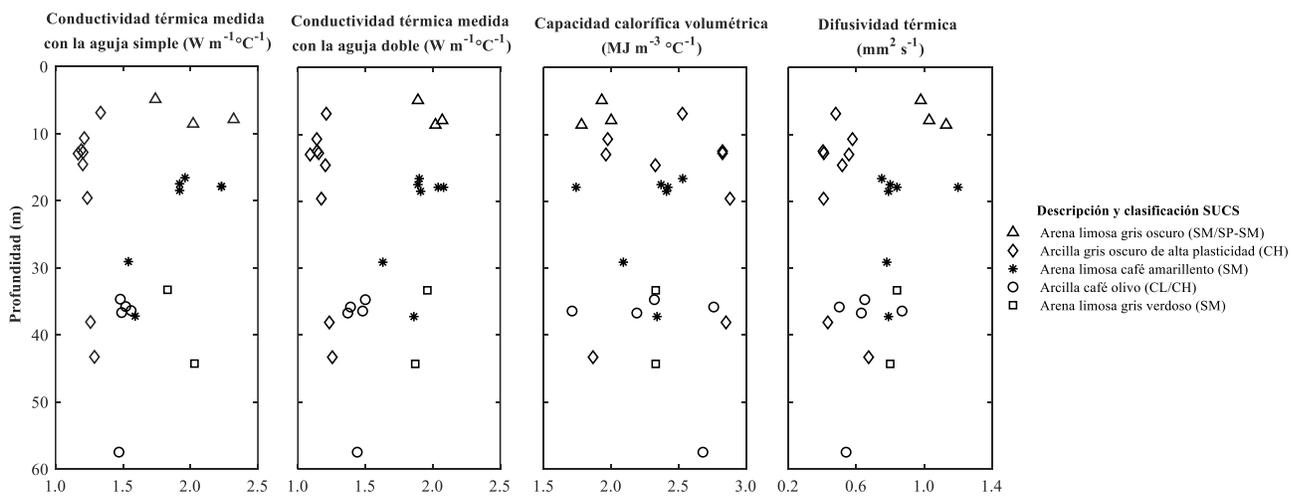
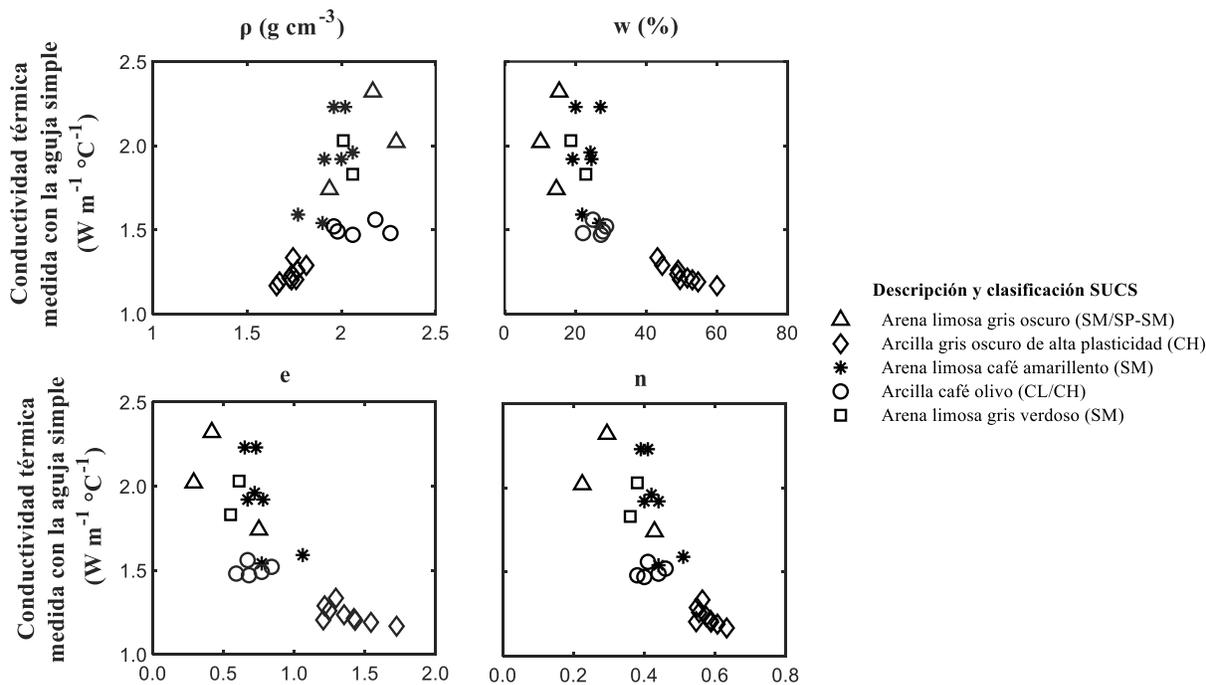


Figura 4.7. Perfil de propiedades térmicas de las muestras de suelo analizadas de la zona de estudio

4.5. Relación entre las propiedades índice y térmicas

La conductividad térmica depende de las propiedades que describen la estructura de un suelo (densidad, relación de vacíos y porosidad). En los suelos más densos, la conductividad térmica aumenta de manera considerable (Figura 4.8). Asimismo, para contenidos de agua altos la conductividad térmica es menor. Algo similar ocurre con la relación de vacíos e y la porosidad n , esto es, a mayor e y n la conductividad térmica es menor (Figura 4.8).



Nota: ρ = densidad de la muestra, w = contenido natural de agua, e = relación de vacíos, n = porosidad.

Figura 4.8. Relación entre las propiedades índice y las propiedades térmicas del suelo de la zona de estudio.

4.6. Comparación entre los resultados obtenidos con los sensores de aguja doble y simple del equipo KD2 Pro en la prueba de aguja térmica

Para comparar los valores obtenidos con cada sensor del equipo KD2 Pro, se utilizaron tres parámetros (Ecuaciones 4.2 a 4.4): (a) error medio ME , (b) error medio absoluto MAE , y (c) la raíz del error cuadrático medio $RMSE$. Estos mismos parámetros se utilizaron para comparar los métodos de interpretación de resultados del ensayo de aguja térmica (Inciso 4.8). Para evaluar el desempeño de los modelos predictivos solamente se utilizó el parámetro $RMSE$ (Inciso 4.7). Se considera apropiado usar el $RMSE$ para evaluar el desempeño de un modelo cuando se espera que los errores presenten una distribución normal y el MAE cuando los errores tienen una distribución uniforme. No obstante, debido a que es más probable que los errores exhiban una distribución normal que una distribución uniforme, se recomienda el uso del $RMSE$ (Chai & Draxler, 2014). Asimismo, si $ME = MAE$ significa que el modelo presenta sobrestimación de los parámetros. Contrariamente, cuando $ME = -MAE$ significa que hay una subestimación (Portillo-Arreguín, 2019). Un valor alto del $RMSE$ indica que un modelo no se ajusta bien a los datos experimentales. Con base en lo anterior, se aprecia en la Figura 4.9 que el sensor de aguja doble tiende a subestimar los valores de conductividad térmica medidos. Además, se muestra que los valores tienen una dispersión inferior a 20%.

$$e = \lambda_m - \lambda_e \quad (4.1)$$

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_i \quad (4.2)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |e_i| \quad (4.3)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |e_i|^2} \quad (4.4)$$

Siendo λ_m la conductividad térmica modelada, λ_e la conductividad térmica experimental, e la diferencia entre la conductividad térmica modelada y la conductividad térmica experimental, $e_i = \lambda_{m_i} - \lambda_{e_i}$, y n es el número de elementos.

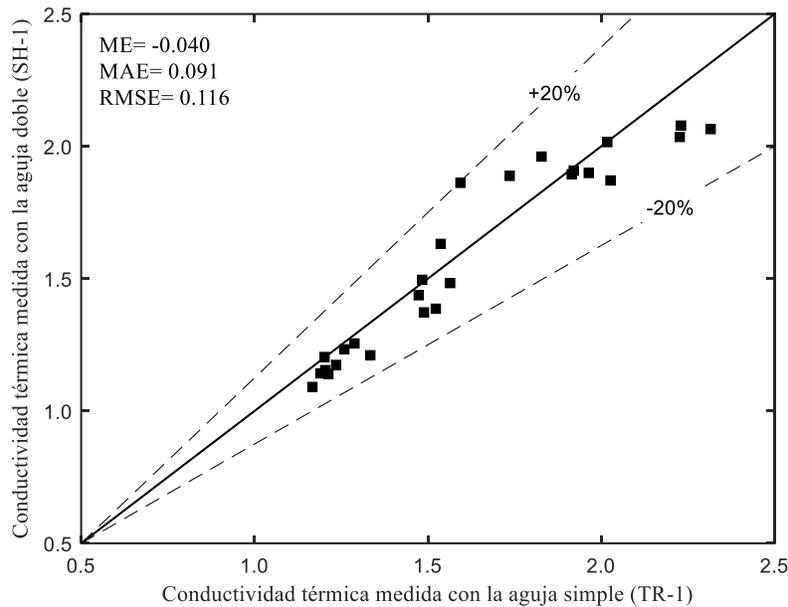


Figura 4.9. Comparación de la conductividad térmica obtenida con los sensores de agujas simple y doble del equipo KD2 Pro en la prueba de aguja térmica.

4.7. Evaluación de los modelos predictivos (analíticos y empíricos) utilizados para estimar la conductividad térmica

Las Figuras 4.10 y 4.11 presentan la comparación entre la conductividad térmica medida en laboratorio (prueba de aguja térmica) y la estimada con modelos analíticos y empíricos para suelos arenosos, respectivamente. De igual forma, las Figuras 4.12 y 4.13 presentan estas mismas comparaciones entre la conductividad térmica de laboratorio y la obtenida con modelos analíticos y empíricos, pero para suelos arcillosos. A partir de estas gráficas, se observa que el modelo en paralelo sobrestima la conductividad térmica debido a que este modelo representa el límite teórico superior (valor más alto) que el suelo alcanza cuando los elementos tienen un arreglo en paralelo respecto a la dirección del flujo de calor. Contrariamente, el modelo en serie subestima la conductividad térmica porque este modelo representa el límite teórico inferior (valor más bajo) que el suelo alcanza cuando los elementos tienen un arreglo en serie respecto a la dirección

4. Interpretación y análisis de resultados

del flujo de calor. Por lo anterior, el valor de $RMSE$ en estos límites teóricos es alto, en comparación con los valores obtenidos en los otros modelos predictivos evaluados. En los suelos arenosos, el modelo predictivo que presentó un mejor ajuste con los datos experimentales ($RMSE=0.179$) fue el modelo en serie y paralelo propuesto por Abuel-Naga *et al.* (2008), y en los suelos arcillosos, el modelo predictivo que tuvo la mejor aproximación ($RMSE=0.070$), fue el modelo de Gori y Corasaniti (2002). Cabe destacar que los suelos arcillosos también se ajustaron bien a otros modelos como Donazzi (1979) ($RMSE=0.097$), Lu *et al.* (2007) ($RMSE=0.100$), Maxwell-Eucken 2 ($RMSE=0.102$), y Johansen (1975) ($RMSE=0.102$).

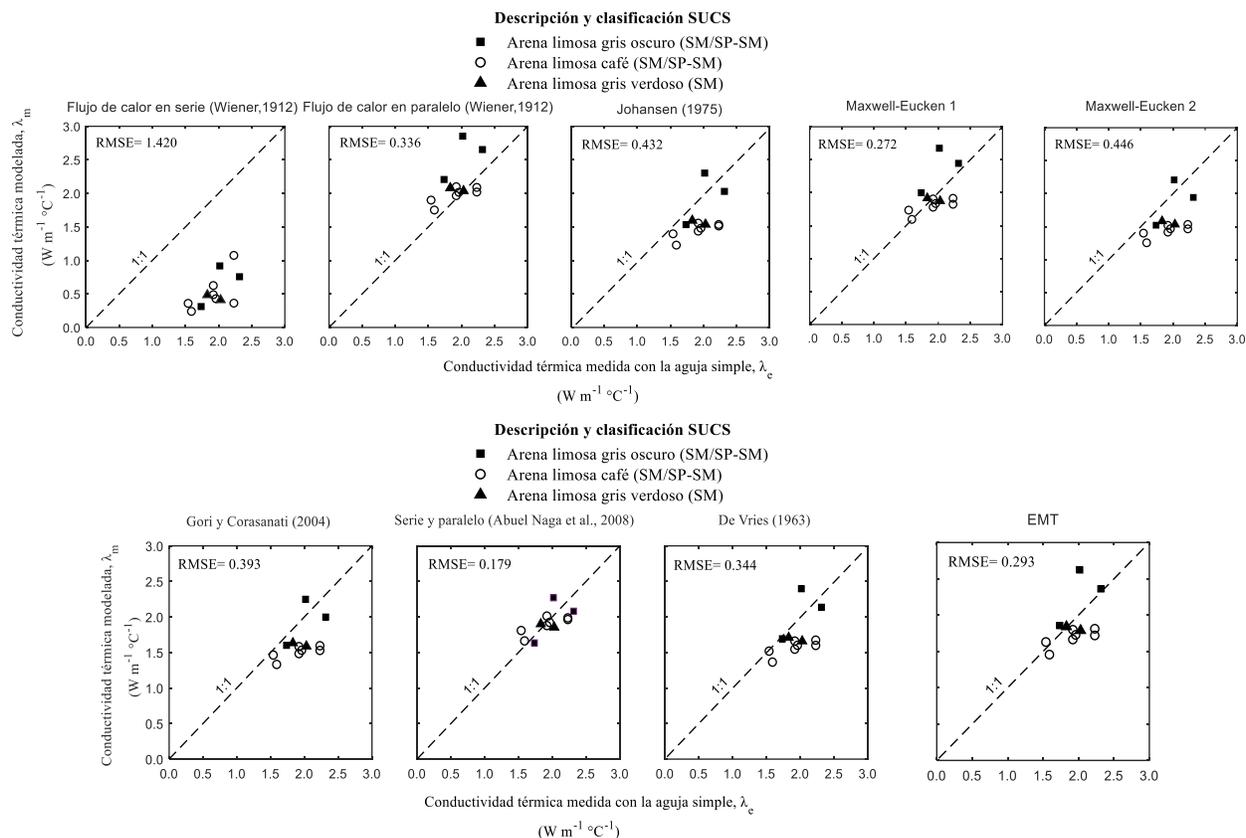


Figura 4.10. Comparación entre la conductividad térmica medida en laboratorio y la estimada con modelos analíticos para suelos arenosos.

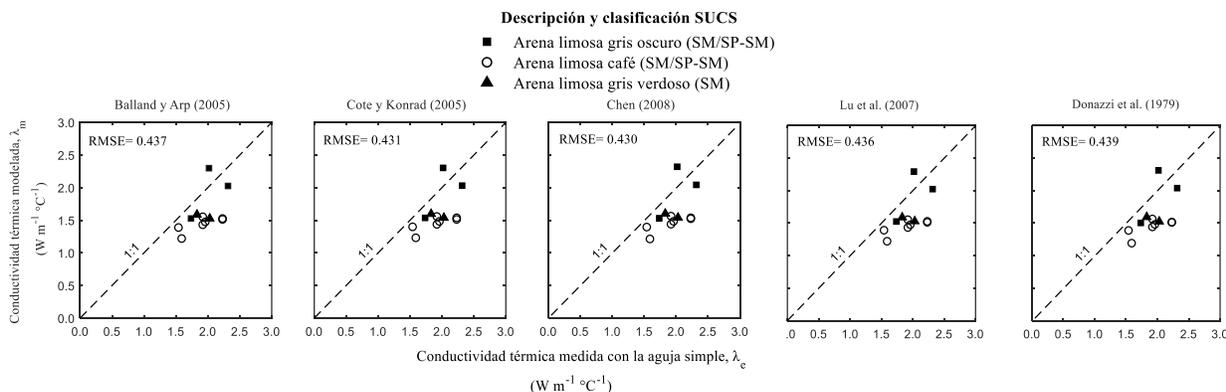


Figura 4.11. Comparación entre la conductividad térmica medida en laboratorio y la estimada con modelos empíricos para suelos arenosos.

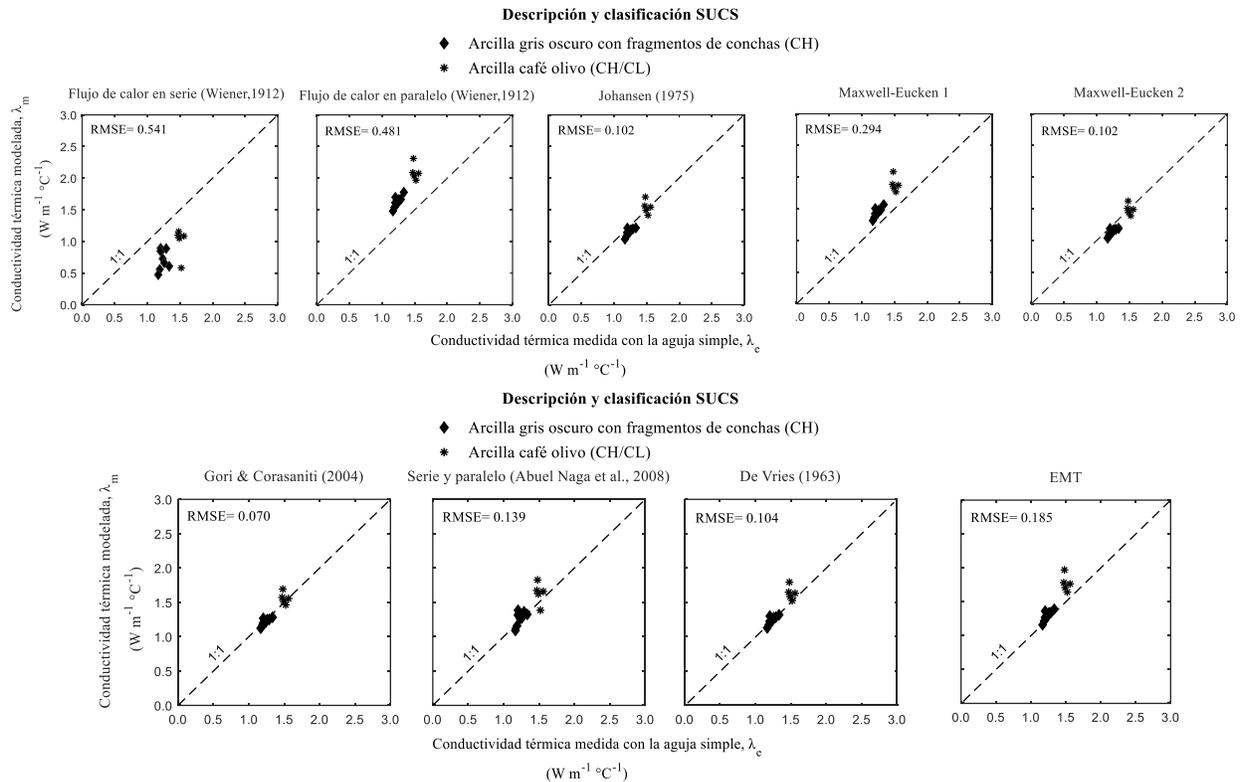


Figura 4.12. Comparación entre la conductividad térmica medida en laboratorio y la estimada con *modelos analíticos* para suelos arcillosos.

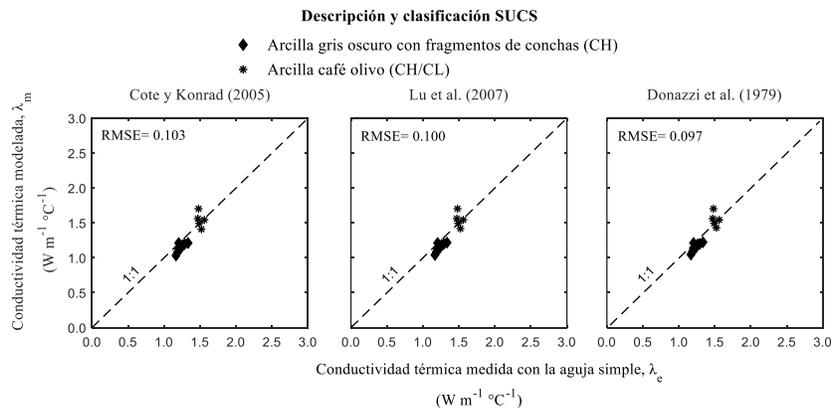


Figura 4.13. Comparación entre la conductividad térmica medida en laboratorio y la estimada con *modelos empíricos* para suelos arcillosos.

4.8. Comparación entre los métodos de interpretación de resultados del ensayo de aguja térmica

4.8.1. Método Simplificado (2014)

En la Figura 4.14 se comparan los valores de conductividad térmica obtenidos con la aguja simple y con el Análisis del Método Simplificado de la ASTM D5334-14 (2014). Se puede apreciar que los valores tienen una dispersión inferior a 20% y que el valor del $RMSE=0.153$ es bajo, lo cual indica que los valores obtenidos con la norma ASTM son cercanos a los valores experimentales obtenidos con el sensor de aguja simple. En

la misma figura también se puede observar que el método simplificado de la norma ASTM tiende a subestimar la conductividad térmica.

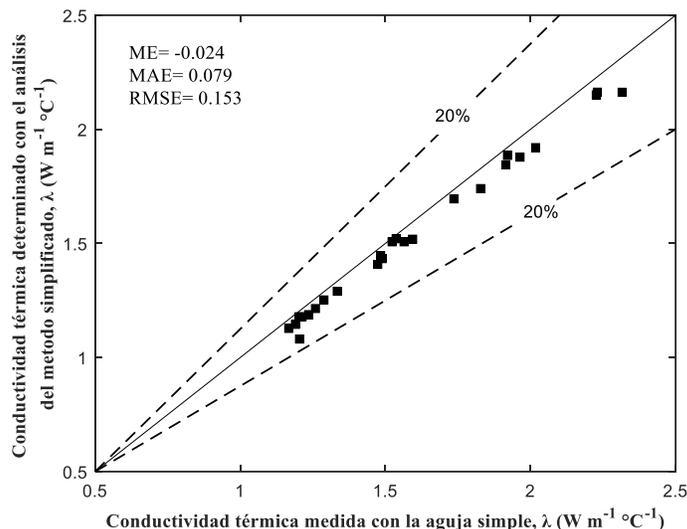


Figura 4.14. Comparación de las conductividades térmicas obtenidas con la aguja simple y con el Método Simplificado de la ASTM D5334-14.

4.8.2. Método de Bristow *et al.* (1994)

En general, en la Figura 4.15 se distingue que los resultados obtenidos con la aguja doble y el método de Bristow *et al.* (1994) tienen una buena aproximación con una dispersión menor a 20% y con valores bajos del $RMSE=0.106$ a 190. Asimismo, se aprecia que el método de Bristow *et al.* (1994) tiende a sobrestimar la capacidad calorífica volumétrica y a subestimar la conductividad y difusividad térmicas. La difusividad térmica es función del tiempo en el que ocurre el cambio de temperatura máximo ΔT_m . En las muestras ensayadas, se tuvieron materiales en los que ΔT_m ocurrió aproximadamente en el mismo instante de tiempo, por lo que algunos materiales resultaron con el mismo valor de difusividad térmica. En este sentido, se necesita de un equipo de precisión mayor a tres decimales para refinar las lecturas de temperatura ΔT y así poder diferenciar los valores de difusividad térmica entre los suelos estudiados.

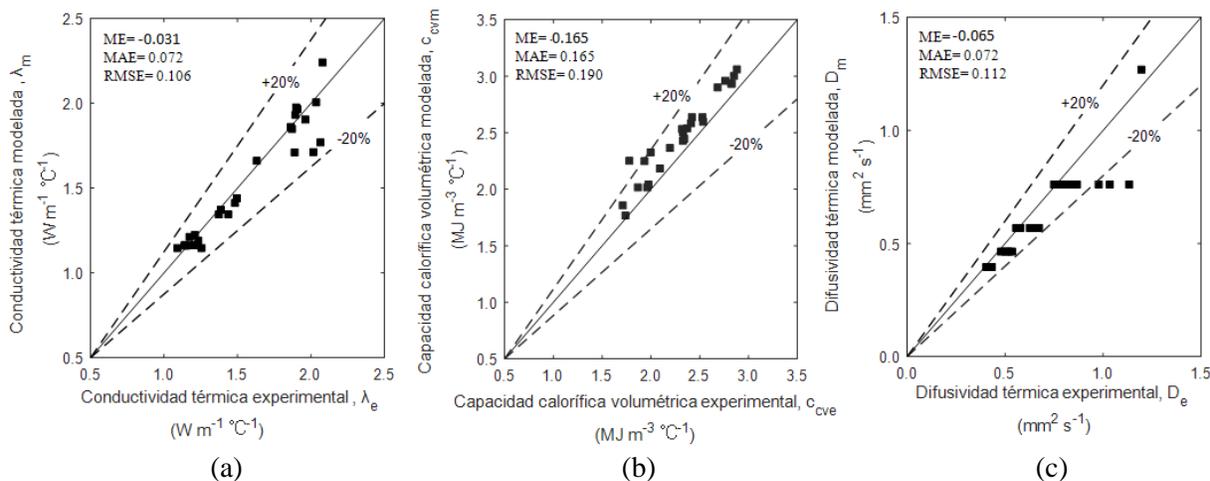


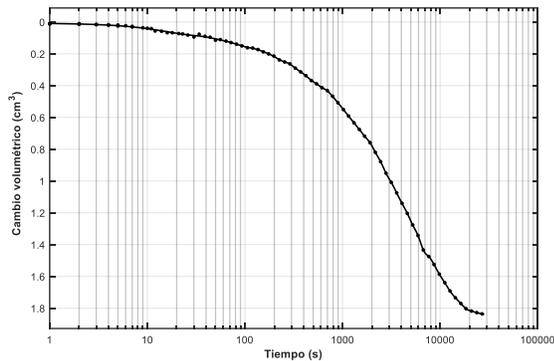
Figura 4.15. Comparación de las propiedades térmicas obtenidas con la aguja doble y con el método de Bristow *et al.* (1994): a) Conductividad térmica, b) Capacidad calorífica volumétrica y c) Difusividad térmica.

4.9. Propiedades hidráulicas (permeabilidad)

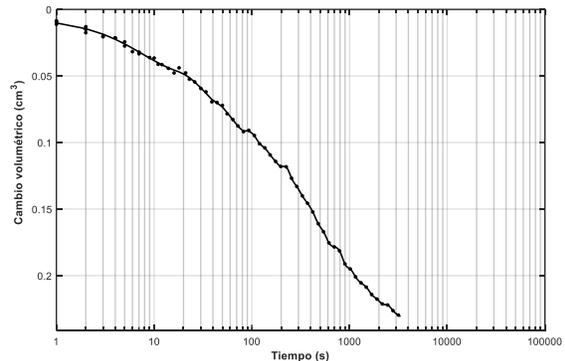
En esta tesis se realizaron cuatro ensayos de permeabilidad en condiciones saturadas de muestras inalteradas del suelo en estudio (tres muestras arcillosas y una muestra arenosa). Las muestras arcillosas se consolidaron en un intervalo de esfuerzos efectivos de 0.2, 0.4, 0.8, 1.25 y 2.5 kg/cm². Para cada una de estas condiciones se obtuvo una permeabilidad con tres cargas hidráulicas diferentes de 150, 250 y 350 cm de columna de agua. Los resultados paso a paso se indican en los siguientes párrafos.

4.9.1. Consolidación

Las muestras alcanzaron un parámetro *B* de Skempton mayor o igual que 0.95. En las Figuras 4.16b y 4.16a respectivamente, se observa que hay un mayor volumen de agua expulsado en la muestra del estrato de arcilla gris oscuro de consistencia blanda y alta plasticidad CH (UG-2, Inciso 2.1.4) en comparación con la muestra del estrato de arcilla café olivo de consistencia dura CH (UG-5, Inciso 2.1.4). Para cada esfuerzo efectivo de consolidación se calcularon nuevas relaciones volumétricas restando el volumen de agua expulsado en cada una de las etapas de consolidación al volumen de vacíos inicial ocupado en su totalidad por el agua (García-Alva, 2019).

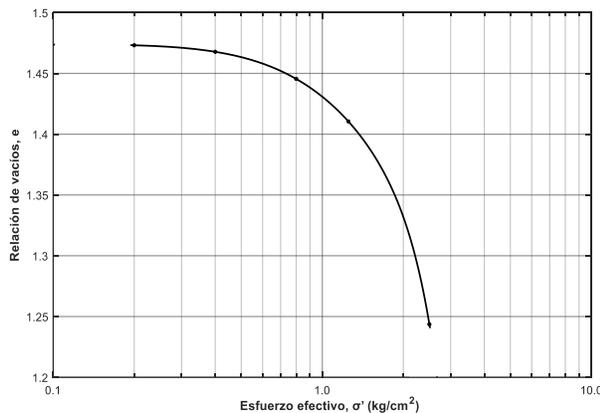


(a) M6 arcilla gris oscuro (CH)

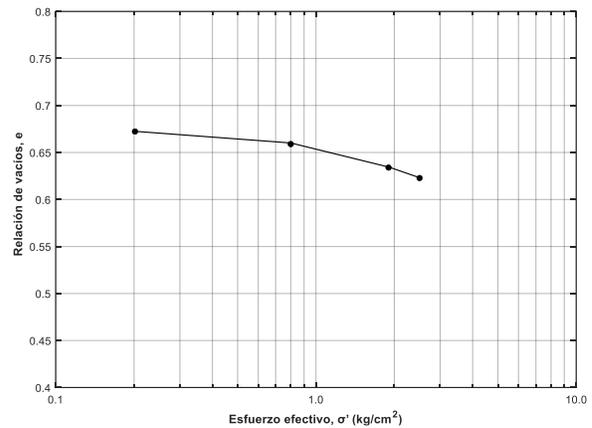


(b) M17 arcilla café olivo (CH)

Figura 4.16. Curvas de consolidación con el método de Casagrande de muestras de arcilla del sondeo SS- 62-P2, con un esfuerzo efectivo $\sigma' = 0.2 \text{ kg/cm}^2$.



(a) M6 (CH)



(b) M17 (CH)

Figura 4.17. Curvas de compresibilidad de muestras de arcilla del sondeo SS-62-P2.

4.9.2. Efecto de la carga hidráulica

En la Figura 4.18 se observa que a medida que la carga hidráulica aumenta, el volumen de agua que pasa a través de la muestra también aumenta. El volumen de agua que fluye debe tener un comportamiento lineal para garantizar que no hay cambios en las contrapresiones.

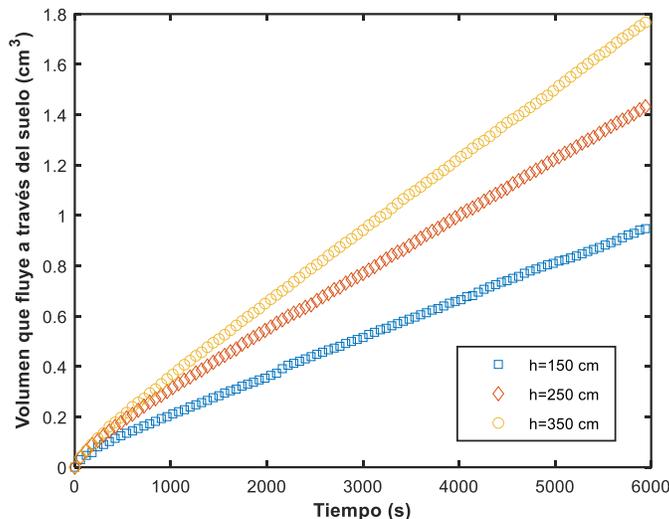


Figura 4.18. Variación del volumen de agua que pasa a través de la muestra de suelo M6 del sondeo SS-62-P2 con el incremento de la carga hidráulica, en función del tiempo, con un esfuerzo efectivo $\sigma' = 0.2 \text{ kg/cm}^2$.

En la Figura 4.19 se distingue que en las muestras de suelo arcilloso la permeabilidad disminuye cuando aumenta la carga hidráulica, aunque esta disminución se encuentra en el mismo orden magnitud. Esta reducción se debe a la obstrucción de los vacíos (taponamiento, del inglés *clogging*) por el posible arrastre de finos (Acevedo Valle, 2017).

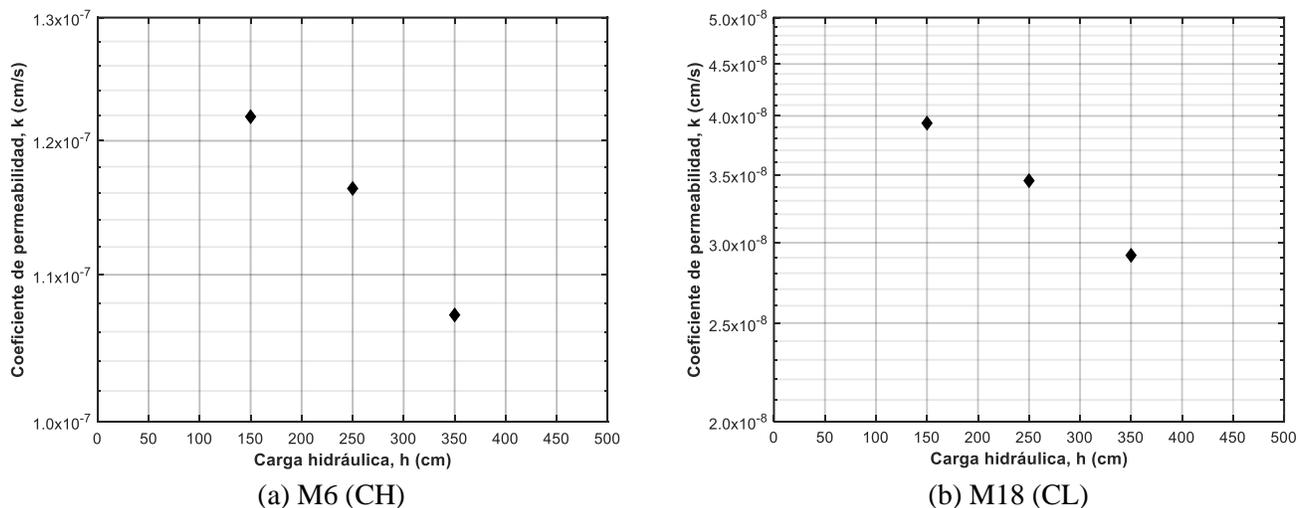


Figura 4.19. Variación de la permeabilidad en función de la carga hidráulica en muestras de arcilla del sondeo SS-62-P2, con un esfuerzo efectivo constante $\sigma' = 0.2 \text{ kg/cm}^2$.

4.9.3. Influencia del esfuerzo efectivo

La densificación de la muestra debido al incremento del esfuerzo de confinamiento produce una disminución en la permeabilidad. En efecto, en la Tabla 4.13 se corrobora que la permeabilidad disminuye cuando aumenta el esfuerzo de confinamiento. En el caso de la muestra de suelo arenoso M2 del sondeo SS-32-P2 la prueba de permeabilidad pudo realizarse únicamente con un esfuerzo efectivo $\sigma' = 0.25 \text{ kg/cm}^2$. Debido a dificultades técnicas (de realización de la prueba) solamente fue posible ensayar con tres esfuerzos efectivos las muestras M17 y M18 del sondeo SS-62-P2 (ver Tabla 4.13).

Tabla 4.13. Variación de la permeabilidad con el esfuerzo de confinamiento efectivo σ' , en muestras arcillosas

Sondeo	Muestra	SUCS	$\sigma' \text{ (kg/cm}^2\text{)}$	Permeabilidad $k_v \text{ (cm/s)}$
SS-62-P2	M6	CH-arcilla de alta plasticidad	0.20	9.42×10^{-8}
			0.40	6.53×10^{-8}
			0.80	6.02×10^{-8}
			1.25	3.07×10^{-8}
			2.50	2.17×10^{-8}
SS-62-P2	M17	CH-arcilla de alta plasticidad	0.20	2.09×10^{-8}
			0.80	3.99×10^{-9}
			2.50	1.79×10^{-9}
SS-62-P2	M18	CL-arcilla de baja plasticidad con arena	0.20	2.86×10^{-7}
			0.40	2.75×10^{-7}
			0.80	2.30×10^{-7}

4.9.4. Permeabilidad

Un método para calcular la permeabilidad k es con la Ec (4.5) de un ensaye en permeámetro de carga constante, en la cual, el gasto acumulado total Q se obtiene considerando un promedio del cambio volumétrico inferior y superior acumulado ($Q = C_{v1} + C_{v2} + C_{v3} + \dots + C_{vn}$) en cm^3 . Durante el ensaye, el área de la probeta se modifica debido a que en el proceso de consolidación el volumen de vacíos se reduce. Por lo anterior, el área corregida de la probeta A_c es igual al volumen acumulado final V_f entre la longitud de la probeta L . El tiempo que se considera en los cálculos, es el tiempo acumulado final ($t = \Delta t_1 + \Delta t_2 + \Delta t_3 + \dots + \Delta t_n$) y h es la carga hidráulica en cm de columna de agua:

$$k = \frac{Q \cdot L}{h \cdot A_c \cdot t} \quad (4.5)$$

Otro método para determinar la permeabilidad es con base en la ecuación de Darcy, en la que la velocidad de descarga V es función de la permeabilidad k y el gradiente hidráulico i :

$$V = \frac{Q}{A} = ki \quad (4.6)$$

Este último método fue el que se utilizó en esta tesis. Por lo que, se graficó la velocidad de descarga con respecto al gradiente hidráulico en escala logarítmica para los tres incrementos de carga hidráulica (150, 250 y 350 cm de columna de agua) con los que se ejecutó el ensaye en las muestras arcillosas. Este paso se realizó para cada esfuerzo efectivo, para obtener la permeabilidad a partir de la pendiente de la curva de la Figura 4.20, esto es $k \approx V/i$.

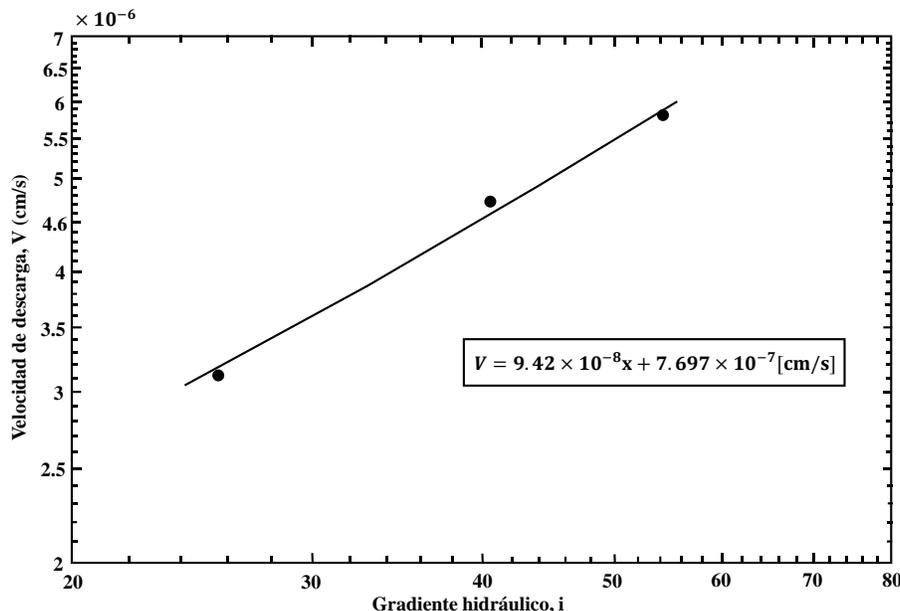


Figura 4.20. Variación de la velocidad de descarga en función del gradiente hidráulico, en los ensayos de permeabilidad en la muestra M6 del sondeo SS-62-P2

La norma ASTM D5084-10 (2010) indica que para usar el método del permeámetro de carga constante la máxima variación permisible del gradiente hidráulico es $\pm 5\%$ de su valor inicial. Debido a que en el material de la muestra M2 del sondeo SS-32-P2 no fue posible satisfacer esta condición, se llevó a cabo un ensayo de permeabilidad de tipo carga variable. Para ello, se labró la probeta inalterada de suelo arenoso (estrato UG-1 de arena limosa gris) que se muestra en la Figura 4.21, la cual, se sometió a un esfuerzo de confinamiento efectivo $\sigma' = 0.25 \text{ kg/cm}^2$. Para la determinación de la conductividad hidráulica o permeabilidad se utilizó la Ec. (4.7):

$$k = \frac{a_{in} a_{out} L}{(a_{in} + a_{out}) \cdot A \cdot \Delta t} \ln(\Delta h) \quad (4.7)$$

donde $a_{in} = 0.425 \text{ cm}^2$ es el área de la bureta superior, $a_{out} = 0.380 \text{ cm}^2$ es el área de la bureta inferior, $L = 7.39 \text{ cm}$ es la longitud de la probeta, $A = 47.73 \text{ cm}^2$ es el área de la probeta, $\Delta t = 15 \text{ s}$ es el intervalo de tiempo en que se realiza la medición del gasto de agua, Δh es la pérdida de carga hidráulica en el Δt .

Para el estrato UG-1 de arena limosa gris, se evaluaron diferentes cargas hidráulicas iniciales (h_0) correspondientes a 50, 70, 80 y 90 cm de columna de agua. En la Tabla 4.14 se resumen los resultados obtenidos de la variación de la conductividad hidráulica. En dicha tabla se observa que la permeabilidad aumenta cuando incrementa la carga hidráulica. La disminución de la permeabilidad debido al efecto del arrastre de finos que se observó en los suelos arcillosos no tuvo el mismo efecto en el suelo arenoso ensayado. Asimismo, en la Tabla 4.14 se aprecia que conforme aumenta la carga hidráulica, la pérdida de columna de agua es mayor.

Tabla 4.14. Valores de la permeabilidad del estrato de arena limosa gris (UG-1)

h_0 (cm)	Δh (cm)	k (cm/s)	k_{media} (cm/s)
50	3.468	3.70×10^{-4}	4.73×10^{-4}
70	11.316	4.30×10^{-4}	
80	29.562	5.27×10^{-4}	
90	39.438	5.60×10^{-4}	

Nota: k_{media} corresponde al promedio aritmético.



Figura 4.21. Muestra inalterada del estrato de arena limosa gris UG-1.

En adición, en las muestras de suelo arcilloso también se estimó la permeabilidad *in situ* como se indica a continuación. A partir de las relaciones de preconsolidación obtenidas de pruebas de consolidación y de valores del ángulo de fricción obtenidos de pruebas triaxiales (CFE, 2019) y con el esfuerzo vertical efectivo $\bar{\sigma}_{vo}$, se calculó el esfuerzo efectivo de confinamiento de campo σ'_c empleando las Ecs (4.8) y (4.9). Así, con el esfuerzo de campo calculado previamente y el ajuste lineal entre la permeabilidad y el esfuerzo efectivo ζ de confinamiento se obtuvo la permeabilidad en campo o *in situ* que se ilustra en las Figuras 4.22, 4.23 y 4.24 para las muestras de arcilla M6, M17 y M18 del sondeo SS-62-P2. Para suelos normalmente consolidados, como el caso de la arcilla gris oscuro de consistencia blanda CH (muestra M6) evaluada en esta tesis, la relación de preconsolidación es $OCR=1$. En la Tabla 4.15 se resumen las permeabilidades *in situ* obtenidas con el procedimiento anterior a las profundidades medias de extracción de las muestras M6, M17 y M18.

$$K_o = 1 - \sin \phi \cdot \sqrt{OCR} \quad (4.8)$$

$$\sigma'_c = \frac{1 + 2K_o}{3} \bar{\sigma}_{vo} \quad (4.9)$$

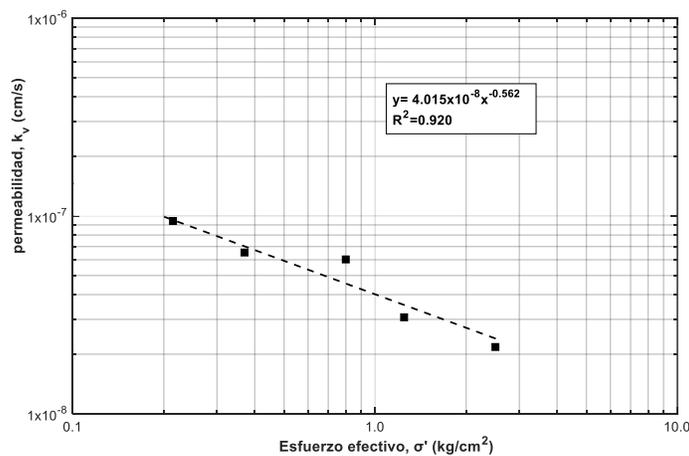


Figura 4.22. Variación de la permeabilidad en función del esfuerzo efectivo en la muestra M6 de arcilla gris de alta plasticidad con fragmentos de concha (CH).

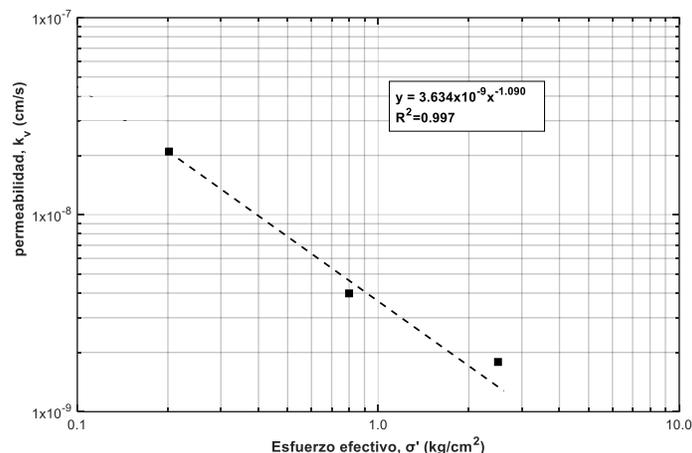


Figura 4.23. Variación de la permeabilidad en función del esfuerzo efectivo en la muestra M17 de arcilla café olivo de alta plasticidad (CH).

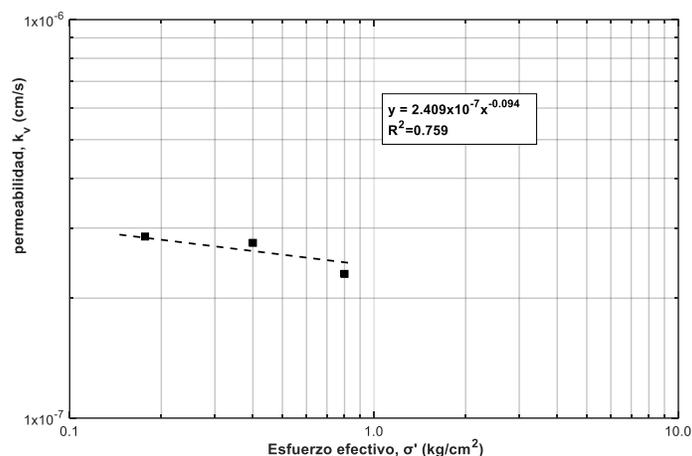


Figura 4.24. Variación de la permeabilidad en función del esfuerzo efectivo en la muestra M18 de arcilla arenosa café olivo de baja plasticidad (CL)

Tabla 4.15. Permeabilidad *in situ*

Sondeo	Muestra	SUCS	Profundidad media (m)	OCR ¹²	ϕ (°) ¹³	$\bar{\sigma}_{vo}$ (kg/cm ²)	σ'_c (kg/cm ²)	Permeabilidad, k_v (cm/s)
SS-62-P2	M6	CH-arcilla de alta plasticidad	14.6	1.0	30	1.86	1.25	3.07×10^{-8}
SS-62-P2	M17	CH-arcilla de alta plasticidad	34.7	1.29	30	2.69	1.91	2.09×10^{-9}
SS-62-P2	M18	CL-arcilla de baja plasticidad con arena	36.7	2.05	30	2.90	2.06	2.25×10^{-7}

Nota: OCR = Relación de preconsolidación, ϕ = Ángulo de fricción, $\bar{\sigma}_{vo}$ = Esfuerzo vertical efectivo, σ'_c = Esfuerzo efectivo de confinamiento.

4.10. Relación entre las propiedades índice y la permeabilidad

El esfuerzo efectivo y la relación de vacíos son dos factores que influyen en la permeabilidad de un suelo (García-Alva, 2019). Cuando varía el esfuerzo efectivo, las partículas de suelo se reacomodan y se disminuyen los vacíos por donde puede circular el agua, ocasionando que la permeabilidad disminuya. En las Tablas 4.16 y 4.17 se observa que las muestras de suelo arcilloso se densificaron al final del ensaye.

¹² Las relaciones de preconsolidación fueron obtenidas a partir de ensayos de consolidación (CFE, 2019).

¹³ Los ángulos de fricción fueron obtenidos a partir de pruebas triaxiales (CFE, 2019).

Asimismo, se aprecia que las arcillas de alta compresibilidad (CH) fueron las que experimentaron un mayor cambio volumétrico en comparación con la arcilla arenosa de baja plasticidad (CL).

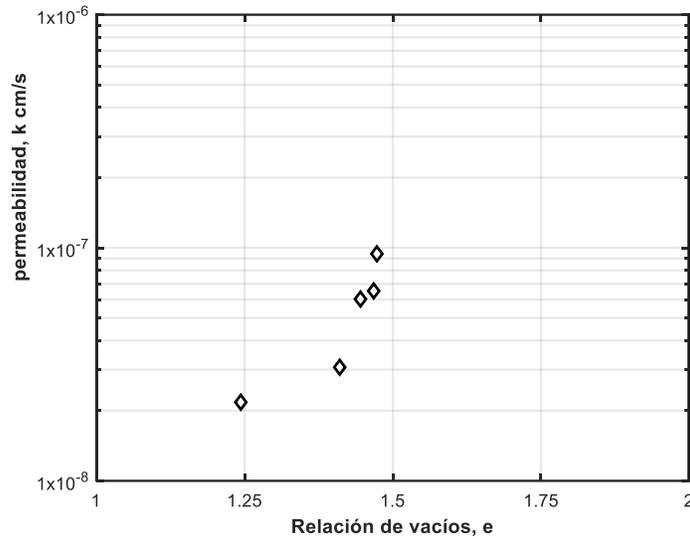


Figura 4.25. Permeabilidad en función de la relación de vacíos en la muestra M6 del sondeo SS-62-P2.

Tabla 4.16. Propiedades índice iniciales de las muestras de suelo arcilloso ensayadas.

Descripción y clasificación SUCS	Sondeo	Muestra	γ_m	e	n
Arcilla gris oscuro con fragmentos de conchas (CH)	SS-62-P2	M6	1.71	1.49	0.60
Arcilla café olivo de alta plasticidad (CH)	SS-62-P2	M17	2.03	0.67	0.40
Arcilla café olivo de baja plasticidad (CL)	SS-62-P2	M18	1.93	0.82	0.45

Tabla 4.17. Propiedades índice finales de las muestras de suelo arcilloso ensayadas.

Descripción y clasificación SUCS	Sondeo	Muestra	γ_m	e	n
Arcilla gris oscuro con fragmentos de conchas (CH)	SS-62-P2	M6	1.78	1.29	0.56
Arcilla café olivo de alta plasticidad (CH)	SS-62-P2	M17	2.16	0.61	0.38
Arcilla café olivo de baja plasticidad (CL)	SS-62-P2	M18	1.94	0.81	0.45

5. CONCLUSIONES

El presente trabajo se dividió en dos partes, la primera corresponde a la determinación experimental de las propiedades térmicas en 26 muestras inalteradas de suelos arcillosos y arenosos mediante el método transitorio de la aguja con ayuda del equipo KD2 Pro. La segunda parte, se refiere a la determinación de la permeabilidad con el método del permeámetro de carga constante en 3 muestras inalteradas de suelo arcilloso considerando una variación de los esfuerzos efectivos y cargas hidráulicas en el permeámetro de pared flexible FWP-IIUNAM, además de un ensaye con el método del permeámetro de carga variable en una muestra inalterada de suelo arenoso. En esta tesis también se determinaron las propiedades índice de todas las muestras ensayadas, se determinó el contenido de materia orgánica y se realizó el análisis mineralógico de cinco muestras representativas.

Como parte de la tesis, se presentó la estratigrafía de la zona de estudio (Paraíso, Tabasco) y se caracterizó el suelo con base en las propiedades índice y la clasificación SUCS. De acuerdo con las propiedades índice obtenidas, la estratigrafía está conformada por cinco unidades geotécnicas: a) UG-1, un estrato superficial de arena limosa (SM) con un porcentaje de finos no plásticos variable de 25% a 35%, b) UG-2, un estrato de arcilla gris oscuro de alta plasticidad (CH) y consistencia muy blanda con fragmentos de conchas marinas con un contenido de agua w que oscila entre 43% y 60% y un Índice de Plasticidad IP que varía de 35% a 57%, c) UG-3, un estrato de arena limosa (SM) café amarillento a café rojizo con un contenido de finos no plásticos que oscila entre 12% y 35%, d) UG-4, un estrato de arena limosa verde (SM) con un contenido de finos no plásticos que varía de 30 a 35%, y e) UG-5, un estrato de arcilla café olivo de consistencia dura con un contenido de agua w que oscila entre 22% y 29% y un IP que varía de 24% a 51%. En este último estrato, el amplio rango del IP ocasiona que las arcillas se clasifiquen como arcillas de baja y alta plasticidad (CH/CL).

Las propiedades térmicas se determinaron con los sensores de aguja simple y doble del equipo KD2 Pro. El primero permite determinar la conductividad térmica, y el segundo además de medir la conductividad térmica permite obtener la difusividad térmica y la capacidad calorífica volumétrica. De los resultados experimentales, se obtuvo una conductividad térmica media de $1.23 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ en el estrato UG-2 arcilloso gris oscuro de alta plasticidad (CH), una conductividad térmica media de $1.51 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ en el estrato UG-5 arcilloso café olivo (CH/CL), y en los estratos (UG-1, UG-3 y UG-4) de arena limosa (SM) se obtuvo una conductividad térmica media de $1.95 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Los resultados anteriores demuestran que los suelos arenosos son mejores conductores de energía calorífica en comparación con los suelos cohesivos, debido a las propiedades geotécnicas relativas a los suelos arcillosos como una alta relación de vacíos y alto contenido de agua. Asimismo, a partir de estos resultados, puede concluirse que los suelos de la zona de estudio presentan características que pueden ser aprovechadas para la implementación de estructuras termoactivas debido a que la presencia de suelos de arena limosa favorece la transferencia de calor. Lo anterior sugiere además que, el material arenoso puede utilizarse como relleno para el aislamiento de sistemas de transmisión subterráneos debido a su baja capacidad para almacenar el calor. En cuanto a la relación entre las propiedades térmicas y las propiedades índice, se determinó que una densificación del suelo genera una conductividad térmica más alta debido al mayor número de contactos entre partículas sólidas. También se observó que un aumento en el contenido de agua en muestras saturadas disminuye la conductividad térmica. Contrariamente, un incremento en el contenido de agua en muestras parcialmente saturadas propicia un aumento de la conductividad térmica, debido al proceso de expulsión de aire por la presencia de agua en los vacíos del suelo.

Los resultados experimentales obtenidos en los suelos arenosos se compararon con nueve modelos analíticos predictivos propuestos por Wiener (1912) para flujos de calor en serie y en paralelo, Johansen (1975), Maxwell-Eucken, la teoría del medio efectivo (EMT), Gori y Corasaniti (2002), serie-paralelo de Abuel-Naga *et al.* (2008), y De Vries (1963), además de cinco modelos empíricos predictivos propuestos por Balland y Arp (2005), Cote (2005), Chen (2008), Lu *et al.* (2007) y Donazzi (1979). Por su parte, los resultados experimentales obtenidos en los suelos arcillosos se compararon con los nueve modelos analíticos anteriores

y los tres modelos empíricos de Cote (2005), Lu *et al.* (2007) y Donazzi (1979). En los suelos arenosos el modelo que presentó un mejor ajuste con los datos experimentales fue el modelo en serie y paralelo (Abuel Naga *et al.*, 2008), y en los suelos arcillosos la mejor aproximación se obtuvo con el modelo de Gori y Corasaniti (2002).

La interpretación de los resultados experimentales obtenidos con la aguja simple del equipo KD2 Pro fueron comparados con el método del análisis simplificado propuesto en la norma ASTM D5334-14 (2014), y los resultados obtenidos con la aguja doble se compararon con el método de Bristow *et al.* (1994). De acuerdo con las evaluaciones anteriores, el método simplificado de la norma ASTM D5334-14 tiende a subestimar la conductividad térmica. Asimismo, se determinó que la teoría de Bristow *et al.* (1994) del pulso de calor de corta duración se ajustó de forma apropiada a los datos experimentales de las propiedades térmicas medidas.

Para el cálculo de la permeabilidad se utilizó la pendiente de la curva de velocidad de descarga (ordenadas) con respecto al gradiente hidráulico (abscisas) en un gráfico logarítmico para los tres incrementos de carga hidráulica considerados en las pruebas de permeabilidad. De los resultados de los ensayos, se ratificó que la permeabilidad disminuye con el incremento del esfuerzo efectivo de confinamiento. Lo anterior, se debe a la reducción en la relación de vacíos que ocasiona la reducción de la conductividad hidráulica. Por otra parte, para un esfuerzo efectivo constante, la permeabilidad de las muestras disminuye con el aumento de las cargas hidráulicas. Esto se asoció a una posible obstrucción de los vacíos del suelo por el arrastre de finos. Cabe señalar que dicha variación no fue significativa y no modificó el orden de magnitud de la permeabilidad medida. En general, los resultados indican que el valor más bajo de la permeabilidad en las muestras ensayadas se obtuvo en el estrato de arcilla gris oscuro de alta plasticidad (CH) y el valor más alto se registró en el estrato de arcilla arenosa de baja plasticidad (CL), lo que resulta evidente puesto que la presencia de arena favorece la conducción de agua a través del suelo.

La dificultad para extraer muestras inalteradas de suelo dificulta la obtención de propiedades índice, térmicas e hidráulicas confiables. Por lo que, se deben dirigir esfuerzos de caracterización mediante pruebas de campo que permitan tomar en cuenta la macroestructura de la zona de estudio y los rasgos importantes del suelo, como la estratificación, la existencia de fisuras, lentes, entre otros.

Finalmente, la caracterización del comportamiento térmico e hidráulico (a través de la permeabilidad) de los suelos del sureste de México realizada en esta tesis, constituye una importante contribución para la implementación de las estructuras termoactivas en los suelos mexicanos. Los resultados aquí expuestos son una valiosa guía para investigaciones futuras relacionadas con el flujo de calor en suelos.

REFERENCIAS

- Abdi, H. (2010). Coefficient of variation. *Encyclopedia of Research Design*, 1, 169–171.
- Abramowitz, M. S., & Stegun, I. A. (1999). Ia.(1964), handbook of mathematical functions. *Washington: National Bureau of Standards*, 923.
- Abuel-Naga, Hossam M, Bergado, D. T., Bouazza, A., & Pender, M. J. (2009). Thermal conductivity of soft Bangkok clay from laboratory and field measurements. *Engineering Geology*, 105(3–4), 211–219.
- Abuel-Naga, Hossam Medhat, Bergado, D. T., & Bouazza, A. (2008). Thermal conductivity evolution of saturated clay under consolidation process. *International Journal of Geomechanics*, 8(2), 114–122.
- Acevedo Valle, M. E. (2017). *Influencia de la compacidad relativa en el coeficiente de permeabilidad de jales*. Tesis para obtener el grado de Maestro en Ingeniería (UNAM).
- Akrouch, G. A., Briaud, J.-L., Sanchez, M., & Yilmaz, R. (2016). Thermal cone test to determine soil thermal properties. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 142(3), 4015085.
- Al-Ajlan, S. A. (2006). Measurements of thermal properties of insulation materials by using transient plane source technique. *Applied Thermal Engineering*, 26(17–18), 2184–2191.
- Alanís González, R. (2003). *Caracterización geotécnica del ex-lago de Texcoco*. Tesis para obtener el grado de Maestro en Ingeniería (UNAM).
- Alberdi-Pagola, M., Jensen, R. L., Madsen, S., & Poulsen, S. E. (2017). Measurement of thermal properties of soil and concrete samples. *Aalborg University*.
- Almanza, O., Rodríguez-Pérez, M. A., & De Saja, J. A. (2004). Applicability of the transient plane source method to measure the thermal conductivity of low-density polyethylene foams. *Journal of Polymer Science Part B: Polymer Physics*, 42(7), 1226–1234.
- Ameratunga, J., Sivakugan, N., & Das, B. M. (2016). *Correlations of soil and rock properties in geotechnical engineering*. Springer.
- ASTM International (2009) D7263-09 Standard Test Methods for Laboratory Determination of Density (Unit Weigh) of Soil Specimens. West Conshohocken, PA. ASTM International. (n.d.).
- ASTM International (2010) D5084-10 Standard Test Methods for Measurements of Hydraulic Conductivity of Saturated Porous Materials using a Flexible Wall Permeameter. West Conshohocken, PA. ASTM International. (n.d.).
- ASTM International (2014) D5334-14 Standard Test Method for Determination of Thermal Conductivity of Soil and Soft Rock by Thermal Needle Probe Procedure . West Conshohocken, PA. ASTM International. (n.d.).
- ASTM International (2014) D2974-14 Standard Test Methods for Moisture, Ash, and Organic Matter of Peat and other Organic Soils. West Conshohocken, PA. ASTM International. (n.d.).
- ASTM International (2017) D2487-17 Standard Practice for Classification of Soils for Engineering Purposes (Unified Soil Classification System). (n.d.).
- Ayala, M. E. G. (1981). *Pruebas de permeabilidad en suelos finos compactados*. Tesis para obtener el título de ingeniero civil (UNAM).
- Banks, D. (2012). From Fourier to Darcy, from Carslaw to Theis: the analogies between the subsurface behaviour of water and heat. *Italian Journal of Groundwater*.
- Barba-Galdámez, D. F. & López-Acosta, N. P. (2017). Analogías entre flujo de agua y calor en suelos, y su importancia en las estructuras termoactivas. *Ingeniería y Tecnología*, Año 13, No. 26, Abril-Septiembre

2017, 7-14.

Barba-Galdámez, D. F. (2018). *Estudio del comportamiento de estructuras termoactivas, con énfasis en pilas de energía*. Tesis de Maestría. Posgrado en Ingeniería (UNAM).

Barry-Macaulay, D., Bouazza, A., Wang, B., & Singh, R. M. (2015). Evaluation of soil thermal conductivity models. *Canadian Geotechnical Journal*, 52(11), 1892–1900.

Bejan, A., & Kraus, A. D. (2003). *Heat transfer handbook* (Vol. 1). John Wiley & Sons.

Berilgen, S. A., Berilgen, M. M., & Ozaydin, I. K. (2006). Compression and permeability relationships in high water content clays. *Applied Clay Science*, 31(3–4), 249–261.

Bernal, B., Molero, J. C., & De Gracia, F. P. (2019). Impact of fossil fuel prices on electricity prices in Mexico. *Journal of Economic Studies*.

Bouazza, A., & Adam, D. (2012). Turning geostructures into sources of renewable energy. *Anz.*

Bowles, J. E. (1981). *Manual de laboratorio de suelos en ingeniería civil*. McGraw-Hill.

Brandl, H. (2006). Energy foundations and other thermo-active ground structures. *Géotechnique*, 56(2), 81–122.

Brandon, T. L., & Mitchell, J. K. (1989). Factors influencing thermal resistivity of sands. *Journal of Geotechnical Engineering*, 115(12), 1683–1698.

Bristow, K. L. (2002). 5.3 Thermal Conductivity. *Methods of Soil Analysis: Part 4 Physical Methods*, 5, 1209–1226.

Budhu, M. (2010). *Soil Mechanics and Foundations*. John Wiley and Sons.

Bustamante Méndez, E. E. (2020). *Coefficiente de permeabilidad en muestras inalteradas y reconstituidas de jal en un permeámetro de carga constante*. Tesis para obtener el título de ingeniero de minas y metalurgia (UNAM).

Carman, P. C. (1937). Fluid flow through granular beds. *Trans. Inst. Chem. Eng.*, 15, 150–166.

Carrier, W. D., & Beckman, J. F. (1984). Correlations between index tests and the properties of remoulded clays. *Geotechnique*, 34(2), 211–228.

Carslaw, H. S., & Jaeger, J. C. (1959). *“Conduction of Heat in Solids, 2nd edition.”*

Carson, J. K., Lovatt, S. J., Tanner, D. J., & Cleland, A. C. (2005). Thermal conductivity bounds for isotropic, porous materials. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 48(11), 2150–2158.

Cato, J. C. (2008). *Gulf of Mexico Origin, Waters, and Biota: Volume 2, Ocean and Coastal Economy*. Texas A&M University Press.

Cengel, Y., & Heat, T. M. (2003). *A practical approach*. Mc-Graw Hill Education, Columbus, GA, USA.

CFE. (2019). *Reporte de trabajos geotécnicos para el acondicionamiento de un predio en Paraíso, Tabasco. “Sondeos geotécnicos y definición del espesor de la capa vegetal en el predio.”*

Chai, T., & Draxler, R. R. (2014). Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)—Arguments against avoiding RMSE in the literature. *Geoscientific Model Development*, 7(3), 1247–1250.

Chapuis, R. P. (2012). Predicting the saturated hydraulic conductivity of soils: a review. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 71(3), 401–434.

Constantz, J. (1982). Temperature Dependence of Unsaturated Hydraulic Conductivity of Two Soils 1. *Soil Science Society of America Journal*, 46(3), 466–470.

Cortés, L. L., Duarte, S. G., Lángo, E. M., & Durán, E. G. (2006). *Diseño del sistema de medición de*

conductividad térmica de materiales para construcción.

Darga, K. N. (2016). Evaluation of Coefficient of Consolidation in CH Soils. *Jordan Journal of Civil Engineering*, 10(4).

Das, B. M. (2012). “*Fundamentos de Ingeniería de cimentaciones.*” Cengage Learning Editores S.A de C.V.

de Vries, D. A. (1963). “*Thermal properties of soils.*” North-Holland Publishing Company.

Decagon Devices, I. (2016). *KD2 Pro Thermal Properties Analyzer: Operator’s Manual.*

Delage, P., Sultan, N., & Cui, Y. J. (2000). On the thermal consolidation of Boom clay. *Canadian Geotechnical Journal*, 37(2), 343–354.

Di Francesco, R. (2013). *Exact solution of Terzaghi’s consolidation equation and extension to two/three-dimensional cases.*

Dixon, D. A., Gray, M. N., & Thomas, A. W. (1985). “A study of the compaction properties of potential clay-sand buffer mixtures for use in nuclear fuel waste disposal.” *Engineering Geology*, Vol 21, Issues 3-4, pp. 247–255.

Dolinar, B. (2009). Predicting the hydraulic conductivity of saturated clays using plasticity-value correlations. *Applied Clay Science*, 45(1–2), 90–94.

Dong, Y., McCartney, J. S., & Lu, N. (2015). Critical review of thermal conductivity models for unsaturated soils. *Geotechnical and Geological Engineering*, 33(2), 207–221.

Einstein, H. H., & Baecher, B. G. (1982). *Probabilistic and Statistical Methods in Engineering Geology I. Problem Statement and Introduction to Solution.* Rock Mechanics, Suppl. 12, 47-61.

Elhakim, A. F. (2016). Estimation of soil permeability. *Alexandria Engineering Journal*, 55(3), 2631–2638.

Esen, H., & Inalli, M. (2009). In-situ thermal response test for ground source heat pump system in Elazığ, Turkey. *Energy and Buildings*, 41(4), 395–401.

Farouki, O. T. (1981). “*Thermal properties of soils.*”

Feng, T.-W., & Lee, Y.-J. (2001). Coefficient of consolidation from the linear segment of the $t^{1/2}$ curve. *Canadian Geotechnical Journal*, 38(4), 901–909.

García-Alva, A. (2019). *Permeabilidad en muestras inalteradas y remoldeadas de jal.* Tesis para obtener el grado de Maestro en Ingeniería (UNAM).

Gómez, J. C. N., Reyes, R. R., Macías, E. B., Tenorio, A. E., & Campillo, L. M. G. (2016). Índice de vulnerabilidad costera del litoral tabasqueño, México. *Investigaciones Geográficas, Boletín Del Instituto de Geografía*, 2016(91), 70–85.

Gori, F., Corasaniti, S. (2002). Theoretical prediction of the soil thermal conductivity at moderately high temperatures. *J. Heat Transfer* 124, 1001-1008. <https://doi.org/10.1115/1.1513573>

Hailemariam, H., Shrestha, D., & Wuttke, F. (2016). Steady state vs transient thermal conductivity of soils. *Proceedings of the 1st International Conference on Energy Geotechnics ICEGT*, 389–396.

Harr, M. E. (1962). *Groundwater and Seepage.* McGraw Hill.

Haynes, F. D., Carbee, D. L., & Vanpelt, D. J. (1980). *Thermal Diffusivity of Frozen Soil.* COLD REGIONS RESEARCH AND ENGINEERING LAB HANOVER NH.

Hazen, A. (1911). *Discussion of “Dams on soil foundations”:* *Transactions American Society of Civil Engineers*, v. 73.

- Hazen, R. A. (1892). *Some physical properties of sand and gravels, with special reference to their use in filtration: 24th Annual Rep., Massachusetts State Board of Health.*
- Hiraiwa, Y., & Kasubuchi, T. (2000). Temperature dependence of thermal conductivity of soil over a wide range of temperature (5–75 C). *European Journal of Soil Science*, 51(2), 211–218.
- Holtz, R. D., & Kovacs, W. D. (1981). *“An introduction to geotechnical engineering.”* Prentice Hall, Inc.
- Husein Malkawi, A. I., Alawneh, A. S., & Abu-Safaqah, O. T. (1999). Effects of organic matter on the physical and the physicochemical properties of an illitic soil. *Applied Clay Science*, 14(5–6), 257–278. [https://doi.org/10.1016/s0169-1317\(99\)00003-4](https://doi.org/10.1016/s0169-1317(99)00003-4)
- Indraratna, B., Rujikiatkamjorn, C., & Sathananthan, I. (2005). Radial consolidation of clay using compressibility indices and varying horizontal permeability. *Canadian Geotechnical Journal*, 42(5), 1330–1341.
- Johansen, O. (1977). *Thermal conductivity of soils.*
- Juárez Badillo, E., & Rico Rodríguez, A. (1998). *Mecánica de suelos: fundamentos de la mecánica de suelos.* Limusa.
- Kasameyer, P. W., Von Herzen, R. P., & Simmons, G. (1972). Layers of high thermal conductivity in the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 77(17), 3162–3167.
- Kersten, M. S. (1952). Thermal properties of soil, Highway Res. Board, Spec. Rept, 2.
- Kirman, S. M. H. (2004). Consolidation of soil for foundation by using sand drains. *IEP-SAC Journal*, 2005.
- Kodešová, R., Vlasakova, M., Fer, M., Tepla, D., Jakšík, O., Neuberger, P., & Adamovský, R. (2013). Thermal properties of representative soils of the Czech Republic. *Soil and Water Research*, 8(4), 141–150.
- Kozeny, J. (1927). Über kapillare leitung der wasser in boden. *Royal Academy of Science, Vienna, Proc. Class I*, 136, 271–306.
- Kreith, F., & Black, W. Z. (1980). *Basic heat transfer.* Harper & Row New York.
- Lockmuller, N., Redgrove, J., & Kubicar, L. (2004). Measurement of thermal conductivity with the needle probe. *High Temperatures-High Pressures*, 36(2), 127–138.
- López-Acosta, N. P. (1999). *Flujo de agua en suelos con permeabilidad aleatoria.* Tesis para obtener el grado de Maestro en Ingeniería (UNAM).
- López-Acosta, N. P. (2010). *Incertidumbre en el análisis de flujo de agua en suelos.* Tesis para obtener el grado de Doctor en Ingeniería (con mención honorífica) (UNAM).
- López-Acosta, N. P., & Espinosa-Santiago, A. L. (2016). Estimación de la permeabilidad en materiales finos mediante pruebas de disipación de presión de poro. *Sociedad Mexicana de Ingeniería Geotécnica, A.C. XXVIII Reunión Nacional de Ingeniería Geotécnica.*
- López-Acosta, N., Espinosa-Santiago, A., & Zuluaga-Betancur, D. (2016). Sobre la permeabilidad del subsuelo en la zona del ex Lago de Texcoco. *Sociedad Mexicana de Ingeniería Geotécnica, A.C. XXVIII Reunión Nacional de Ingeniería Geotécnica.*
- López-Acosta N.P. (2017). Manual de Diseño de Obras Civiles de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), Sección B. Geotecnia. Tema 2. Mecánica de Suelos. Capítulo 9. Flujo de agua en suelos. Ciudad de México, México. 285 p. ISBN: 978-607-98201-5-2.
- López-Acosta N. P., Barba-Galdámez D. F., Espinosa-Santiago A. L. & Choque-Mamani P. I. (2018). Data on horizontal hydraulic conductivity of fine-grained soils of the former Lake Texcoco (Mexico). *Data in Brief Journal Elsevier*, 19 (2018), 1670-1682. <https://doi.org/10.1016/j.dib.2018.06.013>

- López-Acosta, N. P., & Barba-Galdámez, D. F. (2018). Pilas de energía: estado del arte, oportunidades y desafíos para su implementación en México. *XXIX Reunión Nacional de Ingeniería Geotécnica*.
- López-Acosta N. P., Espinosa-Santiago A. L. & Barba-Galdámez D. F. (2019). Characterization of soil permeability in the former Lake Texcoco, Mexico. *Open Geosciences*. Vol. 11(1), 113-124. <https://doi.org/10.1515/geo-2019-0010>
- Loveridge, F., Low, J., & Powrie, W. (2017). Site investigation for energy geostructures. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 50(2), 158–168.
- Low, J. (2016). *Thermal conductivity of soils for energy foundation applications*. University of Southampton.
- Low, J. E., Loveridge, F. A., Powrie, W., & Nicholson, D. (2015). A comparison of laboratory and in situ methods to determine soil thermal conductivity for energy foundations and other ground heat exchanger applications. *Acta Geotechnica*, 10(2), 209–218.
- Lunne, T., Powell, J. J. M., & Robertson, P. K. (2002). *Cone penetration testing in geotechnical practice*. CRC Press.
- Malmedal, K., Bates, C., & Cain, D. (2014). The measurement of soil thermal stability, thermal resistivity, and underground cable ampacity. *2014 IEEE Rural Electric Power Conference (REPC)*, C5-1.
- Martynov, G. A. (1959). "Heat and moisture transfer in freezing and thawing soils." In *"Principles of Geocryology."*
- Masina, E. (2017). *A review on the Exponential-Integral special function and other strictly related special functions. Lectures from a seminar of Mathematical Physics*.
- McCartney, J. S., Rosenberg, J. E., & Sultanova, A. (2011). Engineering performance of thermo-active foundations. In *GeoTrends: The Progress of Geological and Geotechnical Engineering in Colorado at the Cusp of a New Decade* (pp. 27–42).
- Méndez, R. (2007). *Estudio de ingeniería geotécnica para el diseño de vialidades, parque industrial Cunduacán, Tabasco*. Tesis para obtener el título de Ingeniero civil (UNAM).
- Mendoza López, M. J., & Orozco Calderón, M. (1998). Técnicas alternativas para la determinación del límite líquido de suelos. *Series Del Instituto de Ingeniería, UNAM, No 605*, México, DF.
- Mendoza Promotor, J. A. (2015). *Contribución a los análisis de flujo de agua en suelos parcialmente saturados*. Tesis para obtener el título de Ingeniero civil (IPN).
- Mendoza Promotor, J. A. (2018). *Influencia de las propiedades no saturadas del suelo en los análisis numéricos de flujo de agua y estabilidad de taludes*. Tesis para obtener el grado de Maestro en Ingeniería (UNAM).
- Mitchell, J. K., & Soga, K. (2005). *Fundamentals of soil behavior* (Vol. 3). John Wiley & Sons New York.
- Nagaraj, T. S., Pandian, N. S., & Narashimha Raju, P. S. R. (1993). Stress state-permeability relationships for fine-grained soils. *Geotechnique*, 43(2), 333–336.
- Nishida, Y., & Nakagawa, S. (1969). Water permeability and plastic index of soils. *Proceedings of IASH-UNESCO Symposium Tokyo, Pub, 89*, 573–578.
- Ortíz Mendoza, M. A. (2005). *Determinación de los coeficientes de permeabilidad para un flujo de pozo en un simulador hidrológico*. Tesis de para obtener el título de ingeniero civil (UNAM).
- Pinzón Franco, E. G. (2007). *Comportamiento visco-plástico del suelo en pruebas de consolidación a velocidad de desplazamiento constante, aplicadas a la determinación de la permeabilidad*. Tesis para obtener el grado de Maestro en Ingeniería (UNAM).

- Polidori, E. (2003). Proposal for a new plasticity chart. *Géotechnique*, 53(4), 397–406. <https://doi.org/10.1680/geot.53.4.397.37317>
- Portillo-Arreguín, D. M. (2019). *Determinación experimental de las propiedades térmicas del suelo del ex Lago de Texcoco*. Tesis para obtener el título de ingeniera civil (UNAM).
- Powell, J. J. M., & Lunne, T. (2005). Use of CPTU data in clays/fine grained soils. *Studia Geotechnica et Mechanica*, 27(3–4), 29–66.
- Rees, S. W., Adjali, M. H., Zhou, Z., & Davies, M. (2000). “Ground heat transfer effects on the thermal performance of earth-contact structures.” *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, pp-213-265.
- Ren, X., Zhao, Y., Deng, Q., Kang, J., Li, D., & Wang, D. (2016). A relation of hydraulic conductivity—void ratio for soils based on Kozeny-Carman equation. *Engineering Geology*, 213, 89–97.
- Robertson, P. K. (2010). Estimating in-situ soil permeability from CPT & CPTu. *Memorias Del 2nd International Symposium on Cone Penetration Testing, California State Polytechnic University Pomona, CA*. Http://Www.Cpt10.Com/PDF_Files/2-51Robehc.Pdf.
- Rodríguez, J. M. D. la R. (2008). *Diseño, instrumentación y puesta en servicio de un permeámetro de carga constante*. Tesis para obtener el grado de Maestro en Ingeniería (UNAM).
- Sáez Blázquez, C., Farfán Martín, A., Martín Nieto, I., & Gonzalez-Aguilera, D. (2017). Measuring of thermal conductivities of soils and rocks to be used in the calculation of a geothermal installation. *Energies*, 10(6), 795.
- Sahin, A. U. (2016). A new parameter estimation procedure for pumping test analysis using a radial basis function collocation method. *Environmental Earth Sciences*, 75(3), 200.
- Said, S. A. M., Habib, M. A., Mokheimer, E. M. A., & El-Sharqawi, M. H. (2010). Feasibility of using ground-coupled condensers in A/C systems. *Geothermics*, 39(2), 201–204.
- Sakaguchi, I., Momose, T., & Kasubuchi, T. (2007). Decrease in thermal conductivity with increasing temperature in nearly dry sandy soil. *European Journal of Soil Science*, 58(1), 92–97.
- Samarasinghe, A. M., Huang, Y. H., & Drnevich, V. P. (1982). Permeability and consolidation of normally consolidated soils. *Journal of the Geotechnical Engineering Division*, 108(6), 835–850.
- Sanjaya, C. S., Wee, T.-H., & Tamilselvan, T. (2011). Regression analysis estimation of thermal conductivity using guarded-hot-plate apparatus. *Applied Thermal Engineering*, 31(10), 1566–1575.
- Sanner, B., Hellström, G., Spitler, J., & Gehlin, S. (2005). Thermal response test—current status and world-wide application. *Proceedings World Geothermal Congress*, 1436, 2005.
- Santoyo, E., Lin Xue, R., & Ovando, E. (1989). *El cono en la exploración geotécnica*. tgc geotecnia s.a.
- Sawlowicz, Z. (1993). Pyrite framboids and their development: a new conceptual mechanism. *Geologische Rundschau*, 82(1), 148–156. <https://doi.org/10.1007/bf00563277>
- Schärli, U., & Rybach, L. (2001). Determination of specific heat capacity on rock fragments. *Geothermics*, 30(1), 93–110.
- Schmertmann, J. H. (1978). *Guidelines for cone penetration test: performance and design*. United States. Federal Highway Administration.
- SENER. (2017). *Balance Nacional de Energía 2017*.
- Smith, K. A., & Mullins, C. E. (2000). “*Soil and Environmental Analysis*.” Marcel Dekker, Inc.
- Somogyi, F. (1979). Analysis and prediction of phosphatic clay consolidation: implementation package. *Lakeland: Florida Phosphatic Clay Research Project (Technical Report)*.

- Tarnawski, V. R., Gori, F., Wagner, B., & Buchan, G. D. (2000). Modelling approaches to predicting thermal conductivity of soils at high temperatures. *International Journal of Energy Research*, 24(5), 403–423.
- Taylor, D. W. (1948). *Fundamentals of soil mechanics* (Vol. 66, Issue 2). LWW.
- Terzaghi, K. (1925). Principles of soil mechanics. *Engineering News-Record*, 95(19-27), 19–32.
- Trujillo, L. C. (1984). La costa de cromo en los estados de Tabasco y Campeche, México. *ANALES DEL INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA*.
- Tuesta, E. G., Vásquez, Y. H., & Ingenieros-BISA, B. (2012). Aplicación de la técnica de difracción de rayos x (drx) en la industria minera. *Laboratorio de Caracterización Mineralógica Buenaventura Ingenieros-BISA*.
- Vardon, P. J., Baltoukas, D., & Peuchen, J. (2019). Interpreting and validating the thermal cone penetration test (T-CPT). *Géotechnique*, 69(7), 580–592.
- West, R. C., Psuty, N. P., & Thom, B. G. (1969). *The Tabasco lowlands of southeastern Mexico*. LOUISIANA STATE UNIV BATON ROUGE COASTAL STUDIES INST.
- Wiener, O. (1912). *Abhandl math-phys Kl KoniglSachsischenGes.* 32, p.509.
- Zhang, N., & Wang, Z. (2017). Review of soil thermal conductivity and predictive models. *International Journal of Thermal Sciences*, 117, 172–183.

ANEXOS

Anexo A. Caracterización de las muestras ensayadas

Tabla A.1. Propiedades índice y relaciones gravimétricas y volumétricas de las muestras ensayadas.

Sondeo	Muestra	Profundidad media (m)	SUCS	Propiedades índice			Relaciones gravimétricas y volumétricas						MO (%)
				LL	LP	G _s	ρ (g/cm ³)	w (%)	θ_w	e	n	S _r (%)	
SM-51-P1	3	6.90	CH	53.23	18.05	2.74	1.74	43.21	55.07	1.29	0.56	97.63	2.32
	14	19.60	CH	70.63	26.29	2.75	1.74	48.81	55.07	1.35	0.57	99.05	4.50
	17	37.23	SP-SM	31.32	NP	2.75	1.77	21.92	43.40	1.06	0.51	84.28	1.88
	18	43.30	CH	80.83	29.53	2.79	1.81	44.56	55.40	1.21	0.55	100.00	5.81
SM-53-P2	2	4.90	SP-SM	23.16	NP	2.75	1.94	14.62	36.58	0.75	0.43	0.86	0.82
SM-62-P2	2	8.57	SM	18.35	NP	2.69	2.29	10.15	21.11	0.29	0.22	94.53	0.52
	6	14.60	CH	71.09	31.27	2.77	1.74	53.09	60.19	1.43	0.59	100.00	3.18
	10	18.50	SM	36.09	NP	2.68	1.91	24.55	41.08	0.78	0.44	93.54	1.84
	17	34.70	CH	65.17	25.14	2.77	2.26	22.15	40.09	0.59	0.38	100.00	2.93
	18	36.70	CL	46.17	21.41	2.77	1.98	27.81	43.05	0.77	0.44	100.00	1.66
SS-01-P1 (SM-18-P1)	3(23)	57.5	CL	49.38	23.25	2.74	2.06	27.22	41.97	0.68	0.40	100.00	2.24
SS-02-P1 (SM-19-P1)	6	13.00	CH	72.80	30.83	2.77	1.66	60.06	61.02	1.72	0.63	96.42	3.06
	12	17.90	SM	27.13	NP	2.70	2.02	27.11	43.16	0.73	0.41	100.00	2.37
	19	38.10	CH	85.21	28.87	2.74	1.77	49.05	54.52	1.25	0.56	98.22	4.84
SS-04-P2 (SM-17-P2)	7	16.60	SM	36.61	NP	2.79	2.06	24.27	37.90	0.72	0.42	91.25	1.85
	8	17.90	SM	30.98	NP	2.66	1.96	20.07	34.48	0.65	0.39	87.61	1.46
	16	29.10	SM	31.78	NP	2.69	1.90	26.69	38.77	0.77	0.44	89.09	3.35
	19	33.30	SM	30.81	NP	2.69	2.06	22.96	32.38	0.55	0.36	91.09	1.23
	26	44.30	SM	35.44	NP	2.69	2.01	18.73	33.70	0.61	0.38	89.23	1.62
SM-32-P2	2	7.9	SM	20.20	NP	2.70	2.17	15.43	28.95	0.42	0.29	94.69	0.39
	3	10.7	CH	61.66	24.69	2.74	1.72	51.66	59.15	1.42	0.59	100.00	3.59
	10	17.5	SM	25.79	NP	2.71	2.00	19.22	38.33	0.67	0.40	95.48	1.16
	20	36.4	CL	49.80	23.51	2.74	2.18	24.93	41.52	0.67	0.41	100.00	2.47
SM-35-P2	3	12.5	CH	64.64	28.67	2.74	1.67	54.69	59.15	1.54	0.61	97.49	3.79
	9	35.8	CH	74.60	24.11	2.80	1.96	28.67	43.73	0.84	0.46	95.79	1.98
SM-55-P2	3	12.8	CH	64.59	28.87	2.68	1.76	49.58	54.19	1.21	0.55	100.00	3.83

Nota: LL=límite líquido, LP=límite plástico, G_s=densidad de sólidos, ρ =densidad total del suelo, w=contenido de agua (%)

Tabla A.2. Propiedades térmicas medidas en laboratorio en las muestras ensayadas.

Sondeo	Muestra	Profundidad media (m)	Propiedades térmicas experimentales				Método de análisis simplificado		Método de Bristow <i>et al.</i> (1994)		
			Aguja simple		Aguja doble		Aguja simple		Aguja doble		
			λ_s (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	λ_d (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	c_{cv} (MJ m ⁻³ °C ⁻¹)	D (m ² s ⁻¹)	λ (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	λ (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	c_{cv} (MJ m ⁻³ °C ⁻¹)	D (m ² s ⁻¹)	
SM-51-P1	3	6.90	1.334	1.211	2.528	0.479	1.290	1.223	2.638	0.46	
	14	19.60	1.235	1.174	2.881	0.407	1.188	1.213	3.059	0.40	
	17	37.23	1.594	1.862	2.342	0.795	1.519	1.860	2.445	0.76	
	18	43.30	1.288	1.255	1.865	0.673	1.253	1.147	2.017	0.57	
SM-53-P2	2	4.90	1.736	1.888	1.934	0.977	1.695	1.711	2.249	0.76	
SM-62-P2	2	8.57	2.018	2.016	1.778	1.134	1.920	1.712	2.251	0.76	
	6	14.60	1.202	1.204	2.328	0.517	1.179	1.163	2.508	0.46	
	10	18.50	1.921	1.908	2.411	0.792	1.885	1.966	2.584	0.76	
	17	34.70	1.484	1.496	2.318	0.645	1.446	1.440	2.532	0.57	
	18	36.70	1.489	1.373	2.194	0.626	1.433	1.345	2.365	0.57	
SS-01-P1 (SM-18-P1)	3(23)	57.5	1.474	1.437	2.683	0.536	1.408	1.346	2.901	0.46	
SS-02-P1 (SM-19-P1)	6	13.00	1.167	1.091	1.961	0.557	1.127	1.147	2.016	0.57	
	12	17.90	2.227	2.035	2.419	0.841	2.151	2.006	2.637	0.76	
	19	38.10	1.259	1.233	2.851	0.432	1.215	1.190	3.003	0.40	
SS-04-P2 (SM-17-P2)	7	16.60	1.964	1.899	2.534	0.749	1.878	1.976	2.598	0.76	
	8	17.90	2.230	2.078	1.738	1.195	2.163	2.241	1.767	1.27	
	16	29.10	1.537	1.631	2.091	0.780	1.520	1.661	2.183	0.76	
	19	33.30	1.828	1.961	2.331	0.841	1.740	1.904	2.503	0.76	
	26	44.30	2.027	1.871	2.328	0.804	2.735	1.849	2.430	0.76	
SM-32-P2	2	7.9	2.316	2.065	1.997	1.034	2.163	1.770	2.326	0.76	
	3	10.7	1.213	1.140	1.974	0.688	1.179	1.161	2.041	0.57	
	10	17.5	1.915	1.895	2.371	0.799	1.844	1.932	2.539	0.76	
	20	36.4	1.564	1.483	1.711	0.867	1.507	1.413	1.857	0.76	
SM-35-P2	3	12.5	1.190	1.142	2.825	0.404	1.145	1.165	2.939	0.40	
	9	35.8	1.523	1.386	2.762	0.502	1.507	1.373	2.960	0.46	
SM-55-P2	3	12.8	1.204	1.154	2.825	0.409	1.081	1.162	2.931	0.40	

Nota: λ_s =conductividad térmica medida con la aguja simple, λ_d =conductividad térmica medida con la aguja doble, c_{cv} =capacidad calorífica volumétrica, D =difusividad térmica

Anexo B. Difractogramas obtenidos mediante el método de DRX para el análisis mineralógico de las muestras de interés

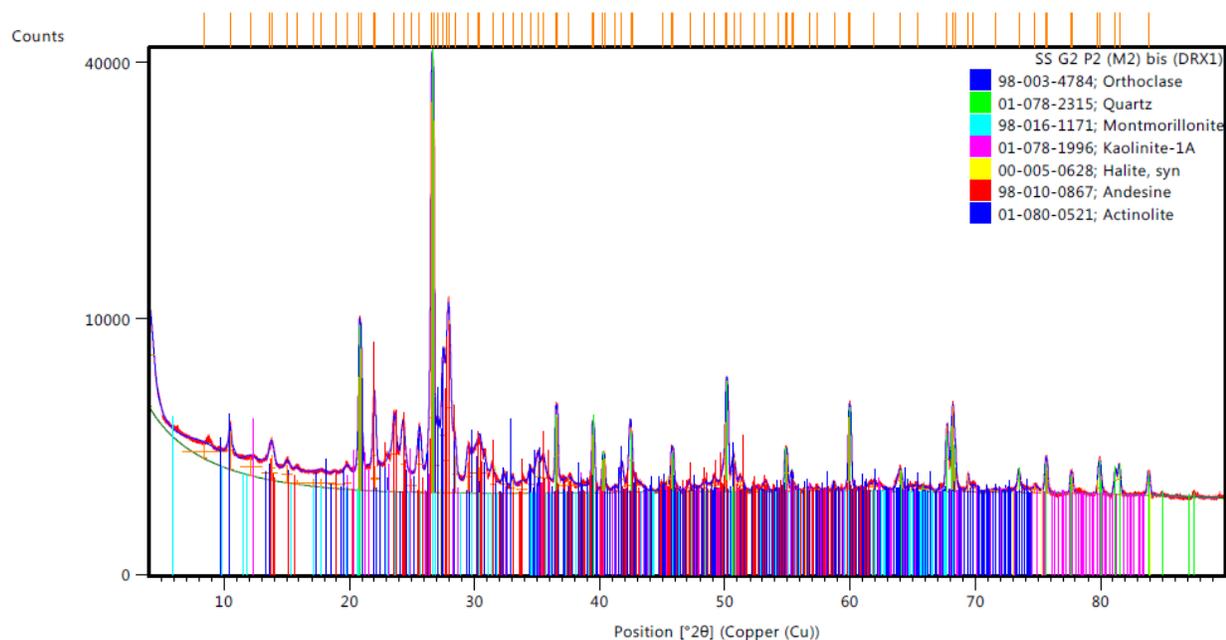


Figura B.1. Difractograma de la muestra SS-62-P2 M2, obtenido del análisis de roca total.

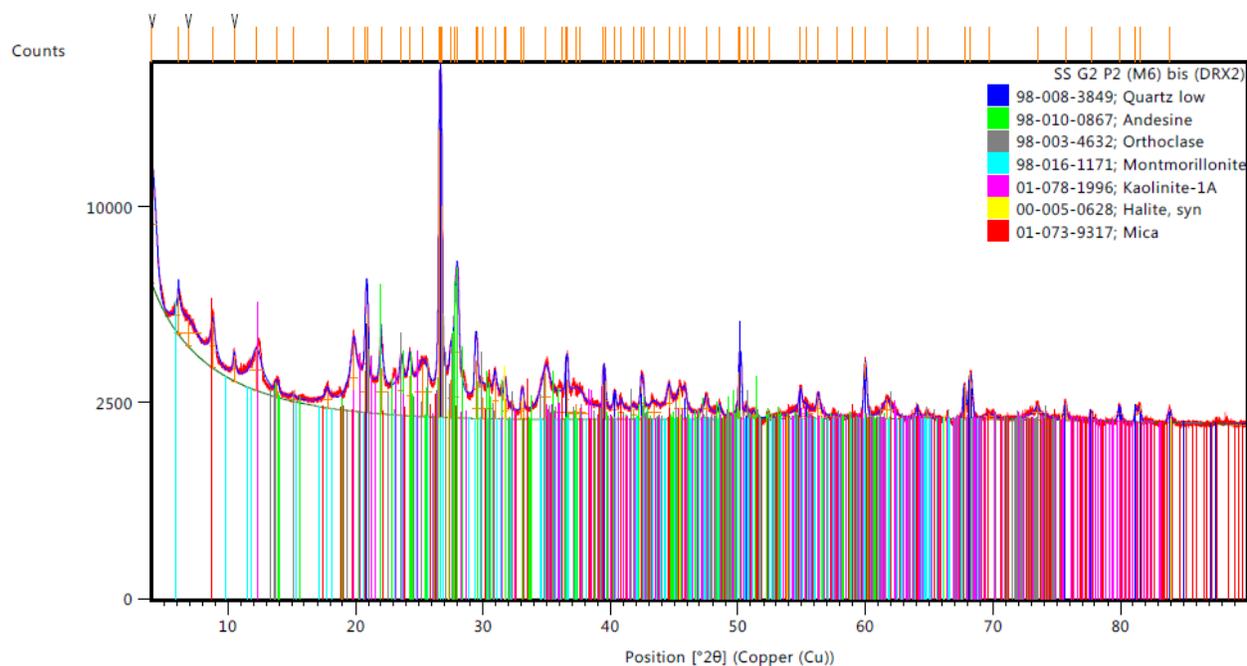


Figura B.2. Difractograma de la muestra SS-62-P2 M6, obtenido del análisis de roca total.

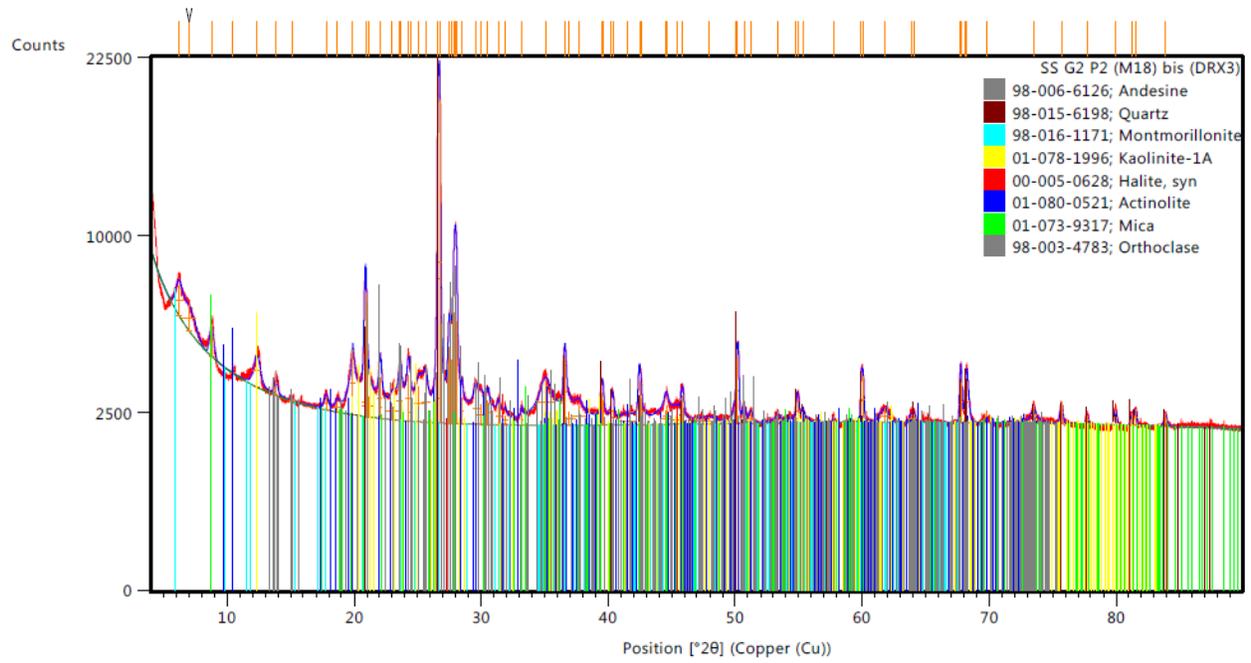


Figura B.3. Difractograma de la muestra SS-62-P2 M18, obtenido del análisis de roca total.

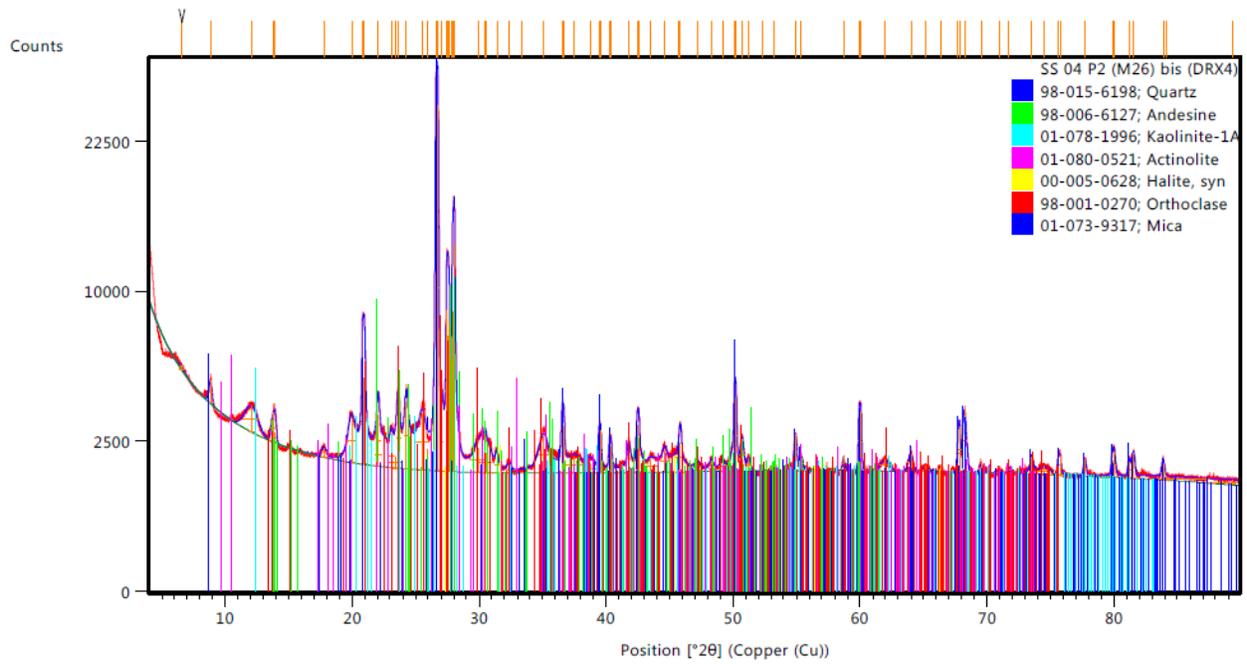


Figura B.4. Difractograma de la muestra SS-62-P2 M26, obtenido del análisis de roca total.

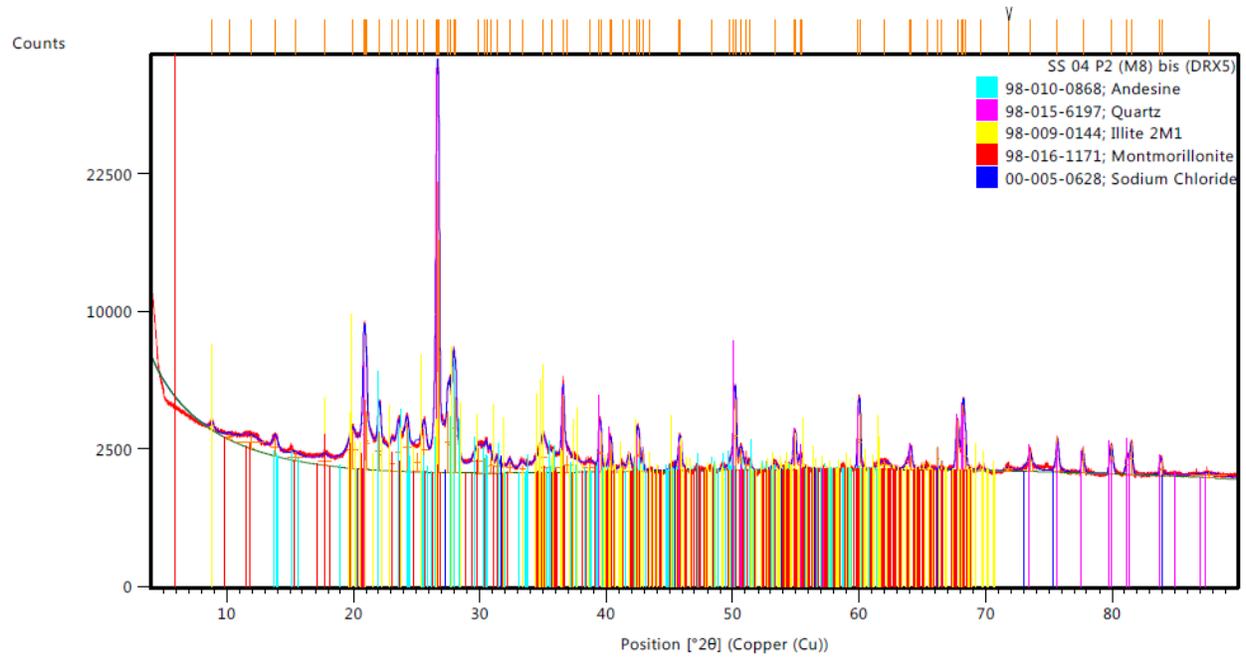


Figura B.5. Difractograma de la muestra SS-62-P2 M26, obtenido del análisis de roca total.

Anexo C. Obtención del parámetro Ω para el modelo de serie-paralelo de Abuel-Naga *et al.* (2008) con el método de estimación de máxima verosimilitud (MLE)

El método de máxima verosimilitud es una técnica usada para estimar los valores de los parámetros de un modelo. Los valores del parámetro que se busca son aquéllos que maximizan la verosimilitud que el proceso descrito por el modelo ha producido en los datos que se están analizando:

$$L(\Omega|x_i) = L(\text{parámetro}|datos)$$

El modelo en serie-paralelo propuesto por Abuel-Naga *et al.* (2008) es:

$$\lambda_T = \frac{1 - \Omega}{\frac{1-n}{\lambda_s} + \frac{n}{\lambda_f}} + \Omega[(1-n)\lambda_s + n\lambda_f]$$

o bien:

$$\lambda_T = (1 - \Omega)\lambda^{serie} + \Omega\lambda^{paralelo}$$

Donde:

$$\hat{y} = \hat{\lambda}_s$$

$$x_s = \lambda^{serie}$$

$$x_p = \lambda^{paralelo}$$

$$\hat{y} = (1 - \Omega)x_s + \Omega x_p$$

$$\hat{y} = x_s + \Omega(x_p - x_s)$$

El parámetro que se quiere determinar es Ω , entonces:

$$y = \hat{y} + \varepsilon$$

$$L(\Omega|x) = \prod_{i=1}^n f_y(y_i|\hat{y}_i, \sigma^2, \Omega)$$

Sustituyendo en la función gaussiana:

$$L(\Omega|x) = \left[\frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \right]^n$$

Debido a que el logaritmo natural es una función monótona creciente, su valor máximo ocurre en el mismo punto que en la función original. Se determina el logaritmo natural de la expresión anterior para facilitar la diferenciación:

$$\ln[L(\Omega|x)] = -\frac{n}{2}\ln(2\pi) - \frac{n}{2}\ln(\sigma^2) - \frac{1}{2\sigma^2}\sum_{i=1}^n [y_i - x_s - \Omega(x_p - x_s)]^2$$

Diferenciando parcialmente con respecto a Ω :

$$\frac{\partial}{\partial \Omega} \{\ln[L(\Omega|x)]\} = -\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^n \frac{\partial}{\partial \Omega} [(y_i - x_s) - \Omega(x_p - x_s)]^2$$

$$\frac{\partial}{\partial \Omega} \{\ln[L(\Omega|x)]\} = -\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^n \frac{\partial}{\partial \Omega} [(y_i - x_s)^2 - 2\Omega(x_p - x_s)(y_i - x_s) + \Omega^2(x_p - x_s)^2]$$

$$\frac{\partial}{\partial \Omega} \{\ln[L(\Omega|x)]\} = -\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^n \frac{\partial}{\partial \Omega} [(y_i - x_s)^2 - 2\Omega(x_p - x_s)(y_i - x_s) + \Omega^2(x_p - x_s)^2]$$

$$\frac{\partial}{\partial \Omega} \{\ln[L(\Omega|x)]\} = -\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^n [-2(x_p - x_s)(y_i - x_s) + 2\Omega(x_p - x_s)^2]$$

Para obtener el máximo de la función de máxima verosimilitud:

$$\frac{\partial}{\partial \Omega} \{\ln[L(\Omega|x)]\} = 0$$

Entonces:

$$-\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^n [-2(x_p - x_s)(y_i - x_s) + 2\Omega(x_p - x_s)^2] = 0$$

$$\sum_{i=1}^n [-(x_p - x_s)(y_i - x_s) + \Omega(x_p - x_s)^2] = 0$$

Finalmente:

$$\Omega = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - x_s)}{\sum_{i=1}^n (x_p - x_s)}$$

Anexo D. Proceso del ensaye de permeabilidad en el permeámetro de pared flexible (FWP)

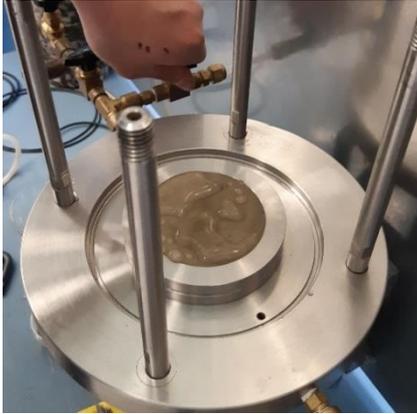


Figura D.1. Saturación del circuito.

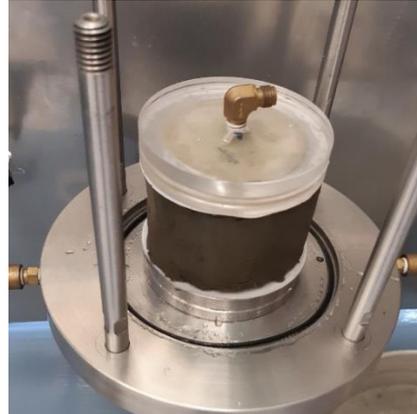


Figura D.2. Colocación de los cabezales y el papel filtro.

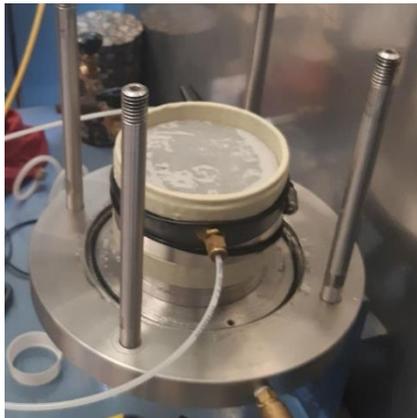


Figura D.3. Colocación de la membrana.



Figura D.4. Conexión del dren superior.

Anexo E. Determinación del peso volumétrico de muestras inalteradas de suelo por el método del desplazamiento de agua utilizando la norma ASTM D7263-09 (2009)



Figura E.1. Muestra de suelo arcilloso.



Figura E.2. Muestra de suelo arenoso.



Figura E.3. Encerado de la muestra de suelo.



Figura E.4. Muestra de suelo cubierta de cera.



Figura E.5. Determinación del peso sumergido.